РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Дальневосточный геологический институт
Институт тектоники и геофизики
Северо-Восточный комплексный институт
Институт вулканологии и сейсмологии
Институт геологии и природопользования
Тихоокеанский институт географии

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
FAR EASTERN BRANCH

Far Eastern Geological Institute
Institute of Tectonics and Geophysics
North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute
Institute of Volcanology and Seismology
Institute of Geology and Natural Management
Pacific Institute of Geography

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
FAR EASTERN BRANCH

GEODYNAMICS, MAGMATISM AND METALLOGENY OF THE RUSSIAN EAST

In 2 books

Edited by
Corresponding Member of RAS A.I. Khanchuk

BOOK 1

Vladivostok
Dalnauka
2006

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ГЕОДИНАМИКА, МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВОСТОКА РОССИИ

В 2 книгах

Под редакцией
члена-корреспондента РАН А.И. Ханчука

КНИГА 1

Владивосток
Дальнаука
2006

УДК 551.2 + 553(571.6)

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток : Дальнаука, 2006. – Кн. 1. – С. 1–572 + цв. карта.
ISBN 5-8044-0634-5.

Монография представляет собой наиболее полную современную сводку по тектонике, геодинамике, сейсмичности, магматизму и полезным ископаемым дальневосточной окраины России. Охарактеризованы террейны различной геодинамической природы, детально описаны перекрывающие геологические комплексы, магматические и металлогенические пояса, а также месторождения полезных ископаемых, сформировавшиеся в обстановках субдукционного, трансформного и коллизионного взаимодействия литосферных плит и внедрения мантийных плюмов. Показаны современная геодинамика и сейсмичность территории, расшифровано ее глубинное строение. Впервые мезозойская и кайнозойская геодинамическая история Восточной Азии представлена как чередование во времени и пространстве надсубдукционных и трансформных континентальных окраин и установлены тектонические, геохимические и металлогенические индикаторы древних трансформных окраин региона.

Для специалистов в области наук о Земле, горнорудной промышленности, аспирантов и студентов геологических специальностей вузов.

Ил. 318, табл. 73, библ. 2138.

Geodynamics, magmatism and metallogeny of the Russian East: in 2 books / ed. by A.I. Khanchuk. – Vladivostok: Dalnauka, 2006. – Book 1. – P. 1–572 + color map.
ISBN 5-8044-0634-5.

The monograph contains the most complete and comprehensive modern information on tectonics, geodynamics, seismicity, magmatism, and minerals of the Russian Far East margin. Terranes of different geodynamic nature as well as the overlap complexes and the magmatic and metallogenic belts are described. Mineral deposits formed in the environments related to lithospheric plate interaction of subduction, transform, and collision nature and ascending mantle plumes are discussed as well. The present-day geodynamics, seismicity and deep structure of the Russian Far East are considered. Mesozoic and Cenozoic geodynamic history of East Asia was first represented as alternating in time and space suprasubduction-type and transform continental margins. The monograph concerns the tectonic, geochemical and metallogenic signatures for ancient transform margins in the region.

The book is of interest to researchers and postgraduate students working in the geoscience and mining sectors, as well as college and university teachers and students.

Ill. 318, tabl. 73, bibl. 2138.

Редакционная коллегия:
А.И. Ханчук (ответственный редактор)
С.М. Родионов, Н.А. Горячев, В.К. Попов,
В.В. Голозубов, В.В. Наумова

Рецензенты:
чл.-корр. РАН *Е.В. Скляров*, д.г.-м.н. *А.С. Борисенко*

ISBN 5-8044-0634-5

© Дальневосточное отделение РАН, 2006
© Редакционно-издательское оформление. Дальнаука, 2006

Оглавление

КНИГА 1

ПРЕДИСЛОВИЕ (А.И. Ханчук, Н.А. Горячев, С.М. Родионов) 16

ЧАСТЬ I

Глава 1

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО, ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА (А.И. Ханчук, В.В. Голозубов, С.М. Родионов, Н.А. Горячев, В.П. Симаненко) 20
Основные термины террейнового анализа 20
Некоторые проблемы геодинамической типизации террейнов, перекрывающих и «сшивающих» комплексов 23
Принципы выделения металлогенических таксонов ... 29

Глава 2

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ (Е.А. Мясников) 33
Дальний Восток России – переходная зона 33
Физико-географическая характеристика 33
Орогидрографические элементы и основные формы рельефа 35
Основные морфогенетические типы рельефа 42

Глава 3

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ВОСТОКА РОССИИ (В.А. Бормотов, Е.И. Гордеев, Ю.Ф. Малышев, С.М. Родионов, В.М. Шарафутдинов) 47
Глубинное строение (Ю.Ф. Малышев, В.Я. Подгорный, В.Б. Каплун, Н.П. Романовский, Б.Ф. Шевченко) 47
Земная кора 47
Литосферная мантия 54
Литосфера 56
Астеносфера 60
Примеры связи глубинного строения с металлогенией 61
Сейсмичность и современная геодинамика Востока России 64
Сейсмичность Камчатки и Командорских островов (Е.И. Гордеев) 64
Сейсмичность зоны субдукции 64
Коровая сейсмичность Камчатки и тектонические структуры 68
Сейсмичность Северо-Востока России (В.М. Шарафутдинов, С.В. Мишин) 74
Сейсмичность юга Дальнего Востока России (В.А. Бормотов, А.А. Коковкин) 76
Сейсмическая модель тектоносферы 76
Сейсмический режим 82
Структура зон разломов 83

Глава 4

КРАТОНЫ И ОРОГЕННЫЕ ПОЯСА ВОСТОКА РОССИИ (А.И. Ханчук, В.В. Голозубов, С.Г. Бялобжеский, Л.И. Попеко, Н.А. Горячев, С.М. Родионов) ... 93
Северо-Азиатский кратон (С.М. Родионов, М.В. Горошко) 93
Сибирская платформа 95
Алдано-Становой щит 95
Комплекс позднедокембрийского–фанерозойского чехла 100
Баладекский блок (Л.И. Попеко) 105
Верхоянская пассивная окраина (С.Г. Бялобжеский) 107
Фрагменты кратонов (кратонные террейны) ... 107
Охотский террейн (О.В. Авченко, Н.А. Горячев, С.Г. Бялобжеский) 107
Омолонский террейн (Н.А. Горячев, С.Г. Бялобжеский) 111
Орогенные пояса Востока Азии 114
Раннепалеозойские орогенные пояса 114
Аргунский орогенный пояс (Л.И. Попеко) .. 115
Бурея-Ханкайский орогенный пояс 119
Буреинский супертеррейн (Л.И. Попеко) 119
Ханкайский супертеррейн (А.И. Ханчук) 124
Позднепалеозойские орогенные пояса 126
Южномонгольско-Хинганский орогенный пояс (Л.И. Попеко) 127
Солонкерский орогенный пояс (А.И. Ханчук, М.Д. Рязанцева, В.В. Голозубов) 127
Мезозойские орогенные пояса 128
Юрские-раннемеловые орогенные пояса 128
Монголо-Охотский орогенный пояс (Л.И. Попеко) 128
Охотско-Корякский орогенный пояс (С.Г. Бялобжеский, Л.И. Попеко, В.В. Голозубов, Н.А. Горячев, М.В. Горошко) 132
Яно-Колымский орогенный пояс (С.Г. Бялобжеский, Н.А. Горячев, В.В. Шпикерман) 140
Олойско-Чукотский орогенный пояс (С.Г. Бялобжеский, Н.А. Горячев, В.В. Шпикерман) 144

Раннемеловые орогенные пояса 153
Корякский орогенный пояс (С.Г. Бялобжеский, Н.А. Горячев) 153
Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенный пояс (В.В. Голозубов, А.И. Ханчук, И.В. Кемкин, В.П. Симаненко, А.И. Малиновский, А.Н. Филиппов) 161
Кайнозойские орогенные пояса 202
Сахалинско-Камчатский орогенный пояс (А.И. Ханчук) 202
Орогенный пояс Восточных полуостровов Камчатки (А.И. Ханчук) 206
Палеомагнетизм главных тектонических единиц юга Дальнего Востока (Ю.С. Бретштейн, А.В. Климова) 206
Палеотектоническая эволюция некоторых структур мезозоид Северо-Восточного региона России по палеомагнитным данным (Е.В. Колесов) 225

ЧАСТЬ II

Глава 5

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ЗОНЫ ТИПОВЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК 230
Магматические образования коллизионных обстановок 230
Главный Колымский батолитовый пояс (поздняя юра–ранний мел) (Н.А. Горячев) 230
Чукотский плутонический пояс (поздняя юра–мел) (Н.А. Горячев) 241
Восточно-Буреинский гранитный пояс (триас) (В.Г. Гоневчук, Г.А. Гоневчук) 242
Магматические образования надсубдукционных обстановок 247
Удско-Мургальский вулкано-плутонический пояс (юра–ранний мел) (В.П. Симаненко, Н.А. Горячев, В.Г. Сахно, С.Г. Бялобжеский) 247
Олойский вулканический пояс (поздняя юра–ранний мел) (Н.А. Горячев) 259
Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс (альб–кампан) (В.Ф. Полин, В.Г. Сахно, Е.Дж. Молл-Столкап) 260
Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический пояс (поздний сеноман–маастрихт) 273
Вулканогенные образования (В.К. Попов, В.П. Симаненко, В.Г. Сахно) 273
Интрузивные образования (Г.А. Валуй) 281
Корякско-Камчатский вулкано-плутонический пояс (эоцен–олигоцен) (В.Ф. Полин) 287
Срединно-Камчатский вулканический пояс: Южно-Камчатская и Центрально-Камчатская зоны (олигоцен–миоцен) (А.А. Чащин, Ю.А. Мартынов) 294
Восточно-Камчатский вулканический пояс (плейстоцен–голоцен) (Ю.А. Мартынов, А.А. Чащин, В.М. Округин) 305
Магматические образования обстановок трансформных континентальных окраин 308
Становой плутонический пояс (юра–мел) (С.М. Родионов) 308
Умлекано-Огоджинский вулкано-плутонический пояс (юра–мел) 310
Западная зона (А.А. Сорокин, В.А. Пономарчук, А.П. Сорокин) 310
Верхне-Селемджинская зона (В.Г. Сахно, И.И. Фатьянов) 320
Хунгари-Татибинский плутонический пояс (ранний мел) (В.П. Симаненко, В.Г. Сахно, В.В. Голозубов, А.А. Стрижкова) 327
Хингано-Охотский ареал (ранний мел–ранний сеноман) (В.Г. Гоневчук, А.А. Сорокин, В.Г. Сахно, С.М. Родионов, А.П. Сорокин, И.Н. Дербеко, В.А. Пономарчук) 332
Алчанская зона (ранний мел) (В.П. Симаненко, В.В. Голозубов, В.Г. Сахно) 342
Охотско-Чукотский ареал (поздний мел–палеоген) (В.Ф. Полин) 349
Хасано-Амурский ареал (палеоцен–миоцен) 354
Кислый вулканизм (В.К. Попов, А.В. Гребенников) 354
Высокоглиноземистый базальтовый вулканизм (Ю.А. Мартынов) 361
Корякско-Западно-Камчатская зона (палеоцен–олигоцен) 367
Корякско-Камчатский ареал (палеоцен–средний эоцен) (В.Ф. Полин) 367
Западно-Камчатский ареал калиевого щелочного магматизма (эоцен–олигоцен) (А.Б. Перепелов, А.В. Иванов) 369
Срединно-Камчатская зона (плиоцен–голоцен) (А.Б. Перепелов, А.А. Чащин, Ю.А. Мартынов) ... 382
Аномальные магматические зоны современных островодужных систем 398
Корякско-Камчатская вулканическая зона (А.В. Колосков) 398
Центрально-Камчатская вулканическая зона (А.А. Чащин, Ю.А. Мартынов) 417
Южные острова Курильской островной дуги (Ю.А. Мартынов, С.И. Дриль, А.А. Чащин, А.В. Рыбин, А.Ю. Мартынов) 429
Зоны внутриплитного магматизма 433
Южно-Алданская зона рапакивигранитного субщелочного магматизма (протерозой) (А.М. Ленников, П.Г. Недашковский) 435
Кондерская зона щелочно-ультраосновного магматизма (мезозой) (А.М. Ленников, Р.А. Октябрьский, Б.Л. Залищак, В.В. Иванов) 448
Кеткапско-Юнская зона полиформационного магматизма (юра–мел) (В.Ф. Полин) 464
Сихотэ-Алинская зона меймечит-пикритового магматизма (юра) (И.П. Войнова, В.С. Приходько) 475
Внутриплитные базальты Приморья (миоцен–плиоцен) (Ю.А. Мартынов, А.А. Чащин) 483

Глава 6

ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ ВОСТОКА РОССИИ (Г.Л. Кириллова, В.В. Голозубов, А.В. Гревцев, С.М. Родионов) 501
Удский осадочный бассейн (Г.Л. Кириллова) 501

Глубинное строение 501
Стратиграфия 504
Обстановки осадконакопления 505
Тектоника и геодинамика 508
Торомский осадочный бассейн (Г.Л. Кириллова) 509
Глубинное строение 509
Стратиграфия 510
Условия осадконакопления 514
Тектоника и геодинамика 515
Буреинский бассейн (Г.Л. Кириллова, В.В. Крапивенцева, В.Г. Варнавский) 515
Глубинное строение и состав фундамента 515
Стратиграфия 516
Фации, обстановки осадконакопления 519
Тектоника и геодинамика 521
Партизанско-Суходольский бассейн (В.В. Голозубов) 522
Стратиграфия и фации 523
Дислокации 528
Модель формирования 528
Раздольненский бассейн (В.В. Голозубов) 533
Стратиграфия и фации 535
Дислокации 537
Динамика формирования и развития 537
Средне-Амурский осадочный бассейн (Г.Л. Кириллова, Е.П. Развозжаева, С.А. Медведева) 539
Тектоническая позиция и главные структурные элементы 539
Строение и состав фундамента 539
Стратиграфия 541
Фации, формации, обстановки осадконакопления 544
Тектоника и геодинамика 549
Алчанский бассейн (В.В. Голозубов, Г.Л. Амельченко) 552
Стратиграфия и фации 553
Дислокации 556
Динамика формирования 558
Амуро-Зейский бассейн (Г.Л. Кириллова) 560
Строение и состав фундамента 561
Стратиграфия 562
Особенности седиментации, палеогеографии 565
Тектоническая природа и геодинамическая эволюция 566
Западно-Камчатский бассейн (А.В. Гревцев, В.Е. Глотов, С.Г. Бялобжеский, С.М. Соинская) 567
Пенжинский бассейн (А.В. Гревцев, В.Е. Глотов, С.Г. Бялобжеский, С.М. Соинская) 569
Хатырский бассейн (А.В. Гревцев, В.Е. Глотов, С.Г. Бялобжеский, С.М. Соинская) 569
Анадырский бассейн (А.В. Гревцев, В.Е. Глотов, С.Г. Бялобжеский, С.М. Соинская) 569
Кайнозойские системы рифтограбенов (Г.Л. Кириллова, С.Г. Бялобжеский, А.В. Гревцев, А.К. Седых) ... 569
Тан-Лу-Охотская система (Г.Л. Кириллова) 570
Ямско-Тауйская система (С.Г. Бялобжеский, А.В. Гревцев, Г.Л. Кириллова) 571
Конино-Орельско-Сахалинская система (Г.Л. Кириллова) 572
Япономорская система (Г.Л. Кириллова) 572
Яно-Колымская система (Г.Л. Кириллова, А.В. Гревцев) 572

КНИГА 2

ЧАСТЬ III

Глава 7

ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ (С.М. Родионов, Н.А. Горячев) 573
Месторождения, связанные с магматическими процессами 575
Плутоногенные месторождения 575
Медно-никелевые месторождения, связанные с дифференцированными мафит-ультрамафитовыми комплексами 575
Шануческое рудное поле (В.М. Округин, В.А. Полетаев, В.М. Чубаров.) 575
Хром-платиновые месторождения в зональных массивах (кондерский и уральский типы) 576
Платиновая минерализация Гальмоэнанского массива (Е.Г. Сидоров, А.Б. Осипенко) 576
Платиновая минерализация Кондерского массива (А.М. Ленников, Р.А. Октябрьский, Б.Л. Залищак, В.В. Иванов, С.М. Родионов) 581
Месторождения железа–титана–фосфора в анортозитах (С.М. Родионов) 587
Месторождения железа–титана–фосфора в анортозитах Джугджура (А.М. Ленников, Г.И. Архипов, Р.А. Октябрьский, А.Н. Соляник) 588
Оловоносные миароловые граниты (Н.А. Горячев) 595
Редкометалльные пегматиты 596
Месторождение Приискатель (Н.А. Горячев) 596
Флюоритовые грейзены 596
Вознесенское редкометалльно-флюоритовое месторождение (М.Д. Рязанцева) 597
Пограничное редкометалльно-флюоритовое месторождение (М.Д. Рязанцева) 599
Оловянно-вольфрамовые грейзены, штокверки и кварцевые жилы 603
Тигриное олово-вольфрам-редкометалльное месторождение (В.Г. Гоневчук, А.М. Кокорин, П.Г. Коростелев, С.М. Родионов, Б.И. Семеняк) 603
Правоурмийское месторождение (Б.И. Семеняк, С.М. Родионов, В.Г. Гоневчук, П.Г. Коростелев, А.М. Кокорин) 611
Тантал-ниобий-редкоземельные месторождения в щелочных метасоматитах 619
Тантал-ниобий-редкоземельные месторождения в щелочных метасоматитах Улканского прогиба (М.В. Горошко, П.Г. Недашковский) 619
Бороносные (датолитовые) скарны 623
Дальнегорское месторождение боросиликатных скарнов (Г.П. Василенко) 623
Меденосные (±Fe, Au, Ag, Mo) скарны 627
Рудопроявление Медь-Гора (Н.А. Горячев) 627
Железорудные скарны 627

Гарьское железорудное месторождение (Г.И. Архипов) 627
Рудопроявление Скарновое (Н.А. Горячев, В.Н. Егоров) 628
Оловоносные скарны 629
Месторождение Каньон (Н.А. Горячев) 630
Вольфрамоносные (±Mo, Au) скарны 630
Месторождение Восток-2 (В.И. Гвоздев) ... 632
Месторождение Лермонтовское (В.И. Гвоздев) 635
Золотоносные скарны (С.М. Родионов) 637
Золото-скарновое месторожение Клин (Л.В. Эйриш) 638
Полиметаллические скарны 638
Партизанское месторождение (Л.Ф. Симаненко) 638
Николаевское месторождение (Г.П. Василенко, С.П. Гарбузов) 643
Медно-порфировые с золотом месторождения (С.М. Родионов) 647
Медно-порфировое месторождение Ночное (С.М. Родионов) 647
Медно-молибден-порфировые месторождения 650
Баимский рудный район (В.И. Шпикерман) 651
Южно-Омолонский рудный район (Н.А. Горячев, В.Н. Егоров) 651
Молибден-порфировые (±W, Bi) месторождения (С.М. Родионов) 653
Молибден-порфировая минерализация Становика (С.М. Родионов) 653
Олово-порфировые месторождения (С.М. Родионов) 654
Месторождение Янтарное (С.М. Родионов) 656
Месторождение Ледяное (С.М. Родионов) 658
Хинганское оловорудное месторождение (П.Г. Коростелев, В.Г. Гоневчук, Г.А. Гоневчук, А.М. Кокорин, Б.И. Семеняк, С.М. Родионов) 661
Золото-серебро-кварцевые месторождения (Н.А. Горячев) 667
Школьное месторождение (Н.А. Горячев) 668
Золото-редкометалльно-кварцевые месторождения 668
Месторождение Чепак (Н.А. Горячев) 670
Месторождение Малыш (Н.А. Горячев) 671
Свинцово-цинковые (± Cu, Ag, Au) жильные месторождения 672
Южное свинцово-цинковое месторождение (В.Т. Казаченко) 673
Касситерит-силикатно-сульфидные месторождения 677
Арсеньевское месторождение (А.М. Кокорин, В.Г. Гоневчук, Д.К. Кокорина) 677
Месторождение Солнечное (Г.А. Гоневчук, П.Г. Коростелев, В.Г. Гоневчук, Б.И. Семеняк) 684
Кобальт-серебро-арсенидные месторождения 688
Верхне-Сеймчанское месторождение (Н.А. Горячев) 690
Месторождения алюминия в нефелиновых сиенитах (Н.А. Горячев, В.Н. Егоров) 691
Ниобий-цирконий-редкоземельные месторождения в сиенитах 691
Ниобий-циркониевые месторождения Приморья (М.Д. Рязанцева, Б.Л. Залищак) 691
Вулканогенные месторождения 692
Свинцово-цинковые колчеданные месторождения рудноалтайского (Куроко) типа 692
Вулканогенно-осадочные марганцево-железорудные месторождения 693
Марганцево-железорудные месторождения Удско-Шантарского бассейна (Г.И. Архипов) 693
Железо-титан-ванадиевые месторождения в андезито-базальтовых комплексах 695
Железо-титан-ванадиевая минерализация Курил и Камчатки (В.А. Мелкий) 696
Золото-серебряные эпитермальные месторождения 700
Карамкенское месторождение (Н.А. Горячев, Н.Е. Савва) 700
Родниковое месторождение (В.М. Округин) 702
Многовершинное месторождение (Л.В. Эйриш, С.М. Родионов) 706
Серебро-полиметаллические (±Au, Sb) эпитермальные месторождения 709
Месторождение Дукат (Н.Е. Савва, Н.А. Горячев) 709
Мутновское серебро-полиметаллическое месторождение (В.М. Округин) 712
Серебро-сурьмяные месторождения 716
Месторождение Утро (Н.А. Горячев) 716
Оловянные месторождения в риолитах 718
Джалиндинское месторождение (П.Г. Коростелев, В.Г. Гоневчук) 718
Месторождения ртути в вулканитах 720
Чемпуринское месторождение (В.М. Округин) 720
Месторождения самородной меди в базальтах 721
Серно-сульфидные (вулканической серы) месторождения 721
Месторождения, связанные с осадочными процессами 721
Ртутно-сурьмяные месторождения в терригенных толщах 721
Кузьмичанское месторождение (Н.А. Горячев) 722
Ртутно-сурьмяные месторождения в карбонатных толщах 722
Уочатское (Урультунское) месторождение (В.И. Шпикерман) 722
Верхне-Тасканское месторождение (В.И. Шпикерман) 723
Свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах 723
Месторождение Битум-Сдвиг (В.И. Шпикерман) 723

Колчеданные свинцово-цинковые месторождения корейского типа ... 724
Вознесенское месторождение (Л.Ф. Симаненко) ... 724
Стратиформные месторождения вольфрама (В.И. Шпикерман, Н.А. Горячев) ... 727
Флюоритовые месторождения в карбонатных толщах ... 729
Месторождение Битум-Сдвиг (В.И. Шпикерман) ... 729
Месторождения меди в терригенных толщах ... 732
Месторождение меди Ороек (В.И. Шпикерман) ... 732
Циркониевые стратиформные месторождения (тип Алгама) ... 735
Месторождение Алгама (Б.Л. Залищак, В.А. Пахомова, В.Б. Тишкина) ... 735
Метаморфогенные месторождения ... 740
Пластовые железорудные месторождения ... 740
Железорудные месторождения Малохинганского района (Г.И. Архипов) ... 741
Верхне-Омолонское месторождение (Н.А. Горячев, В.Н. Егоров, В.И. Шпикерман) ... 746
Золоторудные месторождения в черносланцевых толщах ... 747
Золоторудное месторождение Дегдекан (Н.А. Горячев) ... 748
Маломырское золоторудное месторождение (Л.В. Эйриш, С.М. Родионов) ... 748
Метаморфогенно-магматогенные месторождения ... 750
Золото-кварцевые месторождения ... 750
Майское месторождение (Н.А. Горячев, А.В. Волков, А.А. Сидоров) ... 751
Месторождение Наталка (Н.А. Горячев, В.В. Гаштольд, В.Н. Голуб) ... 751
Месторождение Светлое (Н.А. Горячев) ... 755
Месторождение Утинское (Н.А. Горячев) ... 756
Месторождения неясного генезиса ... 757
Месторождения самоцветов, связанные со щелочными породами ... 757
Щелочно-базальтовая концепция (С.В. Высоцкий, В.П. Нечаев) ... 757
Гранит-граносиенитовая концепция (Б.Л. Залищак, В.А. Пахомова, Э.Г. Одариченко, В.Б. Тишкина) ... 762
Цинково-медное сульфидное оруденение в альпинотипных гипербазитах Восточной Камчатки (Е.Г. Сидоров, Е.И. Сандимирова, Д.П. Савельев, С.В. Москалева, В.М. Округин) ... 766
Золото-сурьмяные месторождения в терригенных толщах ... 771
Месторождение Крохалиное (Н.Е. Савва, Н.А. Горячев) ... 771
Месторождения ртути в лиственитах ... 771
Ртутное и золотое оруденение в лиственитах острова Карагинский (А.Б. Осипенко, Е.Г. Сидоров, В.М. Округин) ... 771
Ртутно-вольфрамовые (±Sb) месторождения в лиственитах ... 778
Месторождение Тамватней (Н.Е. Савва) ... 778

Глава 8

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И РУДНЫЕ РАЙОНЫ ВОСТОКА РОССИИ (Н.А. Горячев, С.М. Родионов, В.В. Раткин, В.И. Шпикерман, Р.А. Еремин, А.А. Сидоров, В.В. Наумова) ... 779
Протерозойские металлогенические пояса и рудные районы (2500–542 млн лет) ... 779
Ороекский металлогенический пояс ... 779
Омолонский металлогенический пояс ... 782
Билякчанский металлогенический пояс ... 783
Баладекский металлогенический пояс ... 783
Ингилийский рудный район ... 784
Раннепалеозойские металлогенические пояса и рудные районы (542–416 млн лет) ... 785
Омулевский металлогенический пояс ... 785
Абкитский металлогенический пояс ... 787
Шимановско-Гарьский металлогенический пояс ... 788
Удско-Шантарский металлогенический пояс ... 789
Чагоянский металлогенический пояс ... 789
Южно-Хинганский металлогенический пояс ... 790
Кабаргинский рудный район ... 790
Вознесенский рудный район ... 791
Среднепалеозойские металлогенические пояса и рудные районы (416–318 млн лет) ... 791
Ярославский металлогенический пояс ... 791
Урультунский и Сударский металлогенические пояса ... 793
Кедонский металлогенический пояс ... 794
Сетте-Дабанский металлогенический пояс ... 796
Березовский металлогенический пояс ... 797
Биджанский металлогенический пояс ... 799
Позднепалеозойские–раннемезозойские металлогенические пояса и рудные районы (318–228 млн лет) ... 799
Алучинский металлогенический пояс ... 799
Усть-Бельский металлогенический пояс ... 801
Мельгин-Ниманский металлогенический пояс ... 801
Лаоелин-Гродековский металлогенический пояс ... 802
Позднетриасово-раннеюрские металлогенические пояса и рудные районы (228–175 млн лет) ... 802
Бушули-Нюкжинский металлогенический пояс ... 804
Среднеюрско-раннемеловые металлогенические пояса и рудные районы (175–136 млн лет) ... 804
Дарпирский металлогенический пояс ... 804
Шаманихинский металлогенический пояс ... 806
Яно-Колымский металлогенический пояс ... 807
Куюльский металлогенический пояс ... 809
Ясачненский металлогенический пояс ... 810
Тамватней-Майницкий металлогенический пояс ... 811
Кондёр-Феклистовский металлогенический пояс ... 811
Чара-Алданский металлогенический пояс ... 812
Керби-Селемджинский металлогенический пояс ... 812
Ариадненский металлогенический пояс ... 813
Раннемеловые металлогенические пояса и рудные районы (136–99 млн лет). ... 814

Лево-Омолонский металлогенический пояс 814
Олойский металлогенический пояс..... 814
Удско-Мургальский металлогенический пояс 816
Чукотский металлогенический пояс 818
Северо-Становой металлогенический пояс..... 819
Джелтулакский металлогенический пояс..... 820
Северо-Буреинский металлогенический пояс..... 820
Самаркинский металлогенический пояс..... 821
Беневский рудный район скарновых месторождений вольфрама 821
Ланский металлогенический пояс..... 822
Позднемеловые металлогенические пояса и рудные районы (99–70 млн лет)..... 822
Догдо-Эрикитский металлогенический пояс 824
Ирунейский металлогенический пояс..... 824
Омсукчанский металлогенический пояс..... 825
Коркодон-Наяханский металлогенический пояс ... 826
Охотский металлогенический пояс 826
Чаунский металлогенический пояс 828
Верхне-Колымский металлогенический пояс 830
Металлогенический пояс Корякского нагорья..... 831
Ватынский металлогенический пояс..... 831
Хингано-Охотский металлогенический пояс 832
Дурминский рудный район..... 834
Восточно-Сихотэ-Алинский металлогенический пояс 835
Сергеевско-Таухинский металлогенический пояс. 837
Позднемеловые–палеоценовые металлогенические пояса и рудные районы (70–55 млн лет)..... 838
Чукотский металлогенический пояс 838
Анюйско-Беринговский металлогенический пояс. 840
Анадырский металлогенический пояс 840
Квинумский металлогенический пояс 841
Нижне-Амурский металлогенический пояс 841
Кемский металлогенический пояс..... 842
Эоцен-олигоценовые металлогенические пояса и рудные районы (55–23 млн лет)..... 843
Центрально-Корякский металлогенический пояс 843
Миоценовые металлогенические пояса и рудные районы (23–5 млн лет) 847
Центрально-Камчатский металлогенический пояс 847
Позднетретичные и четвертичные металлогенические пояса (от 5 до 0 млн лет) 849
Курильский металлогенический пояс..... 851
Восточно-Камчатский металлогенический пояс ... 852
Олюторский металлогенический пояс..... 853

Глава 9

РОЛЬ СДВИГОВЫХ СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ПРОЦЕССАХ МАГМАТИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК (В.П. Уткин) 855
Роль сдвиговых зон и их структурных парагенезов в процессах магматизма и металлогении ВСАММП..... 856
Рудолокализующие и рудовмещающие структуры сдвиговой природы 867

Глава 10

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВОСТОКА РОССИИ (А.И. Ханчук, В.В. Голозубов, Н.А. Горячев, С.М. Родионов)..... 880

ЗАКЛЮЧЕНИЕ (А.И. Ханчук, Н.А. Горячев, С.М. Родионов)..... 898

Литература 902
Предметный указатель..... 972

Contents

BOOK 1

PREFACE (A.I. Khanchuk, N.A. Goryachev, S.M. Rodionov) 16

PART I

Chapter 1

THEORETICAL PRINCIPLES OF REGIONAL TECTONIC, GEODYNAMIC AND METALLOGENIC ANALYSES (A.I. Khanchuk, V.V. Golozoubov, S.M. Rodionov, N.A. Goryachev, V.P. Simanenko) 20
Key terms of the terrane analysis 20
Some problems of geodynamic classification of terranes, overlap, and «welding» complexes 23
Principles of identification of metallogenic taxons 29

Chapter 2

GENERAL DESCRIPTION OF THE RUSSIAN FAR EAST RELIEF (E.A. Myasnikov) 33
Russian Far East (RFE) as a transition zone 33
Physio-geographic description 33
Orographic hydrographic elements and major patterns of relief 35
Major morphogenetic types of RFE relief 42

Chapter 3

DEEP STRUCTURE AND SEISMICITY OF THE RUSSIAN EAST (V.A. Bormotov, E.I. Gordeev, Yu.F. Malyshev, S.M. Rodionov, V.M. Sharafutdinov) 47
Deep structure (Yu.F. Malyshev, V.Ya. Podgorny, V.B. Kaplun, N.P. Romanovsky, B.F. Shevchenko) 47
- Earth's crust 47
- Lithospheric mantle 54
- Lithosphere 56
- Asthenosphere 60
- The examples of relationship between a deep structure and metallogeny 61

Seismicity and modern geodynamics of the Russian East 64
- Seismicity of Kamchatka and Komandor Islands (E.I. Gordeev) 64
  - Subduction zone seismicity 64
  - Crustal seismicity of Kamchatka and tectonic structures 68
- Seismicity of Northeast Russia (V.M. Sharafutdinov, S.V. Mishin) 74
- Seismicity of Southeast Russia (V.A. Bormotov, A.A. Kokovkin) 76
  - Seismic model for tectonosphere 76
  - Seismic regime 82
  - Structure of fracture zones 83

Chapter 4

CRATONS AND OROGENIC BELTS OF THE RUSSIAN EAST (A.I. Khanchuk, V.V. Golozoubov, S.G. Byalobzhesky, L.I. Popeko, N.A. Goryachev, S.M. Rodionov) 93
North-Asian Craton (S.M. Rodionov, M.V. Goroshko) ... 93
- Siberian Platform 95
  - Aldan-Stanovoy Shield 95
  - Late Cambrian–Phanerozoic cover 100
  - Baladeksky block (L.I. Popeko) 105
  - Verkhoyansky passive margin (S.G. Byalobzhesky) 107
  - Craton fragments (cratonal terranes) 107
    - Okhotsk terrane (O.V. Avchenko, N.A. Goryachev, S.G. Byalobzhesky) 107
    - Omolonsk terrane (N.A. Goryachev, S.G. Byalobzhesky) 111
- Orogenic belts of East Asia 114
  - Early Paleozoic orogenic belts 114
    - Argunsky orogenic belt (L.I. Popeko) 115
    - Bureya-Khanka orogenic belt 119
    - Bureya Superterrane (L.I. Popeko) 119
    - Khanka Superterrane (A.I. Khancuk) 124
  - Late Paleozoic orogenic belts 126
    - South Mongolia-Khingan orogenic belt (L.I. Popeko) 127
    - Solonker orogenic belt (A.I. Khancuk, M.D. Ryazantseva, V.V. Golozoubov) 127
  - Mesozoic orogenic belts 128
  - Jurassic-Early Cretaceous orogenic belts 128
    - Mongolo-Okhotsk orogenic belt (L.I. Popeko) 128
    - Okhotsk-Koryak orogenic belt (S.G. Byalobzhesky, L.I. Popeko, V.V. Golozoubov, N.A. Goryachev, M.V. Goroshko) 132
    - Yano-Kolyma orogenic belt (S.G. Byalobzhesky, N.A. Goryachev, V.V. Shpikerman) 140
    - Oloi-Chukotka orogenic belt (S.G. Byalobzhesky, N.A. Goryachev, V.V. Shpikerman) 144
  - Early Cretaceous orogenic belts 153
    - Koryak orogenic belt (S.G. Byalobzhesky, N.A. Goryachev) 153
    - Sikhote Alin–North Sakhalin orogenic belt (V.V. Golozoubov, A.I. Khancuk, I.V. Kemkin, V.P. Simanenko, A.I. Malinovskiy, A.N. Filippov) 161

Cenozoic orogenic belts 202
Sakhalin-Kamchatka orogenic belt (A.I. Khancuk) 202
Eastern peninsulas of Kamchatka orogenic belt (A.I. Khancuk) 206
Palaeomagnetism of major tectonic units of the southern region of the Russian Far East (Yu.S. Bretshtein, A.V. Klimova) 206
Paleotectonic evolution of some structures (Mesozoides) in the north-eastern region of Russia from paleomagnetic data (E.V. Kolesov) 225

PART II

Chapter 5

MAGMATIC BELTS AND ZONES OF THE MAJOR TYPES OF GEODYNAMIC ENVIRONMENTS 230
Collision related magmatic formations 230
Main Kolyma batholithic belt (Late Jurassic–Early Cretaceous) (N.A. Goryachev) 230
Chukotka plutonic belt (Late Jurassic–Cretaceous) (N.A. Goryachev) 241
East Bureya granitic belt (Triassic) (V.G. Gonevchuk, G.A. Gonevchuk) 242
Subduction zone related magmatic formations 247
Uda-Murgal volcanic-plutonic belt (Jurassic–Early Cretaceous) (V.P. Simanenko, N.A. Goryachev, V.G. Sakhno, S.G. Byalobzhesky) 247
Oloi volcanic belt (Late Jurassic–Early Cretaceous) (N.A. Goryachev) 259
Okhotsk-Chukotka volcanic-plutonic belt (Albian–Campanian) (V.F. Polin, V.G. Sakhno, E. Moll-Stolkap) 260
East Sikhote-Alin volcanic-plutonic belt (Late Cenomanian–Maastrichtian) 273
Volcanic formations (V.K. Popov, V.P. Simanenko, V.G. Sakhno) 273
Intrusive formations (G.A. Valui) 281
Koryak-Kamchatka volcanic-plutonic belt (Eocene–Oligocene) (V.F. Polin) 287
Sredinnyi-Kamchatka volcanic belt: South-Kamchatka and Central-Kamchatka zones (Oligocene–Miocene) (A.A. Chashchin, Yu.A. Martynov) 294
East-Kamchatka volcanic belt (Pleistocene–Holocene) (Yu.A. Martynov, A.A.Chashchin, V.M. Okrugin) 305
Transform continental margin related magmatic formations 308
Stanovoy plutonic belt (Jurassic–Cretaceous) (S.M. Rodionov) 308
Umlekan-Ogodzhin volcanic-plutonic belt (Jurassic–Cretaceous) 310
Western zone (A.A. Sorokin, V.A. Ponomarchuk, A.P. Sorokin) 310
Upper-Selemdzha zone (V.G. Sakhno, I.I. Fatyanov) 320
Khungari-Tatibinsky plutonic belt (Early Cretaceous) (V.P. Simanenko, V.G. Sakhno, V.V. Golozoubov, A.A. Strizhkova) 327
Khingan-Okhotsk areal (Early Cretaceous–Early Cenomanian) (V.G. Gonevchuk, A.A. Sorokin, V.G. Sakhno, S.M. Rodionov, A.P. Sorokin, I.N. Derbeko, V.A. Ponomarchuk) 332
Alchansky zone (Early Cretaceous) (V.P. Simanenko, V.V. Golozoubov, V.G. Sakhno) 342
Okhotsk-Chukotka areal (Late Cretaceous–Paleogene) (V.F. Polin) 349
Khasan-Amur areal (Paleocene–Miocene) 354
Felsic volcanism (V.K. Popov, A.V. Grebennikov) 354
High-aluminiferous basaltic volcanism (Yu.A. Martynov) 361
Koryak-West-Kamchatka zone (Paleocene–Oligocene) 367
Koryak-Kamchatka areal (Paleocene–Middle Eocene) (V.F. Polin) 367
West Kamchatka areal of the potassic-alkaline magmatism (Eocene–Oligocene) (A.B. Perepelov, A.V. Ivanov) 369
Sredinnyi-Kamchatka zone (Pliocene–Holocene) (A.B. Perepelov, A.A. Chashchin, Yu.A. Martynov) . 382
Modern island-arc related anomalous magmatic zones 398
Koryak-Kamchatka volcanic zone (A.V. Koloskov) 398
Central-Kamchatka volcanic zone (A.A. Chashchin, Yu.A. Martynov) 417
Southern Islands of the Kuril island arc (Yu.A. Martynov, S.I. Dril, A.A.Chashchin, A.V. Rybin, A.Yu. Martynov) 429
Intraplate magmatic zones 433
South-Aldan zone of the rapakivi-granitic subalkaline magmatism (Proterozoic) (A.M. Lennikov, P.G. Nedashkovsky) 435
Konder Zone of alkaline-ultrabasic magmatism (Mesozoic) (A.M. Lennikov, R.A. Oktyabrsky, B.L. Zalishchak, V.V. Ivanov) 448
Ketkap-Yuna zone of polyformation magmatism (Jurassic–Cretaceous) (V.F. Polin) 464
Sikhote-Alin zone of meymechite-picrite magmatism (Jurassic) (I.P. Voinova, V.S. Prikhodko) 475
Intraplate basalts of Primorye (Miocene–Pliocene) (Yu.A. Martynov, A.A. Chashchin) 483

Chapter 6

SEDIMENTARY BASINS OF THE RUSSIAN EAST (G.L. Kirillova,V.V. Golozoubov, A.V. Grevtsev, S.M. Rodionov) 501
Uda sedimentary basin (G.L. Kirillova) 501
Deep structure 501
Stratigraphy 504
Depositional environments 505
Tectonics and geodynamics 508
Torom sedimentary basin (G.L. Kirillova) 509
Deep structure 509
Stratigraphy 510
Depositional environments 514
Tectonics and geodynamics 515
Bureya sedimentary basin (G.L. Kirillova, V.V. Krapiventseva, V.G. Varnavsky) 515
Deep structure and material composition of the basement 515

Stratigraphy 516
Facies, depositional environments 519
Tectonics and geodynamics 521
Partizansk-Sukhodol basin (V.V. Golozoubov) 522
Stratigraphy and facies 523
Dislocations 528
Model for the formation 528
Razdolnensky basin (V.V. Golozoubov) 533
Stratigraphy and facies 535
Dislocations 537
The dynamics of formation and evolution 537
Middle Amur sedimentary basin (G.L. Kirillova, E.P. Razvozzhaeva, S.A. Medvedeva) 539
Tectonic position and major structural elements 539
Structure and material composition 539
Stratigraphy 541
Facies, formations, depositional environments 544
Tectonics and geodynamics 549
Alchan basin (V.V. Golozoubov, G.L. Ameltchenko) 552
Stratigraphy and facies 553
Dislocations 556
The dynamics of the basin formation 558
Amur-Zeya basin (G.L. Kirillova) 560
Structure and material composition 561
Stratigraphy 562
Sedimentary and paleogeographical pecularities 565
Tectonic nature and geodinamic evolution 566
West Kamchatka basin (A.V. Grevtsev, V.E. Glotov, S.G. Byalobzhesky, S.M.Soinskaya) 567
Penzhina basin (A.V. Grevtsev, V.E. Glotov, S.G. Byalobzhesky, S.M. Soinskaya) 569
Khatyr basin (A.V. Grevtsev, V.E. Glotov, S.G. Byalobzhesky, S.M. Soinskaya) 569
Anadyr basin (A.V. Grevtsev, V.E. Glotov, S.G. Byalobzhesky, S.M. Soinskaya) 569
Cenozoic systems of rift-grabens (G.L. Kirillova, S.G. Byalobzhesky, A.V. Grevtsev, A.K. Sedykh) 569
Tan-Lu-Okhotsk system (G.L. Kirillova) 570
Yama-Tauisk system (S.G. Byalobzhesky, A.V. Grevtsev, G.L. Kirillova) 571
Konino-Orelsk-Sakhalin system (G.L. Kirillova) 572
Japan Sea system (G.L. Kirillova) 572
Yano-Kolyma system (G.L. Kirillova, A.V. Grevtsev) 572

BOOK 2

PART III

Chapter 7

MINERAL DEPOSIT TYPES (S.M. Rodionov, N.A. Goryachev) 573
Deposits related to magmatic processes 575
Deposits related to intrusive magmatic rocks 575
Copper-nickel deposits related to differentiated mafic and ultramafic intrusions 575
Shanuch ore field (V.M. Okrugin, V.A Poletaev, V.M. Chubarov) 575
Chromium-platinum deposits in zoned intrusions (Konder and Urals types) 576
Platinum mineralization of the Galmoenan massif (E.G. Sidorov, A.B. Osipenko) 576
Platinum mineralization of the Konder massif (A.M. Lennikov, R.A. Oktyabrsky, B.L. Zalishchak, V.V. Ivanov, S.M. Rodionov) 581
Ti-Fe-P deposits hosted in anorthosites (S.M. Rodionov) 587
Ti-Fe-P deposits in the Dzhugzhur Range anorthosites (A.M. Lennikov, G.I. Arkhipov, R.A. Oktyabrsky, A.N. Solyanik) 588
Tin-bearing miarolitic granites (N.A. Goryachev) 595
Rare metal pegmatites 596
Priiskatel' deposit (N.A. Goryachev) 596
Fluorite greisen 596
Voznesenka rare metal-fluorite deposit (M.D. Ryazantseva) 597
Pogranichnoe rare metal-fluorite deposit (M.D. Ryazantseva) 599
Tin-tungsten greisen, stockwork, and quartz vein 603
Tigrinoe tin-tungsten-rare metal deposit (V.G. Gonevchuk, A.M. Kokorin, P.G. Korostelev, S.M. Rodionov, B.I. Semenyak) . 603
Pravourmiiskoe deposit (B.I. Semenyak, S.M. Rodionov, V.G. Gonevchuk, P.G. Korostelev, A.M. Kokorin) 611
Tantalum-niobium-rare metal deposits in alkaline metasomatites 619
Tantalum-niobium-rare metal deposits in alkaline metasomatites of the Ulkan trough (M.V. Goroshko, P.G. Nedashkovsky) 619
Boron (datolite) skarn deposits 623
Dalnegorskoe borosilicate deposit (G.P. Vasilenko) 623
Copper (±Fe, Au, Ag, Mo) skarn deposits 627
Med' Gora ore occurrence (N.A. Goryachev) 627
Iron skarn deposits 627
Gar'skoe iron-ore deposit (G.I. Arkhipov) 627
Skarnovoe iron occurrence (N.A. Goryachev, V.N. Egorov) 628
Tin skarn deposits 629
Canyon deposit (N.A. Goryachev) 630
Tungsten (±Mo, Au) skarn deposits 630
Vostok-2 deposit (V.I. Gvozdev) 632
Lermontovskoe deposit (V.I. Gvozdev) 635
Gold skarn deposits (S.M. Rodionov) 637
Klin gold skarn deposit (L.V. Eirish) 638
Polymetallic skarn deposits 638
Partizanskoe deposit (L.F. Simanenko) 638
Nikolaevskoe deposit (G.P. Vasilenko, S.P. Garbuzov) 643
Copper-porphyry with gold deposits (S.M. Rodionov) 647
Nochnoe copper-porphyry deposit (S.M. Rodionov) 647
Copper-molybdenum-porphyry deposits 650
Baimsky ore district (V.I. Shpikerman) 651
South Omolon ore district (N.A. Goryachev, V.N. Egorov) 651
Molybdenum-porphyry (±W, Bi) deposits (S.M. Rodionov) 653
Molybdenum-porphyry mineralization of the Stanovoy Range (S.M. Rodionov) 653

Tin-porphyry deposits (S.M. Rodionov) 654
Yantarnoe deposit (S.M. Rodionov) 656
Ledyanoe deposit (S.M. Rodionov) 658
Khinganskoe tin deposit (P.G. Korostelev, V.G. Gonevchuk, G.A. Gonevchuk, A.M. Kokorin, B.I. Semenyak, S.M. Rodionov) 661
Gold-silver-quartz deposits (N.A. Goryachev) 667
Shkol'noe deposit (N.A. Goryachev) 668
Gold-rare metal-quartz deposits 668
Chepak deposit (N.A. Goryachev) 670
Malysh deposit (N.A. Goryachev) 671
Lead-zinc (± Cu, Ag, Au) vein deposits 672
Yuzhnoe lead-zinc deposit (V.T. Kazachenko) 673
Cassiterite-sulfide-silicate deposits 677
Arsenyevskoe deposit (A.M. Kokorin, V.G. Gonevchuk, D.K. Kokorina) 677
Solnechnoe deposit (G.A. Gonevchuk, P.G. Korostelev, V.G. Gonevchuk, B.I. Semenyak) 684
Cobalt-silver-arsenide deposits 688
Verkhne-Seimchanskoe deposit (N.A. Goryachev) 690
Nepheline syenite-hosted aluminium deposits (N.A. Goryachev, V.N. Egorov) 691
Syenite-hosted niobium-zirconium-rare-earth deposits 691
Niobium-zirconium deposits of Primorie (M.D. Ryazantseva, B.L. Zalishchak) 691
Volcanogenic deposits 692
Lead-zinc massive sulfide deposits ((Kuroko, Altai types) 692
Volcanogenic-sedimentary manganese-iron ore deposits 693
Manganese-iron ore deposits of the Udsko-Shantarsky basin (G.I. Arkhipov) 693
Iron-titanium-vanadium deposits hosted in andesite-basalt complexes 695
Iron-titanium-vanadium mineralization of Kuril Islands and Kamchatka (V.A. Melkiy) .. 696
Gold-silver epithermal deposits 700
Karamken deposit (N.A. Goryachev, N.E. Savva) 700
Rodnikovoe deposit (V.M. Okrugin) 702
Mnogovershinnoe deposit (L.V. Eirish, S.M. Rodionov) 706
Silver-polymetallic (±Au, Sb) epithermal deposits 709
Dukat deposit (N.E. Savva, N.A. Goryachev) 709
Mutnovskoe silver-polymetallic deposit (V.M. Okrugin) 712
Silver-antimony deposits 716
Utro deposit (N.A. Goryachev) 716
Rhyolite-hosted tin deposits 718
Dzhalinda deposit (P.G. Korostelev, V.G. Gonevchuk) 718
Mercury deposits hosted in volcanic rocks 720
Chempura deposit (V.M. Okrugin) 720
Native copper deposits hosted in basalts 721
Sulfur-sulfide (volcanic sulfur) deposits 721
Deposits related to sedimentary processes 721
Mercury-antimony deposits hosted in terrigenous sequences 721
Kuzmichanskoe deposit (N.A. Goryachev) 722
Mercury-antimony deposits hosted in carbonate sequences 722
Uochatskoe (Urultunskoe) deposit (V.I. Shpikerman) 722
Verkhne-Taskanskoe deposit (V.I. Shpikerman) 723
Lead-zinc deposits hosted in carbonate sequences 723
Bitum-Sdvig deposit (V.I. Shpikerman) 723
Korean lead-zinc massive sulfide deposits 724
Voznesenka deposit (L.F. Simanenko) 724
Bedded (stratiform) tungsten deposits (V.I. Shpikerman, N.A. Goryachev) 727
Fluorite deposits hosted in carbonate sequences .. 729
Bitum-Sdvig deposit (V.I. Shpikerman) 729
Copper deposits hosted in terrigenous sequences. 732
Oroek copper deposit (V.I. Shpikerman) 732
Stratiform zirconium deposits (Algama type) 735
Algama deposit (B.L. Zalishchak, V.A. Pakhomova, V.B. Tishkina) 735
Metamorphic deposits 740
Bedded iron-ore deposits 740
Iron-ore deposits of the Malo-Khingan ore district (G.I. Arkhipov) 741
Verkhne-Omolon deposit (N.A. Goryachev, V.N. Egorov, V.I. Shpikerman) 746
Gold deposits in black shale 747
Degdekan gold deposit (N.A. Goryachev) 748
Malomyrskoe gold deposit (L.V. Eirish, S.M. Rodionov) 748
Metamorphic-magmatic deposits 750
Gold-quartz deposits 750
Maiskoe deposit (N.A. Goryachev, A.V. Volkov, A.A. Sidorov) 751
Natalka deposit (N.A. Goryachev, V.V. Gashtold, V.N. Golub) 751
Svetloe deposit (N.A. Goryachev) 755
Utinskoe deposit (N.A. Goryachev) 756
Mineral deposits of uncertain origin 757
Gem deposits related to alkaline rocks 757
Alkaline-basaltic conception (S.V. Vysotsky, V.P. Nechaev) 757
Granite-granosyenitic conception (B.L. Zalishchak, V.A. Pakhomova, E.G. Odarichenko, V.B. Tishkina) 762
Zinc-copper-sulfide mineralization hosted in Alpine-type ultramafites of East Kamchatka (E.G. Sidorov, E.I. Sandimirova, D.P. Savel'ev, S.V. Moskaleva, V.M. Okrugin) 766
Gold-antimony deposits hosted in terrigenous sequences 771
Krokhalinoe deposit (N.E. Savva, N.A. Goryachev) 771
Mercury listvenite-hosted deposits 771
Mercury and gold listvenite-hosted occurrences in Karaginskiy Island (A.B. Osipenko, E.G. Sidorov, V.M. Okrugin) 771
Mercury-tungsten (±Sb) listvenite-hosted deposits 778
Tamvatnei deposit (N.E. Savva) 778

Chapter 8

METALLOGENIC BELTS AND ORE DISTRICTS OF THE RUSSIAN EAST (N.A. Goryachev, S.M. Rodionov, V.V. Ratkin, V.I. Shpikerman, R.A. Eremin, A.A. Sidorov, V.V. Naumova) 779
Proterozoic metallogenic belts and ore districts (2500–542 Ma) 779
Oroek metallogenic belt 779
Omolon metallogenic belt 782
Bilyakchansky metallogenic belt 783
Baladek metallogenic belt 783
Ingili ore district 784
Early Paleozoic metallogenic belts and ore districts (542–416 Ma) 785
Omulev metallogenic belt 785
Abkitsky metallogenic belt 787
Shimanovsk-Gar metallogenic belt 788
Uda-Shantar metallogenic belt 789
Chagoyansky metallogenic belt 789
South Khingan metallogenic belt 790
Kabarga ore district 790
Voznesenka ore district 791
Middle Paleozoic metallogenic belts and ore districts (416–318 Ma) 791
Yaroslavka metallogenic belt 791
Urul'tunsky and Sudarsky metallogenic belts 793
Kedonsky metallogenic belt 794
Sette-Daban metallogenic belt 796
Berezovsky metallogenic belt 797
Bidzhan metallogenic belt 799
Late Paleozoic–Early Mesozoic metallogenic belts and ore districts (318–228 Ma) 799
Aluchinsky metallogenic belt 799
Ust-Belsky metallogenic belt 801
Melgin-Niman metallogenic belt 801
Laoeling-Grodekov metallogenic belt 802
Late Triassic–Early Jurassic metallogenic belts and ore districts (228–175 Ma) 802
Bushuli-Nyukzhinsky metallogenic belt 804
Middle Jurassic–Early Cretaceous metallogenic belts and ore districts (175–136 Ma) 804
Darpirsky metallogenic belt 804
Shamanikhinsky metallogenic belt 806
Yana-Kolyma metallogenic belt 807
Kuyulsky metallogenic belt 809
Yasachnensky metallogenic belt 810
Tamvatnei-Mainitsky metallogenic belt 811
Konder-Feklistov metallogenic belt 811
Chara-Aldan metallogenic belt 812
Kerbi-Selemdzha metallogenic belt 812
Ariadny metallogenic belt 813
Early Cretaceous metallogenic belts and ore districts (136–99 Ma) 814
Left-Omolon metallogenic belt 814
Oloi metallogenic belt 814
Uda-Myrgal metallogenic belt 816
Chukotka metallogenic belt 818
North-Stanovoi metallogenic belt 819
Dzheltulaksky metallogenic belt 820
North Bureya metallogenic belt 820
Samarka metallogenic belt 821
Benevsky ore district 821
Lansky metallogenic belt 822
Late Cretaceous metallogenic belts and ore districts (99–70 Ma) 822
Dogdo-Erikitsky metallogenic belt 824
Iruneisky metallogenic belt 824
Omsukchan metallogenic belt 825
Korkodon-Nayakhansky metallogenic belt 826
Okhotsk metallogenic belt 826
Chaunsky metallogenic belt 828
Upper Kolyma metallogenic belt 830
Koryak Highland metallogenic belt 831
Vatynsky metallogenic belt 831
Khingan-Okhotsk metallogenic belt 832
Durmin ore district 834
East Sikhote-Alin metallogenic belt 835
Serggevka-Taukha metallogenic belt 837
Late Cretaceous–Paleocene metallogenic belts and ore districts (70–55 Ma) 838
Chukotka metallogenic belt 838
Anyui-Bering metallogenic belt 840
Anadyr metallogenic belt 840
Kvinumsky metallogenic belt 841
Lower Amur metallogenic belt 841
Kema metallogenic belt 842
Eocene–Oligocene metallogenic belts and ore districts (55–23 Ma) 843
Central Koryak metallogenic belt 843
Miocene metallogenic belts and ore districts (23–5 Ma) 847
Central Kamchatka metallogenic belt 847
Late Tertiary and Quaternary metallogenic belts (5–0 Ma) 849
Kuril metallogenic belt 851
East Kamchatka metallogenic belt 852
Olyutorka metallogenic belt 853

Chapter 9

STRIKE-SLIP DISLOCATIONS AND THEIR SIGNIFICANCE FOR MAGMATIC AND ORE FORMATION PROCESSES UNDER THE TRANSFORM ASIAN CONTINENTAL MARGIN CONDITIONS (V.P. Utkin) 855
Role of strike-slip zones and their structural parageneses in magmatism and ore formation of the East Sikhote-Alin Magma-Metallogenic Belt 856
Ore-localizing and ore-containing structures of strike-slip nature 867

Chapter 10

GEODYNAMIC RECONSTRUCTIONS AND METALLOGENY OF THE RUSSIAN EAST (A.I. Khanchuk, V.V. Golozoubov, N.A. Goryachev, S.M. Rodionov) 880

CONCLUSION (A.I. Khanchuk, N.A. Goryachev, S.M. Rodionov) 898

References 902
Subject index 972

Посвящается светлой памяти геологов-дальневосточников, заложивших фундамент наших знаний о недрах восточной окраины России.

Предисловие

В настоящее время наиболее активно развивающимся регионом мира является Азиатско-Тихоокеанский регион, исключительная роль в котором принадлежит восточной окраине России, представляющей собой интереснейшую в геологическом и минерально-сырьевом отношении территорию. Здесь сконцентрированы крупнейшие запасы и ресурсы золота, платины, серебра, олова, вольфрама, железа и многих других видов полезных ископаемых, месторождения которых представлены серией генетических типов и располагаются в геодинамических обстановках кратонов, орогенных поясов и магматических дуг.

Динамичное развитие экономики Азиатско-Тихоокеанского региона вызывает все возрастающую потребность в обеспечении минерально-сырьевыми ресурсами и в решении проблем рационального использования богатств недр с целью устойчивого развития находящихся в этом регионе сообществ людей. При этом заметное сокращение фонда «легкооткрываемых» месторождений обусловливает необходимость опережающих по сравнению с добычей темпов увеличения разведанных запасов востребованных промышленностью полезных ископаемых. Кроме того, расположение региона в одном из самых сейсмически активных отрезков Тихоокеанского огненного кольца настоятельно требует детального изучения глубинного строения и сейсмичности территории с целью предупреждения о надвигающихся природных катастрофах и минимизации связанных с ними потерь.

Все это свидетельствует о необходимости комплексного, системного подхода к изучению недр с соблюдением основных принципов их познания: последовательных приближения, геологической аналогии, актуализма и детализации наблюдений с учетом современного состояния геологической науки и имеющихся достижений в смежных областях знаний.

Предлагаемая вниманию читателей монография является итогом многолетнего изучения геологии, магматизма и оруденения восточной окраины России. Наиболее интенсивно геологические изыскания проводились на этой территории в 40–80-е годы XX в., когда самоотверженным трудом многочисленных талантливых геологов – сотрудников территориальных геологических управлений, академических и отраслевых научно-исследовательских институтов – был заложен фундамент современных знаний о геологическом строении и рудоносности региона. Именно в этот период были составлены детальные и сводные геологические, геохимические и геофизические карты территории и открыты крупные рудные месторождения полезных ископаемых. Авторы книги начинали свою деятельность в те годы. Мы благодарны нашим предшественникам и наставникам – увлеченным творческим поиском исследователям недр, которые внесли свой неоценимый вклад в познание геологических особенностей как отдельных геологических структур, так и региона в целом, обеспечив таким образом возможность дальнейшего развития знаний о геологическом строении Дальнего Востока и его металлогении.

За длительную историю изучения различных аспектов геологии Востока России опубликовано колоссальное количество частных и обобщающих работ, даже простое перечисление которых заняло бы не одну сотню страниц текста. Однако эти работы опирались главным образом на постулаты геосинклинальной концепции и не учитывали соотношения между палеогеодинамикой и металлогенией. Полученные в последнее время новые данные по субдукционной, коллизионной и рифтогенной мезозойско-кайнозойской геодинамике региона (Богданов, Тильман, 1992; Зоненшайн и др., 1990; Натальин, 1991; Парфенов, 1995; Парфенов и др., 1998; Тектоника…, 2001; Томсон, 1999; Ханчук, 2000; Ханчук и др., 1997, 1999; Khanchuk, 2001; Nokleberg et al., 2000, 2003) и ее связи с металлогенией (Гоневчук, 2002; Горячев, 1998; Митрофанов, 2002; Родионов, 2003, 2005; Ханчук, Иванов, 1999; Шпикерман, 1998; Nokleberg et al., 2003) обусловливают необходимость

анализа многих аспектов генезиса оруденения с позиций тектоники плит.

Теория тектоники литосферных плит – новая парадигма геологии была сформулирована в конце 60-х годов прошлого века. Это вызвало необходимость переосмысления и переинтерпретации накопленных многочисленных данных, не всегда укладывавшихся в положения господствующей на то время геосинклинальной теории. Применение идей тектоники литосферных плит и анализ новых геологических, геофизических, геохимических, геохронологических и других данных привели авторов к представлениям, составившим концептуальную основу предлагаемой книги.

Рассматриваемая в работе территория представляет собой восточную окраину России, омываемую водами Восточно-Сибирского и Чукотского морей Северного Ледовитого океана, Берингова, Охотского и Японского морей Тихого океана. Она занимает площадь 3,118 млн км^2 и протянулась от 72 до 43° с.ш. между 120° в.д. и 168° з.д. Река Амур – крупнейшая водная артерия региона – пересекает южную часть территории в направлении с запада на восток до долготы Хабаровска с поворотом далее на север-северо-восток до Николаевска-на-Амуре. Другие крупные реки региона (Зея, Бурея, Уссури, Мая, Колыма, Омолон, Анадырь, Камчатка и др.) несут свои воды в долину р. Амур либо в Северный Ледовитый и Тихий океаны. Широко развиты озера различного происхождения. Только в бассейне р. Амур их насчитывается около 55 тыс., однако крупных озер немного (Ханка, Болонь, Чукчагирское, Эворон, Бол. Кизи, Удыль, Чля, Орель).

Восток России является обширной горно-равнинной страной. Наиболее крупные горные сооружения – системы хребтов Становика-Джугджура, Янкан-Тукурингра-Джагды, Турано-Буреинская, Сихотэ-Алинская, Черского, Сунтар-Хаята, Срединно-Камчатская с высотами 2000–4750 м над ур. моря. Самая высокая вершина – вулкан Ключевская сопка в Срединно-Камчатском хребте – 4750 м над ур. моря. Горные хребты в центральной части территории, в бассейне р. Амур, сменяются заболоченной аккумулятивной низменностью. Значительную часть территории занимают нагорья и плоскогорья (Колымское, Анюйское, Чукотское, Корякское, Юкагирское, Омолонское, Алданское) с высотами 1500–2000 м над ур. моря.

Климат региона контрастный, от резко континентального в материковых частях северных территорий до морского (от арктического до субтропического) в прибрежных районах (Приморье) и на островах (Курилы, Сахалин). Зима на севере длится около 6–7 мес, с температурами до -55 °С в центральных районах Магаданской области; на юге она заметно короче и существенно мягче (не холоднее -10…-30 °С). Соответственно, лето на севере короткое (2,5–3 мес), обычно сухое, жаркое, с температурами до +35 °С, а на юге оно продолжается 4–5 мес. Реки свободны ото льда около 5 мес в году на севере и около 7–9 мес на юге.

Население региона – около 7 млн человек – сосредоточено преимущественно в крупных городах: Владивостоке, Хабаровске, Комсомольске-на-Амуре, Николаевске-на-Амуре, Благовещенске, Южно-Сахалинске, Находке, Петропавловске-Камчатском, Биробиджане и Магадане. В сельской местности живет примерно 40 % населения, которое занято земледелием, скотоводством, оленеводством, охотой, рыбной ловлей.

Наземные транспортные коммуникации развиты неравномерно. Основные железнодорожные магистрали – Транссиб и БАМ, они охватывают юг территории. Для северной части региона наиболее важны автомобильный, авиационный и морской виды транспорта.

Территория Дальнего Востока, несмотря на сложные природные условия и труднодоступность многих ее районов, хорошо изучена в геологическом отношении, что явилось результатом целенаправленной политики бывшего Министерства геологии СССР и самоотверженной работы нескольких поколений геологов различных министерств СССР и РФ, АН СССР и РАН. К настоящему времени составлены геологические карты масштаба 1:200 000 на всю территорию региона, значительная часть которых опубликована. Большие площади, особенно в горнорудных районах, покрыты геологическими съемками масштаба 1:50 000 и более крупного. На многие административные районы имеются опубликованные сводные геологические карты масштаба 1:1 000 000. Вся территория Дальнего Востока покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:200 000 и большая часть – среднемасштабной гравиметрической съемкой. Результатом этих региональных геологических и геофизических исследований явилось открытие многочисленных месторождений и рудопроявлений разнообразных полезных ископаемых.

В регионе добывается 35–40 % российского золота (Джульетта, Наталка, Школьное, Хаканджа, Покровское, Многовершинное и др.), около 50 % серебра (Дукат, Лунное и др.) и 20 % платиноидов (Кондер, Зап. Корякия). Здесь сконцентрировано около 80 % оловянной и вольфрамовой рудной базы России (Фестивальное, Правоурмийское, Иультин, Лермонтовское, Восток-2 и многие другие месторождения), а также значительные ресурсы каменного угля, нефти и газа (Сахалин).

Большое количество и разнообразие месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых определяются не столько огромными размерами территории Востока России, сколько представительностью слагающих ее геологических образований самого различного возраста и происхождения: от древней-

ших архейских (древнее 3,5 млрд лет) до в различной степени деформированных мезозойских и кайнозойских осадочных, метаморфических и магматических комплексов.

Активные тектонические процессы продолжаются и в настоящее время и концентрируются в пределах сейсмических поясов Восточно-Байкальского, Черского и самого активного – Курило-Камчатского, которые являются фрагментами глобальных сейсмических поясов.

В работе на основе теории тектоники литосферных плит и террейнового анализа систематизированы данные о сейсмичности, глубинном строении, тектонике и геодинамике территории Востока России, разновозрастных магматических комплексах, осадочных бассейнах, многочисленных рудных месторождениях. Выделены и охарактеризованы разновозрастные металлогенические пояса, образованные в определенных геодинамических обстановках в интервале от архея до кайнозоя. Впервые многопланово рассматривается новый тип геодинамических обстановок – трансформных континентальных окраин, тектонотипом которых является целый ряд районов Дальнего Востока. История формирования тектонических структур и связанных с ними металлогенических поясов рассматривается в контексте тектонической эволюции всего северного обрамления Пацифики.

Теория тектоники литосферных плит, разработанная для объяснения современных геодинамических процессов Земли и происхождения океанов, дает возможность с единых актуалистических позиций объяснить происхождение древних платформенных областей, осадочных бассейнов и орогенных поясов, магматических комплексов и сопутствующих рудных образований.

Авторами книги являются геологи различных научных, учебных и производственных организаций Магаданской, Камчатской, Амурской и Сахалинской областей, Хабаровского и Приморского краев. Они объединили свои усилия, сознавая необходимость такой сводной работы, систематизирующей современные знания по геологии и полезным ископаемым Востока России и понимая всю сложность поставленных задач. Авторы не всегда и не во всем согласны друг с другом в интерпретации отдельных тектонических структур и геодинамической природы тех или иных магматических поясов, в оценке возраста и происхождения некоторых месторождений полезных ископаемых. Но они постарались прийти к определенному консенсусу относительно главных положений монографии, основанных на теории тектоники литосферных плит и террейнового анализа.

Работа является продолжением опыта первого применения террейнового анализа и концепции аккреционной тектоники к крупным, сложнопостроенным в геологическом отношении, регионам (Тектоника…, 2001). Опираясь на эти концепции, разработанные североамериканскими геологами в последние десятилетия XX в., мы попытались рассмотреть в геолого-исторической последовательности совокупность процессов формирования разновозрастных орогенных поясов, геодинамические условия возникновения различных магматических и металлогенических поясов с тем, чтобы разработать общие модели формирования аккреционно-коллизионных складчатых поясов, обрамляющих крупные кратонные блоки.

В работе сделана попытка соединить результаты геологического картирования, детальных структурных, петрологических, геохимических, палеомагнитных и геохронологических исследований с региональными и глобальными палеотектоническими реконструкциями, основанными на положениях аккреционной тектоники, одной из составных частей теории тектоники литосферных плит.

Процессы аккреции разнородных тектонических блоков – террейнов – к окраинам континента приводили к формированию разновозрастной коры – геологической основы разновозрастных орогенных поясов, которые сохранились к настоящему времени либо полностью как крупные геологические структуры, либо в качестве их фрагментов. Террейны, слагающие орогенные пояса, представляют собой фрагменты крупных тектонических образований (кратонов, островных дуг, активных континентальных окраин, океанических структур и пр.), которые были соединены в результате разноэтапного аккреционного процесса роста континентов.

Мы надеемся, что публикация данной книги послужит стимулом для специалистов, преподавателей вузов, студентов, а также сотрудников горнорудных компаний, как в нашей стране, так и за рубежом, к дальнейшему изучению геологии, тектоники и металлогении Востока России, привлечет внимание потенциальных инвесторов ко многим месторождениям полезных ископаемых региона и тем самым стимулирует развитие горнорудной промышленности.

Полагаем также, что книга будет служить справочником для многих геологов-профессионалов, а также студентов и аспирантов геологических специальностей.

Благодарности

В процессе многолетних исследований в различных районах обширной территории Дальнего Востока в разные годы каждый из авторов встречался и обсуждал актуальные аспекты геологии региона со многими геологами, как отечественными, так и зарубежными. Излагаемые в книге идеи являются

результатом этих обсуждений. Плодотворное влияние на формирование наших представлений по тектонике, геодинамике, магматизму и металлогении территории Востока России оказали встречи и дискуссии с такими геологами, как О.А. Богатиков, А.С. Борисенко, В.А. Верниковский, Г.Н. Гамянин, И.В. Гордиенко, Н.Л. Добрецов, В.А. Жариков, М.И. Кузьмин, Н.П. Лаверов, Ю.Г. Леонов, В.Г. Моисеенко, А.А. Оболенский, Л.М. Парфенов, Д.В. Рундквист, А.А. Сидоров, Е.В. Скляров, А.П. Смелов, С.Д. Соколов, Н.А. Шило и многие-многие другие, кого авторы не смогли указать в этом списке. Без их консультаций, помощи и поддержки, так же как и без неоценимого вклада специалистов-аналитиков и технических специалистов, написание данной работы было бы невозможным. Всем им авторы выражают искреннюю признательность и благодарность.

Успешному выполнению данной работы во многом способствовало участие основных авторов монографии в двух международных проектах по геодинамике и металлогении Северо-Востока Азии, Аляски и Канадских Кордильер, в процессе разработки которых сложилось плодотворное сотрудничество между геологами Дальневосточного и Сибирского отделений РАН, а также выдающимися исследователями из США, Канады, Монголии, Китая, Кореи и Японии.

Мы признательны профессору П.В. Маркевичу, взявшему на себя труд детального ознакомления с рукописью, за ценные замечания, которые были учтены авторами.

Работа по компьютерной обработке иллюстраций к книге, по подготовке текста и списка литературы выполнена сотрудниками лаборатории компьютерных технологий Дальневосточного геологического института ДВО РАН. Авторский коллектив глубоко благодарен им.

Подготовка книги осуществлена в рамках гранта ДВО РАН № 04-2-0-00-025, Интеграционный проект СО РАН – ДВО РАН 2003–2005 гг. «Палеогеодинамические и металлогенические реконструкции условий формирования высокопродуктивных металлогенических поясов Сибири и Дальнего Востока России»; программы № 13 фундаментальных исследований Президиума РАН «Изменение окружающей среды и климата» (координатор – академик Н.П. Лаверов); программ фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН «Крупные и суперкрупные месторождения стратегических видов минерального сырья: геологические особенности, условия формирования, фундаментальные проблемы комплексного освоения и глубокой переработки» (координаторы: академики Д.В. Рундквист и К.Н. Трубецкой) и «Изотопная геология: геохронология и источники вещества (координатор – академик Э.М. Галимов).

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (№ 01-05-64206, № 01-05-65006, № 04-05-64800, № 04-05-97016, № 01-05-64470, № 98-05-65665, № 03-05-65218, № 03-05-96012, гранта CRDF (RG1-2538-VL-03), интеграционных проектов Сибирского и Дальневосточного отделений РАН (№ 04-2-0-00-005, № 4, № 25, № 24, № 72), грантов Дальневосточного отделения РАН (№ 05-3-В-08-006, № 03-3-А-08-160, № 05-III-А-08-099 и № 05-III-А-08-098).

ЧАСТЬ I

ГЛАВА 1

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО, ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Рассматриваемая территория включает восточную часть Северо-Азиатского кратона и орогенные пояса, частью – окаймляющие его, а частью – зажатые между ним и располагающимся южнее Сино-Корейским кратоном. Серия орогенных поясов располагается также вдоль северо-западного обрамления Тихого океана (рис. 1.1).

Современные представления о формировании континентальных окраин и росте континентов во времени базируются на эмпирическом правиле учения о геосинклиналях, согласно которому платформы обрастают складчатыми поясами. Концепция тектоники литосферных плит придала новое звучание этой общей закономерности и предложила механизмы, объясняющие формирование коры и рост континентов – в первую очередь процессы аккреции, субдукции, коллизии и обдукции. В связи с необходимостью увязки теоретических представлений тектоники плит и регионального геологического материала была разработана концепция коллажа террейнов, в рамках которой орогенные пояса представляют собой мозаику ограниченных разломами блоков (террейнов) – значительно переработанных, а порою перемещенных на большие расстояния фрагментов более крупных тектонических образований – кратонов, пассивных и активных континентальных окраин, океанической коры (офиолиты) и островных дуг (Coney et al., 1980; Jones et al., 1983; Парфенов и др., 1998).

Выделение террейнов, установление их геодинамической природы, определение и типизация границ, выделение и геодинамическая типизация перекрывающих и «сшивающих» террейны комплексов (то, что называется террейновым анализом) – это действенный метод регионального тектонического анализа, который связывает в единое целое геологическое картографирование и детальные тематические исследования территорий с региональными и глобальными палеотектоническими реконструкциями на основе тектоники литосферных плит. Именно террейновый анализ лежит в основе современных металлогенических построений. В частности, в 1988–2003 гг. реализовано два международных проекта по тектонике, геодинамике и металлогении: 1) севера Тихоокеанского обрамления, 1988–1996 гг. (http://minerals.usgs.gov/west/projects/majdeps.html); 2) Центральной и Северо-Восточной Азии, 1997–2003 гг. (http://minerals.usgs.gov/west/projects/minres.html). В рамках проектов составлены геодинамические и металлогенические карты масштаба 1:5 000 000 террейнов, перекрывающих и «сшивающих» их образований различной геодинамической природы и возраста, с краткими объяснительными записками. Для Приморья в 1992–1995 гг. с использованием этих же принципов были составлены тектоническая и металлогеническая карты масштаба 1:1 000 000 и 1:2 500 000 (Ханчук и др., 1995). В ходе этих работ были разработаны методики составления таких карт, уточнена понятийная база и разработаны легенды применительно к конкретным регионам. Эти же принципы и основные понятия использованы и в предлагаемой монографии.

ОСНОВНЫЕ ТЕРМИНЫ ТЕРРЕЙНОВОГО АНАЛИЗА

Тектоно-стратиграфический террейн (англ. tectono-stratigraphic terrane) – блок земной коры, достаточно крупный, чтобы показать его на карте соответствующего масштаба, который по своей геологической истории резко отличается от смежных с ним блоков (террейнов). Террейны характеризуются стратиграфической последовательностью геологических комплексов, сформированных в оп-

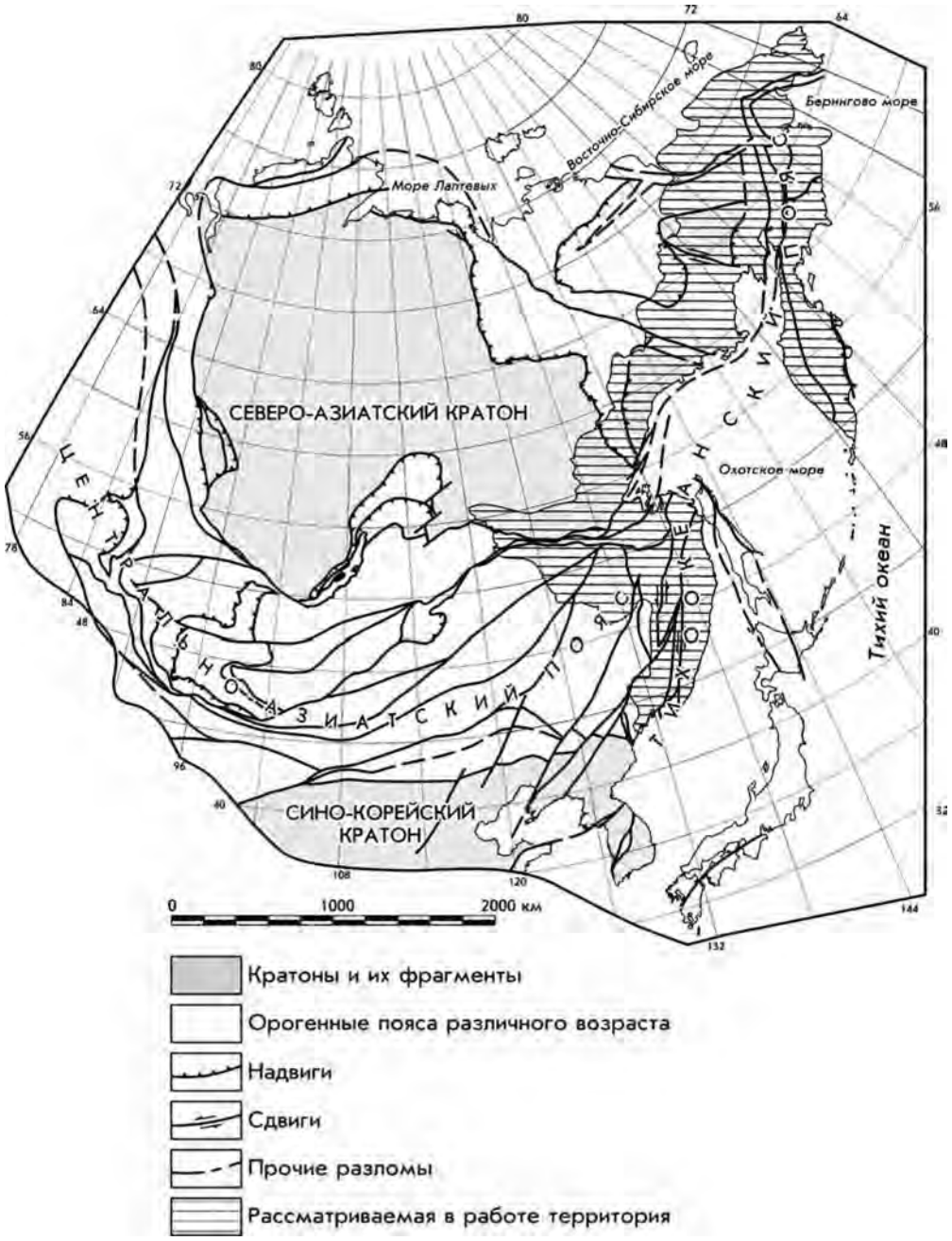


Рис. 1.1. Положение изученной территории в структурах Северо-Востока Азии (тектоническая основа по: Парфенов и др., 2003, с упрощениями и дополнениями)

ределенной геодинамической обстановке, а также особенностями проявления деформаций, магматизма и метаморфизма. Террейны могут подразделяться на **субтеррейны** (англ. subterrane), которые определяются как ограниченные разломами части террейнов со сходной, но не идентичной геологической историей.

Аккреция (англ. accretion) – тектоническое причленение террейна или террейнов к кратону (континенту). Геологические образования, сформированные до аккреции, определяются как доаккреционные (англ. preaccretion assemblages), а сформированные после аккреции – как постаккреционные (англ. postaccretion assemblages). Аккреция террейнов может происходить благодаря субдукции, например при столкновении островной дуги с активной или пассивной континентальной окраиной, либо обдукции океанической коры на окраину континента, либо

крупномасштабным сдвиговым перемещениям параллельно окраине континента.

Амальгамация (англ. amalgamation) – тектоническое объединение двух или более террейнов в единую более крупную тектоническую единицу до их причленения к кратону. В результате амальгамации возникает супертеррейн (англ. superterrane) или составной террейн (англ. composite terrane). **Супертеррейн** включает террейны различной природы, в то время как **составные террейны** образованы относительно однородными террейнами, например двумя или более островодужными террейнами.

Термин **коллизия** (англ. collision) используется обычно как столкновение континентов и островных дуг, микроконтинентов и других взаимодействующих структур.

Дисперсия (англ. dispersion) – тектоническое разрушение, расчленение на фрагменты ранее аккретированных или амальгамированных террейнов. Может происходить путем трансляций – перемещений фрагментов террейнов по крупным сдвигам, или путем рифтогенеза – «расползания» фрагментов террейнов друг от друга, или расчленением террейна глубинными надвигами, вдоль которых выводятся на поверхность нижние горизонты коры или даже верхней мантии.

Перекрывающие и «сшивающие» образования (англ. overlap and stitch assemblages) формируются после аккреции и позволяют определить верхний предел возраста этих процессов. К перекрывающим образованиям относят осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные комплексы, которые накапливались после аккреции и которые стратиграфически перекрывают два или более смежных террейна или террейны и окраину кратона. «Сшивающие» образования представлены поясами плутонов или роями даек и метаморфическими поясами различной геодинамической природы. Эти образования могут быть связаны с аккрецией или амальгамацией террейнов, с процессами рифтогенеза, субдукции и др. Плутонические породы могут быть генетически связаны с вулканическими образованиями, перекрывающими террейны. Перекрывающие и «сшивающие» образования, как и террейны, классифицируются на основе принципа актуализма.

Кратон (англ. craton) – сформированный в докембрии крупный (несколько миллионов квадратных километров) жесткий участок земной коры континентов (например, Северо-Азиатский или Сино-Корейский кратоны). Первоначально этот термин считался синонимом термина «древняя платформа», в настоящее время в кратон включают складчато-надвиговые пояса, сформированные вдоль его опущенных окраин и представляющие собой в палеотектоническом отношении ископаемые аналоги современных пассивных окраин.

Орогенный пояс (англ. orogenic belt) – совокупность деформационных структур, возникающих

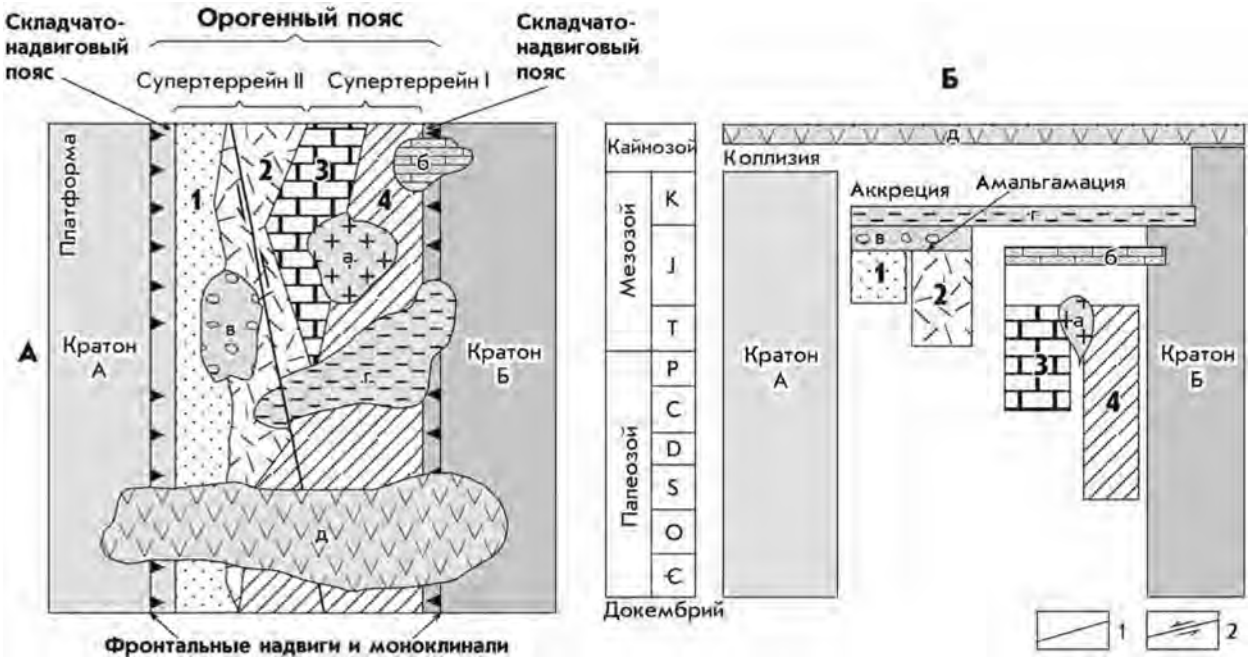


Рис. 1.2. Ключевые понятия террейнового анализа (по: Парфенов и др., 1998).

А – современная структура, Б – тектоно-стратиграфические колонки.

Цифры на схеме: 1–4 – террейны различного происхождения; постамальгационные «сшивающие» (а) и перекрывающие (в) образования, постаккреционные перекрывающие образования (б, г и д). Условные обозначения: 1 – разломы, разграничивающие террейны; 2 – постаккреционный разлом

на месте и (или) окраине океанического бассейна в результате аккреции террейнов к континенту (кратону) либо к островам, отделенным от континента окраинными морями, или при столкновении (коллизии) континентальных блоков (Парфенов и др., 2003). Характерная особенность орогенных поясов состоит в том, что аккреция и коллизия при их формировании нередко происходили в короткие отрезки геологического времени. Показателем завершения формирования орогенного пояса являются обычно массовые внедрения гранитоидов, собственно горообразование и интенсивный размыв новообразованных горных сооружений. Орогенные пояса подразделяются на коллизионные и аккреционные. На восточном краю Северо-Азиатского кратона выделяются мезозойские коллизионные, а вдоль обрамления Тихого океана – мезозойско-кайнозойские аккреционные орогенные пояса (Оксман, Соколов, 2003).

Ключевые понятия террейнового анализа показаны на рис. 1.2.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ ТЕРРЕЙНОВ, ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ И «СШИВАЮЩИХ» КОМПЛЕКСОВ

Распознавание кратонов и их фрагментов, как правило, не вызывает затруднений, в то время как геодинамическая природа аккретированных террейнов, формировавшихся либо вдоль окраин кратонов, либо на значительном удалении от них, далеко не всегда поддается однозначной интерпретации. Более или менее уверенно распознаются террейны – фрагменты океанической коры, образованные интенсивно тектонизированными офиолитами, верхние части разрезов которых сформированы базальтами со специфическими геохимическими характеристиками, а также пелагическими или гемипелагическими органогенными, в первую очередь кремнистыми, образованиями. Разработаны также комплексы-индикаторы для выделения террейнов – фрагментов активных окраин, сохранявших характерную первичную зональность (в направлении от океана к окраине): аккреционные призмы, преддуговые бассейны, фронтальные и тыловые части островных дуг (с проявлениями известково-щелочного и/или бонинитового вулканизма), задуговые бассейны. Полярность островодужных систем устанавливается с учетом реконструированных пространственных соотношений комплексов осевых частей вулканических дуг относительно, например, родственных этим дугам аккреционных призм. Фрагменты мезозойских активных окраин достаточно давно прослежены вдоль северо-западного побережья Охотского моря, на севере Камчатки и в Корякии. Речь идет, в первую очередь, об Удско-Мургальской активной окраине (Парфенов, 1984; Тильман, Натапов, 1989; Зоненшайн и др., 1990; Филатова и др., 1990; Соколов, 1992; Ханчук, 1993; Соколов и др., 1999; Богданов, Филатова, 1999; и др.).

Такой важный элемент активных окраин, как аккреционные призмы (или клинья), применительно к восточноазиатским окраинам начал выделяться лишь в последнее десятилетие, хотя в мировой практике этот тип структур известен достаточно давно (Seely et al., 1974; Сили и др., 1978; Moore, Byrn, 1987; и др.). Сложены они, как правило, счешуенными пластинами, наклоненными в сторону континента или островной дуги и омолаживающимися в сторону океана. Представления об их строении и механизме формирования развивались главным образом на примерах современных аккреционных призм, располагающихся на внутренних склонах глубоководных желобов, таких как Каскадия, Барбадос, Алеутская, Нанкай и др. При исследованиях использованы результаты многоканального сейсмического профилирования и глубоководного бурения, а также прямых наблюдений в тех немногочисленных районах, где аккреционная призма поднята выше уровня океана (Seely et al., 1974; Сили и др., 1978; Moore, Byrn, 1987; и др.). Снизу призмы ограничены поверхностями главного срыва (decollement), располагающимися внутри осадочного разреза (иногда проникающими в нижние горизонты, вплоть до базальтового слоя океанической коры), полого наклоненными под континент или островную дугу и отчетливо прослеживаемыми на сейсмограммах на многие десятки километров от глубоководного желоба.

В строении многократно повторяющихся чешуй принимают участие отложения глубоководных равнин, желоба, континентального склона и шельфа, причем возраст этих отложений закономерно омолаживается по мере перемещения от верхних структурных уровней к нижним. Предполагается, что формирование этих структур является прямым отражением пододвигания океанической плиты под континент или островную дугу и связано оно с реализацией различных механизмов: фронтальной и базальной аккреции, субдукционной эрозии и др. (Dickinson, 1971; Ernst, 1975; Karig, 1974; Seely et al., 1974; Platt et al., 1985; Кеннет, 1987). При фронтальной аккреции объемы смещаемых с океанической плиты и причленяемых к призме осадков практически полностью совпадают; яркий пример – призма Каскадия (Чамов и др., 2001; Чамов, 2002). При базальной аккреции часть чехла пододвигаемой плиты проскальзывает под призму и на некоторой глубине может причлениться к ней. Такой способ поступления материала иногда обозначается как подслаивание (underplating) (Ernst, 1975; Platt et al., 1985; Davis et al., 1983; Hashimoto, Kimura, 1999). Известны приме-

ры реализации в одной призме механизмов как фронтальной, так и базальной аккреции, когда верхняя часть пододвигаемой плиты срезается и причленяется к аккреционной призме за счет фронтальной аккреции, а нижняя – «подслаивается» под призму (призма Макран, Оманский залив (Platt et al., 1985). При субдукционной эрозии осадочный чехол субдуцируется в глубокие горизонты литосферы вместе с океанической плитой. Этот механизм привлекается для объяснения отсутствия аккреционных призм на внутренних склонах ряда глубоководных желобов (Karig, 1974; Warsi et al., 1983).

Параллельно в орогенных поясах, главным образом Циркум-Тихоокеанского региона, стали выделяться террейны – фрагменты древних (как палеозойских, так и мезозойско-кайнозойских) аккреционных призм, в том числе содержащих зоны меланжей с офиолитовыми пластинами (Blake, Jones, 1974; Парфенов, 1984; Lash, 1987; Taira, Tashiro, 1987; Григорьев и др., 1987; Mizutany et al., 1990; Pre-Cretaceous..., 1990; Натальин, 1991; Соколов, 1992; Ханчук, 1993; Парфенов и др., 1998; Nokleberg et al., 1998; Соколов и др., 1999; и др.). Такого рода террейны образуют большую часть Сихотэ-Алиня и Японских островов. На карте, составленной в рамках Международного научного проекта по тектонике, геодинамике и металлогении севера Тихоокеанского обрамления, выделено два типа террейнов – фрагментов аккреционных призм: типа А – сложенных преимущественно турбидитами при небольшой роли океанических пород (которые могут отсутствовать) и типа Б – сложенных преимущественно океаническими породами при подчиненном распространении турбидитов (Nokleberg et al., 1994; Парфенов и др., 1998).

Изучение фрагментов аккреционных призм в орогенных поясах восточной окраины Азии продолжается до настоящего времени. В частности, российскими и японскими геологами выполнена гигантская работа по выявлению, выделению и определению остатков микрофауны (радиолярий и конодонтов) с целью установить возраст вмещающих кремнистых, меньше – терригенных пород на всех уровнях реконструированных тектоно-стратиграфических последовательностей (Pre-Cretaceous..., 1990; Кемкин, 2003; и др.).

На карте террейнов северного обрамления Пацифики (Nokleberg et al., 1994) выделены так называемые флишевые террейны или террейны турбидитовых бассейнов, геодинамическая типизация которых затруднительна (Парфенов и др., 1998).

В пределах современных пассивных окраин многокилометровые толщи турбидитов накапливаются вдоль подножий континентальных склонов, главным образом в приустьевых частях рек-гигантов (Лисицын, 1988). Примером бассейна палеозойской пассивной окраины является Верхоянский прогиб вдоль восточного обрамления Северо-Азиатского кратона (Парфенов, 1984).

В пределах активных окраин турбидиты накапливались в задуговых и преддуговых бассейнах, а также в глубоководных желобах (в последнем случае они участвуют в строении аккреционных призм, как, например, в поясе Симанто Внешней Японии (Taira, Tashiro, 1987). Седиментация в этих бассейнах происходила на фоне интенсивного островодужного вулканизма, отличавшегося высокой степенью эксплозивности и в связи с этим поставлявшего в окружающие седиментационные бассейны большое количество вулканической кластики. Горизонты вулканитов и вулканокластических турбидитов характерны для шельфовых и склоновых отложений преддуговых, частью задуговых бассейнов, а также отложений глубоководных желобов (Ботвинкина, 1974; Хворова, 1987). Отложениями таких бассейнов считаются палеозойские и мезозойские турбидиты Корякии и нижнемеловые турбидиты Киселевско-Маноминского террейна на севере Сихотэ-Алиня (Геосинклинальнй литогенез..., 1987; Маркевич и др., 1997). В отложениях задуговых окраинных морей, особенно граничащих с континентами, влияние надсубдукционного вулканизма по мере удаления от фронтальных частей дуг ослабевает, однако все же сказывается, благодаря постоянной примеси пирокластики, причем некоторые интервалы разрезов ею обогащены (Хворова, 1987).

Фрагментом турбидитового бассейна совершенно иного типа является раннемеловой Журавлевско-Амурский террейн Сихотэ-Алиня, который образован сильно дислоцированной очень мощной толщей нижнемеловых аркозовых терригенных пород, накапливавшихся, как правило, без какого-либо влияния вулканизма. Крайне редкие потоки базальтов и только на валанжинском уровне разреза характеризуются внутриплитными геохимическими характеристиками (Левашов и др., 1989). По составу, характеру и скоростям лавинной седиментации турбидиты Журавлевско-Амурского террейна могут сопоставляться с отложениями современных бассейнов пассивных континентальных окраин. Однако в том же Сихотэ-Алинском орогенном поясе установлены террейны также раннемелового возраста, представляющие собой фрагменты активной окраины. В частности, аркозовые турбидиты Журавлевско-Амурского террейна замещаются по латерали (в рамках одной окраины) как образованиями фронтальной части дуги (пояс Монерон–Ребун–Кабато) и задугового бассейна (Кемский террейн), так и комплексами аккреционных призм (Таухинский и Киселевско-Маноминский террейны). Анализ полученных данных привел нас к выводу о том, что формирование турбидитов Журавлевско-Амурского террейна про-

исходило вдоль границы континент–океан на фоне крупномасштабных левосторонних трансформных скольжений плиты Изанаги относительно Евразиатского континента. Поверхностным выражением этих скольжений является система окраинно-континентальных левых сдвигов Танченг-Луджиянг (Тан-Лу). Сочетание в пределах одной окраины участков доминирования субдукции и участков трансформных скольжений нами объяснялось наличием разноориентированных участков окраины при дрейфе плиты Изанаги с юга на север и, соответственно, различными углами относительной конвергенции (Голозубов, Ханчук, 1995).

В связи с этим возникла более общая проблема: выделение режима трансформной окраины в структурах геологического прошлого. Как показали расчеты П. Патчетта и К. Чейза, протяженность современных трансформных окраин составляет около 8 % протяженности окраин вообще, т. е. этот тип окраин имеет достаточно большое распространение (Patchett, Chase, 2002). Между тем на достаточно многочисленных геодинамических реконструкциях, в том числе недавних, трансформные границы плит просто не показаны: на всех участках, вплоть до тех, где океанические плиты скользят под острым (менее 30°) углом или даже параллельно краям континентальных плит, на схемах обозначены субдукционные границы (см., например, Городницкий и др., 1978; Кононов, 1989; Зоненшайн и др., 1990; Scotese, 1997). Исключение составляют последние реконструкции К. Скотиза с соавторами, на которых продемонстрированы трансформные границы для отдельных эпизодов становления западной окраины Северной Америки в мезозое и кайнозое (Scotese et al., 2001). В связи с этим полезно рассмотреть ситуацию в этом общепринятом тектонотипе обстановки современных трансформных скольжений с тем, чтобы определить структурные и вещественные признаки, характерные именно для трансформных границ плит. Сопоставление современной западной окраины Северо-Американской плиты и раннемеловой Восточно-Азиатской окраины представляется вполне правомерным, поскольку, как отмечал еще Б.А. Иванов в 1970 г., в структурном отношении эти окраины имеют много общих черт.

Севернее экватора Восточно-Тихоокеанский спрединговый хребет ориентирован в северо-восточном (почти поперечном относительно края Северо-Американской плиты) направлении (рис. 1.3). Ряд мелких его фрагментов установлен в Калифорнийском заливе, а возможным его продолжением на северо-западе считается хр. Хуан Де Фука. Соответственно, вдоль границы малоподвижного Северо-Американского континента с Тихоокеанской плитой, до настоящего времени перемещавшейся в северо-западном направлении со средней скоростью 6,0–

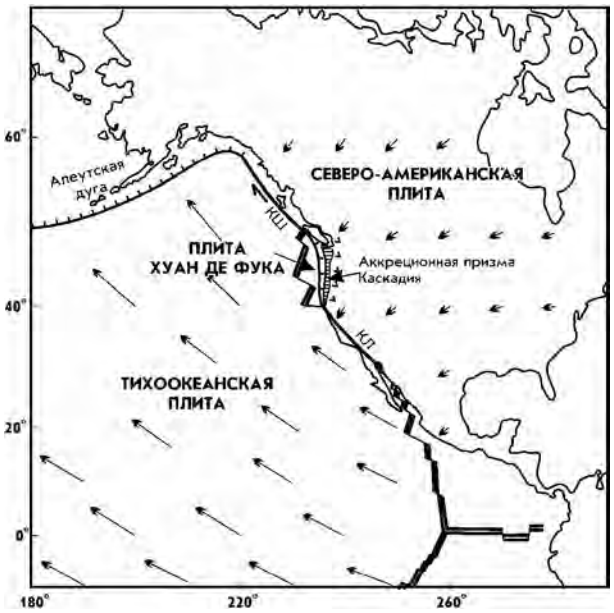


Рис. 1.3. Направления перемещения Тихоокеанской плиты относительно Северо-Американского кратона (по: Engebretson et al., 1985).

Протяженность стрелок – перемещения за последние 10 млн лет.

Системы правых сдвигов: КШ – Королевы Шарлотты, КЛ – калифорнийская

6,4 см/год (Engebretson et al., 1985), практически на всем ее протяжении (вплоть до Алеутской дуги) имели место крупномасштабные правосторонние скольжения (Plafker, 1990; и др.). Отражением этих скольжений являются системы окраинно-континентальных сдвигов Калифорнии и Королевы Шарлотты, протяженность каждой из которых составляет около 1500 км и которые являются трансформными разломами типа хребет–дуга (Wilson, 1965). Проявления субдукции, разделяющие по латерали участки трансформного скольжения, установлены в районе Каскадных гор, где происходит погружение плиты Хуан Де Фука под континент и где вплоть до настоящего времени продолжается формирование аккреционной призмы (Brendon et al., 1998; Чамов и др., 2001; Чамов, 2002; и др.).

Система Калифорнийских сдвигов представляет собой серию сближенных, часто ветвящихся разломов северо-западного (с отклонениями до широтного) простирания, установленных как вдоль побережья, так и на прилегающей окраине континента (бордерленде) (рис. 1.4). Ширина полосы распространения этих разломов достигает 450 км. Правосторонние перемещения по наиболее изученному разлому Сан-Андреас установлены по изломам гидросети, разобщениям маркирующих комплексов (в том числе слоев с характерной фауной), ориентировкам приразломных складок и ромбовидных бассейнов синсдви-

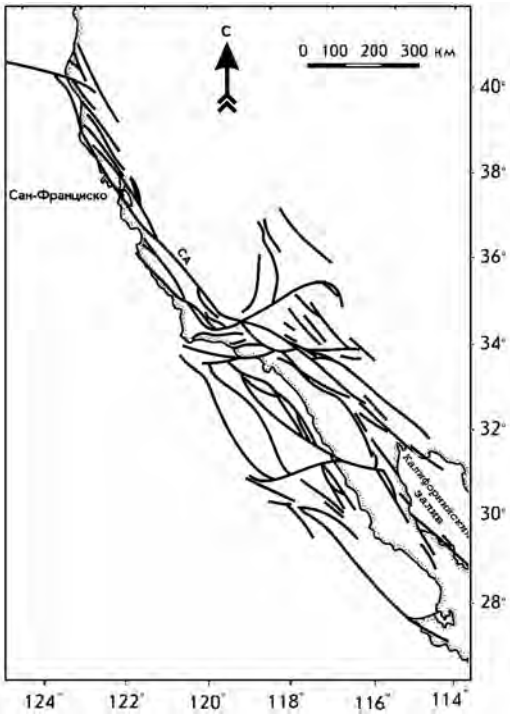


Рис. 1.4. Калифорнийская система окраинно-континентальных правых сдвигов (по: Crowell, 1974).
СА – разлом Сан-Андреас

гового растяжения (pull-apart basins). Подсчитано, что только после нижнего миоцена амплитуда перемещений по этому разлому составила: по одним данным – около 260, а по другим – около 315 км (Matthews, 1976). Калифорнийское побережье и в настоящее время отличается повышенной сейсмичностью, причем зарождение некоторых из разломов путем формирования системы сближенных сколов Риделя наблюдалось во время одноактных землетрясений; амплитуда правосторонних перемещений составляла при этом до 4,5 м (Tchalenko, 1970). В перерывах между землетрясениями, как показали повторные триангуляции, вдоль разлома Сан-Андреас происходят плавные правосторонние скольжения со скоростью 1,5–2,2 см/год.

В связи с крупномасштабными перемещениями вдоль системы калифонийских сдвигов на всем ее протяжении формировались и формируются достаточно многочисленные синсдвиговые бассейны, в том числе рифтовая долина оз. Солтон Си на продолжении Калифорнийского залива, а также система параллельных грабенов в так называемой провинции Хребтов и Бассейнов, в числе которых классический ромбовидный грабен (pull-apart basin) Долины Смерти, опущенный на 85 м ниже уровня моря (Burchfiel, Stewart, 1966). На участках разветвлений сдвиговых зон располагаются крупные нефтеносные бассейны калифорнийского бордерленда (рис. 1.5), характеризующиеся чрезвычайно высокими (до 3600 м/млн лет) скоростями лавинного осадконакопления (Christie-Blick, Biddle, 1985).

Седиментация вдоль непосредственной границы океанической и континентальной плит в условиях трансформного скольжения, по-видимому, практически не отличалась от накопления терригенных толщ в условиях пассивной окраины. Главным фактором, обеспечивающим вынос с континента больших объемов обломочного материала, является, как известно, наличие дельт крупных рек. В условиях засушливого климата Калифорнии, однако, даже такие относительно крупные реки, как Колорадо, не доходят до морского побережья. Значительная часть обломочного материала осаждалась и осаждается сейчас, как уже говорилось, в пределах эпиконтинентальных синсдвиговых бассейнов. По-видимому, по этим причинам седиментация вдоль калифорнийского подножья континентального склона происходит в условиях дефицита обломочного материала и мощность осадочных отложений, перекрывающих базальты ложа океана, не превышает здесь 700 м (Лисицын, 1988). При наличии рек-гигантов в условиях трансформных скольжений плит можно ожидать появления окраинных бассейнов с лавинным характером седиментации, таких, например, как изученный нами во фрагментах раннемеловой Журавлевско-Амурский турбидитовый бассейн.

Проявления магматизма для Калифорнийской окраины также характерны, и приурочены они к бассейнам синсдвигового растяжения. В позднекайнозойских разрезах некоторых из этих бассейнов установлены дайки, силлы и потоки базальтов, андезитов, дацитов и риолитов. Геохимические особенности этих вулканитов свидетельствуют о смешанных источниках магм, включающих как субдукционную, так и внутриплитовую, а иногда и коровую компоненты (Bacon et al., 1997; Asmeron et al., 1994). По мнению некоторых исследователей, состав вулканитов во многом определяется интенсивностью синсдвигового растяжения в конкретных бассейнах – при больших скоростях растяжения изливаются лавы основного, а при меньших – кислого составов (Asmeron et al., 1994).

При скольжении вдоль системы сдвигов Королевы Шарлотты с эоцена до наших дней вдоль окраины террейны транспортировались на расстояния в сотни и тысячи километров, что наглядно продемонстрировано в работах Т. Брунса, Д. Плафкера и др. (Bruns, 1983; Plafker, 1990; Scotese et al., 2001). Таковым, например, является составной террейн Якутат, состоящий из фрагментов позднемеловой и третичной активных окраин и океанической коры и который за последние 45 млн лет перемещен на расстояние около 2500 км (Bruns, 1983). В эти перемещения вовлекались также фрагменты палеозойских и раннемезозойских пассивных и активных окраин. Тако-

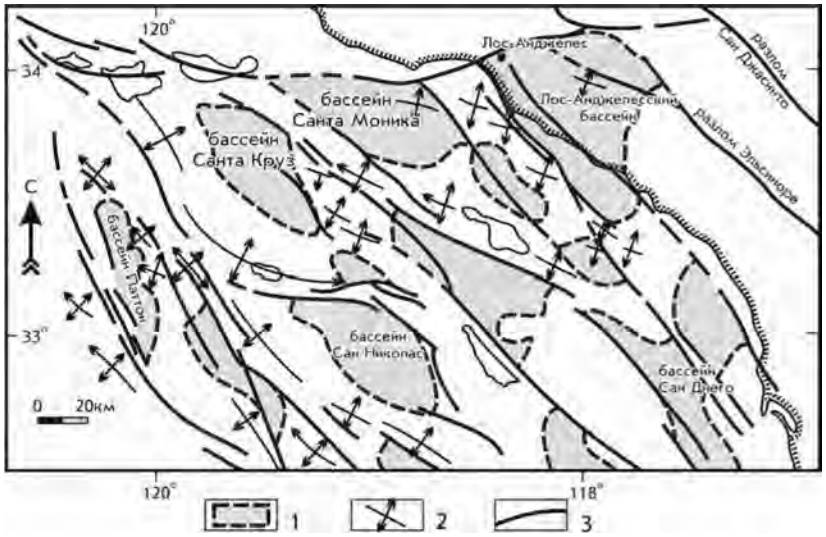


Рис. 1.5. Сдвиги и осадочные бассейны Калифорнийского бордерленда (по: Christie-Blick, Biddle, 1985).

1 – кайнозойские бассейны; 2 – оси антиклиналей; 3 – разломы

вы составные террейны Стикиния, Врангелия и ряд более мелких, а также фрагменты аккреционных призм с офиолитами, например террейн Ангаючам. Конечным пунктом этих перемещений являлся участок излома края Северо-Американской плиты, где сдвиговые перемещения в той или иной мере трансформировались в надвиговые (точнее, поддвиговые) и где эти террейны, интенсивно сминаясь, нагромождались друг на друга. В настоящее время северо-западное окончание Северной Америки (Аляска и прилегающие к ней участки Канады) представляют собой коллаж террейнов различного состава, возраста и происхождения. Неудивительно, что террейновая концепция возникла на материалах именно этого региона (Coney et al., 1980; Jones et al., 1983).

Можно считать, таким образом, установленным, что трансформные окраины калифорнийского типа могут замещать по латерали участки активных окраин, составляя с ними своеобразные динамопары, причем характер взаимодействия на каждом из участков определяется геометрическими соотношениями направления дрейфа океанической плиты и ориентировками краевых частей малоподвижного прилегающего континента. С учетом данных о Калифорнийской окраине (частично приведенных выше) можно сформулировать признаки трансформных границ плит, которые могут использоваться (и использовались нами) при выделении этих границ в структурах геологического прошлого:

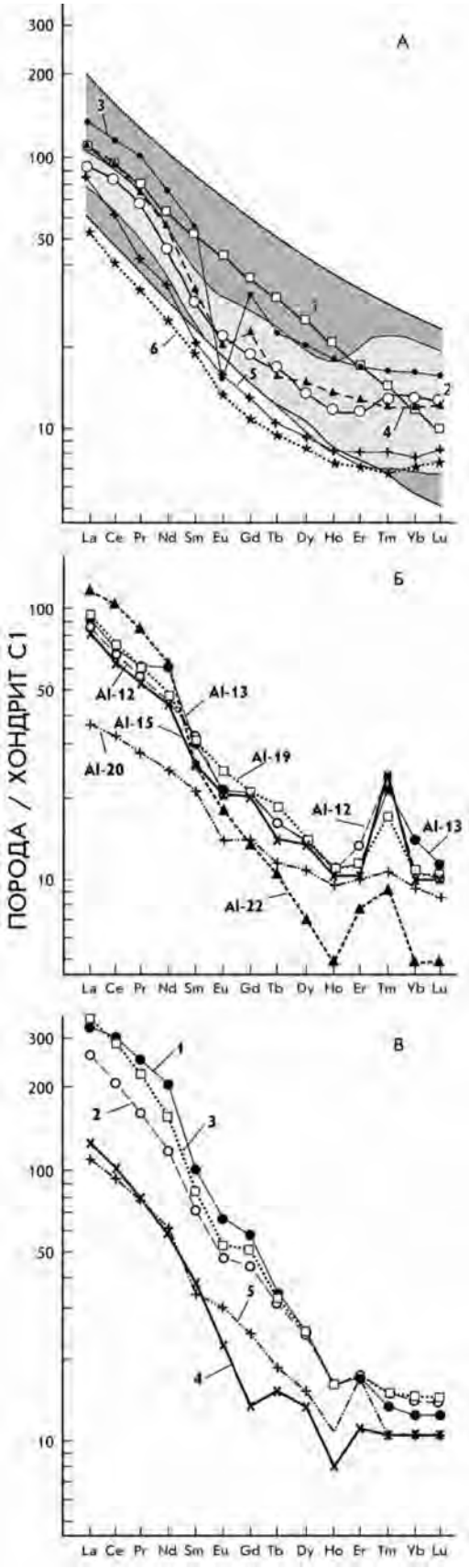
а) наличие вдоль границ плит сдвиговых зон с перемещениями в сотни и тысячи километров, активных в рассматриваемый отрезок времени;

б) формирование бассейнов синсдвигового растяжения (pull-apart basins), которые в континентальной части окраины заполнялись терригенным материалом и вулканитами, а вблизи континента, на океаническом основании, характеризовались лавинной седиментацией;

в) проявления вулканизма со смешанными субдукционными и внутриплитными характеристиками приурочены к бассейнам синсдвигового растяжения и распределены вдоль окраин крайне неравномерно.

Представления о важнейшей роли сдвиговых дислокаций при формировании современного облика структур восточной окраины Азии в настоящее время общеприняты (Иванов, 1960, 1961, 1972; Уткин, 1980, 1989; Worral et al., 1996; и др.). Раннемеловые перемещения вдоль сдвиговых зон системы Тан-Лу сопровождались, как показали исследования последних лет, формированием многочисленных бассейнов синсдвигового растяжения или сжатия (Lee, Paik, 1990; Голозубов, Ли, 1997; Голозубов и др., 1998; Lee, 1999; Голозубов и др., 2000; Ли и др., 2001; Голозубов и др., 2002).

Третье направление исследований – изучение геохимии вулканитов трансформных окраин на материале северо-западного обрамления Тихого океана – в настоящее время активно разрабатывается. Так, Ю.А. Мартыновым получены данные о том, что кайнозойские вулканиты Циркум-Япономорского региона отнюдь не надсубдукционные (как считалось ранее), а сформировались в условиях растяжения при активизации правых перемещений вдоль Хоккайдо-Сахалинской системы разломов и сочетают в себе геохимические признаки субдукционного и внутриплитного источников (Ханчук и др., 1997; Мартынов, 1999). К аналогичным выводам пришел П.И. Федоров, изучавший кайнозойский вулканизм зон растяжения вдоль всей восточной окраины Азии (Федоров, 2003). Им отмечалось, что роль внутриплит-



ного источника нарастает по мере омоложения вулканитов, а в одновозрастных вулканитах она сильно варьирует от места к месту. Совмещение геохимических признаков субдукционного и внутриплитного источников присуще и ранне-позднемеловым базальтам синсдвиговых бассейнов системы Тан-Лу (Симаненко и др., 2002). Магматиты этих бассейнов обычно в разной степени обогащены крупноионными литофильными элементами (*LILE*) относительно высокозарядных (*HFSE*), что типично для островодужных магм. Одновременно они обладают повышенными концентрациями когерентных элементов – Ni, Co, Cr, V, что свойственно внутриплитным магматитам. На графиках нормированных к MORB или примитивной мантии распределений микроэлементов в них обычно проявлены Ta, Nb минимумы. Отношение Nb/Ta в них ниже, а Ba/Nb, Ba/La, La/Nb выше, чем в типичных базальтах MORB или OIB. По соотношению ряда микроэлементов, например Ta–Th–Hf (Wood, 1980), Ba/La–(Ba/Yb)n, (La/Sm)n–La/Hf и др., они располагаются в области смешения магм различных источников (деплетированных MORB, островодужных и внутриплитных)

Распределение нормированных к хондриту лантаноидов в магматитах трансформных геодинамических обстановок также отличается от распределения в породах других геодинамических обстановок (рис. 1.6). Для обстановок активных окраин (на примере Сихотэ-Алиня) обычен рисунок распределения с постепенным снижением отношений концентраций от La к Lu, аналогичный графику распределения номера REE от ионного радиуса (McKay, 1989). Для среднемеловых магматитов Сихотэ-Алиня, формировавшихся в связи со сдвиговыми растяжениями в системе Тан-Лу, обычен «сигмоидальный» рисунок распределения REE с некоторой выпуклостью вверх в области легких лантаноидов (обычно на уровне церия) и вогнутостью вниз в области тяжелых

Рис. 1.6. Спектры редкоземельных элементов в меловых магматитах субдукционной и трансформной геодинамических обстановок Сихотэ-Алиня (А, Б) и кайнозойских магматитах Долины Смерти (провинция Бассейнов и Хребтов) запада США, формировавшихся в обстановке трансформной окраины (В).

А – поля: 1 – средний состав и пределы колебаний сеноманских вулканитов надсубдукционного Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Симаненко, Ханчук, 2003); 2 – то же для альб-сеноманских вулканитов коркинской серии Партизанского бассейна Приморья, формировавшихся в обстановке трансформной окраины (Симаненко и др., 2002); линиями показаны альб-сеноманские гранитоиды, формировавшиеся в обстановке трансформной окраины: Березовско-Араратский комплекс (Гоневчук, 2002): 3, 4 – монцониты и кварцевые монцониты, 5, 6 – гранодиориты и граниты золотоносной ассоциации; Б – альб-сеноманские андезиты и андези-базальты алчанской свиты Приморья, формировавшиеся в обстановке трансформной окраины; В: 1, 2 – базальты «древней» вулканической группы, 3, 4 – интрузивные породы, 5 – молодые базальты (Asmeron et al., 1994)

(обычно на уровне гольмия) и некоторым возрастанием концентраций или близким к прямолинейному распределением в направлении к лютецию. Такой рисунок распределения установлен для большинства вулканических центров Каскадных гор (Bacon et al., 1997), вулканитов бассейна синсдвигового растяжения Долины Смерти в Калифорнии (Asmeron et al., 1994) и проявлен в кайнозойских базальтах Сихотэ-Алиня (Ionov et al., 1995; Мартынов, 1999). Проявление сигмоидального рисунка распределеня REE в базальтах и андезитах вулканических центров типовой трансформной геодинамической обстановки Больших Каскадных гор связывается с обогащением магматического источника субдукционной компонентой (Bacon et al., 1997). Мы же предполагаем появление магм с такими геохимическими особенностями в обстановке режима трансформной окраины на участках локальных растяжений, где происходили разрыв субдуцирующей плиты и образование в ней локальных окон («slab-window»). Формирование расплавов осуществлялось за счет астеносферного диапира, субдуцированных осадков и океанической литосферы. Смешение расплавов разных источников в литосферных камерах в разных пропорциях обеспечивает в вулканитах трансформных окраин сочетание внутриплитных и островодужных геохимических характеристик.

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ТАКСОНОВ

Металлогеническое районирование рудоносных территорий имеет большое значение, поскольку помогает не только понять закономерности формирования, размещения и строения месторождений полезных ископаемых, но и способствует их выявлению.

Несмотря на то что металлогения в виде самостоятельного научного направления оформилась сравнительно недавно, лишь к середине XX в., однако во все времена выдающиеся естествоиспытатели отчетливо понимали, что без познания закономерностей размещения полезных ископаемых невозможно выявлять локальные места «рождения» полезных ископаемых (Щеглов, 1980). В своей работе «О слоях земных» М.В. Ломоносов писал: «Пойдем… осматривать положение мест, и разделим к произведению руд способные от неспособных; потом на способных местах поглядим примет надежных, показывающих самые места рудные» (цит. по: Ломоносов М.В. Избранное. М.: Наука, 1986, с. 427). В этой короткой красивой фразе сконцентрирован весь смысл металлогенического районирования, а именно выделение (оконтуривание) «мест», благоприятных для нахождения собственно месторождений.

Распределение в земной коре месторождений полезных ископаемых, представляющих собой результат благоприятного взаимодействия многих геологических процессов, подчиняется определенным закономерностям. Выявление закономерностей размещения месторождений является предметом металлогении, синтезирующей достижения многих геологических знаний. Термин «металлогения» введен в геологическую терминологию французским геологом Де Лоне (De Launay, 1913). В настоящее время существует два синонимичных термина для обозначения этой науки – металлогения и минерагения. Первый из них происходит от древнегреческого слова «μεταλλον», что означает «руда, шахта». Этимология второго термина ведется от позднелатинского слова «minera», также означающего «руда» (Рундквист, 1981). Иногда эти термины используются одновременно и параллельно (Бауман, Тишендорф, 1979), но в отечественной литературе термин «минерагения» чаще всего используется при анализе закономерностей размещения неметаллических полезных ископаемых, тогда как термин «металлогения» применяется в случае изучения месторождений металлических полезных ископаемых. В зарубежной литературе во всех подобных случаях используется только термин «металлогения» (Guild, 1971; Ishihara, 1978; Guo Wenkui, 1984; Ishihara et al., 1992; Nokleberg et al., 1993, 1994; Lehmann, 1990; и др.).

Металлогения, являясь наукой о закономерностях происхождения, образования и размещения природных скоплений минерального вещества в пространстве и времени в связи с развитием окружающих геологических формаций, подразделяется на несколько направлений в зависимости от решаемых задач, а также масштаба и объектов исследований (Шаталов, 1963; Щеглов, 1980; Рундквист, 1981; Томсон, 1988). Общая, или теоретическая, металлогения ориентирована на разработку теоретических основ и общих принципов металлогенического анализа, а также методики составления металлогенических и прогнозных карт. Задачи специальной (отраслевой) металлогении, или металлогении отдельных элементов, формулируются следующим образом: «…изучать металлогению… определенных металлов, прослеживая распространение месторождений каждого данного металла в связи с различными родственными группами интрузивных пород…, устанавливая закономерности их распространения во времени и пространстве» (Билибин, 1959, с. 240) или «изучение особенностей проявления отдельных элементов, образующих концентрации в виде месторождений, в пространстве и во времени в геологической эволюции конкретных регионов и структур» (Щеглов, 1980, с. 32).

В современной металлогении существуют три основные проблемы.

1. Каково соотношение между геодинамикой и региональной или глобальной металлогенией? В соответствии с представлениями Л.П. Зоненшайна и соавторов (Zonenshain et al., 1992), Н.Л. Добрецова и А.Г. Кирдяшкина (1994) эта проблема решается путем анализа роли конвективных процессов в мантии и мантийных плюмов, формирования континентов и океанов, динамики развития главных тектонических единиц земной коры, металлогенической эволюции Земли и роли мантийных процессов в генезисе рудных месторождений.

2. Какая связь между региональной металлогенией и спецификой геологического строения отдельных литосферных блоков? В соответствии с работами (Guild, 1978; Mitchell, Garson, 1981; Коротеев, 1996) эта проблема решается путем анализа генетических особенностей металлогенических поясов как функции специфических геодинамических обстановок на основе современных представлений тектоники плит.

3. Какая связь между металлогенией и отдельными тектоно-стратиграфическими единицами или перекрывающими их породными ассоциациями? Как следует из работ (Nokleberg et al., 1993, 1998; Парфенов и др., 1999), эта проблема может быть решена на основе анализа генетических особенностей конкретного металлогенического пояса и соответствующего ему геологического образования, характеризующегося отчетливыми тектоническими границами и специфическим составом слагающих его пород.

Выделение и описание металлогенических поясов Востока России, а также интерпретация их генезиса осуществлены здесь с использованием современных понятий тектоники плит, террейнового анализа, в том числе анализа перекрывающих и «сшивающих» комплексов, с учетом результатов типизации рудных месторождений и магматических комплексов территории. Металлогенический анализ основан на: 1) подробных описаниях минеральных месторождений региона и результатах их типизации; 2) составлении и анализе региональной геодинамической карты масштаба 1:5 000 000 с подробными характеристиками выделенных тектоно-стратиграфических элементов и 3) составлении и анализе карт металлогенических поясов с детальными описаниями металлогенических таксонов.

Выделенные площадные металлогенические таксоны характеризуются сравнительно узкими временными рамками формирования и включают серии рудных районов, месторождений и рудопроявлений. Такие объекты выделены и описаны для главных тектонических единиц Северо-Азиатского кратона и обрамляющих его орогенных поясов, а также перекрывающих их вулканогенных и осадочных породных комплексов и «сшивающих» плутонических ассоциаций. Интерпретация геодинамической природы металлогенических поясов произведена в соответствии с известными типовыми геодинамическими обстановками: кратонов, пассивных, активных и трансформных континентальных окраин, островных дуг, океанических и континентальных рифтов, коллизии.

В работах наших многочисленных предшественников, посвященных вопросам металлогенического районирования (в том числе и рассматриваемой территории), в ряду разноранговых металлогенических таксонов выделялись: 1) планетарные рудоносные провинции или планетарные металлогенические пояса ($\geq 1000\times10^3$ км^2); 2) рудоносные или металлогенические пояса ($150–1000\times10^3$ км^2); 3) рудоносные или металлогенические системы ($40–150\times10^3$ км^2); 4) рудоносные или металлогенические зоны ($20–40\times10^3$ км^2); 5) рудоносные или металлогенические области ($2–20\times10^3$ км^2); 6) рудные районы ($0{,}4–2{,}0\times10^3$ км^2) (Билибин, 1955;Ициксон и др., 1965; Шаталов, 1965;Ициксон, 1973, 1979; Щеглов, 1980; Радкевич, 1982; Томсон, 1988; Коротеев, 1996; Парфенов и др., 1999; Сухов и др., 2000; Плющев, 2001).

Наиболее полная сводка представлений о наименованиях и основных характеристиках металлогенических таксонов приведена в работе (Томсон, 1988). Из этой сводки и опыта выполнения металлогенического анализа крупных территорий становится очевидным, что зачастую весьма затруднительно найти различия между, например, металлогенической системой и металлогенической зоной, металлогенической областью и рудным районом, рудным районом и рудным узлом и т. д. Также совершенно очевидно, что отчетливо выделяются лишь две категории металлогенических таксонов – региональные и локальные. В соответствии с этим варьируют методы, принципы и задачи металлогенического анализа. Региональная металлогения, или металлогения регионов, изучает закономерности распространения различных типов оруденения в крупных тектонических структурах и устанавливает их металлогеническую специализацию с составлением металлогенических и прогнозных карт масштаба 1:500 000 и мельче. Цель металлогении рудных районов – детальное исследование локальных рудоносных площадей (рудных районов, зон, узлов) и выявление закономерностей локализации в них месторождений на основе составления металлогенических и прогнозных карт масштаба 1:200 000 и крупнее (Томсон, 1988).

Учитывая это, в данной работе выделяются лишь две категории металлогенических объектов – металлогенический пояс и металлогенический ареал. В значительной мере принятое авторами понимание

термина «металлогенический пояс» близко значению термина «минерально-ресурсный тракт», предложенного В.П. Праттом с соавторами в 1981 г. и поддержанного С. Лудингтоном и Д. Коксом в 1996 г. (Nokleberg et al., 2003) для использования в США при региональном металлогеническом анализе и оценке потенциальной рудоносности крупных территорий. В отечественной металлогенической литературе близкими по значению понятиями являются металлогенические системы и металлогенические зоны.

Таким образом, составленные карты металлогенических поясов и соответствующие карты главных тектоно-стратиграфических подразделений, в совокупности с описаниями модельных типов рудных месторождений, составляют основную часть принятой нами методологии количественной оценки продуктивности рудоносных территорий.

Выделение, анализ, описание и интерпретация металлогенических поясов Востока России явились частью комплексного анализа металлогенической и тектонической истории региона. Методология такого типа анализа подразумевает несколько этапов: 1) тектонический анализ территории с составлением геодинамической карты и описанием главных тектонических элементов; 2) описание главных рудных месторождений и формирование схемы их классификации с выделением четко различающихся модельных типов месторождений; 3) выделение площадных металлогенических таксонов (металлогенических поясов и рудных районов) с составлением соответствующих карт; 4) сопоставительный анализ металлогенических и геотектонических характеристик территории в целом и отдельных ее элементов; 5) группировка одновозрастных металлогенических поясов и вмещающих их тектоно-стратиграфических единиц в соответствии с геодинамическими обстановками (например, обстановки островной дуги или субдукционной зоны); 6) анализ генетической взаимосвязи между индивидуальными тектоно-стратиграфическими единицами (например, зона субдукции и сопряженная магматическая дуга) и соответствующими им металлогеническими подразделениями с выделением генетически связанных тектоно-металлогенических комплексов; 7) реконструирование на основе геологических, палеонтологических и палеомагнитных данных вероятного первоначального пространственного положения террейнов и соответствующих металлогенических поясов; 8) проверка по комплексу признаков возможной тектонической миграции террейнов и вмещаемых ими металлогенических поясов; 9) анализ времени и природы аккреции и (или) коллизии террейнов и соответствующих металлогенических поясов на основе комплекса геологических данных; 10) анализ времени формирования и генезиса постаккреционных (постколлизионных) комплексов и связанных с ними металлогенических поясов на основе комплекса геологических и изотопных данных.

Таким образом, в процессе регионального металлогенического анализа использованы нижеперечисленные основные принципы (Rodionov, 2000; Nokleberg et al., 2003).

Единство ассоциаций рудных месторождений. Каждый металлогенический пояс включает один модельный тип месторождений или генетически связанные, одновозрастные и близкорасположенные месторождения нескольких типов.

Единство геодинамических обстановок формирования месторождений и соответствие металлогенических и геологических подразделений. Каждый металлогенический пояс содержит серию одновозрастных и генетически связанных месторождений, которые формировались в специфической геодинамической обстановке. Примерами могут быть обстановки коллизии, аккреции, окраинно-континентальной магматической дуги, рифтогенеза и т. д. Наименование, границы и внутреннее содержание каждого металлогенического пояса соответствуют таковым вмещающих геологических структур и входящих в состав пояса серий рудных месторождений.

Благоприятное геологическое окружение. Подстилающая и вмещающая среда для каждого металлогенического пояса, а также геологические структуры, в которых они локализованы, благоприятны именно для данных специфических модельных типов рудных месторождений.

Тектонические или геологические границы. Ограничения каждого из металлогенических поясов совпадают либо с границами рудоносных стратиграфических или магматических комплексов, либо подчеркиваются разломами.

С учетом перечисленных принципов и понятий территории, рассматриваемые в качестве металлогенических поясов (и районов), служат основой для прогнозирования новых месторождений. Следовательно, анализ и синтез главных характеристик металлогенических поясов может служить инструментом прогнозирования рудных объектов, планирования геологоразведочных работ, использования человеком минерально-сырьевых ресурсов и проведения природоохранных мероприятий.

Металлогенические пояса характеризовались нами в соответствии с геодинамическими обстановками их формирования и по различным возрастным уровням.

Входящие в состав металлогенических поясов рудные месторождения описываются в рамках классификации, разработанной большим коллективом авторов в результате совместной работы по двум

указанным ранее международным проектам. Основой этой классификации явились следующие три главных принципа: 1) рудоформирующие и породообразующие процессы тесно взаимосвязаны (Obruchev, 1928), и минеральные месторождения образуются как результат дифференциации рудных элементов в осадочном, магматическом и метаморфическом циклах формирования пород и геологических структур (Смирнов, 1969); 2) классификация должна быть настолько удобной и понятной для пользователя, насколько это возможно; 3) классификация должна быть открытой, чтобы новые типы месторождений могли быть включены в нее в будущем (Cox, Singer, 1986). В качестве главной классификационной единицы принят модельный тип месторождения, в определенной мере (но не всегда) соответствующий более традиционному для отечественной геологической литературы понятию «рудная формация». Вместе с тем анализ существующих отечественных классификационных схем на рудноформационной основе показал, что для месторождений многих рудных полезных ископаемых нет общепринятых классификаций. Например, только для месторождений олова существует около 20 таких схем, предложенных разными авторами. Какой из них отдать предпочтение? То же касается классификаций месторождений золота и других металлов. В еще большем затруднении оказывается исследователь, когда возникает необходимость анализировать в одном контексте не только разнотипные месторождения одного металла, но всю совокупность рудных объектов в рамках такой большой территории, как восточная окраина России. В этих условиях неизбежно возникает потребность в единой классификации рудных месторождений, построенной на единых принципах. Именно этот подход и реализован в гл. 7 наст. работы.

ГЛАВА 2
ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Сведения, касающиеся общей характеристики рельефа территории Дальнего Востока России (ДВР) необходимы, с одной стороны, как физико-географическая основа, а с другой – как важный дополнительный фактический материал для интерпретации и моделирования глубинного строения, тектоники, геодинамики и металлогении региона, изложенных в соответствующих разделах. Поскольку перед автором стояла цель сосредоточиться главным образом на описательной части строения рельефа, а не на его интерпретации, то ниже будут приведены краткие сведения по общей специфике рельефа «переходной зоны» и физико-географической характеристике ДВР, основным орогидрографическим элементам и формам рельефа, а также морфогенетическим типам рельефа. Полнота решения поставленных задач определялась современным уровнем их изученности, которые в основном отражены в соответствующих картографических изданиях и монографиях (Географический атлас…, 1997; Геоморфология…, 1992; История развития рельефа…, 1972, 1976; Южная часть…, 1969; Север Дальнего Востока, 1970; и др.).

ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ – ПЕРЕХОДНАЯ ЗОНА

Дальний Восток России находится в «активной переходной зоне» от Евразиатского континента к Тихому и частично к Северному Ледовитому океану (Тихоокеанская окраина Азии…, 1989; Геоморфология…, 1992; и др.).

Под переходной зоной понимается не только пограничная область континент–океан (окраинные моря–островные дуги–глубоководные желоба), но и высокоградиентные в геолого-геоморфологическом и тектоническом смысле краевые части внутриконтинентальных районов ДВР с различным строением и режимом развития.

В геоморфоструктурном плане переходные зоны являются «буферными» регуляторами взаимодействия природных антиподов (континент–океан), а также основными носителями энергии и вещества-массы в геолого-геоморфологических системах разных рангов. В результате здесь сосредоточены наиболее разнообразные и интенсивные следы проявления современных эндогенных и экзогенных процессов и явлений. Кроме того, в геологическом прошлом, особенно в фанерозое, на ДВР происходили особенно активные тектонические, магматические и геодинамические события, что так или иначе отразилось в чрезвычайной сложности и многообразии элементов, форм и морфогенетических типов рельефа, а также в физико-географическом разнообразии природно-территориальных комплексов.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Дальний Восток Росии общей площадью 3,118 млн км^2 занимает часть Восточной Сибири, целиком Дальневосточный сектор и значительную часть Тихоокеанского сектора Евразиатского континента. Последний в отличие от других континентов мира характеризуется особо сложными природными ландшафтно-климатическими условиями, высокой сейсмичностью и вулканизмом, неравномерным радиационным балансом, избыточным увлажнением, муссонной сменой климатических условий, асимметричной вертикальной поясностью в структуре ландшафтов и др. В результате на ДВР представлены, с одной стороны, почти все известные в России ландшафтные зоны (от арктической до теплоумеренной предсубтропической) – как отражение широтной зональности, а с другой – контрастно сопряженные (Восточно-Сибирский суперконтинентальный, Дальневосточный муссонный и Тихоокеанский океанический) климатические секторы – как отражение субдолготной – северо-восточной зональности, согласно генеральному простиранию материковой окраины (рис. 2.1). В табл. 2.1–2.6 дана краткая характеристика физико-географических подразделений ДВР по

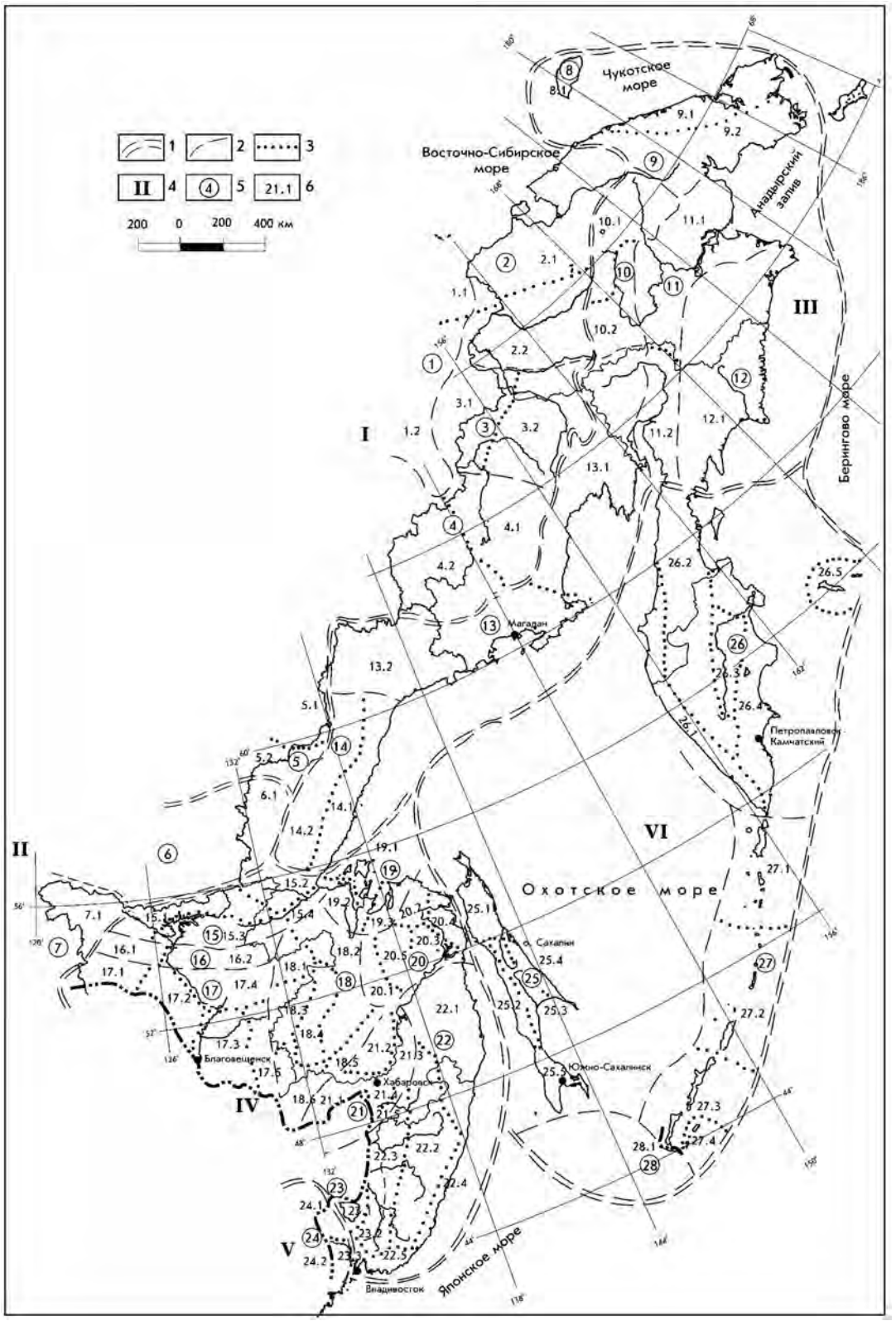


Рис. 2.1. Схема физико-географического районирования территории Дальнего Востока России по Ю.К. Ивашинникову (1999)

1–3 – границы физико-географических стран (1), провинций (2), областей (3); 4 – порядковые номера физико-географических стран, 5 – провинций, 6 – областей.

Физико-географические страны: I – Северо-Восток Сибири, II – Прибайкальско-Забайкальская, III – Дальний Северо-Восток, IV – Приамурско-Приморская, V – Корейско-Маньчжурская, VI – Сахалино-Камчатская.

Названия и характеристика провинций и областей табл. 2.1–2.6

В.В. Никольской (1981), Ю.К. Ивашинникову (1999) и др. Из них видно, что общим для отмеченных физико-географических подразделений ДВР является их большое разнообразие, высокая контрастность и плотность проявления на сравнительно небольшой территории.

Обычно в литературе тектонического и металлогенического содержания физико-географическая характеристика территории не приводится. Однако, на наш взгляд, она целесообразна, во-первых – для умозрительного представления «ландшафтного образа» территории, а во-вторых – как косвенный природный фактор оценки относительной геологической и поисковой изученности различных участков ДВР, при прочих равных условиях их проведения. Дело в том, что при геолого-поисковых работах (особенно на ранних стадиях исследований) зачастую не всегда учитывались ландшафтные условия их проведения, что приводило к искажению и потере достоверности полученных результатов. Следовательно, надо иметь в виду соответствующую физико-географическую информацию, специфичную для различных районов ДВР.

ОРОГИДРОГРАФИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ОСНОВНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Орогидрографические (гидрографические и орографические) характеристики ДВР во многом определяются обособленностью вышеуказанных физико-географических подразделений как природно-территориальных комплексов. Под гидрографическими элементами понимают прежде всего воды суши (реки и озера), а под орографическими – горные сооружения (хребты, нагорья, впадины) и равнины.

Подавляющее большинство речных систем ДВР относится к Тихоокеанскому бассейну питания, а к Северному Ледовитому – только бассейны рек Нюкжа (правый приток р. Лена), Учур и Мая (правые притоки р. Алдан), бассейн восточной части р. Колыма, а также небольшие реки, впадающие в Чукотское и Восточно-Сибирское моря (рис. 2.2). Гидрографическая сеть ДВР образована множеством речных систем и отдельных рек разной протяженности, густоты, морфологических типов и т. д. основную их часть составляют малые реки (длиной менее 10 км). Гигантской речной системой можно назвать р. Амур (более 1000 км протяженностью), даже с учетом того, что большая часть бассейна находится за пределами ДВР. Другими крупными речными системами являются Зея, Бурея, Амгунь, Уссури, Колыма, Анадырь, Камчатка. Согласно специальным расчетам (Южная часть..., 1969; Север Дальнего Востока, 1970; и др.), средняя густота речной сети в пределах бассейна р. Амур составляет 0,61 км/км^2, в бассейне рек Охотского моря (между устьем Амура и устьем Ини) – 0,76 км/км^2, в верховьях Колымы – 1,2 км/км^2, а в низовьях Колымы и в бассейне р. Анадырь – 0,7–0,8 км/км^2, на западном макросклоне п-ова Камчатка – 0,8–1,04 км/км^2, а на восточном – 0,53–0,75 км/км^2.

На территории ДВР особенно много горных рек (расположенных преимущественно в пределах горных районов), которые характеризуются в основном узкими и глубокими долинами. К равнинным (их не очень много) относятся реки, полностью расположенные в пределах равнин. Для них характерны широкие и неглубокие долины с плавным переходом к водоразделам. Большинство же рек можно отнести к полугорным, т. е. в верховьях они горные, а в нижних частях – равнинные. Наиболее крупные реки (Амур, Зея, Амгунь и др.) несколько раз меняют характер своего течения, пересекая чередующиеся горные и равнинные участки.

Озера наиболее широко развиты на юге ДВР. Только в бассейне р. Амур их насчитывается около 55 тыс., однако крупных озер немного (Ханка, Болонь, Чукчагирское, Эворон, Бол. Кизи, Удыль, Чля, Орель). Озера имеют различное происхождение: тектоническое (Ханка и др.), моренно-ледниковое (Огорон и др.), эрозионно-аккумулятивное (речные старицы и др.), лагунное (Невское на о-ве Сахалин и др.), болотных массивов (очень малые и многочисленные), вулканическое (лавопрудное оз. Славное на о-ве Итуруп и др.), а также антропогенное (Зейское водохранилище и др.). Генезис озер севера ДВР аналогичен генезису озер юга, но преобладают небольшие термокарстовые.

Орографические формы рельефа ДВР весьма разнообразны и отражают главным образом особенности геологического строения территории, которые формировались в результате длительной истории геологического развития. Особое значение имеет мезозойско-кайнозойский («геоморфологический» по И.П. Герасимову и Ю.А. Мещерякову, 1964) этап, когда тектонические движения во взаимодействии с другими эндогенными, а также экзогенными факторами или унаследованно активизировали древние формы, или сформировали новые формы современного рельефа. ДВР – это главным образом горная территория: системы горных хребтов (горные сооружения), нагорья, плоскогорья и отдельные хребты, разделенные преимущественно узкими и вытянутыми впадинами (низменности, равнины, плато). Рассмотрим сначала южную, а затем северную части ДВР.

В южной части ДВР (Амурская и Сахалинская (без Курильских островов) области, описание которых будет дано позже, Еврейская автономная область, Приморский и Хабаровский края) с определенной степенью условности можно проследить че-

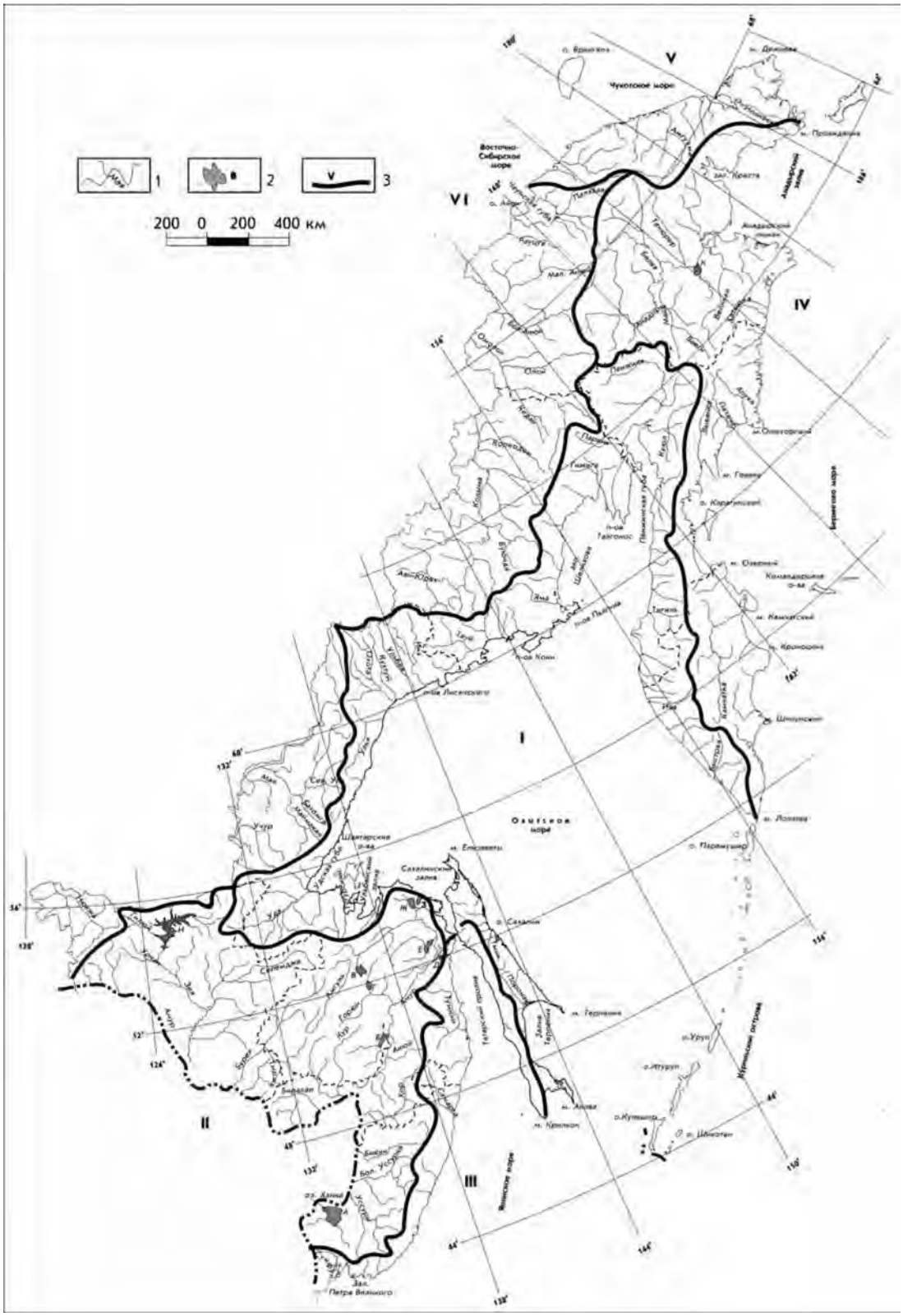


Рис. 2.2. Гидрографическая схема территории Дальнего Востока России (составил Е.А. Мясников по: Географический атлас России, 1997; и др.).

1 – речная сеть; 2 – крупные озера; 3 – границы основных бассейнов: I – Охотского моря (без Амура), II – р. Амур, III – Японского моря, IV – Берингова моря, V – Чукотского моря, VI – Восточно-Сибирского моря.

Озера: А – Ханка, Б – Болонь, В – Чукчагирское, Г – Эворон, Д – Бол. Кизи, Е – Удыль, Ж – Чля, З – Орель, И – Зейское водохранилище, К – Красное

редование горных систем и депрессий с северо-запада на юг и юго-восток (рис. 2.3).

Горное сооружение хр. Становик-Джугджур состоит из системы сложно ориентированных отрезков и сегментов хребтов, а в целом образует дугу большого радиуса кривизны выпуклостью к юго-востоку. Становой хребет (средняя высота 1500 м, максимальная – 2412 м) с севера отделен от Алданского нагорья системой Предстановых денудационных, а с юга – Верхне-Зейской и Удской аккумулятивных и аккумулятивно-денудационных впадин. Горные цепи хр. Становой имеют большей частью крутые скалистые склоны с остроконечными вершинами. При этом южные склоны выражены относительно контрастно, тогда как северные, по существу, плавно переходят вначале в Предстановые впадины, а потом в широкое Алданское нагорье. Сочленение Станового и Джугджурского (средняя высота 1500 м, максимальная – 1906 м) хребтов зачастую тоже непрерывное, но в плане имеет характерную коленообразую форму с раздвоением еще и на субпараллельный Прибрежный хребет (средняя высота 1300 м, максимальная – 1662 м). В основном Джугджурский хребет интенсивно расчленен, с крутым и коротким юго-восточным склоном и относительно полого вытянутым северо-западным склоном, переходящим в Юдомо-Майское плоскогорье, а на северо-востоке в Уракское плато. Высокие участки гор представлены гольцами, осыпями и ледниковыми формами (троговыми долинами, карами и т. д.).

Янкано-Тукурингро-Джагдинское (средняя высота – 800 м, максимальная – 1606 м) и *Селемджино-Тугурское* (средняя высота 800 м, максимальная – 2384 м) *горные сооружения* в некоторой степени субпараллельны системе хр. Становика-Джугджура, однако их гребни более широкие и выположенные, покрыты курумниками и реже скальными останцами. При этом северные склоны хребтов Тукурингра и Джагды значительно более крутые, чем южные, плавно переходящие в Амуро-Зейскую равнину.

К востоку от последней располагается крупное *Турано-Буреинское горное сооружение*, состоящее из нескольких систем хребтов, различающихся по преобладающему простиранию. Это Селемджинский, Тугурский, Эзоп (субширотно-северо-восточного простирания); Туранский, Ям-Алинский (субмеридионального); Буреинский, Баджальский, Куканский, Джаки-Унахта-Якбыян, Омальский, Омельдинский, Чаятын, Кивун и др. (северо-восточного). При этом Буреинский хребет (средняя высота 1000 м, максимальная – 2060 м) в целом имеет сглаженные вершины с крутыми склонами, причем восточные более расчленены, чем западные. На Баджальском хребте (средняя высота 1500 м, максимальная – 2640 м) и в северо-восточной части Буреинского встречаются высокогорные участки с широким распространением уплощенных гольцовых форм со следами горно-долинного оледенения. Основные горные узлы образованы сочленениями хребтов Эзоп, Ям-Алинь, Дуссе-Алинь, а также Селемджинского, Тугурского и др. (рис. 2.3). Здесь рельеф приобретает максимальные высоты и альпинотипные формы.

Крупная *горная система хр. Сихотэ-Алинь* (средняя высота 800 м, максимальная – 2078 м) имеет сложную виргацию слабовыраженной осевой зоны, хотя общее простирание основной горной цепи и отдельных хребтов устойчиво северо-восточное. Исключение составляют в южной части – горы Пржевальского, в северной – хр. Оми и др., а в средней части – в целом поперечная Бикинская депрессионно-глыбовая зона, подчеркнутая виргацией хр. Боголадза. Восточный склон Сихотэ-Алинской горной системы круто обрывается к морю, а широкий западный склон – пологий. При этом в приосевой части Сихотэ-Алиня преобладают системы слившихся либо изолированных выположенных изометричных или линейно вытянутых купольных и сводовых форм, а также узкие грабено- и горстообразные образования в зоне геодинамического влияния Центрального разлома.

Отмеченные основные хребты материковой части юга ДВР зачастую разделены небольшими узкими впадинами аналогичного простирания (Верхне-Буреинская, Верхне-Амгуньская, Тырминская и др.), а также крупными впадинами и их системами, например, протяженная поперечная система небольших впадин (Усолгинская, Нимелен-Чукчагирская, Эворонская, Бокторская), которые слились в единую так называемую Торомо-Хурмулинскую зону северо-западного простирания. Крупная депрессионная зона общего северо-восточного простирания, образованная системой впадин вдоль долины р. Амур (Средне-Амурская, Нижне-Амурская, Удыль-Кизинская и др.), является северо-восточным продолжением соответствующей зоны приразломных впадин Северо-Восточного Китая вдоль линеамента Амур–Сунгари–Хуанхэ (Кулаков и др., 2001), известного в Китае как разломная зона Тан-Лу. Днища Суйфуно-Ханкайской, Средне-Амурской и Амуро-Зейской впадин представлены аллювиально-озерно-болотными низменностями. В их обрамлении развит пологосклонный холмисто-увалистый мелкосопочный рельеф с широкими педиментами. Над ровными, преимущественно аккумулятивными поверхностями Удыль-Кизинской и Нижне-Амурской впадин поднимаются многочисленные, но небольшие хребты и островные горы. Как следствие прогибания этой депрессионной зоны в четвертичное время во многих случаях происходит общее расширение зон устойчивого осадконакопления во впадинах. Например, в долине Среднего и Нижнего Амура надпойменные террасы распространены узколокально и приурочены к отдельным



Рис. 2.3. Орографическая схема территории Дальнего Востока России (составил Е.А. Мясников по: Географический атлас России, 1997; и др.)

воздымающимся небольшим блокам фундамента, а большинство подобных образований в долине Амура являются псевдотеррасами различного строения. Одновременно хребты горного обрамления депрессий этой зоны в четвертичное время продолжают воздыматься, о чем говорит интенсивное современное эрозионное расчленение этих сооружений, наличие здесь лестницы речных террас, а также формирование аллювиально-пролювиальных шлейфов у подножий гор и т. д. (История развития рельефа…, 1972; Кулаков, 1973; и др.). Удская депрессия – аккумулятивная и аккумулятивно-денудационная равнина – террасирована, ограничена с севера и юга полосой плоских увалов, а с запада и востока – средневысокогорными хребтами. Верхне-Зейская впадина делится на два участка: левобережная Зея – аккумулятивная равнина и правобережная – поверхность денудационного выравнивания с обрывом к Зее высотой в 40–50 м. Амуро-Зейская впадина (плато) – аккумулятивно-денудационная равнина, характеризуется: 1) стратиграфически согласным залеганием верхнемеловых, палеогеновых, миоценовых и плиоцен-нижнечетвертичных отложений в зонах устойчивых прогибаний; 2) непрерывностью позднемезозойского разреза; 3) центробежно направленным расширением областей раннемеловой–раннечетвертичной аккумуляции, что доказывает отсутствие общего для Амуро-Зейской плиты и окружающих ее горных сооружений периода так называемой тектонической стабилизации с выработкой здесь преднеогенового пенеплена (Сорокин, 1990; История развития рельефа…, 1972; и др.).

Остров Сахалин отделен от материка Татарским проливом, а на востоке ограничен впадиной Охотского моря. Северная часть острова представлена исключительно Северо-Сахалинской аккумулятивной и аккумулятивно-денудационной равниной прямоугольной формы, а южная – вытянутой аллювиальной равниной клиновидной формы между Западно-Сахалинскими (средняя высота 1000 м, максимальная – 1325 м) и Восточно-Сахалинскими (средняя высота 800 м, максимальная – 1609 м) горами вдоль рек Тымь и Поронай.

В северной части ДВР (Магаданская и Камчатская области, Чукотский и Корякский автономные округа, а также Курильские острова, которые для удобства изложения включены нами в северную часть ДВР) горные сооружения тоже занимают господствующее положение, а разделяющие их низменности, различные по размерам и генезису, – подчиненное (рис. 2.3). В качестве самостоятельных горных поясов можно выделить восточную часть Яно-Чукотской, а также Корякско-Камчатскую горные страны, разделенные обширной Анадырско-Пенжинской депрессионной зоной. В Яно-Чукотскую горную страну входят горная система хр. Черского, Колымское, Омолонское, Анюйское и Чукотское нагорья, а также Юкагирское плоскогорье.

Основная часть *горной системы хр. Черского* находится на территории соседней Якутии, и лишь малая, юго-восточная, часть заходит на ДВР (средняя высота 1850 м, максимальная – 2566 м) и отличается широким развитием альпинотипных форм со следами деятельности древних ледников, а также устойчивым северо-западным простиранием хребтов.

Колымское (Охотско-Колымское) нагорье (средняя высота 1700 м, максимальная – 1962 м) значительно расчленено и сложено хребтами преимущественно северо-восточного простирания, хотя в зоне сопряжения с хр. Черского хребты Колымского нагорья повторяют ориентировку последнего, в зоне сопряжения с Омолонским нагорьем – приобретают дугообразные и северо-западные очертания, а в зоне Анадырского плоскогорья – субширотные, дугообразные и другие простирания. С юга на север также меняется морфология хребтов – от резких крутых форм с глубокими эрозионными врезами и каньонами до сглаженных средне- и низкогорных форм водоразделов и склонов. Колымское нагорье и Анадырское плоскогорье в основном являются морфологическим отражением Охотско-Чукотского вулканоорогена.

1 – горные хребты и основные водоразделы; 2 – впадины.

Хребты: 1 – Становой, 2 – Джугджур, 3 – Прибрежный, 4 – Лурикан, 5 – Кет-Кап, 6 – Дыгды-Сисе, 7 – Челат, 8 – Улахан-Бом, 9 – Юдомский, 10 – Кухтуйский, 11 – Сунтар-Хаята, 12 – Хейджанский, 13 – Каларский, 14 – Дырындинский, 15 – Чельбаус, 16 – Чернышева, 17 – Джелтулинский Становик, 18 – Урушинский, 19 – Янкан, 20 – Тукурингра, 21 – Джагды, 22 – Майский-Джугдыр, 23 – Селемджинский, 24 – Тайканский, 25 – Тыльский, 26 – Альский, 27 – Ям-Алинь, 28 – Эзоп, 29 – Турана, 30 – Буреинский, 31 – Баджальский, 32 – Помпеевский, 33 – Куканский, 34 – Джаки-Унахта-Якбыяна, 35 – Чаятын, 36 – Омельдинский, 37 – Омальский, 38 – Магу, 39 – Мевачан, 40 – Чертов, 41 – Оми, 42 – Приморский, 43 – Боголадза, 44 – Холодный, 45 – Синий, 46 – Восточный Синий, 47 – горы Пржевальского, 48 – Ливадийский, 49 – Черные горы, 50 – Сихотэ-Алинский, 51 – Западно-Сахалинский, 52 – Восточно-Сахалинский, 53 – Майманджинский, 54 – Туманский, 55 – кряж Сигланский, 56 – Полярный, 57 – Омсукчанский, 58 – Коркодонский, 59 – Молькаты, 60 – Ичигемский, 61 – Ушуракчан, 62 – Олойский, 63 – Анюйский, 64 – Пегтымельский, 65 – Эквыватапский, 66 – Чанталь-ский, 67 – Экитыкский, 68 – Искатель, 69 – Генканый, 70 – Пекульней, 71 – Осиновский, 72 – Щучий, 73 – Чуванский, 74 – кряж Алганский, 75 – Рарыткин, 76 – Майнопылгинский, 77 – Золотой, 78 – Южно-Майнский, 79 – Пикась, 80 – Снеговой, 81 – Пахачинский, 82 – Олюторский, 83 – Пылгинский, 84 – Срединный, 85 – Балаганчик, 86 – Восточный, 87 – Тумрок, 88 – Кумроч.

Впадины: А – Предстановые, Б – Зейская, В – Удская, Г – Амуро-Зейская, Д – Верхне-Буреинская, Е – Верхе-Амгуньская, Ж – Тырминская, З – Нимелен-Чукчагирская и Усолгинская, И – Эворонская, К – Бокторская, Л – Средне-Амурская, М – Удыль-Кизинская, Н – Нижне-Амурская, О – Суйфуно-Ханкайская, П – Северо-Сахалинская, Р – Южно-Сахалинская, С – Ванкаремская, Т – Чаунская, У – Анадырская, Ф – Анюйская, Х – Омолонская, Ц – Пенжинская, Ч – Парапольский дол, Ш – Западно-Камчатская, Э – Центрально-Камчатская, Ю – Кава-Тауйская

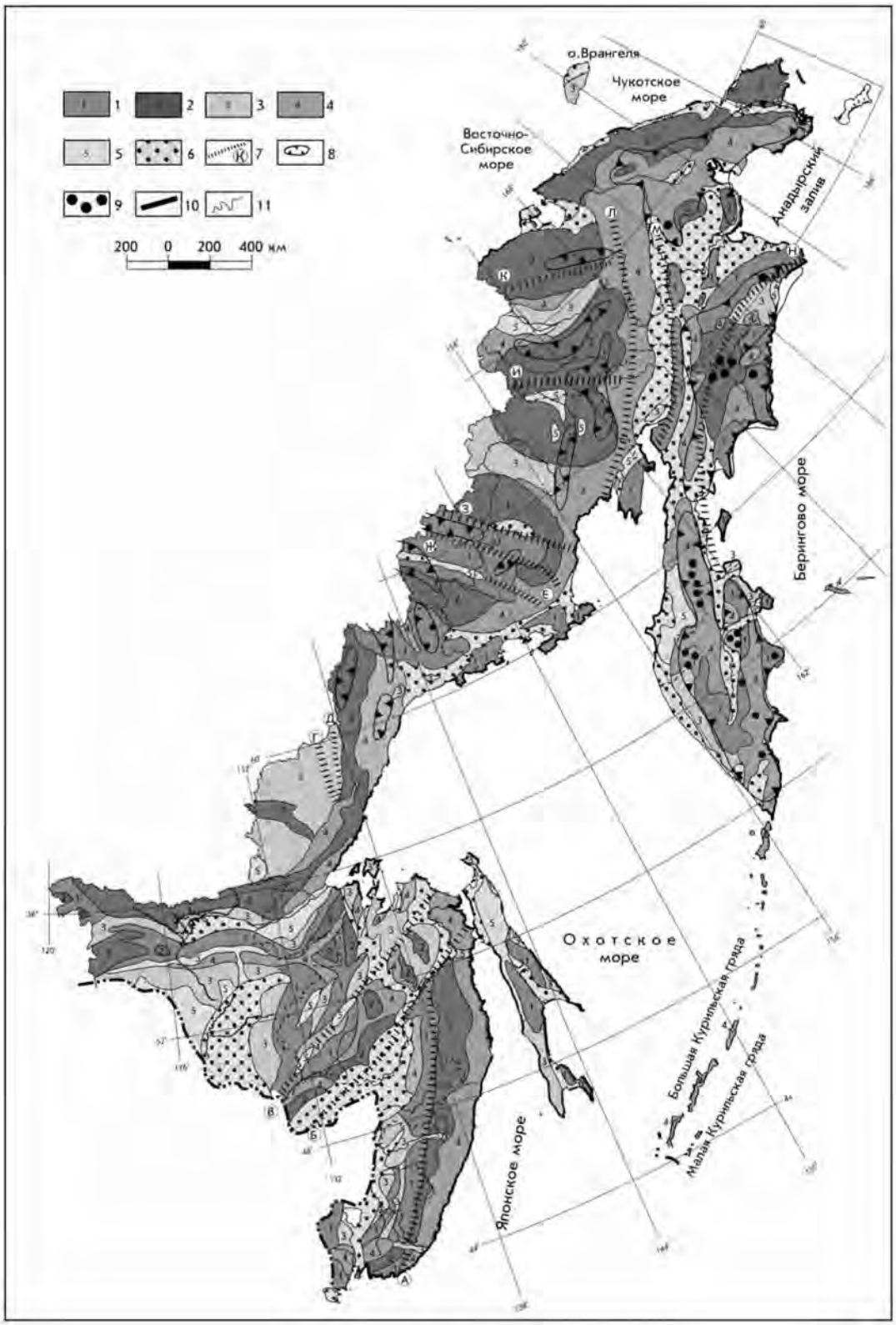


Рис. 2.4. Схема морфогенетических типов рельефа территории Дальнего Востока России (составил Е.А. Мясников с использованием материалов В.В. Никольской, Н.А. Шило, Г.И. Худякова, А.П. Кулакова, С.М. Тащи, Б.В. Ежова, А.П. Сорокина, В.В. Ермошина, В.К. Грабкова, А.В. Третьякова и др.).

Юкагирское плоскогорье на территории ДВР лишь восточным краем сливается с Омолонским массивом. Преобладает плосковершинный рельеф (700–800 м, максимальный – 900–1000 м, относительные превышения – 150–200 м) с эрозионно-денудационными чертами.

Омолонское нагорье (средняя высота 1500 м, максимальная – 1815 м) характеризуется разной ориентировкой горных плосковершинных гряд, а в целом – изометрично-концентрической формой с чередованием гряд и приподнятых впадин.

Анюйское и Чукотское нагорья (средняя высота 1000 м, максимальная – 1800 м) представляют собой сложные орографические сооружения. Юго-восточная и центральная части Анюйского хребта имеют альпинотипные формы. Рельеф Чукотского нагорья сглажен. В прибрежной низменной части развит тундровый полигональный рельеф, сменяющийся к морю на прибрежно-морской с косами и валами, а к предгорью – на холмисто-моренный.

Корякско-Камчатская горная страна включает Корякское нагорье, горные системы хребтов Срединный и Восточный, а также южную часть Камчатки.

Корякское нагорье (средняя высота 1500 м, максимальная – 1899 м) – крупная, интенсивно расчлененная система хребтов, радиально расходящихся от Центрально-Корякского и Верхне-Айчайваямского орографических узлов. Хребты разделены узкими впадинами и долинами рек, а нагорье окружено низменностями (впадинами). Центральная часть нагорья имеет высокие альпинотипные формы, к периферии снижается до увалистых (Южно-Ваечский хребет и др.), а в целом отвечает блоково-сводовому типу поднятий. Основной тип пространственных сочленений орогидрографических элементов (хребтов, речных долин, уступов и перегибов склонов и др.) Корякского нагорья – радиально-кольцевой. Окружающие нагорье крупные (Пенжинская, Анадырская), а также мелкие депрессии, судя по трансгрессивному характеру разреза выполняющих их отложений, с четвертичного времени расширяют свои границы в северо-восточном направлении. В результате в зоны погружений втянуты периклинальные части антиклинальных структур Чукотского нагорья. Например, наблюдается трансгрессивное наползание четвертичного чехла Анадырской впадины на южные отроги прилегающего к ней с севера Чукотского нагорья.

Рельеф Камчатки отличается сильной изрезанностью и крутизной береговой линии с востока и сглаженной приморской равниной-низменностью – с запада. Преобладает общая линейность основных асимметричных хребтов (ступенчатых горстов) и впадин (грабенообразных депрессий) с уникальными вулканическими (вулкано-тектоническими) структурами действующих и потухших вулканов (часто с кратерными озерами), с предгорными холмисто-увалистыми равнинами.

Горная система хр. Срединный (средняя высота 2000 м, максимальная – 3621 м) в центральной и южной части представляет собой сильно расчлененное горное сооружение с крутым обрывистым восточным и пологим сглаженным западным склонами. К северу от действующего вулкана Ичинский (высота 3970 м) преобладают резко расчлененные кряжи (высоты 1200–1900 м).

Горная система хр. Восточный состоит из кулисообразных цепей (гряд и локальных хребтов), часто с альпинотипными формами, и лишь хр. Кумроч имеет овальные вершины. Уникальная вулканическая гряда под острым углом отходит от хр. Восточный (средняя высота лавового плато 800–1100 м, максимальная высота отдельных вулканов до 4800 м – гора Ключевская), насчитывает около 80 вулканов, из которых 28 действующих.

Южная часть Камчатки представлена, с одной стороны, локальным субширотно вытянутым хр. Балаганчик (средняя высота 1700 м, максимальная – 2475 м) и серией небольших сопок (вулканов) центрального типа (средняя высота 2000–2300 м), а с другой – общим продолжением южных фрагментов региональных орографических элементов северо-восточного простирания (Восточный хребет, вулканическая гряда и др.), которые далее в юго-западном направлении переходят в островную систему Большой Курильской гряды.

Наиболее крупные депрессии Камчатки – Центрально-Камчатская низменность (асимметричный грабен) и Западная Камчатская равнина (предгорный прогиб) с многочисленными прибрежными озерами.

Другие низменности и равнины севера ДВР также занимают или окраинное положение, примыкая к морским заливам (Анадырская, Ванкаремская и др.), или межгорное (Пенжинская, Парапольский дол и др.).

На севере ДВР широко проявлены ледниковые формы – древние (плейстоценовые) и современные, а также мерзлотные формы рельефа (см. рис. 2.4).

Поднятия: 1 – глыбовые, 2 – сводовые, 3 – выположенные; 4 – вулканические нагорья и плато; впадины: 5 – денудационно-аккумулятивные, 6 – аккумулятивные; 7 – системы линейно упорядоченных узких грабенов, горстов, крупных уступов и перегибов склонов: А – Центрально-Сихотэ-Алинская, Б – Амуро-Сунгарийская, В – Амгуньско-Яуринская, Г – Улохан-Бомская, Д – Сетте-Дабанская, Е – Майманджинско-Большепороговая, Ж – Улахан-Чистай-Ямская, З – Момско-Полярнинская, И – Олойско-Уш-Урэкченская, К – Мало-Анюйская, Л – Гижигинско-Еропольская, М – Парапольско-Маинская, Н – Центрально-Камчатско-Вывенская; области широкого развития ледниковых форм рельефа: 8 – древних, 9 – современных; берега: 10 – абразионные, 11 – аккумулятивные

Система Курильских островов (Большая и Малая Курильские гряды с межхребтовой впадиной) является продолжением камчатской системы действующих и потухших вулканов. В плане она имеет вид кулисообразных гряд (средняя высота до 1500–1800 м, максимальная – 2300 м – вулкан Алаид), разделенных глубокими проливами (Буссоль – глубиной 2300 м, Крузерштерна – 1900 м и др.). К северу и северо-востоку от Большой и Малой Курильской гряды расположены Курильская подводная котловина и Центральная Курильская впадина, а к югу – Курило-Камчатский желоб. Наиболее уверенно выделяется 68 надводных и подводных вулканов (Федорченко и др., 1989; и др.) (по другим данным – около 160), половина из которых действующие. Они имеют вид изолированных (конических или плосковершинных с кальдерами) или слившихся в вулканические хребты возвышенностей.

Дальний Восток России омывают Японское, Охотское, Берингово, Чукотское и Восточно-Сибирское моря. Характеристика подводного рельефа не входила в задачу данной работы, а представление о типах берегов (аккумулятивный, абразионный) в общих чертах дано на рис. 2.4.

ОСНОВНЫЕ МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РЕЛЬЕФА

В формировании основных черт рельефа ДВР (морфотекстуры и морфоструктуры) ведущая роль принадлежит геологическим факторам, действовавшим на протяжении длительной истории геологического развития, в том числе неотектоническим движениям и вулканизму. Климатические, гидрологические и другие изменения в прошлом и настоящем, особенно в ледниковые и послеледниковые периоды, а также современные рельефоформирующие процессы, несомненно, влияли на формирование морфоскульптуры. В этой главе останавливаться на них не будем, тем более что этим процессам и явлениям посвящена многочисленная специальная литература (История развития рельефа…, 1972, 1976; Худяков, 1977; Короткий, 1985; Кулаков, 1986; Тащи, Ермошин, 1988; и др.). В результате же их совместного воздействия, протекавшего в постоянно меняющейся сложной географической обстановке, сложилось большое разнообразие типов рельефа, как в морфологическом, так и в генетическом отношении (от озерно-болотных равнин до глыбовых и сводово-глыбовых нагорий, образующих значительные сочетания, которые обусловлены в первую очередь геологическими особенностями строения территории ДВР). Морфогенетические типы рельефа определялись исходя из генезиса геоморфоструктурообразующих комплексов, их структурной организации, направленности движения потоков вещества и энергии-массы, а также их интенсивности. С учетом мелкого масштаба построений целесообразно выделить лишь основные из них, которые и отражены на схематической карте типов рельефа (рис. 2.4).

Несмотря на то что в этой работе, как упоминалось в начале наст. главы, не ставились задачи объяснения строения и развития рельефа, необходимо все же отметить, что взгляды на эти проблемы многочисленны, но выделяются две группы. Господствует представление, что рельеф периодически терпит выравнивание, затем снова возникают геоморфологические формы разных знаков (Уфимцев, 1984; Горкуша и др., 1999; и др.). Вторая точка зрения предполагает, что рельеф развивается в основном унаследованно (История развития рельефа…, 1972, 1976; Худяков, 1977; и др.). Однако независимо от возможных моделей строения и развития рельефа ДВР фактические материалы, касающиеся приведенной общей характеристики рельефа территории ДВР, сводятся к тому, что данная территория действительно отличается аномально высокой скученностью и разнообразием геоморфологических форм и морфогенетических типов, а также современных геоморфологических процессов, что подтверждает ее статус «активной переходной зоны». Это также согласуется с аналогичными выводами (и дополняет их) о том, что специфика ДВР проявляется практически во всех геологических и географических оболочках (сферах) Земли – от исключительно природных и самых глубинных до природно-антропогенных приповерхностных, вплоть до аномального проявления так называемых социально-экономических контактных зон (Бакланов, 2000; и др.), которые в общем смысле являются разновидностями зон перехода.

В заключение необходимо отметить, что в существующей практике исследований рельефа сложилось два подхода: описательный, когда рельеф рассматривается, по существу, как «геометрическое место точек» без учета и анализа его первичной формы и структурно-вещественный, когда рельеф рассматривается как внешняя форма геологических тел и их структур. Краткие сведения по первому изложены выше, но, по глубокому убеждению автора, читателю следует ознакомиться и с результатами второго подхода, изложенного в соответствующих публикациях (Худяков, 1977; Морфоструктурные исследования…, 1985; Кулаков, 1986; Ежов и др., 1995; Мясников, 1999; Тащи, Мясников, 2003; и др.), потому что только оба подхода в той или иной мере приближают нас к действительности.

Таблица 2.1

Физико-географическое районирование Дальнего Востока России. Восточно-Сибирский сектор. Страна Северо-Восточная Сибирь

Провинция	Область
1. Нижне-Колымская арктотундровая низменность	1.1. Приморская низменность с арктическими мохово-лишайниковыми тундрами и кочкарными болотами 1.2. Колымская террасированная равнина с термокарстовыми котловинами, заболоченным лиственничным редколесьем и мохово-лишайниковым покровом.
2. Анюйская низкогорно-арктотундровая на мезозойских складчато-глыбовых структурах	2.1. Северо-Анюйская низкогорная, арктотундровая, каменисто-пустынная 2.2. Южно-Анюйская низкогорная, с лиственничным редколесьем, в долинах гипново-травяные болота и поросли ивняка и тополевника
3. Юкагирско-Омолонская плоскогорно-низкогорная, тундрово-северотаежная, на выступах докембрия, перекрытого мезозойским чехлом	3.1. Юкагирская плоскогорно-низкогорная, лиственнично-редколесная, кедровостланиковая, гольцово-каменистая 3.2. Омолонская низкогорная, кедровостланиково-арктотундрово-каменистая
4. Верхне-Колымская среднегорная, северотаежная, на мезозойских складчатых и надинтрузивно-сводовых морфоструктурах	4.1. Буюнда-Сугойская среднегорно-котловинная, лиственнично-редколесная, кедровостланиковая, выше гольцово-каменистая арктотундровая. 4.2. Кулу-Дебинская высокогорно-среднегорная, лиственнично-кедровостланиковая, выше арктотундровая и каменисто-пустынная
5. Юдомо-Майская низкогорно-плоскогорная, северо- и среднетаежная, на палеозойском карбонато-осадочном чехле Лено-Майской плиты	5.1. Юдомская среднегорно-низкогорная, сосново-лиственничная, кедровостланиковая, выше каменисто-арктотундровая 5.2. Майская низкогорно-плоскогорная, елово-лиственничная, выше кедровостланиковая, каменисто-лишайниковая

Таблица 2.2

Физико-географические провинции и области Прибайкальско-Забайкальской страны

Провинция	Область
6. Алдано-Становая среднегорная, среднетаежная, на кристаллических породах Алданского щита и карбонатных толщах платформенного чехла	6.1. Учурская среднегорно-плоскогорная, багульниково-лиственничная, кедровостланиковая, выше тундрово-каменистая
7. Забайкальская среднегорная, средне- и южно-таежная, на выступах протерозоя среди палеозойских толщ	7.1. Верхнеолекминская среднегорная, рододендроново-лиственничная, подгольцово-редколесная, выше горно-тундровая

Таблица 2.3

Физико-географические провинции и области страны Дальний Северо-Восток

Провинция	Область
8. Остров Врангеля – низкогорная арктическая пустыня на среднепалеозойских складчатых структурах	8.1. Врангелевская каменистая низкогорная пустыня со снежниками и фирнами, в понижениях с полигональными лишайниково-кустарничковыми тундрами
9. Чукотская низкогорная арктотундровая, на мезозойских складчатых и магматогенных сводово-купольных морфоструктурах	9.1. Ванкарем-Дауркинская горно-равнинная, субарктическая тундровая, гольцово-каменистая 9.2. Амгуэма-Чукотская низкогорная арктотундровая, в понижениях лишайниково-кустарничковая тундра
10. Верхне-Анадырская плоскогорно-низкогорная, южно-тундрово-северотаежная, на меловых эффузивах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	10.1. Танюрер-Анадырская горно-тундровая, каменисто-пустынная, в понижениях заболоченная, в долинах тополево-чозениевая. 10.2. Еропол-Анадырская низкогорная, каменисто-тундровая, редкостойно-лиственничная, кедровостланиковая
11. Анадырско-Пенжинская межгорная низкая равнина, южно-тундровая, на кайнозойских озерно-аллювиальных отложениях мезозойского прогиба	11.1. Анадырская аллювиально-озерная заболоченная равнина, термокарстовая, кустарничково-травянисто-тундровая. 11.2. Пенжинская низкогорно-равнинная, кочкарно-тундровая, термокарстовая, на увалах кедровостланиковая

Окончание табл. 2.3

Провинция	Область
12. Корякская южно-тундровая вулканогенно-складчатая, на позднемезозойских структурах	12.1. Ледниково-вулканогенная, среднегорная, каменисто-пустынная, на склонах лишайниково-кустарничковая, в долинах кедровостланиковая, ивняково-кустарничковая
13. Северо-Приохотская низкогорная, глубоко расчлененная, южно-тундрово-северотаежная, на выступах докембрийского и палеозойского основания, перекрытого лавами Охотско-Чукотского пояса	13.1. Гижигинская горно-тундровая, ольховниково-кедровостланиковая, в долинах тополево-чозениевая, в понижениях осоково-пушицевая 13.2. Тауйская среднегорно-низкогорная, лиственнично-редколесная, выше горно-арктотундровая, на побережье заболоченно-луговая
14. Джугджурская горно-тундровая, северо- и среднетаежная, на месте краевого прогиба Сибирской платформы, перекрытая толщами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	14.1. Западно-Приохотская низкогорно-плоскогорная, лиственнично-елово-пихтовая, выше кедровостланиковая, прибрежные низины заняты заболоченными лугами 14.2. Джугджуро-Майская среднегорная, елово-сосново-лиственничная, выше кедровостланиковая и арктотундровая

Таблица 2.4

Физико-географическое районирование Приамурско-Приморской страны

Провинция	Область
15. Зейско-Удская среднетаежная, горно-равнинная, сложенная мезозойскими и кайнозойскими толщами в зоне сочленения Алдано-Станового щита и Буреинского массива; в северной части – на кристаллических сланцах и гранито-гнейсах нижнего протерозоя	15.1. Гилюйско-Становая низкогорно-плоскогорная, багульниково-лиственничная, выше – кедровостланиково-горно-тундровая 15.2. Джугдыро-Майская среднегорная, елово-лиственничная с пихтой и кедровым стлаником, выше – каменисто-арктотундровая 15.3. Верхне-Зейская межгорно-равнинная, лиственнично-редколесно-маревая, в центре заполненная водохранилищем 15.4. Удская террасированная аллювиальная равнина с березово-лиственничным редколесьем в заболоченных долинах
16. Тукурингра-Джагдинская средне-южно-таежная, горст-антиклинорная, среднегорная, на месте Монголо-Охотского складчатого пояса	16.1. Тукурингрская низкогорная, сосново-лиственничная, горно-тундровая 16.2. Джагдинская низкогорная, елово-березово-лиственничная, кедровостланиковая

Продолжение табл. 2.4

Провинция	Область
17. Амуро-Зейская южно-таежно-подтаежная, на кайнозойских и мезозойских осадочных отложениях эпигерцинской плиты, лесостепная и луговостепная, на юге распаханная	17.1. Верхне-Амурская плоско-горно-равнинная, березово-сосново-лиственничная, в долинах заболоченная, на плоских междуречьях мари 17.2. Средне-Зейская увалисто-равнинная, с болотами и марями, в предгорьях березово-лиственничная 17.3. Зейско-Буреинская равнинная, распаханная, с фрагментами заболоченных луговых степей и лесостепей 17.4. Селемджинская предгорно-грядово-котловинная, березово-лиственничная, с кустарниковыми марями 17.5. Притуранская предгорно-увалистая, с подтаежными лиственнично-березовыми и еловыми лесами с примесью дубняков
18. Буреинское нагорье – средне- и южно-таежная провинция на складчато-глыбовых и магматогенно-сводовых морфоструктурах, прорванных гранитоидами. В центральной части – на месте мезозойского прогиба – межгорные котловины (Ургальская и Тырминская угленосные впадины)	18.1. Верхне-Селемджинская среднегорная, лиственнично-еловая с пихтой и кедровым стлаником, выше гольцово-каменистая 18.2. Баджало-Буреинская высокогорная, южнее среднегорная, пихтово-еловая, выше кедровостланиковая, гольцово-каменистая 18.3. Туранская среднегорно-глыбовая, елово-лиственничная, кедровостланиковая, горно-тундровая 18.4. Ургальско-Тырминская межгорно-котловинная, заболоченная, с березово-лиственничным редколесьем и марями 18.5. Урми-Горинская низкогорная, южно-таежная 18.6. Малохинганская низкогорно-плоскогорная, кедрово-широколиственная, на северных отрогах темнохвойная
19. Пришантарская складчато-глыбовая, среднетаежная, прибрежно-островная с риасовым типом развития	19.1. Шантарская низкогорно-островная, лиственнично-еловая, кедровостланиковая и горно-тундровая 19.2. Торомо-Тугурская низкогорно-котловинная, елово-пихтовая, в долинах мари и болота 19.3. Магу-Мевачанская низкогорно-грядовая, елово-пихтовая, кедровостланиковая

Продолжение табл. 2.4

Провинция	Область
20. Нижне-Амурская южно-таежная, с болотами, озерами и марями, на складчато-глыбовых и интрузивно-сводовых морфоструктурах, осложненных кайнозойскими впадинами	20.1. Эворон-Чукчагирская равнинная, заболоченно-маревая, в предгорьях елово-лиственничная 20.2. Чля-Орельская озерно-аллювиальная низменность, с болотами и марями 20.3. Удыль-Кизинская аллювиально-озерная, заболоченная низменность с марями и редколесьем 20.4. Присахалинская низкогорная, лиственнично-пихтово-еловая 20.5. Амуро-Амгуньская низкогорно-котловинная, лиственнично-пихтовая с кедровым стлаником и брусникой
21. Средне-Амурская озерно-аллювиальная равнина с подтаежными и лугово-болотными ландшафтами на кайнозойских отложениях	21.1. Урми-Амурская заболоченная низменность, в предгорьях распаханная 21.2. Болонь-Ванданская озерно-аллювиальная, с болотами и марями 21.3. Амуро-Анюйская увалисто-равнинная, с болотами, марями и озерами, в предгорьях подтаежная 21.4. Хехцирская низкогорная-увалистая, хвойно-широколиственная, выше кедрово-еловые и пихтово-еловые леса 21.5. Уссури-Хорская террасированная равнина с лугами, марями и болотами
22. Сихотэ-Алинская среднегорно-низкогорная, кедрово-широколиственная на позднемезозойских складчатых структурах, прорванных интрузиями гранитоидов, на побережье перекрытых вулканогенными толщами Восточно-Сихотэ-Алинского пояса	22.1. Северо-Сихотэ-Алинская низкогорная, лиственнично-кедровостланиковая, на побережье пихтово-еловая 22.2. Средне-Сихотэ-Алинская среднегорная, кедрово-широколиственная, выше елово-пихтовая и каменноберезово-кедровостланиковая 22.3. Уссури-Синегорская (Западно-Сихотэ-Алинская) низкогорная, кедрово-широколиственная, в предгорьях широколиственно-дубняковая 22.4. Восточно-Сихотэ-Алинская низкогорная, у подножий дубняково-леспедецевая, выше белоберезово-осиновая, пихтово-еловая и кедровостланиковая 22.5. Южно-Приморская среднегорная, кедрово-широколиственная, с грабом и пихтой цельнолистной

Окончание табл. 2.4

Провинция	Область
23. Приханкайская озерно-аллювиальная равнина на кайнозойских отложениях, перекрывающих докембрийские толщи Ханкайского срединного массива (в значительной степени освоенная под сельхозкультуры)	23.1. Уссури-Приханкайская холмисто-увалистая, лесостепная, в долине р. Уссури и в низовьях ее притоков лугово-болотная и лугово-степная 23.2. Ханкайская приозерная низменность, осушенная под рисосеяние, с участием лугово-болотных ландшафтов 23.3. Южно-Приханкайская террасированная равнина, распаханная, в сочетании с широколиственными лесами в предгорьях и фрагментами лесостепных ландшафтов

Таблица 2.5

Физико-географическое районирование Корейско-Маньчжурской страны

Провинция	Область
24. Восточно-Маньчжурская, отроги одноименного нагорья и западное побережье зал. Петра Великого, представленные складчатыми структурами Лаоелин-Гродековской системы и окраиной Ханкайского массива	24.1. Пограничная низкогорная, хвойно-широколиственная с дубравами 24.2. Хасанская низкогорно-равнинная, лиственнично-чернопихтарниковая (на Шуфанском плато), хвойно-широколиственная (на низкогорье Черные Горы) и болотно-лугово-степная (в Притуманганье)

Таблица 2.6

Физико-географическое районирование Сахалино-Камчатской (Охотоморской) страны

Провинция	Область
25. Сахалинская средне- и южно-таежная, равнинно-низкогорная, на позднекайнозойских складчатых структурах, высокосейсмичная, на юге с подтаежными хвойно-широколиственными ландшафтами	25.1. Северо-Сахалинская, заболоченно-равнинная, лиственнично-редколесная, на возвышенностях кедровостланиковая, травяно-кустарниковая, на восточном побережье темнохвойная 25.2. Западно-Сахалинская низкогорная, елово-пихтовая с курильским бамбуком 25.3. Тымь-Поронайская межгорно-равнинная, кустарничково-сфагново-болотная, с елово-лиственным редколесьем 25.4. Восточно-Сахалинская низкогорная, елово-пихтовая, выше каменноберезняково-кедровостланиковая, горно-тундровая

Продолжение табл. 2.6

Провинция	Область
	25.5. Южно-Сахалинская горно-равнинная, каменноберезово-бамбуковая, с участием широколиственных лесов, выше елово-пихтовая. На прибрежных равнинах подтаежные мари
26. Камчатская среднегорно-высокогорная, сводово-складчатая, ледниково-вулканическая, высокосейсмичная, северотаежная, лугово-лесная и горно-тундровая	26.1. Западно-Камчатская предгорно-равнинная, заболоченно-тундровая, в предгорьях каменноберезняковая 26.2. Срединно-Камчатская среднегорно-высокогорная, вулканогенно-складчатая, горно-ледниковая, на склонах каменноберезняковая, выше каменисто-гольцовая, арктотундровая 26.3. Центрально-Камчатская межгорно-равнинная, хвойно-лесная, заболоченно-луговая 26.4. Восточно-Камчатская высокогорная, ледниково-вулканическая, лесолуговая, каменноберезняковая, выше кедровостланиковая, гольцово-каменистая, арктотундровая, участками хвойнолесная 26.5. Командорская островная, вулканогенно-складчатая, горно-тундровая, в долинах ивняково-березняковая

Окончание табл. 2.6

Провинция	Область
27. Курильская островная дуга, складчато-вулканогенная, высокосейсмичная, с горно-тундровыми, лугово-лесными и подтаежными хвойно-широколиственными ландшафтами	27.1. Северо-Курильская вулканогенно-островная, кедровостланиковая, выше горно-тундровая 27.2. Средне-Курильская вулканогенно-островная, лугово-лесная бамбуково-каменноберезняковая, выше кедровостланиковая, каменисто-гольцовая 27.3. Южно-Курильская, складчато-вулканогенная, хвойно-широколиственная, прибрежно-дубняковая, выше бамбуково-каменноберезняковая и кедровостланиковая 27.4. Мало-Курильская холмисто-равнинная, складчато-островная, лесолуговая, с рощами хвойно-широколиственных лесов и куртинами из лиственницы курильской
28. Остров Хоккайдо – складчато-глыбовая, горно-вулканическая и холмисто-равнинная, на кайнозойских и позднемезозойских структурах	28.1. В горах распространены темнохвойные леса, в предгорьях хвойно-широколиственные, на равнинах интенсивное землепользование. Характеризуется активным вулканизмом и высокой сейсмичностью

ГЛАВА 3

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ВОСТОКА РОССИИ

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Геофизические поля отражают современную структуру оболочек Земли, так же как геологические карты, построенные по результатам геологической съемки, отражают ее современную поверхность. Поэтому, если мы говорим, что какой-то объект, например рудный, характеризуется такой-то мощностью земной коры, то это параметр современной коры, а не земной коры времени формирования этого объекта. В то же время в глубинном строении сохранены структурные элементы прошлого, которые могут быть использованы при геодинамических и прогнозных исследованиях. Геологические построения двухмерные, а глубинное строение – объемное, трехмерное. Поэтому целесообразность использования геофизических данных при структурных, геодинамических и металлогенических исследованиях, как правило, сомнений не вызывает. Необходим лишь учет их специфики и возможностей геофизических методов.

Изученность Восточной Азии глубинными геофизическими методами неравномерная. Данные исследования в большом объеме проведены в Приамурье, Приморье и Восточном Китае. На этих площадях выполнены региональные сейсмические (ГСЗ, МОВЗ) и геоэлектрические (МТЗ) профильные работы (геотрансекты), произведены измерения теплового потока, гравиметрические и аэрогеофизические (магнитные, гамма-спектрометрические) съемки разных масштабов от 1:1 000 000 до 1:50 000. Первый сейсмический профиль МОГТ «Магадан – о-в Врангеля» выполняется в настоящее время на Северо-Востоке России.

Изучение глубинного строения Востока России, и особенно его геодинамическая интерпретация на современном уровне, невозможны без привлечения геофизических материалов по сопредельным территориям (Восточный Китай, Якутия, Восточное Забайкалье, акватории дальневосточных морей). Использование перечисленных выше данных позволило нам осуществить геофизическое моделирование элементов глубинного строения и составить серию геофизических карт и глубинных разрезов. К ним относятся карты мощности и типов земной коры, мощности литосферы; плотностные, геоэлектрические, скоростные, геотемпературные разрезы и разноглубинные срезы литосферы и ее слоев, подлитосферной мантии (астеносферы). Большинство выполненных построений приходится на область сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов и краевые части Сибирской и Северо-Китайской платформ, но иногда выходят за рамки этой площади.

Описание результатов в данном разделе выполнено по глубинным объектам – геосферам: земная кора, литосферная мантия, литосфера, астеносфера. В конце главы приведены примеры глубинного изучения рудных районов и связей глубинного строения с металлогенией.

ЗЕМНАЯ КОРА

В распределении плотности земной коры (в проекции на современную поверхность) контрастно выделяются (Малышев и др., 2001) мезозойские, мезозойско-кайнозойские и кайнозойские осадочные бассейны. Следует отметить кольцевое размещение кайнозойских впадин Нижнего Амура (Эворонской, Чукчагирской, Нимеленской, Усть-Кизинской, Усть-Амгуньской, Чля-Орельской) и узкую перемычку, соединяющую осадочные бассейны Сунляо и Амуро-Зейский. В отличие от осадочных бассейнов, не все вулканогенные пояса мезозоя–кайнозоя отличаются понижением плотности, хотя плотность кислых вулканитов, как правило, ниже плотности окружающих пород. Это относится к Дахинганскому вулканогенному поясу (на территории КНР) и объясняется, по-видимому, малой мощностью кислых вулканитов и близостью плотности вулканитов среднего состава и палеозойских гранитоидов, слагающих данный пояс.

Алдано-Становой щит четко выделяется повышенной плотностью 2,65–2,80 г/см^3 к северу от Станового разлома. В Становом мегаблоке плотность пород ниже, чем в Алданском, благодаря широкому развитию мезозойских гранитоидов. В платформенном чехле Алдана плотность пород (2,65–2,70 г/см^3) мало отличается от соседствующих пород фундамента Алданского мегаблока щита (2,70–2,75 г/см^3), повидимому, из-за наличия карбонатных образований в чехле.

Карта плотности поверхности консолидированной коры (Малышев и др., 2001) получена путем «снятия» плотностного эффекта осадочных образований и частично низкоплотных вулканитов. Наиболее интенсивные плотностные аномалии на этой карте установлены в фундаменте мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов: Сунляо (2,70–3,00 г/см^3), Чульманском, Токинском (юго-восток Якутии), Амуро-Зейском, Верхне-Зейском, Саньцзян-Средне-Амурском (2,70–2,80 г/см^3). Достоверность этих значений подтверждена плотностным моделированием. По данным сейсмогравитационного моделирования блоки пород с плотностью 3,20 г/см^3 обнаружены в фундаменте бассейна Сунляо.

Мощность земной коры определялась главным образом по профилям ГСЗ. Многочисленные профили МОВЗ к построениям не привлекались из-за большого разброса данных. Исключением являются профили МОВЗ Чара–Тында и Джалинда–Улу, где расхождение значений на их пересечениях с профилями ГСЗ носит систематический характер и составляет 3–4 км. Построенная карта мощности земной коры (рис. 3.1) на отдельных площадях существенно отличается от предыдущих карт, составленных по осредненным гравиметрическим аномалиям или осредненному рельефу. Это относится в первую очередь к Амуро-Зейской впадине, кратонным террейнам (Аргуно-Мамынскому, Турано-Чжангуанцайлинскому и Цзямусы-Малохинганскому) и Сино-Корейскому щиту. Большинство этих структурных элементов характеризуются гетерогенным строением земной коры и плохо коррелируют с геофизическими аномалиями и рельефом. Подобные соотношения свидетельствуют об ограниченности возможностей использования расчетов мощности земной коры по данным гравиметрии и рельефу. Конформные соотношения между вариациями мощности земной коры и тектоническими элементами наблюдаются на Алдано-Становом щите, в Сихотэ-Алинской системе, впадинах Сунляо и Средне-Амурской.

Распределение средней плотности земной коры (рис. 3.2), рассчитанной по методике послойного сейсмогравитационного моделирования, в значительной степени согласуется с распределением мощности земной коры. Исключение составляет Северо-Китайская платформа, выраженная в плотностной структуре лучше и не отмеченная в структуре земной коры. Северное ограничение платформы нарушено субмеридиональной полосой погружений поверхности Мохо на глубину 36–40 км, протягивающейся на север вдоль Муданьцзянского разлома до р. Амур. К западу от нее прослеживается полоса поднятий Мохо северо-восточного простирания, отвечающая впадинам Ляохэ, Сунляо и грабенам Итун-Илань разлома Тан-Лу.

Кратонные террейны и отдельные их части фиксируются по-разному в плотностной структуре земной коры. Они, как правило, обладают резко отличными друг от друга характеристиками блоков в одном массиве. Так, Аргунский террейн (Восточное Забайкалье) отличается аномалией пониженной плотности, а Мамынский – повышенной; Турансому соответствует минимум плотности, а Чжангуанцайлинскому (КНР) – максимум. Различие плотности блоков земной коры может быть объяснено степенью редуцирования древней салической коры и «подслаиванием» более молодой мафической (андерплейтинг, вертикальная аккреция). Ханкайский террейн выражен в плотностной структуре нетрадиционно. Он разбивается на три блока: южный – пониженной плотности, центральный – высокой, северный – повышенной.

Плотностной эффект земной коры мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов зависит от мощности осадков, глубинной природы и мощности консолидированной коры. Относительными минимумами плотности отмечаются впадины Сунляо, Буреинская, Верхне- и Средне-Амурская. Из них максимальная мощность осадков (до 8 км) установлена в Сунляо, дефицит средней плотности земной коры в которой составляет 0,05–0,07 г/см^3. Мощность осадков в других впадинах не превышает 3 км, а дефицит плотности 0,03–0,05 г/см^3. Наряду с осадками аномальный эффект земной коры связан с понижением плотности в верхней и средней частях земной коры, обусловленным глубинными ее преобразованиями. Его величина может превышать 0,1 г/см^3 и в значительной степени компенсируется нижнекоровым слоем.

Амуро-Зейская впадина выделяется интенсивной плотностной аномалией в земной коре. Интересно отметить, что аномалия связана с S-образным изгибом Дахинган-Тайханской гравитационной ступени, которая в плотностной структуре земной коры фиксируется интенсивной полосовой аномалией до 2,92 г/см^3 на Большом Хингане. О возможности такого плавного соединения этой гравитационной ступени с Пограничной через Амуро-Зейскую аномалию можно судить по характеру гравитационного поля соседних площадей КНР и России. Но глубинная коровая природа этого соединения ранее не была установлена.

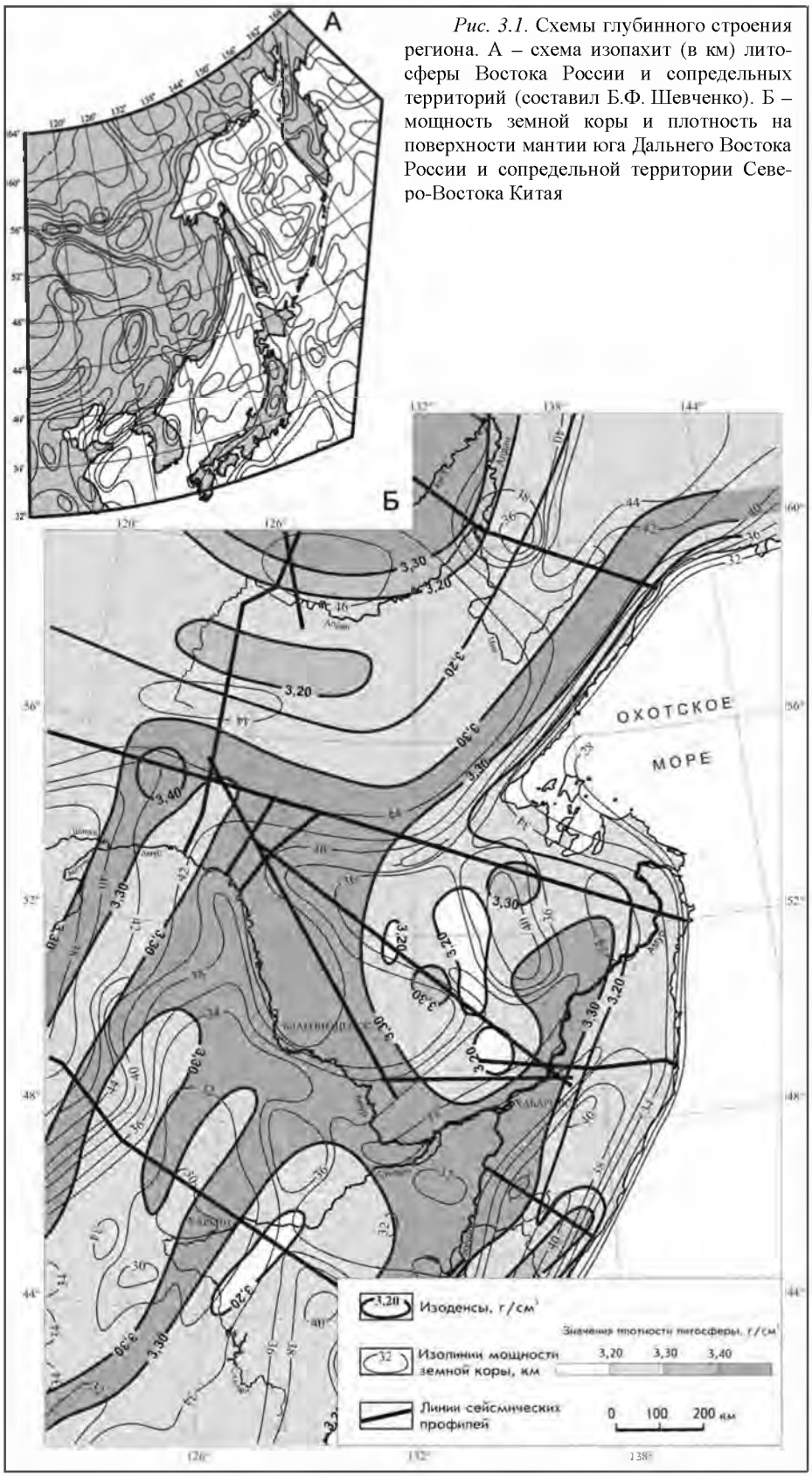


Рис. 3.1. Схемы глубинного строения региона. А – схема изопахит (в км) литосферы Востока России и сопредельных территорий (составил Б.Ф. Шевченко). Б – мощность земной коры и плотность на поверхности мантии юга Дальнего Востока России и сопредельной территории Северо-Востока Китая

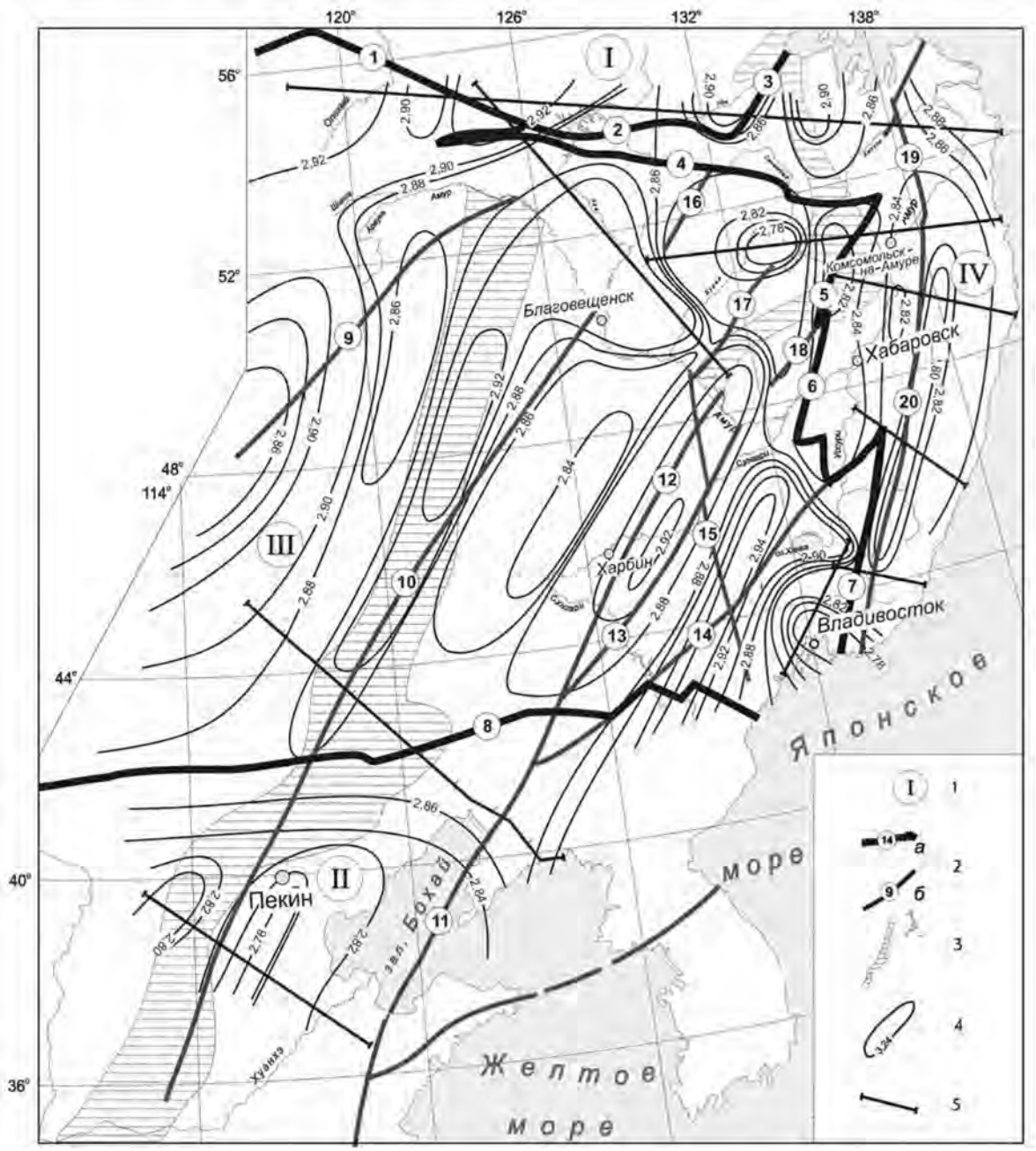


Рис. 3.2. Распределение средней плотности земной коры юга Дальнего Востока России и сопредельных территорий (составили Ю.Ф. Малышев, В.Я. Подгорный).

1 – индексы крупных тектонических подразделений (I – Сибирская платформа, II – Северо-Китайская платформа, III – Центрально-Азиатский пояс, IV – Тихоокеанский пояс); 2 – разломы и их индексы: а – граничные (1 – Джелтулакский, 2 – Ланский, 3 – Улигданский, 4 – Южно-Тукурингрский, 5 – Тастахский, 6 – Куканский, 7 – Арсеньевский, 8 – Внутреннемонгольская ось), б – зоны глубинных разломов (9 – Дэрбург (Приаргунский); 10 – Чанчжи-Нэньцзян; 11–14 – система разломов Тан-Лу: 11 – Тан-Лу, 12 – Чанчунь, 13 – Итун-Илань, 14 – Дунми-Алчанский; 15 – Муданьцзян; 16 – Селемджинский; 17 – Хинганский; 18 – Курский; 19 – Лимурчанский; 20 – Центрально-Сихотэ-Алинский); 3 – местоположение гравитационных ступеней; 4 – изолинии плотности и их значения в г/см^3 с сечением 2 г/см^3; 5 – сейсмические профили и геотраверсы, использованные для гравитационного моделирования

Плотностная структура земной коры Сихотэ-Алиня относительно простая. Выделяется Нижне-Амурский плотностной максимум и овальный линейно вытянутый Сихотэ-Алинский минимум плотности, что согласуется с рисунком гравитационного поля.

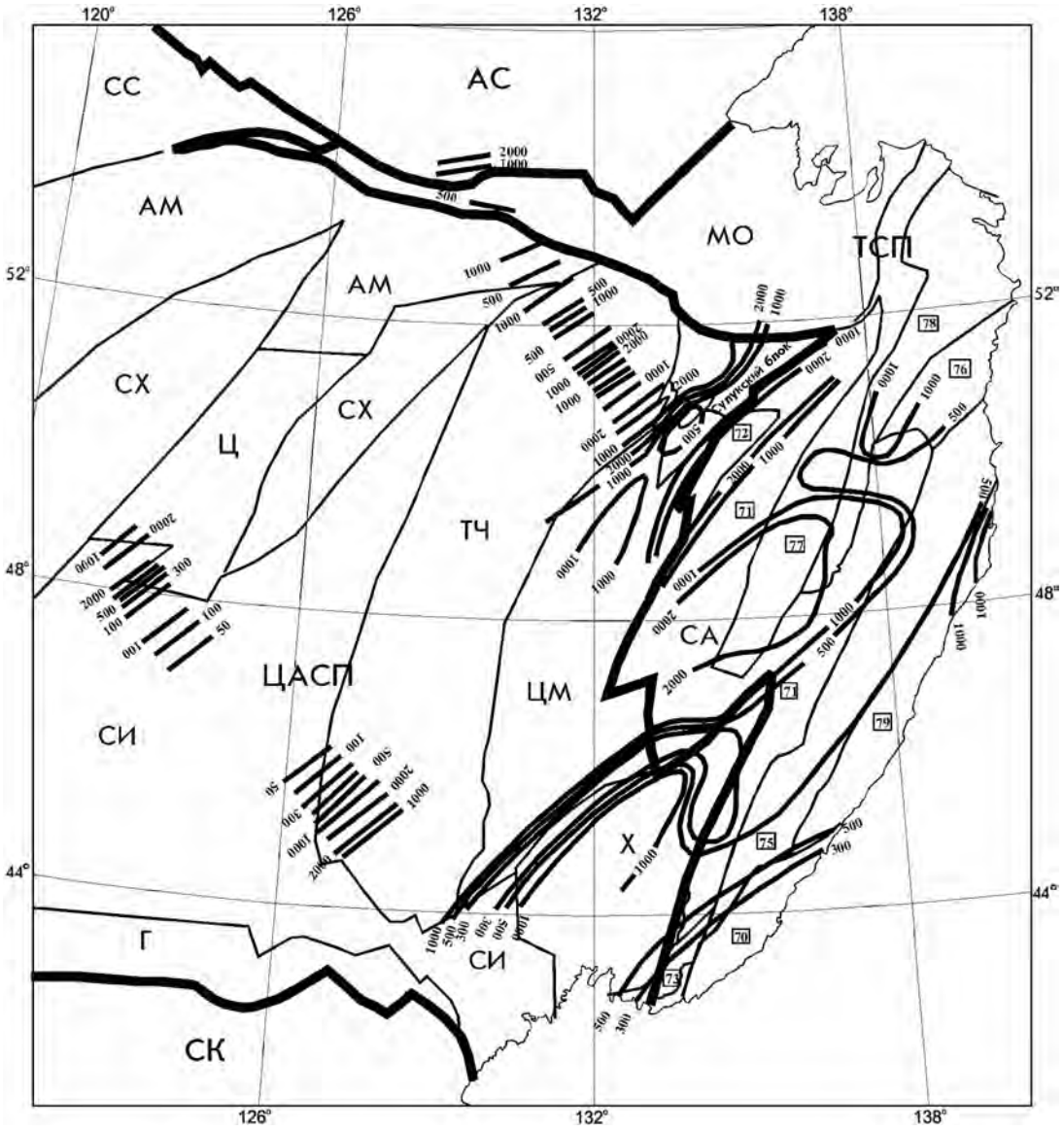


Рис. 3.3. Распределение среднего значения электрического сопротивления в диапазоне глубин 10–35 км (земная кора) юга Дальнего Востока России и сопредельных территорий (составил В.Б. Каплун).

Краевые фрагменты кратонов: АС – Алданский, СК – Сино-Корейский. Глобальные орогенные пояса: ЦАСП – Центрально-Азиатский, ТСП Тихоокеанский. Кратонные террейны: Х Ханкайский, ЦМ Цзямусы-Малохинганский, ТЧ – Турано-Чжангуцайлинский, Ц – Цзягедачи, АМ – Аргуно-Мамынский. Орогенные пояса: СА – Сихотэ-Алинский, МО – Монголо-Охотский, СИ – Силамулунь-Иеньбэньский, СХ – Северо-Хинганский, Г – Гиринский, СС – Селенга-Становой. Террейны (цифры в рамках): 70 – Прибрежный, 71- Самарско-Ванданский, 72 – Баджальский, 73 – Сергеевский, 75 – Лужкинский, 76 – Тумнинский, 77 – Приамурский, 78 – Нижне-Амурский, 79 – Кемский. Цифры у изолиний – удельное электрическое сопротивление, Омм

Земная кора региона характеризуется контрастными аномалиями геоэлектрических сопротивлений (рис. 3.3). Преобладают высокие значения сопротивлений более 1000 и до нескольких десятков тысяч Омм. Толщина слоя с высоким сопротивлением может превышать мощность земной коры (до 100 км), а местами сокращаться до 20 км.

Мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны преимущественно выделяются низкими значениями электрических сопротивлений в земной коре, но распределение их в разрезе впадин неодинаковое. Осадочные бассейны с большой мощностью осадков и высоким тепловым потоком характеризуются высокой проводимостью практически на всю мощность земной коры (Сунляо, Верхне-Зейский). При этом надо учитывать вероятность наличия проводящего экрана в осадочных бассейнах. Если проводимость вышележащих осадков выше проводимости пород

фундамента, то величина их сопротивления может быть не определена. В Сунляо сопротивление осадочных пород достигает 30–50 Омм, а пород фундамента менее 10 Омм (Yang Baojun et al., 1996), но сведения об электрических свойствах литосферной мантии под Сунляо отсутствуют. Диапазон электрических сопротивлений земной коры Верхне-Зейской впадины от 10 до 50 Омм (Поспеев, 1987). Средне-Амурская и Буреинская впадины характеризуются высокоомной земной корой, подстилаемой хорошо проводящим слоем. Таким образом, на основании геоэлектрических данных земная кора осадочных бассейнов имеет значительную глубинную составляющую. Амуро-Зейская впадина слабо изучена МТЗ, лишь вдоль трассы БАМ. Земная кора впадины преимущественно высокоомная. По данным А.В. Поспеева (1987), в районе пос. Февральск наблюдается локальная аномалия повышенной проводимости в земной коре, что не исключает появления проводящих зон на других площадях, охватываемых Амуро-Зейской впадиной.

Кратонные террейны (Ханкайский, Цзямусы-Малохинганский, Турано-Чжангуанцайлинский) обладают высокоомной земной корой, по уровню сопротивлений обычно неотличимой от литосферной мантии. Обрамление массивов, наоборот, преимущественно низкоомное. Оно особенно четкое у Ханкайского террейна, ограниченного Дунми-Алчанским и Арсеньевским разломами.

Сихотэ-Алинская складчатая система разделяется по значениям электрических сопротивлений земной коры на западную и восточную части примерно по линии Дунми-Алчанского разлома. Западная часть – высокоомная, восточная – дифференцирована по тектоническим зонам (террейнам) (Ханчук, 2000; Karsakov et al., 2001). Журавлевско-Амурский и Таухинский террейны отличаются пониженными сопротивлениями земной коры – 100–500 Омм, Кемский – повышенными – 500–1000 Омм, Киселевско-Маноминский и большая северная часть Самаркинского – высокими – 1000–2000 Омм.

Подробно изучена скоростная характеристика земной коры региона. Построена карта типов земной коры Восточной Азии по данным 49 региональных профилей ГСЗ (Малышев, 2001). Выделено 6 типов континентальной и 2 переходной земной коры. По типам земной коры намечается зональность в их распределении с запада на восток на большей части площади и с юга на север на Сибирской платформе (рис. 3.4). Нами не рассматриваются Северо-Восток России из-за отсутствия профилей ГСЗ, а также Камчатка и Сахалин.

Тонкая (25–35 км) низкоскоростная (6,2–6,3 км/с) земная кора широко распространена на восточной окраине Евразиатского континента. Она охватывает восточную часть Северо-Китайской и Янцзы платформ, орогенные пояса каледонид (Южно-Китайский), герцинид (Силамулунь-Иеньбэньский, Дахинган-Селемджинский) и мезозоид (Циньлин-Дабэшаньский, Сихотэ-Алинский). Граница распространения этого типа коры на западе четко совмещена с Пограничной (в Китае называется Дахинган-Тайхан-Улинской) трансрегиональной гравитационной ступенью. Причем эта граница сечет контуры тектонических подразделений невзирая на характер их геологических границ. Ее можно рассматривать как фронтальную линию воздействия (взаимодействия) Тихоокеанской океанической литосферы на Восточно-Азиатскую континентальную. Сокращение мощности земной коры за счет редуцирования ее низов и как следствие понижение средней скорости консолидированной коры может быть результатом этого воздействия.

Смена тонкой низкоскоростной коры на кору нормальной мощности (35–40 км) и низкой скорости (6,3–6,4 км/с) к западу от гравитационной ступени может служить признаком субдукционной модели. Незначительное повышение средней скорости затрудняет обнаружение реликтов океанических плит. В связи с этим имеет смысл рассмотреть структуру нижней коры на детальных сейсмических разрезах (геотрансектах) с целью выявления высокоскоростных слоев как возможных индикаторов модели андерплейтинга. Высокоскоростные слои в подошве земной коры к западу от Пограничной гравитационной ступени установлены на профилях Цюаньчжоу–Хэйшуй (юго-восточный Китай, платформа Янцзы) и мыс Невельского–г. Тында под Становым мегаблоком Сибирской платформы. Они отсутствуют на профилях Маньчжурия–Суйфэньхэ и Комсомольск–Свободный, что может быть объяснено проявлением «slab-window» в земной коре Сунляо и Баджала (Малышев и др., 2002).

Земная кора нормальной мощности и низкой скорости охватывает западные блоки Северо-Китайской и Янцзы платформ, фанерозойских складчатых систем Центрально-Азиатского пояса, преимущественно кратонные террейны к западу от Пограничной гравитационной ступени. Западная граница платформы Янцзы четко фиксируется сменой коры этого типа на толстую (45–60 км) низкой скорости (6,2–6,3 км/с) кору под мезозойской складчатой системой Суипань–Гарзе, в основании которой выделяются высокоскоростные слои.

На Сибирской платформе происходит смена типов земной коры в северо-западном направлении в глубь платформы. Земная кора нормальной мощности (35–45 км) и скорости (6,4–6,5 км/с) под Алдано-Становым щитом сменяется толстой (45–60 км) корой с нормальной средней скоростью сейсмических волн (6,4–6,5 км/с) на платформе. Якутская алмазоносная провинция характеризуется континентальной

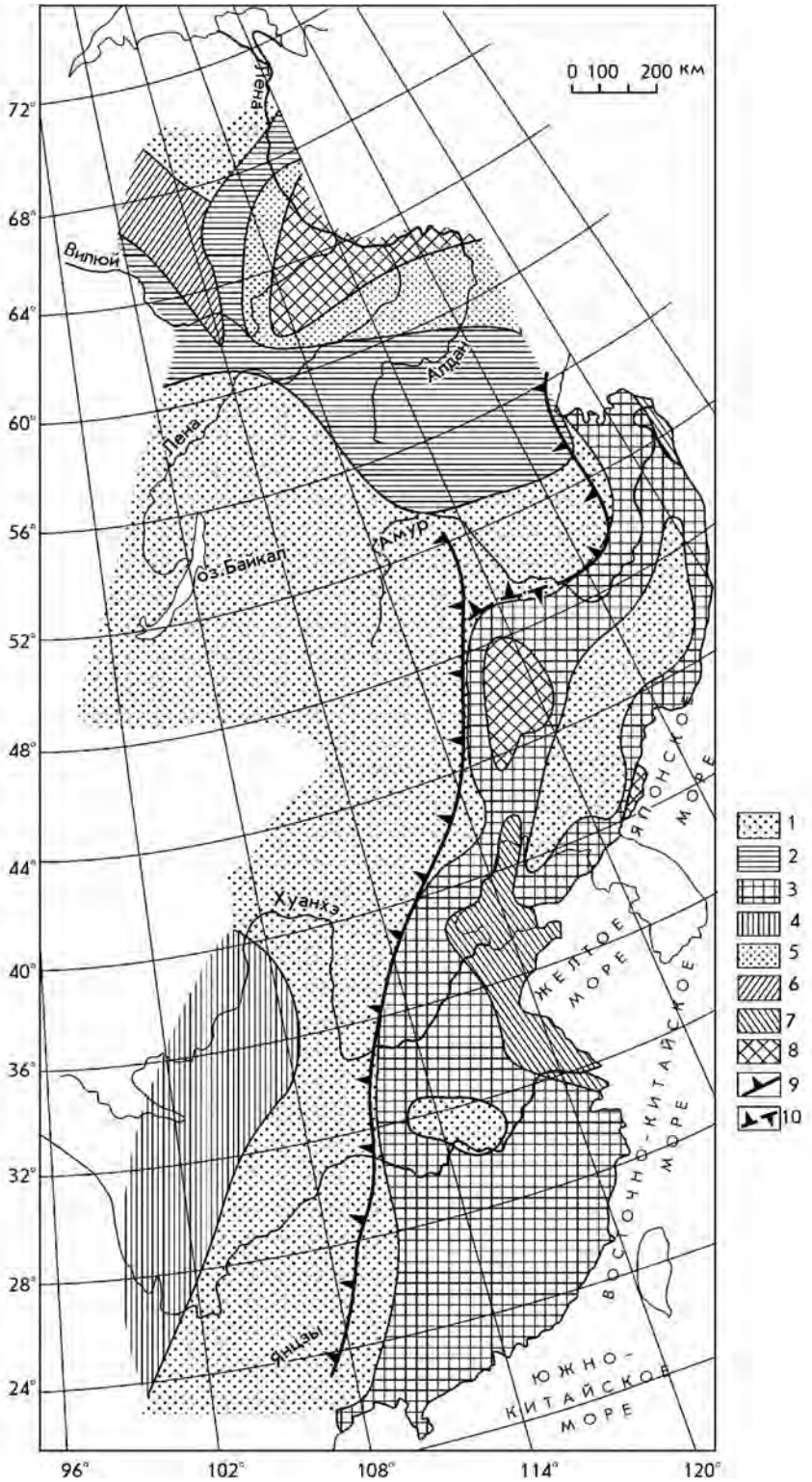


Рис. 3.4. Типы земной коры Восточной Азии. Составил Ю.Ф. Малышев.

1–8 – типы земной коры: 1–6 – континентальная кора: 1 – нормальной мощности (35–40 км) и скорости (6,5 км/с); 2 – нормальной мощности (35–40 км) и низкой скорости сейсмических волн (6,4 км/с); 3 – тонкая (25–35 км) низкой скорости (6,2–6,3 км/с); 4 – толстая (45–60 км) низкой скорости (6,2–6,3 км/с); 5 – толстая (45–60 км) нормальной скорости (6,4–6,5 км/с); 6 – толстая (45–60 км) высокой скорости (6,6–6,7 км/с). 7, 8 – переходная кора: 7 – низкой скорости (6,3–6,5 км/с); 8 – высокой скорости (6,6–6,7 км/с). 9 – пограничная гравитационная ступень (включает Дахинган-Тайхан-Улинскую ступень). 10 – место разрыва ступени

корой большой мощности (45–60 км) и высокой средней скорости (6,6–6,7 км/с).

Земная кора переходного типа прослеживается вдоль побережья окраинных морей и в крупных рифтогенных осадочных бассейнах палеозоя (Вилюйская синеклиза), мезозоя (Сунляо) и кайнозоя (Северо-Китайский бассейн), причем в Северо-Китайском бассейне средняя скорость консолидированной коры ниже (6,3–6,5 км/с), чем в Сунляо и Вилюйской синеклизе (6,6–6,7 км/с).

ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ

Построены два типа плотностных моделей литосферной мантии. Первый – распределение плотности на ее поверхности по результатам пересчета сейсмических данных. Второй – определение средней плотности литосферной мантии методом послойного сейсмогравитационного моделированиия. Обе карты совместимы по распределению плотностных неоднородностей при их сравнении, несмотря на некоторое различие в контурах изолиний плотности отдельных площадей (рис. 3.1, 3.5).

Отмечается различная плотностная структура литосферной мантии Алдано-Станового и Сино-Корейского щитов. Для первого характерно инверсное конформное соотношение плотности пород: на поверхности земной коры – повышенная плотность и на поверхности мантии – пониженная плотность относительно фона окружающих структур. На Сино-Корейском щите наблюдается градиентное изменение плотности с уменьшением ее значений в литосферной мантии с запада на восток и менее четкое в северном направлении.

На остальной территории преобладает северо-восточная ориентировка контуров плотностных аномалий независимо от их знака. Исключение составляет площадь примерно изометричной формы в сочленении Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем, охватывающая Буреинскую впадину, Сулукский блок герцинид и Баджальско-Ям-Алинскую мезозойскую тектоно-магматическую структуру. Буреинской впадине отвечает локальный максимум плотности 3,30 г/см^3 на поверхности мантии. Баджальско-Ям-Алинская структура и большая часть Сулукского блока приходится на понижение плотности в мантии. Анализ геолого-геофизических данных свидетельствует об очень сложных геодинамических обстановках в этом районе. Горизонтальные движения (сдвиги, надвиги) сочетались здесь с вертикальными и крутонаклонными движениями масс. По соотношению плотностных неоднородностей можно предполагать надвиго-сдвиговое перемещение Сулукского блока на мезозоиды Сихотэ-Алиня, наклонное падение мезозоид под палеозойское обрамление массивов (микроконтинентов), проявление плюм-тектоники с формированием «slab-window» Баджала–Ям-Алиня. Последнее особенно ярко проявлено в гравитационном поле севернее Сулукского блока, где гравитационная ступень 135-го меридиана резко сечет мезозойские (юрские) толщи.

Плотностная структура литосферной мантии к западу от рассмотренного района ярко выраженная полосовая. Она согласуется с простиранием герцинид и каледонид, композитных массивов, наложенных осадочных бассейнов и вулканических поясов. Бассейн Сунляо фиксируется положительными аномалиями с узким минимумом в центре. Важно отметить, что плотностные неоднородности 3,35–3,40 г/см^3 в этом районе прослеживаются на север под Монголо-Охотским поясом и погружаются под южную окраину Алдано-Станового щита.

Интересной особенностью плотностной структуры литосферной мантии является смена знака ряда плотностных аномалий при совпадении их контуров при переходе от плотностных неоднородностей земной коры к плотностным неоднородностям мантии. По-видимому, это связано с изостатической компенсацией этих масс в мантии. К таким структурам относятся Алдано-Становой щит, осадочные бассейны: Сунляо (кроме его центральной части), Буреинский, Верхне-Зейский, Приханкайский.

Геоэлектрическая характеристика литосферной мантии (рис. 3.6) получена по расчетам средних значений электрических сопротивлений в интервале глубин 35–70 км. По сравнению с распределением сопротивлений в земной коре она существенно изменилась лишь в западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы. Здесь повышенный фон значений сопротивлений в земной коре 500–2000 Омм сменился на пониженный 100–500 Омм в верхней мантии. Возможно, это связано с наложением глубинной структуры Средне-Амурской впадины, обладающей низкоомной литосферной мантией с четко выраженными глубинными мантийными зонами высокой проводимости. Сохранились лишь отдельные ареалы высокого сопротивления в мантии, отвечающие сближению глубинных разломов. По-видимому, относительно повышено электрическое сопротивление в верхней мантии бассейна Сунляо, экранируемое проводящими толщами земной коры. Восточный Сихотэ-Алинь практически сохранил в мантии геоэлектрическую структуру земной коры. Высокоомная мантия 500–2000 Омм наблюдается на Ханкайском массиве, повышенные сопротивления в Журавлевско-Амурском террейне 500–1000 Омм, пониженные – в Самаркинском и Таухинском террейнах 100–500 Омм. Алчанская вулканическая зона выделилась более ярко выраженной высокой проводимостью 50–100 Омм в мантии.

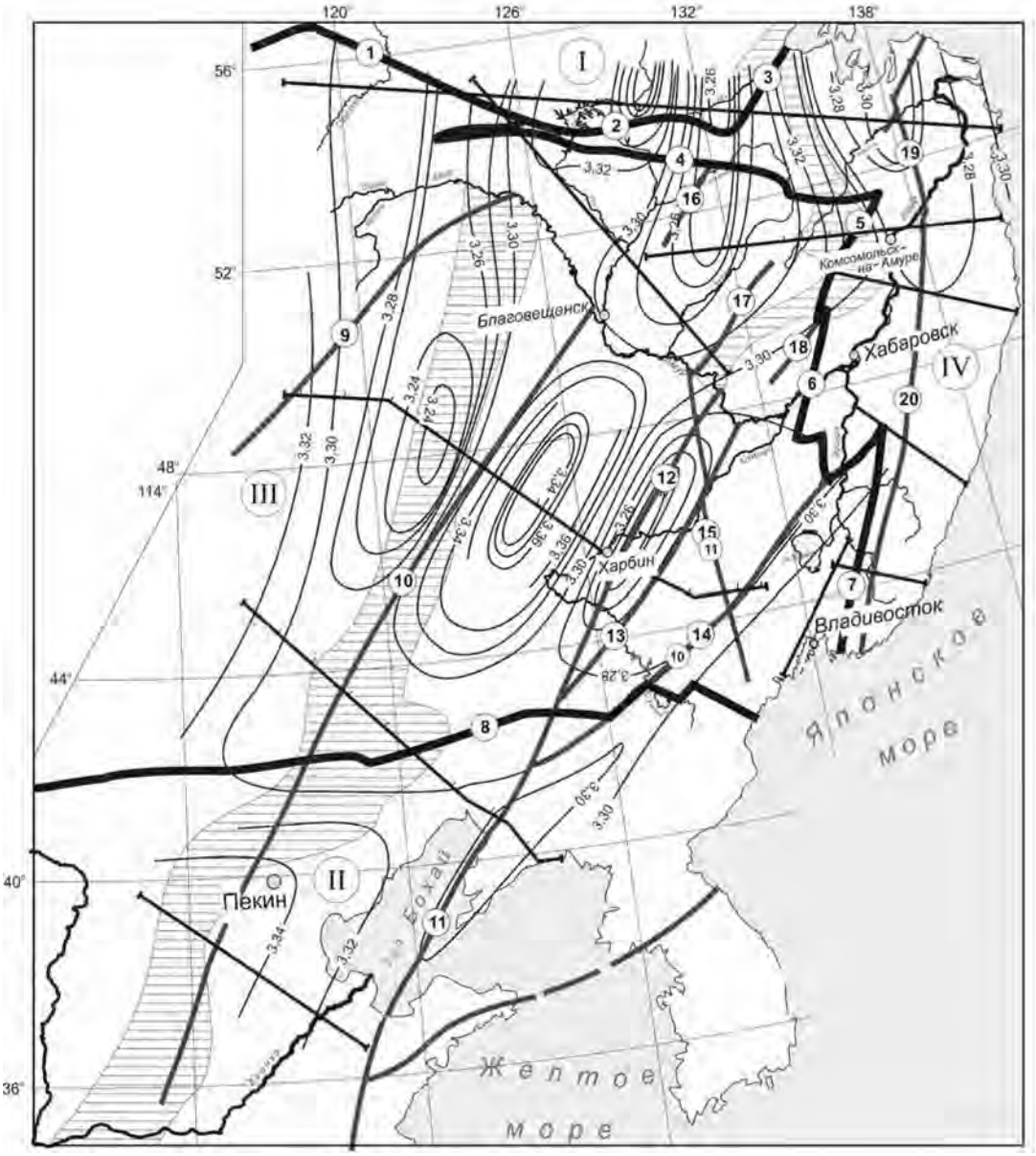


Рис. 3.5. Распределение средней плотности литосферной мантии региона (составили Ю.Ф. Малышев, В.Я. Подгорный. Условные обозначения см. на рис. 3.2

Выполнены расчеты геотемператур на поверхности мантии. Наилучшая корреляция аномалий высоких геотемператур 700–900 °С установлена с некоторыми мезозойско-кайнозойскими и кайнозойскими осадочными бассейнами: Сунляо, Япономорским, Буреинским, Токинским, Верхне-Зейским, Средне-Зейским и с южной частью Татарского пролива. Осадочные бассейны (Амуро-Зейский, Средне-Амурский, Приханкайский, Нижне-Амурская группа кайнозойских впадин) не выделяются на фоне низких температур 300–500 °С в мантии. Промежуточное положение по значениям геотемператур 500–600 °С занимают Чульманская и Ытымджинская мезозойские впадины, кайнозойская впадина Ляохэ. Аномальное поле геотемператур не совмещается с контурами впадины Сунляо. Оно имеет субширотное простирание, захватывая северную половину впадины и часть Дахинганского вулканогенного пояса. Осадочные бассейны с повышенными значениями геотемператур сопровождаются присутствием вулканитов, чаще кайнозойских базальтов.

Из корреляционных связей геотемпературных аномальных зон в литосферной мантии обращает на себя внимание совпадение пояса повышенных геотемператур 500–700 °С, протягивающегося из юго-западного Приморья вдоль Восточно-Сихотэ-Алин-

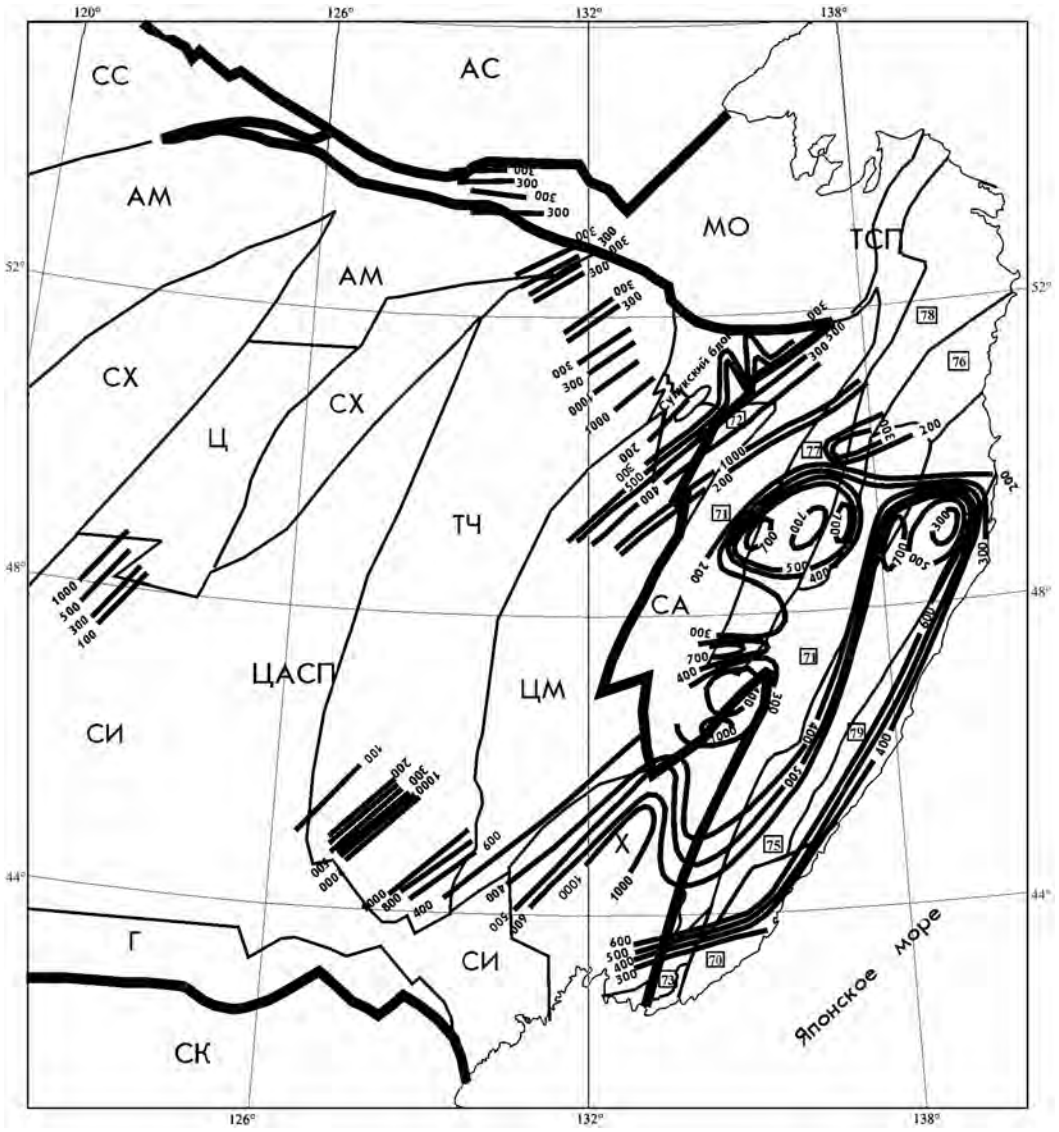


Рис. 3.6. Распределение среднего значения электрического сопротивления в диапазоне глубин 35–70 км (литосферная мантия) региона (составил В.Б. Каплун). Условные обозначения см. на рис. 3.3

ского вулканогенного пояса на север до мыса Сюркума. Он совпадает с зоной повышенных электрических сопротивлений 300–700 Омм в мантии (слой 35–70 км) и с Хунчунь-Южно-Приморской и Прибрежной сейсмическими зонами эпицентров глубокофокусных землетрясений в мантии. Состав верхней мантии этого пояса по определениям ксенолитов в базальтах отличается от структуры верхней мантии, расположенной к северу от него (Степашко, 1998).

ЛИТОСФЕРА

Для изучения литосферы региона был использован комплекс геофизических данных (сейсмических, гравиметрических, геоэлектрических, геотермических). Определение мощности литосферы и положения ее подошвы осуществлялось по геотермическим, геоэлектрическим и, реже, сейсмическим (профиль Инсянь–Цибо) наблюдениям. Плотностные модели рассчитывались по сейсмогравитационным построениям, а геоэлектрические – по результатам МТЗ. По распределению глубин до подошвы литосферы было выделено четыре крупных литосферных блока: Алдано-Становой, докембрийский, мощность литосферы 140–170 км; Сихотэ-Алинский, мезозойский, 80–130 км; Сунляо, кайнозойский, 50–80 км; Северо-Китайский, докембрийский, неоднородный, мощность 80–140 км – к западу от Дахинган-Тайханской гравитационной ступени и 60–80 км – к востоку от нее (рис. 3.7).

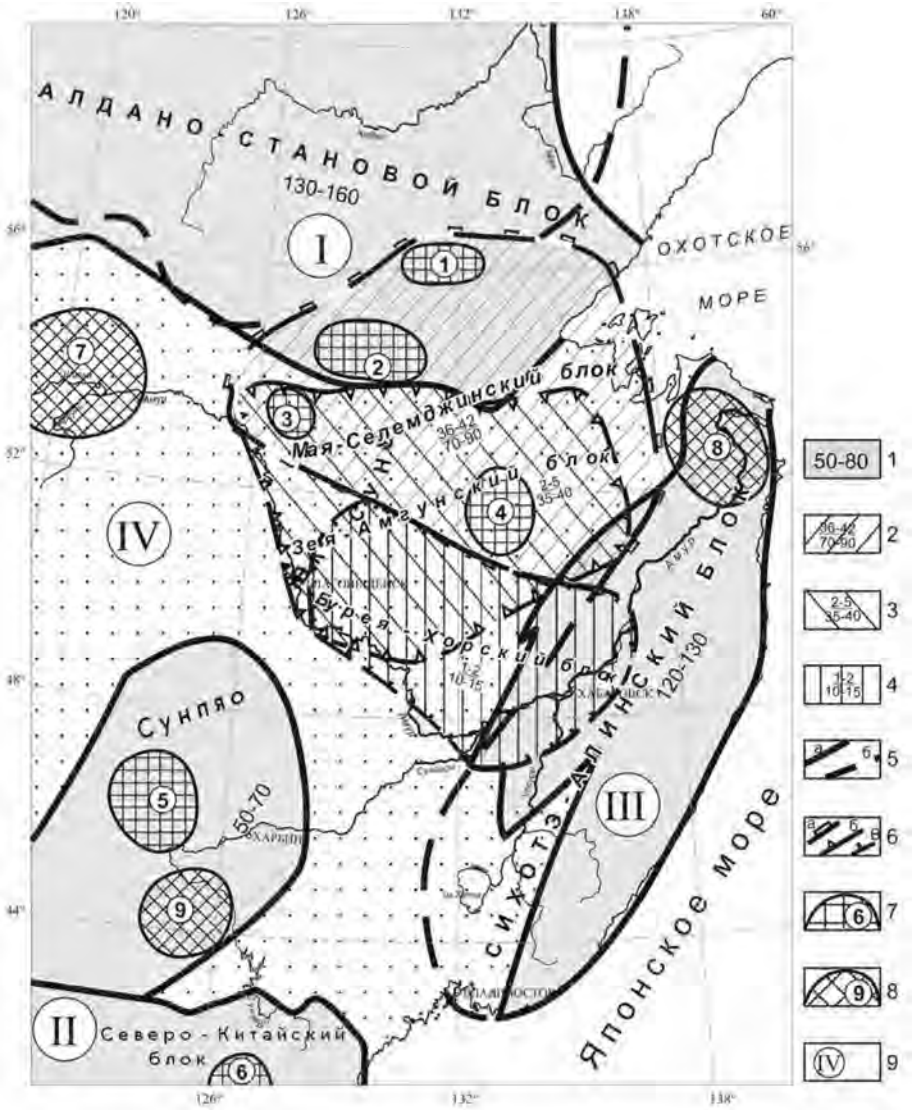


Рис. 3.7. Литосферные блоки южной части региона.

1 – литосферные блоки, цифры – мощность блоков, км. Скрытые блоки: 2 – подкоровый (Мая-Селемджинский); 3 – коровый (Зея-Амгунский); 4 – верхнекоровый (Бурея-Хорский); цифры в числителе – глубина кровли, в знаменателе – подошвы, км. Границы блоков; 5 – литосферных (а – в кровле, б – в подошве); 6 – скрытых (а – подкорового, б – корового, в – верхнекорового). Мантийные фидерные структуры: 7 – горячие (1 – Токинская, 2 – Верхне-Зейская, 3 – Зейская, 4 – Верхне-Буреинская, 5 – Нижне-Нэньцзянская, 6 – Ялунцзянская); 8 – остывшие (7 – Верхне-Амурская, 8 – Нижне-Амурская, 9 – Чанчуньская. 9 – металлогенические провинции: Амуро-Дунбейская (IV); Алдано-Становая (I); Северо-Китайская (II); Сихотэ-Алинская (III)

Скрытая (не выходящая на дневную поверхность) слоисто-блоковая литосферная структура изометричной формы установлена на стыке Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем. Предположительно она круто наклонена под Алдано-Становой щит. Это предположение согласуется с направлением падения геоэлектрических неоднородностей, представленных цепочкой максимумов электрического сопротивления в мантии на глубинах (с юга на север) 100, 200 и 300 км, расположенных южнее этой структуры. Структура состоит из трех блоков: мантийного, корового и верхнекорового. Нижний блок литоферной мантии определен по геотермическим расчетам. Он охватывает юго-восточный край Алдано-Станового щита. Средний (коровый) блок выделен по сейсмическим разрезам земной коры и смещен к югу относительно мантийного блока. Верхнекоровый блок выделен по распределению плотностных характеристик консолидированной коры. Он также смещен к югу относительно среднего блока.

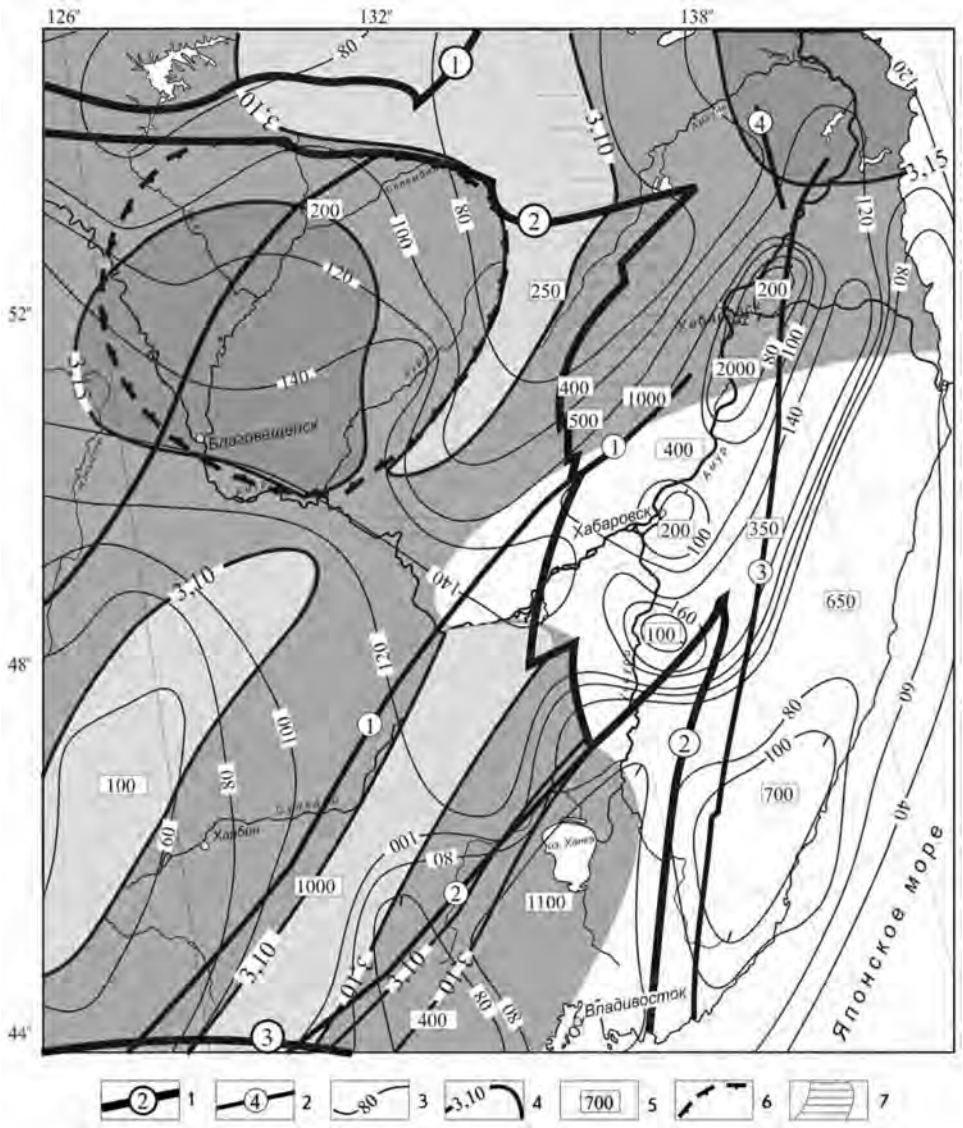


Рис. 3.8. Структура литосферы юга Дальнего Востока России и Северо-Востока Китая (составили Ю.Ф. Малышев, В.Б. Каплун, В.Я. Подгорный).

1 – границы крупных тектонических подразделений (цифры в кружках): 1 – Сибирской платформы, 2 – Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов, 3 – Северо-Китайской платформы; 2 – глубинные разломы (цифры в кружках): 1 – Итун-Илань-Курский, 2 – Дунми-Алчанский, 3 – Центрально-Сихотэ-Алинский, 4 – Лимурчанский; 3 – изолинии мощности литосферы, в км; 4 – изолинии средней плотности, г/см^3; 5 – среднее значение электрического сопротивления литосферы в контуре, Омм; 6 – предполагаемый контур Амурского плотностного блока литосферы; 7 – Пограничная гравитационная ступень

Литосфера Сихотэ-Алинской складчатой системы (рис. 3.8) изучена более детально по данным МТЗ (Каплун, 2002). Литосфера имеет полосовое строение и в общих чертах подобна положению тектонических зон (террейнов). Такая закономерность прослеживается от верхов земной коры до основания литосферы. Если это так, то возникают проблемы с толкованием природы террейнов как только коровых образований. Подошва литосферы по данным МТЗ в регионе выражена не четко. Она устанавливалась по смене с глубиной слоев и блоков с высоким электрическим сопротивлением на слои и блоки с низким сопротивлением и по совпадению с геотермическими расчетами. Эта геоэлектрическая граница местами прерывиста и нарушена мантийными плюмами. В подлитосферной мантии имеются блоки с высоким сопротивлением.

Хунчунь-Приморский сейсмический пояс глубокофокусных землетрясений находит отражение в структуре литосферы. Он контролируется литосфер-

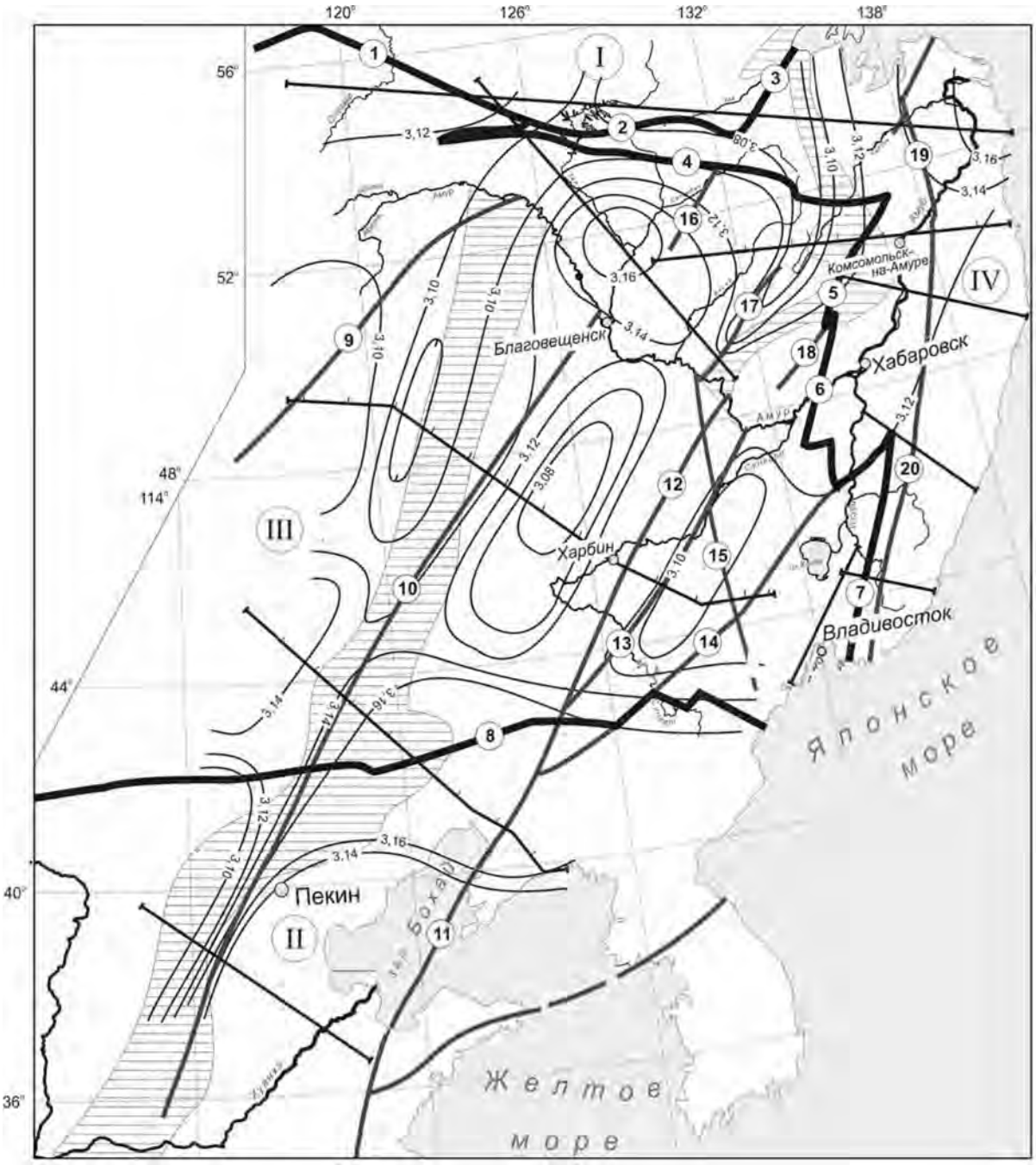


Рис. 3.9. Распределение средней плотности литосферы региона. Составили Ю.Ф. Малышев, В.Я. Подгорный. Условные обозначения см. на рис. 3.2

ной пластиной мощностью 60–80 км, конформной сейсмическому поясу. Она несколько шире сейсмического пояса, но ближе контурам южного блока Сихотэ-Алинской мантийной провинции по А.А. Степашко (1998).

Плотностная структура литосферы рассмотрена по сопоставлению ее средней плотности с плотностью земной коры и литосферной мантии, рассчитанных послойным плотностным моделированием (рис. 3.9).

Она характеризуется продольной и поперечной зональностью так же, как и структура земной коры. Общее северо-восточное простирание плотностных аномалий нарушается на древних платформах и в северных частях кратонных террейнов (Аргунском, Мамынском, Туранском и Малохинганском). Выделяется Амурская плотностная аномалия 3,12–3,16 г/см^3 на фоне 3,07–3,10 г/см^3, эпицентр которой располагается в Амуро-Зейской впадине, а обрамле-

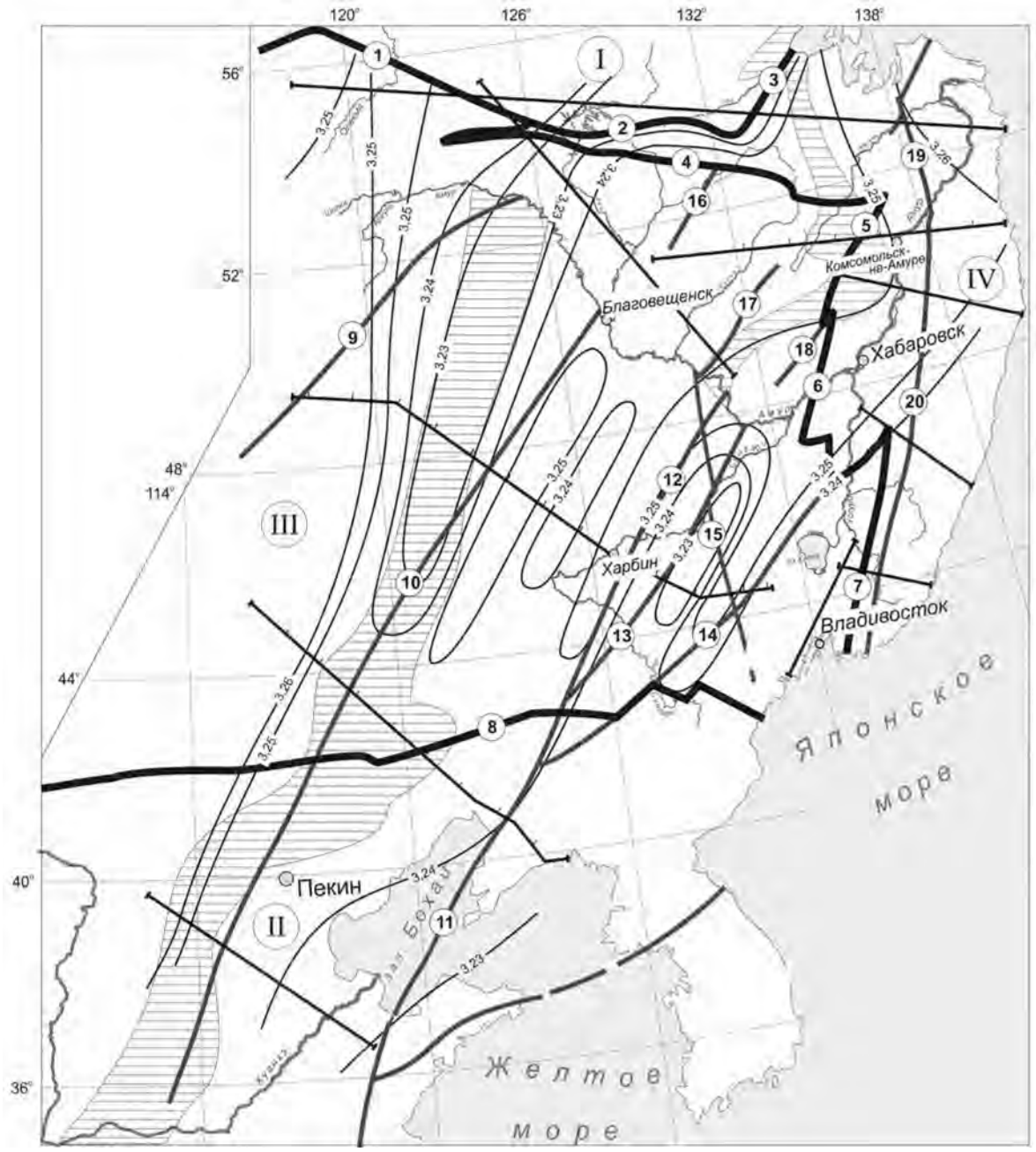


Рис. 3.10. Распределение средней плотности астеносферы региона. Составили Ю.Ф. Малышев, В.Я. Подгорный. Условные обозначения см. на рис. 3.2

ние отвечает положению Буреинской и Верхне-Зейской впадин и Баджало-Ям-Алинской тектоно-магматической структуры. Следует отметить, что плотностному максимуму в литосфере и земной коре соответствует относительное понижение плотности в литосферной мантии. Такое распределение масс может быть связано с мантийным диапиризмом. Другой литосферный максимум плотности установлен в низовьях Амура. Но он прослеживается и в литосферной мантии.

АСТЕНОСФЕРА

Нами изучена только верхняя часть предполагаемой астеносферы. Плотностные ее характеристики получены до глубины не более 200 км, а геоэлектрические – местами до 400 км. Плотностная модель этого слоя астеносферы (рис. 3.10) рассчитана путем подбора суммарной гравитационной кривой при фиксированных геометрических параметрах модели. Струкура плотностной модели астеносферы региона

отличается от таковой земной коры, но близка структуре литосферной мантии. Она характеризуется отчетливой продольной зональностью с преимущественной северо-восточной и субмеридиональной ориентировкой плотностных неоднородностей. Изменения плотности с уверенно проявленным ее уменьшением имеют юго-восточный тренд. Исключение составляют площади расположения Амурского и Нижне-Амурского плотностных максимумов литосферы. Они обозначены изменением конфигурации и знака тренда изменений плотности. Следовательно, эти неоднородности прослеживаются в астеносфере.

В геоэлектрическом отношении структура астеносферы в рамках изученной площади не претерпела больших изменений по сравнению со структурой литосферной мантии. Наблюдается общее повышение проводимости с глубиной при наличии блоков с высоким сопротивлением на разных глубинах.

ПРИМЕРЫ СВЯЗИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ С МЕТАЛЛОГЕНИЕЙ

Металлогения изученной территории с учетом геофизических данных может рассматриваться с позиций рудно-магматических систем (РМС) различных таксономических классов в глубинных структурах земной коры и верхней мантии. К примеру, оловоносные РМС типа Хингано-Охотской и Сихотэ-Алинской металлогенических областей или входящих в их состав Комсомольского, Баджальского, Дуссе-Алинского и других рудных районов расположены на площадях мезозойских орогенных систем, обрамляющих выступы более древних образований. Пространственно и, как правило, генетически оловорудные месторождения связаны с гранитоидами и комагматичными им вулканитами позднего мезозоя–раннего кайнозоя.

Предыдущими исследованиями показано, что оловоносные РМС часто тяготеют к горным сооружениям с повышенной мощностью земной коры и контролируются региональными гравитационными минимумами. Для таких территорий характерно пониженное магнитное поле за счет не только слабой магнитности терригенных осадочных образований, но и в связи с термодинамическими условиями формирования гранитоидов и вулканитов, с которыми ассоциируют лейкократовые типы оруденения.

Однако глубинные источники, продуцирующие магматическое рудное вещество и подводящие каналы из литосферной мантии и астеносферы, в рассматриваемых аспектах изучены недостаточно. В этой связи целесообразно рассмотреть результаты интерпретации данных МТЗ, выполненных в последние годы.

В качестве примера В.Б. Каплуном построена трехмерная геоэлектрическая модель территории Комсомольского и Баджальского оловорудных районов (рис. 3.11). Она представлена тремя разрезами удельного электрического сопротивления, по результатам переинтерпретации данных МТЗ (Поспеев, 1987; Брянский и др., 1990; Ахмадулин, 1991). Оба рудных района пересекаются профилем ГД, два других разреза проходят по их периферии. Модель скомпонована так, чтобы максимально отобразить объемную картину распределения электрических неоднородностей в земной коре, литосферной мантии и в верхах астеносферы.

Выделено три области (горизонта) повышенных (более 500 Омм), промежуточных (200–500 Омм) и пониженных (50–200 Омм) сопротивлений. Область повышенных сопротивлений $\rho_к$ охватывает глубины до 30–40 км, что близко отвечает мощности земной коры. Слой промежуточных значений $\rho_к$ подстилает горизонт повышенных сопротивлений; залегание его подошвы варьирует от 80 до 120 км. Можно предположить, что он главным образом соотносится с литосферной мантией.

Область пониженных сопротивлений в целом подстилает область промежуточных значений $\rho_к$, но располагается в широком интервале глубин 25–200 км, иногда более, что включает нижнюю часть земной коры, литосферную мантию и верхнюю часть астеносферы.

Общая картина расположения трех областей электрических сопротивлений в ряде случаев осложняется локальными участками и зонами аномальных значений $\rho_к$. На разрезах АБ и БВ в низкоомной литосферной мантии и в астеносфере отмечаются изолированные геоэлектрические неоднородности с характеристиками промежуточного слоя. Еще более контрастно выглядят субвертикальные или крутонаклонные зоны низких, реже высоких сопротивлений, которые, нарушая сплошность промежуточного слоя, проникают снизу в земную кору. Под Комсомольским рудным районом на профилях БВ и ГД зоны низких сопротивлений достигают глубин 25–40 км, а под Баджальским рудным районом – менее 20 км. В ряде случаев зоны пониженных электрических сопротивлений достаточно близко коррелируют с зонами обмена сейсмических волн, фиксируемых по эшелонированному расположению инверсных площадок в интервале глубин 20–110 км.

В результате получена геоэлектрическая модель, представляющая собой область (тело с многовершинной кровлей) существенно низких сопротивлений на глубинах 20–200 км и более, которая охватывает глубинные части сопряженных структурных элементов (Баджальский вулканоген, Сулукский блок герцинид, мезозоиды Сихотэ-Алиня) и известные оловорудные районы (Баджальский, Комсомольский, Дуссе-Алинский). Рудные районы располагаются над вершинными точками этой структуры и

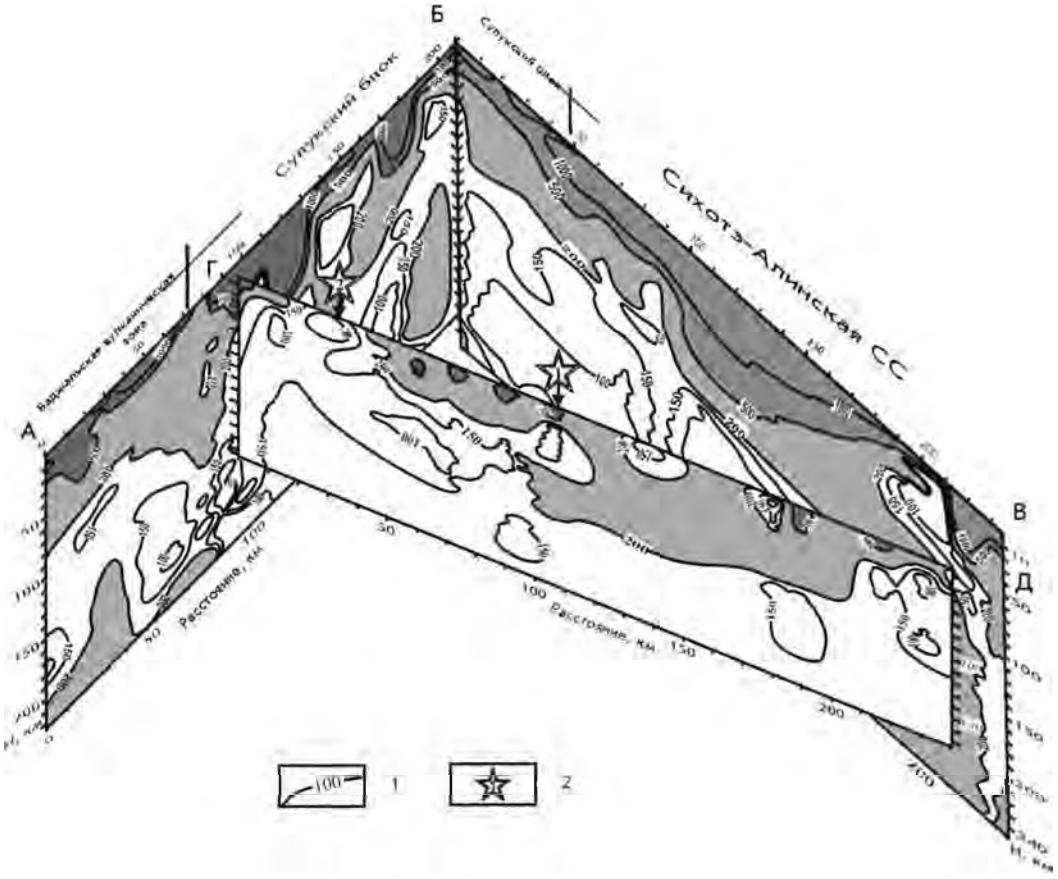


Рис. 3.11. Объемная геоэлектрическая модель Комсомольского и Баджальского рудных районов. Составил В.Б. Каплун.

1 – изолинии удельного электрического сопротивления и их значения в Омм, 2 – рудные районы; цифры в звездочках: 1 – Комсомольский, 2 – Баджальский

контролируются флюидоподводящими электропроводящими каналами мантийного заложения.

Рассмотренные построения не противоречат высказанному выше предположению о связи этих рудных районов с моделью «slab-window» при большой роли в ее формировании плюмовой и сдвиговой тектоники.

В качестве другого примера связи глубинного строения с металлогенией обратим внимание на два литосферных плотностных максимума, полученных в результате послойного плотностного моделирования (Амурский и Нижне-Амурский). Обе аномалии находятся в областях концентрации золоторудных районов на территории, соответственно, Амуро-Зейской мезозойско-кайнозойской впадины и кайнозойских впадин Нижнего Амура. Их геофизические характеристики в целом сходны: мозаичное магнитное и повышенное гравитационное поле, низкий тепловой поток и высокие сейсмические скорости в мантии по данным сейсмотомографии. Имеются различия в плотностной структуре литосферной мантии и контрастности в ней сейсмических скоростей.

Составленные, совместно с китайскими геологами, тектоническая карта и схемы тектонического и металлогенического районирования (Карсаков и др., 2003), а также карты мощности и типов земной коры и литосферы, плотностные, геоэлектрические, скоростные, геотемпературные, магнитные и комплексные модели литосферы, ее слоев и подлитосферной мантии (Малышев и др., 2002, 2003, 2004) позволили провести сопоставление позиции рудных районов (узлов), в пределах которых уже известны или прогнозируются крупные и сверхкрупные месторождения золота, олова, урана и других металлов.

Среди известных рудных объектов следует отметить Центрально-Алданский, Нижне-Амурский золоторудные, Хингано-Олонойский, Баджальский, Комсомольский оловорудные, Кондерский платиновый, Эльконский урановорудный районы и узлы. Несомненный интерес представляют объекты на территории КНР – медно-золоторудный узел Добаошань и золоторудный район Муданьцзян, располагающиеся в непосредственной близости к российской территории (Минеральные месторождения…,

1999), а также золоторудные месторождения в гранит-зеленокаменных раннедокембрийских образованиях Северо-Китайской платформы (Чанбайшань, Сича). Аналоги последних могут быть обнаружены на Сибирской платформе. В указанных районах возможно не только наращивание запасов на известных крупных месторождениях, но и открытие новых.

Другая группа рудных районов либо имеет предпосылки выявления крупных и сверхкрупных месторождений мирового уровня (типа Сигар-Лейт, Вольси-бей, Норильское, Байян Обо, Карлин, Горевское и др.), либо характеризуется глубинными геофизическими признаками, установленными для рудных объектов первой группы.

Среди элементов глубинного строения выделяются зоны повышенных градиентов их мощности и изменений физических свойств, наиболее крупная из которых Пограничная (на территории Китая Дахинган-Тайханская) гравитационная ступень, и аномалии изометричной формы разных размеров коровой, литосферной и сквозьлитосферной природы. Пограничная гравитационная ступень и зоны градиентов меньшего ранга контролируют положение осадочных бассейнов, в том числе нефтегазоносных, вулканических поясов и связанных с ними рудных районов. Их роль рассматривалась нами в предыдущих работах (Малышев, 1993).

Меньшее внимание уделялось глубинным структурам изометричной формы. Наиболее крупная (700×1000 км) из них, Мая-Селемджинская структура, охватывает юго-восток Сибирской платформы, восточную Монголо-Охотского и северо-западную Сихотэ-Алинского орогенных поясов, а также северо-восточную части Цзямусы-Буреинского массива (Малышев и др., 2001). Она представлена глубинными неоднородностями верхнекорового, корового и литосферного уровней, смещенными друг относительно друга и круто погружающимися под платформу (см. рис. 3.7). Наиболее яркой ее особенностью является локализация в ней 14 из 19 рудных районов (узлов).

Зона сочленения юго-восточного фланга Сибирской платформы и Монголо-Охотского орогенного пояса в пределах рассматриваемой геофизической аномалии частично перекрыта системой мезозойско-кайнозойских наложенных депрессий (Боконская, Верхне-Зейская и др.) и Удской вулканической зоной позднеюрско-раннемелового возраста. Пограничное положение между Сибирской платформой и Монголо-Охотским поясом занимает Галамский террейн, ранее рассматривавшийся в составе восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса (Роганов, 1977; Натальин, Попеко, 1991). На севере он ограничен Улиганским, а на юге – Тугурским разломами. Этот террейн обладает типичным для аккреционного клина строением (Парфенов и др., 1999). В его составе выделяются три ранне-среднепалеозойские (S, D, C_1) породные ассоциации, неоднократно повторяющиеся в разрезе. Эти ассоциации представлены следующими формациями: кремнисто-терригенно-вулканогенной, терригенной турбидитовой и терригенно-карбонатно-кремнистой олистостромовой с включениями диабазов (Парфенов и др., 1999; Nokleberg et al., 2000). В современной структуре каждая из ассоциаций отделена от смежной зонами вязких разломов, подчеркнутых интенсивным разлинзованием, будинажем и сланцеватостью со структурами течения (Натальин, Попеко, 1991). Ранне-среднепалеозойские отложения содержат фаунистические комплексы бореального типа, присущие Сибирской палеобиогеографической провинции (Nokleberg et al., 2000). В отдельных тектонических клиньях отмечаются пермские песчаники и конгломераты (Парфенов и др., 1999; Роганов, 1977), содержащие флору Ангарской палеобиогеографической провинции (Nokleberg et al., 2000). Террейн обладает сложным чешуйчато-надвиговым строением и представляет собой зону «хаотического олистостромового меланжа» (Мартынюк и др., 1983) с северной вергенцией пликативных структур, обусловленной субмеридиональной ориентировкой деформирующих напряжений (Натальин, Попеко, 1991).

По составу породных ассоциаций, по фаунистическим характеристикам и по своей структуре Галамский террейн принципиально отличается от остальной части Монголо-Охотского пояса, что дает основание рассматривать его в качестве инородного образования, сформированного в более высоких широтах и аккретированного к структурам Монголо-Охотского пояса предположительно в позднем триасе–ранней юре в процессе закрытия Монголо-Охотского палеоокеана (Парфенов и др., 2003).

Расположенные южнее Ульбанский и Баджальский террейны сложены турбидитовыми отложениями палеозойско-раннемезозойского возраста с тетическими фаунистическими комплексами. В основании Баджальского террейна присутствуют позднеюрские спрединговые базальты, что, по мнению А.И. Ханчука (2000), фиксирует переход от субдукции к латеральному скольжению субдуцированной плиты в северном (в современных координатах) направлении вдоль палеоконтинентальной окраины.

Самая южная часть Мая-Селемджинской структуры пространственно совпадает на поверхности с северным флангом Цзямусы-Буреинского террейна, который рассечен левосторонними сдвигами на серию линейных блоков, последовательно перемещенных друг относительно друга к северу и образующих таким образом наблюдаемую ныне «зубчатую» форму восточной границы данного геоблока.

Мая-Селемджинская литосферная структура фиксируется изменениями мощности литосферы от

80–90 до 150–170 км за ее пределами на платформе, мощности земной коры, соответственно от 35–40 до 42–46 км, температуры на поверхности Мохо от 600–900 до 300–400 °С, скорости продольных сейсмических волн в подошве литосферы от 8,05–8,12 до 8,20–8,25 км/с. Последовательное погружение аномалиеобразующих объектов к северу дает основание для предположений о поддвигании структур Галамского террейна и восточного фланга Монголо-Охотского пояса под Сибирскую платформу в позднетриасовое–раннеюрское время. Определенным подтверждением этого служит характер деформаций рассматриваемых тектоно-стратиграфических образований с широким развитием напряженной складчатости северной вергенции и субширотных чешуйчато-надвиговых зон.

В соответствии с предложенной геодинамической моделью на рассматриваемой территории можно выделить три крупных литосферных блока: северный, представленный Алдано-Становым щитом; юго-западный, охватывающий жесткие структуры (микроконтиненты) восточной окраины Центрально-Азиатского складчатого пояса, ограниченные разломами системы Тан-Лу (главным образом ее Итун-Иланьской ветви); восточный – наиболее мобильный блок, включающий Сихотэ-Алинский орогенный пояс, Галамское звено Монголо-Охотского и юго-восточную окраину Алдано-Станового щита, входящую в контур Мая-Селемджинской литосферной структуры. Юго-западный блок отвечает уточненным контурам Амурской плиты (Имаев и др., 2000).

Возникновение Мая-Селемджинской литосферной структуры, контролирующей размещение большинства рудных объектов, связывается с взаимодействием указанных трех литосферных блоков. Погружение литосферы под Алдано-Становой щит привело к вскрытию горизонтов мантии и поступлению разогретых масс из-под плиты по наиболее проницаемым каналам к поверхности (осадочные бассейны, глубинные разломы, базальтоиды). Не исключено, что они связаны с латеральными плюмами Тихоокеанского суперплюма (Филатова, 2002; Добрецов, 2003) или с формированием «slab-window» в области субширотного «излома» плиты, осложненного левосторонними сдвигами в процессе формирования трансформной континентальной окраины (Ханчук, 2000). Северное ограничение рассматриваемой литосферной структуры, где сосредоточено значительное количество рудных объектов, примерно соответствует проекции на современную поверхность фронтальной части поддвигаемой плиты и возможному восточному продолжению полосы мезозойских южно-якутских впадин. Эти впадины здесь перекрыты надвигами гнейсовых толщ, о чем свидетельствует обнаружение юрских отложений в эрозионных окнах среди гнейсов (бассейны рек Большой Тыркан, Батомга). Предположение о триасово-юрской субдукции под юго-восточную окраину Сибирской платформы подтверждается результатами изучения мезозойской магматической зональности Алдано-Станового геоблока.

В результате проведенных исследований глубинного строения региона систематизирован, обработан и проинтерпретирован громадный фактический материал по очень сложной в геологическом и геодинамическом отношении территории. При этом возникли трудности, обусловленные неравномерностью геофизической изученности как по площади, так и на глубину. Они сводятся к двум проблемам: непостоянство комплекса и неравноценность использованных данных и значительные промежутки интерполяции результатов измерений. Так, на Нижнем Амуре и в преобладающей части Амуро-Зейской депрессии не проводились МТЗ, а результаты выполненных ГСЗ в Приморье ограничены земной корой. Для компенсации этих недостатков привлекались данные других методов (геотермии, сейсмотомографии, гравиметрии) с конкретным указанием решаемых ими задач в каждом случае.

СЕЙСМИЧНОСТЬ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ВОСТОКА РОССИИ

Особенностью сейсмичности юга Востока России является наличие землетрясений с различными глубинами очагов: практически от поверхности Земле и до глубин 700 км (рис. 3.12).

СЕЙСМИЧНОСТЬ КАМЧАТКИ И КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ

СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

На Камчатке, Командорских и частично Курильских и Алеутских островах ежегодно регистрируется в среднем около 2500 землетрясений с энергетическим классом $K_S \geq 7{,}5$ (Федотов, 1972).

На рис. 3.13, 3.14 представлены карта эпицентров землетрясений с $K_S \geq 7{,}5$, зарегистрированных на Камчатке в 2003 г., и проекция гипоцентров на вертикальную плоскость по линии АВ. Выделяется полоса сгущения эпицентров поверхностных землетрясений, идущая вдоль побережья от Камчатского полуострова до Северных Курил и захватывающая окончания Восточных полуостровов Камчатки. Она фиксирует место выхода сейсмофокального слоя на поверхность Земли. На севере полоса сгущений эпицентров круто поворачивает на восток в район западного окончания Алеутской дуги. Восточной границей сейсмоактивной зоны является глубоководный

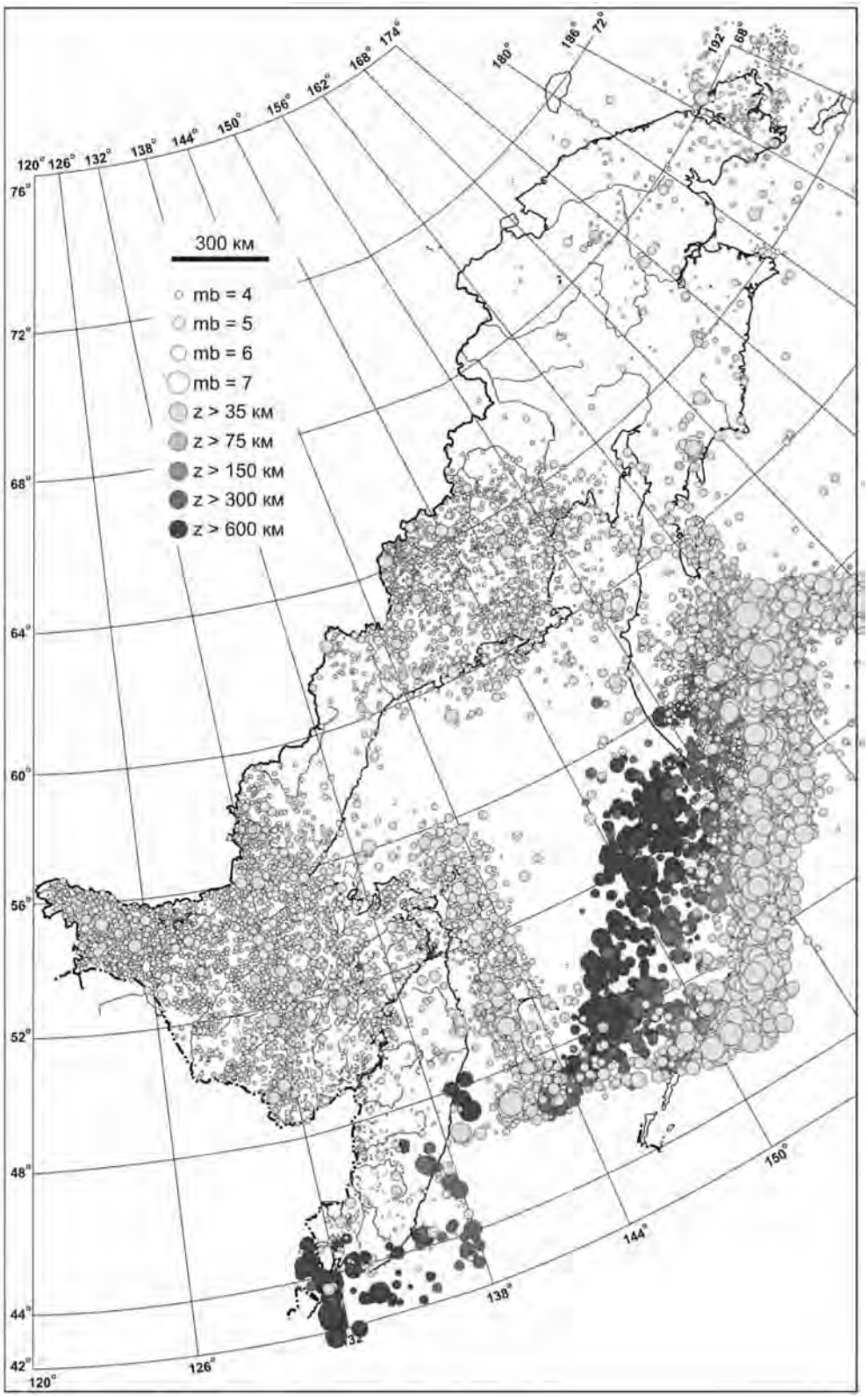


Рис. 3.12. Сейсмичность Востока России (по: Seismicity of Eastern Siberia, 1960–2004 г.)

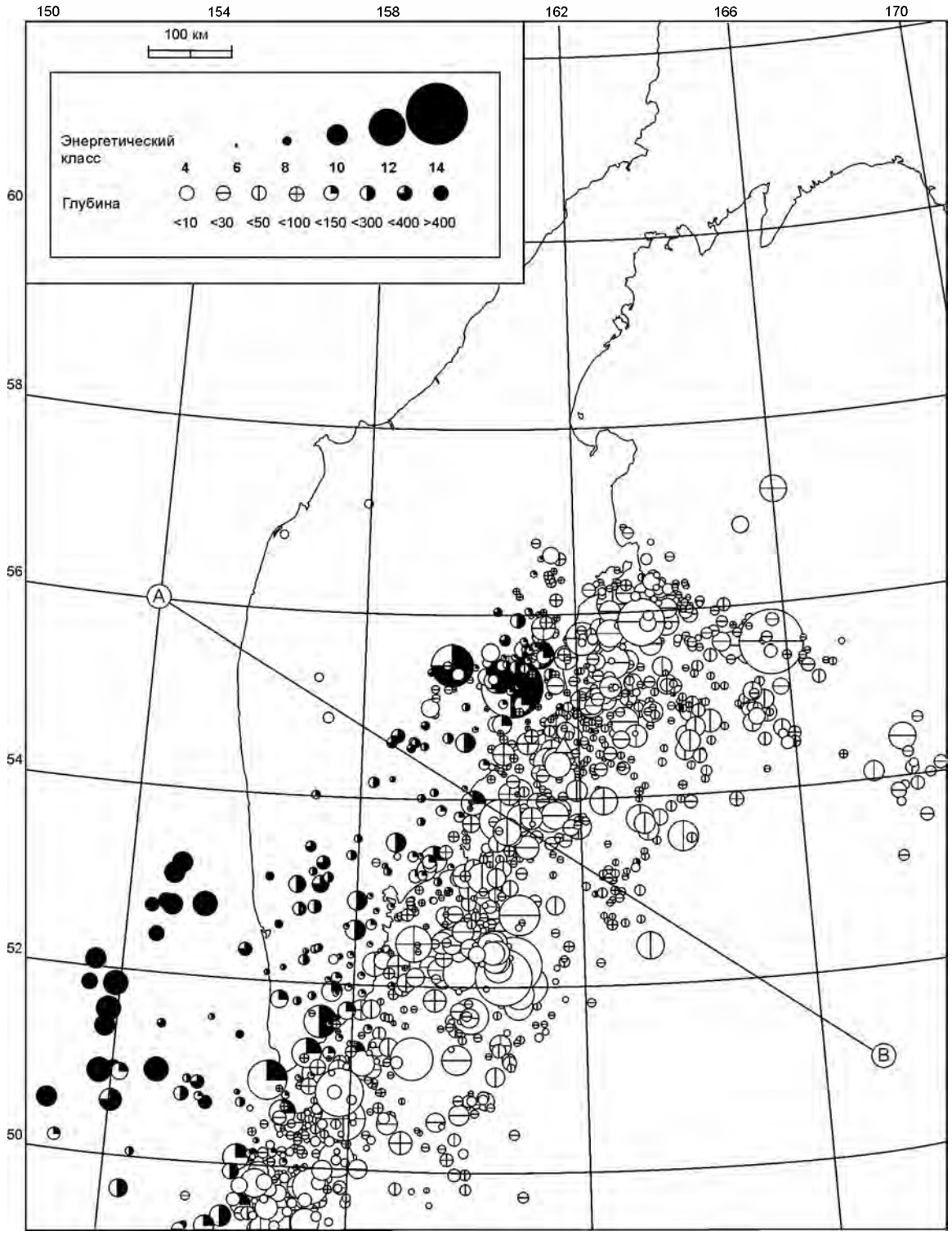


Рис. 3.13. Карта эпицентров землетрясений Ks≥7,5, зарегистрированных в 2003 г. на территории Камчатки и Командорских островов.

Размер кружков соответствует энергетическому классу землетрясений, внутренняя штриховка в кружках соответствует различной глубине эпицентров

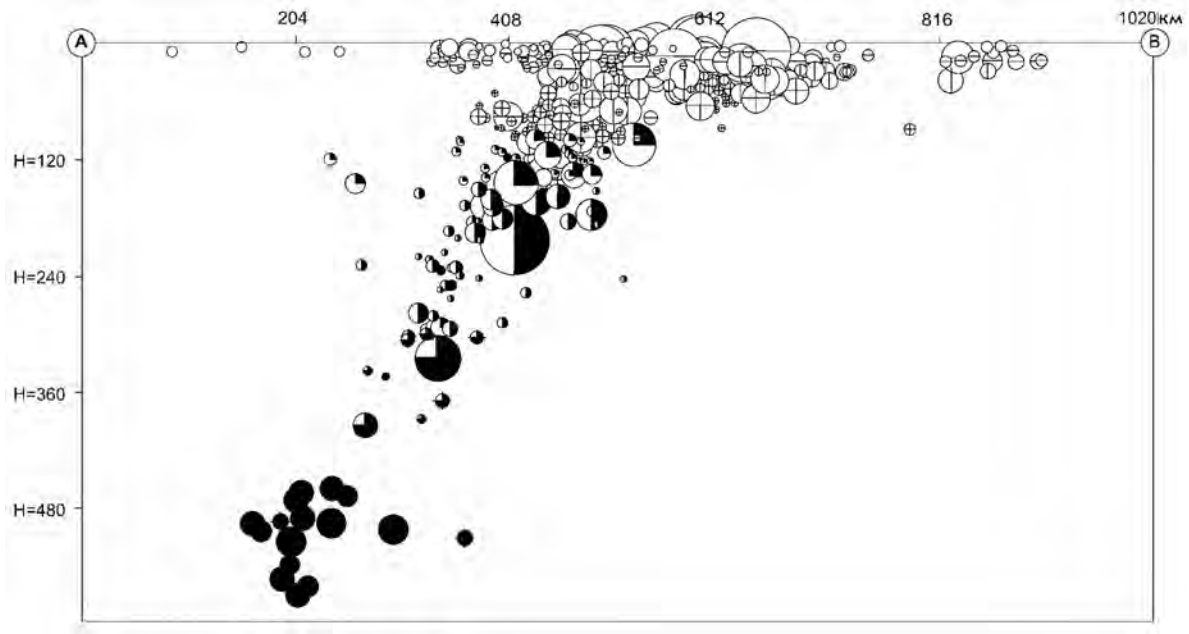


Рис. 3.14. Проекция гипоцентров землетрясений Ks≥7,5 на вертикальную плоскость по линии АВ, показанной на рис. 3.13. Условные обозначения см. на рис. 3.13

желоб, за пределами которого землетрясения происходят очень редко. По мере удаления на запад от места выхода сейсмофокального слоя на поверхность Земли глубина очагов землетрясений постепенно возрастает. Преобладающее большинство очагов землетрясений Камчатки лежит в фокальном слое, уходящем под Камчатку под углом около 50°. В целом большинство землетрясений в регионе связано с движением по фокальному слою.

На вертикальной проекции очагов землетрясений (см. рис. 3.14) отмечается слой на глубинах 0–60 км, где происходят наиболее активные разрывные нарушения, причем этот слой прослеживается непрерывно вдоль всей Камчатки от Камчатского полуострова до Северных Курил. На рис. 3.15 показано распределение числа землетрясений Ks ≥7,5 по глубинам.

Тихоокеанская плита движется в северо-северо-западном направлении со средней скоростью около 8 см в год и поддвигается под Камчатку с той же скоростью. Этот поддвиг происходит как за счет подвижек при землетрясениях (сейсмотектоническая деформация), так и в результате крипа (медленного проскальзывания на поверхности отделяющей плиты либо пластического течения среды в окружающем эту поверхность объеме; причем, говоря о поверхности, мы подразумеваем некий слой). Для оценки сейсмотектонических деформаций можно использовать определения тензоров сейсмического момента землетрясений, который ведется Гарвардской сейсмологической группой под руководством А. Дзевонского. Это так называемый CMT (Centroid Moment Tensor) каталог, содержащий решения для тензоров

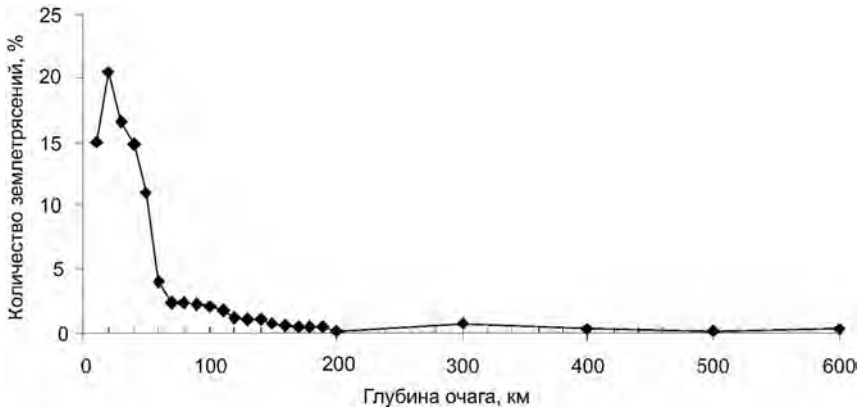


Рис. 3.15. Распределение землетрясений Ks≥7,5 по глубинам. Объяснения см. в тексте

сейсмического момента эквивалентных точечных источников землетрясений всего мира. В основном он содержит события с магнитудой $M_w \geq 5$, но в некоторых (благоприятных) случаях и для меньшей магнитуды (нижний порог M_w около 4,5). Для Камчатки имеются определения СМТ начиная с 1976 г. для магнитуд $M_w \geq 4{,}5$.

Для сравнительного анализа в сейсмофокальной зоне Камчатки выделяются три области (рис. 3.16): к северу от Кроноцкого полуострова (зона А), от мыса Кроноцкий до мыса Шипунского (зона В) и от мыса Шипунского до южной оконечности Камчатки (зона С). Оценки проводились для интервала глубин 15–70 км. В зонах В и С гипоцентры землетрясений с $M_w \geq 6$, а именно такие события и дают определяющий вклад в оценки, концентрируются вблизи плоскостей с азимутом простирания около 220° (параллельно средней береговой линии) и углом падения под Камчатку около 25°. При этом одна из плоскостей механизма имеет близкие параметры для подавляющего числа событий. Если принять эти плоскости за истинные плоскости очагов, то все подвижки будут приблизительно лежать в указанной плоскости, которую можно условно рассматривать как границу плит в указанном интервале глубин. Это обстоятельство позволяет считать, что каждая индивидуальная подвижка является элементарным актом относительного движения. Участки, не охваченные очагами землетрясений, деформируются за счет крипа. Средняя скорость относительного движения плит в зонах В и С около 1 см/год.

В зоне А на севере землетрясения не имеют единого среднего механизма, что говорит о сложности тектонической обстановки и не позволяет получить простые оценки, аналогичные тем, что получены в зонах В и С.

Положение гипоцентров и информация о механизмах в зонах В и С позволяет принять простую модель относительного движения океанической и континентальной плит на глубинах 15–60 км. Это движение происходит вдоль полого падающей под Камчатку плоскости с азимутом простирания 217° и углом падения 25°. Средняя подвижка для зоны С равна 0,9 см/год, а для зоны В – 1,4 см/год. Для зоны А подобная модель не подходит из-за сложного характера тектонической деформации.

КОРОВАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ КАМЧАТКИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Кроме землетрясений, связанных с движением по сейсмофокальному слою, на Камчатке регистрируются слабые поверхностные землетрясения в районе Восточно-Камчатского вулканического пояса, в пределах Средне-Камчатской депрессии и в Срединном хребте. Эти землетрясения связаны с движения-

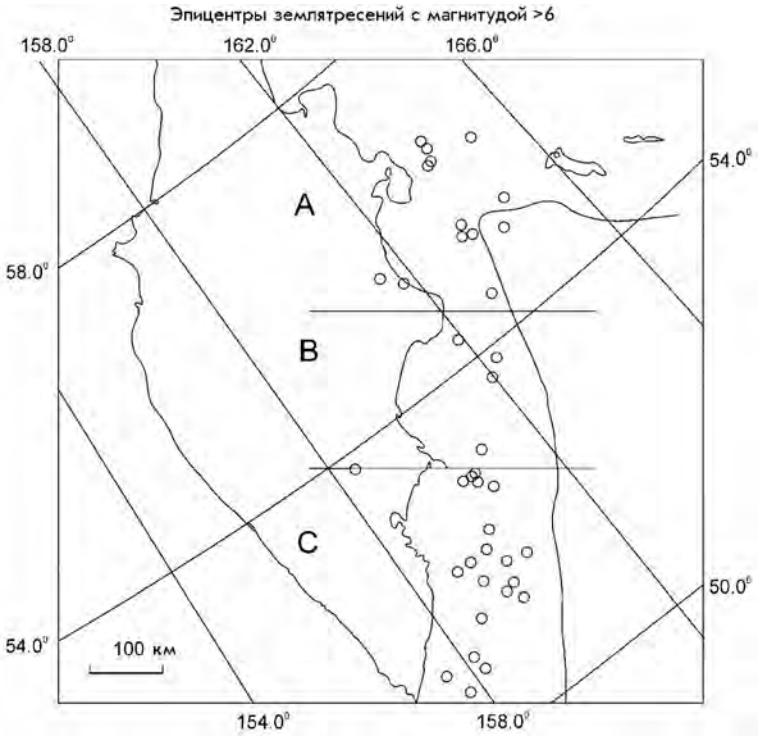


Рис. 3.16. Разбиение фокального объема на зоны А, В, С. Объяснения см. в тексте

ми в молодых складчатых областях Камчатки, с блоковой тектоникой горных сооружений и депрессий. Сейсмическая активность здесь на 2–3 порядка ниже, чем в зоне субдукции, но она вполне сопоставима с сейсмичностью таких сейсмоопасных территорий России, как Алтай или Северный Кавказ. Сейсмоактивная полоса в районе п-ова Камчатка имеет границу на западе вдоль линии побережья Охотского моря, в то время как к северу и северо-западу выраженной границы нет, активная полоса уходит к Корякскому нагорью.

Важным элементом сейсмической активности суши Камчатки являются землетрясения, определяемые вулканической деятельностью. Это слабые землетрясения (например, взрывные), непосредственно связанные с процессом извержения, разнообразные «вулкано-тектонические» землетрясения, рои землетрясений, локализованные под вулканическими постройками и обычно ассоциируемые с вулканизмом («криптовулканические землетрясения»), а также ряд специфических типов событий на грани между землетрясениями и вулканическим дрожанием. С точки зрения практической важности здесь следует особо выделить: а) рои слабых землетрясений, непосредственно предваряющие извержения вулканов (и являющиеся довольно надежным предвестником извержений); б) землетрясения средней силы (магнитуда до 6,5–7, возможно, до 7–7,5), также предваряющие извержения (или запускающие их) и одновременно создающие существенную сейсмическую опасность в эпицентральной зоне.

Исторические сведения о сейсмичности суши Камчатки крайне ограничены. Имеется большое число сообщений о землетрясениях в пос. Ключи, силой до 7 баллов, но почти все они явно связаны с вулкано-тектонической активностью Северной группы вулканов. Землетрясение силой 8–9 баллов в пункте Авача (ныне Елизово) в 1827 г. сопровождалось извержением Авачинской сопки и, вероятно, также имеет вулкано-тектонический характер. Отмеченное Крашенинниковым в 1740 г. землетрясение (около 8 баллов) на р. Оглукоминой в Срединном хребте – наиболее яркий известный пример сильного тектонического землетрясения суши Камчатки (Новый каталог..., 1977) ему приписано M=6,5±1.

Палеосейсмологические исследования позволили выявить следы голоценовых землетрясений силой до 10 баллов в бассейне рек Средняя и Левая Авача, в Паратунском грабене, на п-ове Камчатский Мыс и в ряде других мест.

За период инструментальных наблюдений по телесейсмическим данным (1900–1961) на суше Камчатки мелкофокусных землетрясений почти не отмечено. Важным исключением является землетрясение 18.06.1959 г. с M=7 в районе пос. Жупаново (9–10 баллов в Жупаново), которое произошло как раз на границе рассматриваемой зоны. Кроме того, есть макросейсмические данные о землетрясении 21.02.1928 г. в районе вулкана Кизимен (Уланов, 1931) и в Щапинском грабене.

На графике повторяемости для коровых землетрясений Камчатки уровень надежной регистрации ограничен снизу землетрясениями с магнитудой M = 3,5 (рис. 3.17). Наклон графика повторяемости (-1,25) практически совпадает с наклоном для землетрясений из зоны субдукции. На графике повторяемости (рис. 3.17) для землетрясений в диапазоне магнитуд 5,7<M<6,7 имеется заметное отклонение вверх от прямолинейной зависимости. Такое поведение графика существенно с практической точки зрения, так как может вести к значительному занижению оценок сейсмической опасности участков территории. Подобная ошибка может возникнуть, если при этом оценки повторяемости сильных землетрясений (M>6) будут вычисляться на основе прямолинейной экстраполяции графиков повторяемости, построенных по более слабым землетрясениям.

На рис. 3.18 представлена карта эпицентров за 1961–2003 г. Эпицентры основной субдукционной очаговой зоны, к востоку от тыловой границы, отмечены серым цветом. Основная особенность карты – наличие многих сгустков или групп эпицентров. Многие мощные сгустки связаны с вулканической активностью, обычно они появляются при конкретных извержениях. Отсутствуют четко выраженные

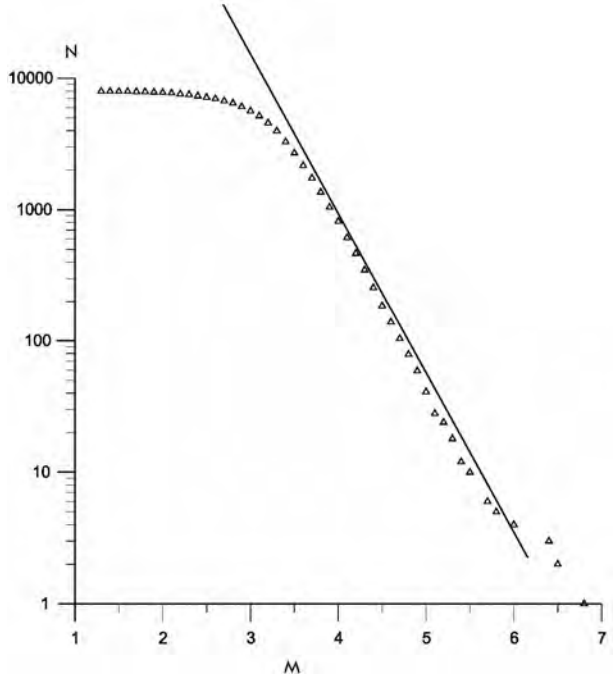


Рис. 3.17. График повторяемости для коровых землетрясений Камчатки. Коэффициент регрессии (наклон графика) равен –1,25. Объяснения см. в тексте

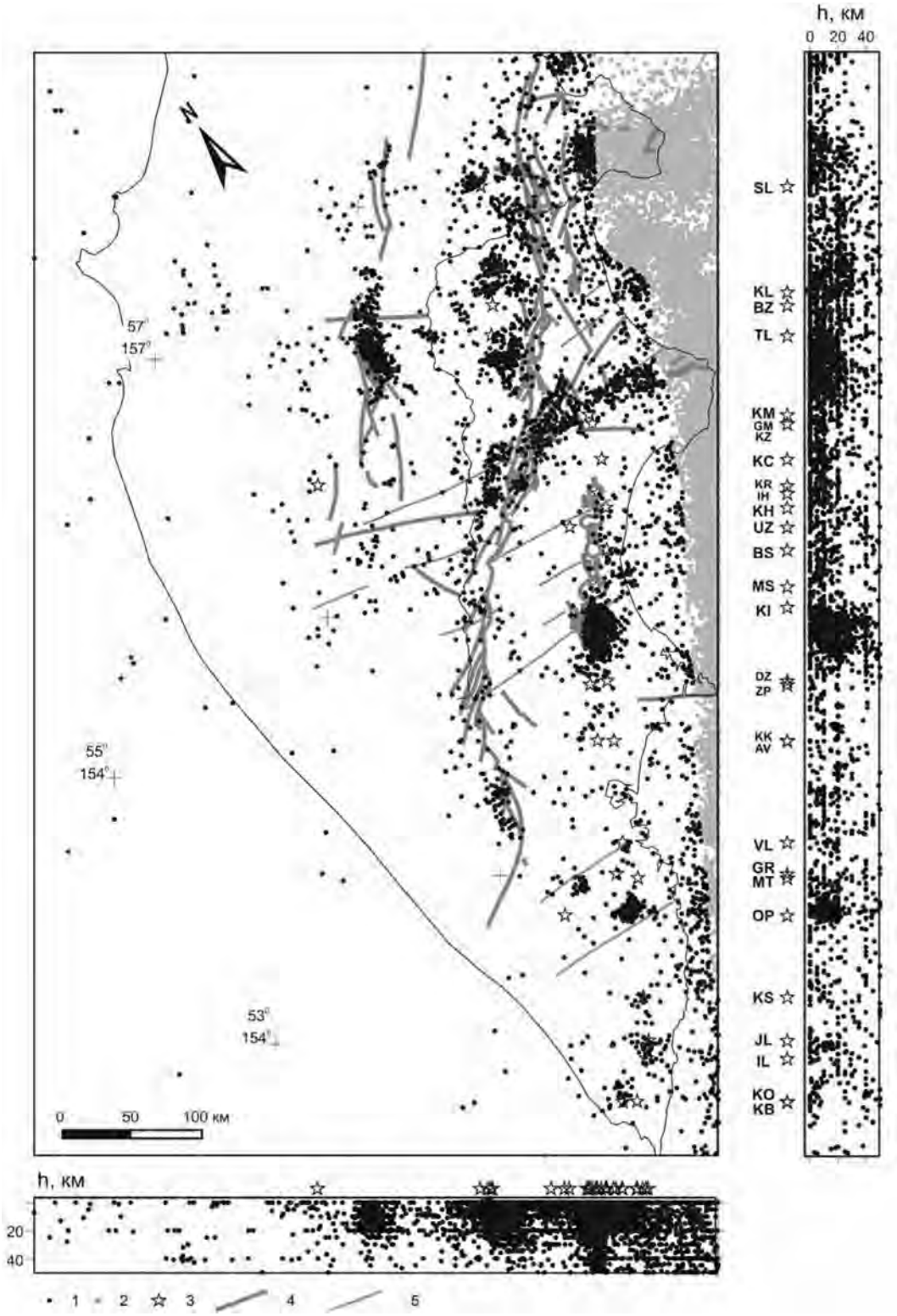


Рис. 3.18. Карта эпицентров землетрясений Камчатки и вертикальные разрезы вдоль и вкрест фокальной зоны (M≥3). 1 – эпицентры землетрясений, расположенных к западу от западной границы фокальной зоны на глубинах 26–50 км, выделенной в работе С.А. Федотова с соавторами (1985); 2 – то же, но эпицентры расположены восточнее этой границы; 3 – вулканы; 4 – голоценовые разломы по Кожурину (Kozhurin, 2004), проявившиеся на поверхности; 5 – глубинные разломы

протяженные линеаменты. Известная широтная активная полоса вдоль 55° с.ш. при детальном рассмотрении распадается на отдельные сгустки и линии.

В 1996 г. произошло наиболее примечательное событие в сейсмическом режиме на суше Камчатки – тектоническое землетрясение 1 января в районе вулкана Карымский с магнитудой M= 6,9. Главное событие сопровождалось интенсивным афтершоковым процессом. Кроме этого почти одновременно с основным землетрясением начались извержения вулкана Карымский и в кальдере Академии Наук.

Как видно на рис. 3.18, сейсмичность в земной коре на Камчатке сосредоточена в нескольких сейсмоактивных зонах, выделенных по сгусткам эпицентров. Некоторые из этих зон явно связываются с активными вулканами и расположены вблизи них. Это рои концентрации землетрясений в районе Ключевской группы вулканов (Горельчик и др., 1987), вблизи вулканов: Карымский (Широков и др., 1988; Токарев, 1989; Леонов, Иванов, 1994), Асача (Токарев, 1984), Желтовский и др. В этих районах сейсмичность непосредственно связана с вулканической деятельностью. Другие сейсмоактивные зоны связаны с тектонической активностью. Наиболее яркими структурами являются зоны центральной части Срединного хребта и протяженная зона от севера Кроноцкого полуострова через Щапинский грабен к Валагинскому хребту. Также можно отметить наиболее активную часть Восточно-Камчатского вулканического пояса в районе Карымского вулкана.

На рис. 3.19 приведена карта эпицентров относительно сильных землетрясений суши Камчатки за 40 лет. Картина рассеянной сейсмичности с небольшим числом локальных сгущений видна и здесь.

На рис. 3.20 представлена сейсмичность северной части п-ова Камчатка и прилегающей части Азиатского материка. Наиболее выражена здесь полоса сейсмичности от п-ова Озерной к прол. Литке и далее на север. Здесь предположительно протягивается граница Северо-Американской плиты (СА) (либо мини-плиты Берингия (БЕ) и Охотоморской плиты (ОХ)). На этой границе располагаются очаги землетрясений 1943 г. (M=7,1), 1969 г. (M=7,7) у п-ова Озерной и 1976 г. (M=6,7) в прол. Литке. От узла в районе Корф-Хаилино эта граница уходит на запад к Магадану и далее к Момскому рифту. Гипотетическая граница плит СА–БЕ уходит от того же узла на север, она маркируется очагом Хаилинского землетрясения 1992 г. (M=7,2). Видно, что слабая сейсмичность проявляется в полосах вдоль названных границ; особенно широкая полоса тянется с ЮЗ стороны границы ОХ–БЕ и ОХ–СА.

Одну из первых карт разломов Камчатки составил А.Н. Заварицкий (1937, 1956), который показал, что вулканы на полуострове располагаются рядами и трассируют разломы продольного (СВ), поперечного (СЗ) и широтного простирания. А.Н. Заварицкий писал, что большинство землетрясений «укладывается на ту же систему линий предполагаемых разломов». В дальнейшем некоторые авторы особо отмечали роль структур северо-западного простирания. Так Н.В. Кондорская и В.И. Тихонов (1960) считали, что сгущение эпицентров землетрясений в районах Шипунского и Кроноцкого полуостровов связано с современным развитием доплиоценовых складок, имеющих северо-западное простирание. А.В. Горячев (1966) особо подчеркивал значение поперечных наложенных прогибаний и поднятий и считал, что именно к их границам приурочено больше всего землетрясений Камчатки.

В начале 1960-х годов на Камчатке начались детальные сейсмические исследования. Уже в первых обобщающих работах было отмечено, что под Камчаткой землетрясений значительно меньше, чем у ее берегов, в фокальной зоне, и что землетрясения связаны с тектоническими структурами земной коры меньшего по сравнению с фокальной зоной порядка (Федотов и др., 1987). Были выделены участки, где сейсмическая активность повышена. Явной связи сейсмичности с молодыми разломами СВ и СЗ простирания установлено не было. В то же время была выделена субширотная зона сгущения эпицентров землетрясений. Ее значение и причины столь явного ее проявления остаются неясными.

Есть ли соответствие с теми представлениями, которые были высказаны ранее? К сожалению, ни одно из этих представлений (А.Н. Заварицкого, Н.В. Кондорской, В.И. Тихонова, А.В. Горячева) подтверждения не нашли. Распределение эпицентров землетрясений с глубиной меньше 50 км, произошедших за период инструментальных наблюдений на Камчатке, не обнаруживает связи ни с какими-либо структурами или разломами СЗ простирания, ни с зонами активных разломов СВ простирания.

В работе Б.В. Баранова с соавторами (1989) мелкофокусная сейсмичность в тылу Курило-Камчатской островной дуги рассмотрена с позиций «клавишной модели», в плане ее связи с сильнейшими землетрясениями в сейсмофокальной зоне. Анализ сейсмичности был проведен на качественном уровне и не дал убедительных свидетельств в пользу предложенной авторами модели.

В.А. Ермаков (1993) рассмотрел тектонические предпосылки изучения сейсмичности Камчатки на основе составленной им карты четвертичной тектоники. Большую роль в контроле сейсмичности автор отвел субширотным сбросо-сдвигам, которые, как он считает, «определяют коровую сейсмичность континентальной суши и ближайшей акватории».

А.И. Кожурин (1988; Kozhurin, 2003, 2004), изучавший в последние годы активные разломы Камчат-

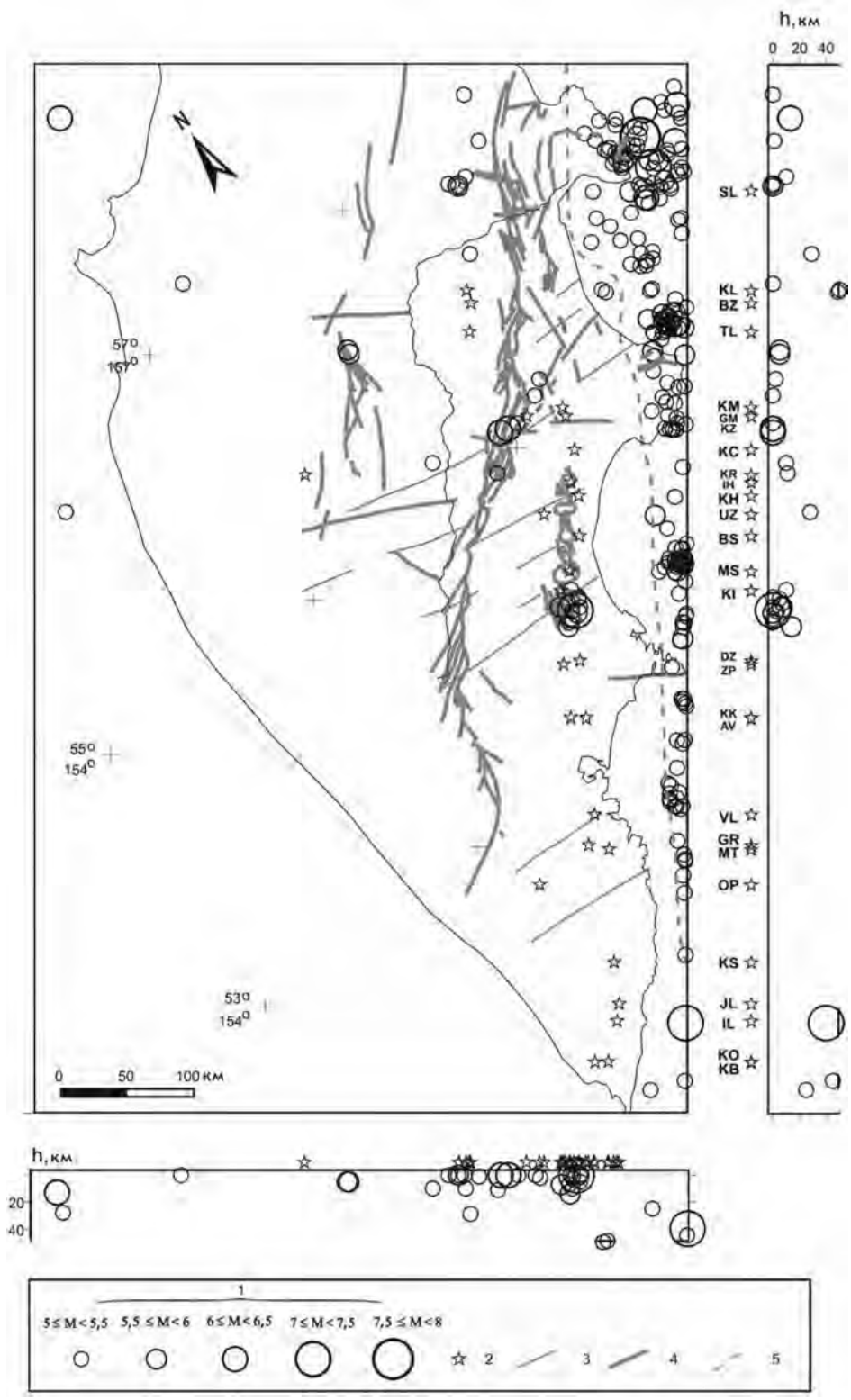


Рис. 3.19. Карта эпицентров сильных землетрясений Камчатки (M≥5). 1 – эпицентры землетрясений; 2 – вулканы; 3 – глубинные разломы; 4 – поверхностные разломы; 5 – западная граница фокальной зоны на глубинах 25–60 км (Федотов и др., 1985)

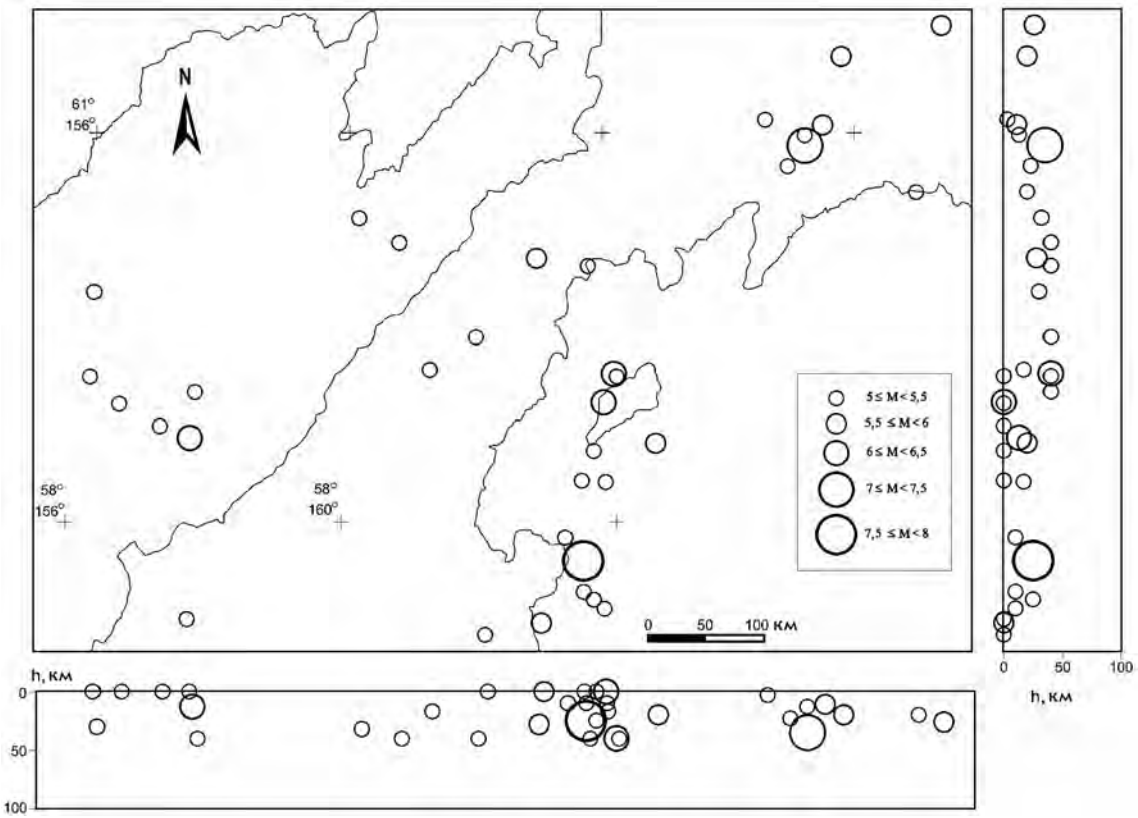


Рис. 3.20. Карта эпицентров сильных землетрясений северной части Камчатки (M≥5). Объяснения см. в тексте

ки, выделил три основные зоны разломов, которые могут контролировать сейсмичность: крупную зону разломов, протянувшуюся вдоль Восточного хребта (правый сдвиг), более мелкую зону разломов Срединного хребта (предположительно сбросы) и зону сбросов, протягивающуюся вдоль оси Восточно-Камчатского вулканического пояса. Ранее последнюю зону описывали В.А. Леглер (1978), И.В. Флоренский и В.Г. Трифонов (1985). Все эти зоны разломов имеют северо-восточное простирание. Основное значение А.И. Кожурин придает зоне разломов Восточного хребта, которую он сравнивает с такими известными сдвигами, как Альпийский в Новой Зеландии, Срединная линия Японии или Филиппинский разлом на Филиппинах.

Современную коровую сейсмичность на Камчатке трудно объяснить с позиций какой-либо из тектонических схем. С позиций тектоники плит, «клавишной модели» должны были бы быть активны разломы СЗ простирания, но этого нет. С позиций рифтогенеза (В.А. Ермаков) землетрясения должны были бы быть сбросового типа, но и этого нет. С позиций «сдвиговых» моделей (В.А. Леглер, А.И. Кожурин, И.В. Флоренский, В.Г. Трифонов) сейсмичность должна была бы подчеркивать существование продольных сдвигов, прежде всего Восточно-Камчатского (Начикинско-Кумрочского, по Леглеру), но и этого нет.

Большой интерес представляет сопоставление слабой сейсмичности и данных о неотектонике. На рис. 3.18 показаны разломы суши Камчатки, активные в голоцене, по А.И. Кожурину (Kozhurin, 2004). Видно, что имеется определенное соответствие между эпицентрами и активностью разломов в голоцене. Многие рои 40-летнего периода явно привязаны к молодым разломам. Некоторые цепочки эпицентров трассируют линеаменты, совпадающие с приведенными разломами полностью или частично. При рассмотрении карты следует иметь в виду, что существенная часть разломов имеет наклонную поверхность разрыва (взбросы, взбросо-сдвиги и т. п.), так что эпицентры связанных с ними землетрясений могут находиться в стороне от линии выхода разлома на дневную поверхность. Распределение гипоцентров землетрясений по глубине (рис. 3.21) показывает, что наибольшее количество коровых землетрясений сконцентрировано на глубинах, не превышающих 20–25 км. Эти землетрясения могут быть связаны с активными разломами в верхней части коры, следы которых отмечаются на поверхности.

Здесь представлено первое обобщение материалов о тектонических землетрясениях суши Камчатки.

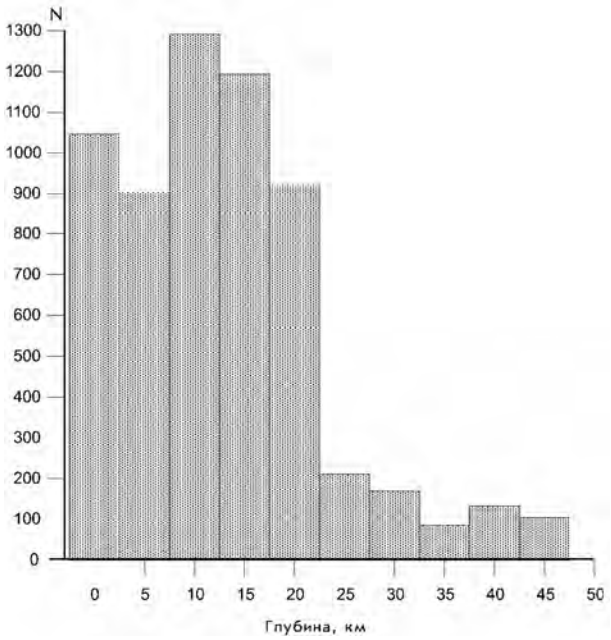


Рис. 3.21. Распределение коровых землетрясений Камчатки по глубине. Объяснения см. в тексте

Эти данные пока не позволяют провести систематический анализ происходящих здесь геомеханических процессов. Неясно, как организована система относительно жестких блоков и подвижных разломных зон между ними, каково среднее направление сейсмотектонической деформации. Концепция А.И. Кожурина о едином тектоническом линеаменте с преимущественно правосдвиговым типом движения представляет большой интерес; но не исключено, что ей суждена роль рабочей гипотезы. Отметим, что ранее примерно по той же линии В.А. Леглер предполагал наличие левого сдвига. Масштабы движений вне линеамента по А.И. Кожурину (Срединный хребет, Ганальский хребет и бассейн верхней Авачи) вполне сопоставимы с движениями в пределах линеамента, что наводит на мысль о менее организованной структуре (типа «битая тарелка»). Именно на такую слабоорганизованную структуру может указывать лишенная ярких черт картина слабой сейсмичности.

Для прикладных целей особый интерес представляет сейсмическая опасность землетрясений суши Камчатки. Низкая повторяемость и отсутствие крупномасштабных структур сильно затрудняют районирование территории по уровню местной сейсмической активности. Особенно трудна проблема оценки максимальной магнитуды. Методы сейсмогеологии будут, вероятно, преобладающими в рекогносцировочной оценке сейсмоопасности от землетрясений суши Камчатки. Однако для надежных оценок понадобится развертывание локальных сейсмических сетей. Существующая редкая сеть станций не обеспечивает достаточно аккуратных оценок эпицентров и особенно глубин, в результате затрудняется сопоставление слабой сейсмичности и геологически выявленных разломов.

Для выявления структурной организации и характера сейсмотектонических движений предстоит еще большая работа по дальнейшему сбору и сопоставлению данных слабой сейсмичности, сейсмогеологии и неотектоники.

СЕЙСМИЧНОСТЬ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

В соответствии с нормативной схемой сейсмического районирования России ОСР-97 на территории Магаданской области выделены зоны 6, 7, 8 и 9-балльной сейсмической опасности, т. е. в течение ближайших 50 лет не исключаются катастрофические сейсмические события. В 1971 г. на огромной территории от Магадана до Якутска ощущалось Артыкское (Оймяконское) землетрясение, которое по интенсивности сопоставимо со Спитакским (Армянским) землетрясением 1988 г. Существует довольно подробное описание сильного землетрясения 1851 г., ощущавшегося на большой площади, эпицентр этого землетрясения располагался в 100 км от нынешнего Магадана. В списках сильнейших землетрясений планеты фигурируют сведения о землетрясении 27 августа 1904 г. (M=8,3). Данные эти получены ненадежной сетью станций того времени, других свидетельств такого мощного толчка нет, поэтому предполагается, что эпицентр этого землетрясения располагался в другой зоне, возможно в море вблизи Аляски. На Чукотке эпицентры концентрируются в Колючинской губе и ее обрамлении, здесь также отмечались сильные землетрясения в 1928 г. Проведенные исследования палеосейсмодислокаций (следов сильных землетрясений прошлого) показали, что на рассматриваемой территории происходили мощные толчки, интенсивность которых превосходила 8–9 баллов нынешней нормативной шкалы MSK-64 (Важенин и др., 1997).

Инструментальные наблюдения за землетрясениями региона стали проводиться с начала 1960-х годов. За 1967–2002 гг. сеть сейсмических станций Северо-Востока зарегистрировала на территории Магаданской области более 3000 сейсмических событий энергетических классов от K=6 до K=17. Некоторая часть зарегистрированных событий представляет промышленные взрывы, сейсмограммы которых практически не отличаются от сейсмограмм слабых землетрясений. Поэтому для корректного анализа процесса сейсмической активности, протекающего на территории Магаданской области, мы используем сведения о 1465 местных землетрясени-

ях, энергетический класс которых превосходит 8,5. Для таких событий существующая сеть достаточно надежно определяет положения эпицентров. Заряды промышленных взрывов, проводимых на горных предприятиях, практически не превосходили 100 т аммонита; сейсмический эффект таких взрывов не превосходит К=8. В работе (Мишин, 2004) приведены положения эпицентров сильнейших землетрясений области, зарегистрированных сетью станций. Все эти землетрясения отнесены к энергетическим классам К≥12, т. е. их энергии превосходили 10^{12} Дж.

Эпицентры землетрясений приурочены в основном к двум тектоническим структурам – поясу Черского, который располагается в предполагаемой зоне сочленения Евразиатской и Северо-Американской плит (Fujita, 1978) и зоне северного побережья Охотского моря, которое относят к сочленению Охотоморской и Евразиатской плит. Эпицентры чукотских землетрясений располагаются в Колючинской губе и в ее обрамлении. Очаги на территории Северо-Востока России распределены мозаично, не отличаясь приуроченностью к определенным тектоническим зонам, как это имеет место в Тихоокеанском кольце. Определения глубины очагов в настоящее время недостаточно надежны, однако их можно уверенно отнести к верхним горизонтам земной коры (например, глубина гипоцентра Артыкского землетрясения оценивается в 18 км).

Статистический анализ массива полученной информации об эпицентрах землетрясений региона по методикам группы Ю.В. Ризниченко (Сейсмическая сотрясаемость…, 1979) позволяет получить распределения ожидаемых максимальных энергий землетрясений и ожидаемой повторяемости землетрясений выбранных баллов. На рис. 3.22 представлено распределение на территории Северо-Востока землетрясений максимальной ожидаемой энергии. Из этого рисунка видно, что интенсивные сейсмические процессы характерны в основном для территории нынешней Магаданской области и Восточной Чукотки. Обширные области Западной Чукотки и Корякии за период инструментальных наблюдений оставались практически асейсмичными.

Кинематикой процесса землетрясения представляется перемещение блока горных пород на расстояния от первых сантиметров до метра, например, Артыкское землетрясение представляется перемещением блока объемом 40 км^3 на 1 м (характер подвижки – сдвиг). Мы полагаем, что процесс сейсмической активности сопровождает процессы преобразования рельефа границ геологических тел (Мишин, 2004). В соответствии с таким представлением о фи-

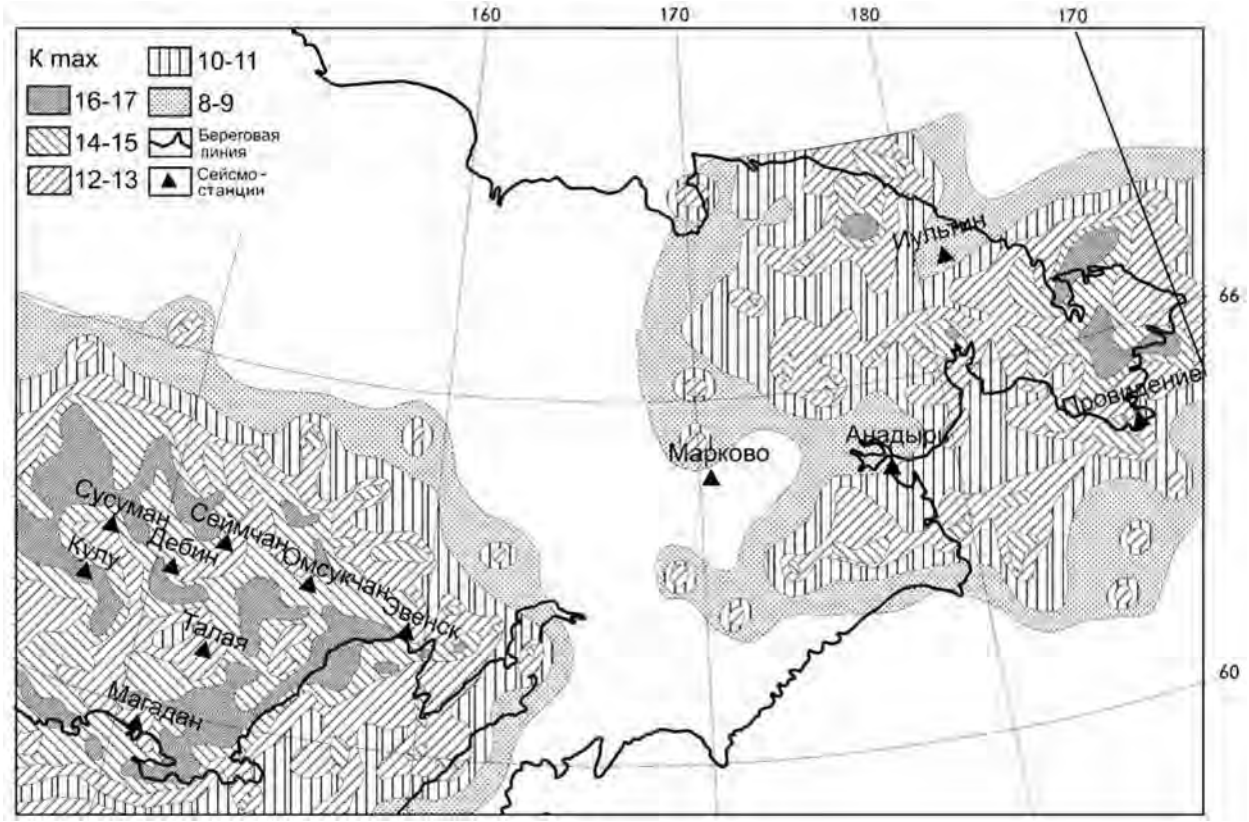


Рис. 3.22. Схема распределения ожидаемых максимальных энергетических классов ($К_{max}$) землетрясений на территории Северо-Востока России

зике сейсмических процессов проводились расчеты запасов потенциальной энергии, сосредоточенной в земных недрах участков территории за счет взаимного расположения масс горных пород и соответствующего неоднородного распределения поля веса горных пород в горных областях. На основе расчетов моделей определялись участки территории, для которых наиболее вероятны сильные землетрясения (Мишин, Шарафутдинова, 2001). В частности, с этой точки зрения представляется исключительно опасным участок в нижнем течении р. Бахапча. Такой вывод согласуется с данными геоморфологии.

Для оценки запасов потенциальной энергии тяготения на участке земной коры нами была построена плотностная четырехслойная модель участка земной коры (Мишин, 2004). Модельные расчеты показали, что в слое мощностью 40 км на площади 250 тыс. км^2 запасено не менее 5×10^{23} Дж потенциальной энергии. Эта энергия может выделиться при полном выравнивании неоднородностей распределения масс в земных недрах. При сильнейшем землетрясении этого участка в 1971 г. здесь выделилось 10^{17} Дж энергии. Все остальные землетрясения участка, зарегистрированные за 20 лет, высвободили энергию, не превосходящую в сумме энергии этого землетрясения. Таким образом, для выравнивания неравновесно распределенных масс на участке потребовалось бы не менее миллиона таких сильнейших землетрясений. Этот предварительный расчет показывает, что запасов потенциальной энергии тяготения вполне достаточно для объяснения существующей сейсмичности территории.

СЕЙСМИЧНОСТЬ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Особенностью сейсмичности юга Дальнего Востока России является наличие землетрясений с различными глубинами очагов: практически от поверхности Земли и до глубин 700 км (рис. 3.23).

СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ

В моделях строения Земли в диапазоне глубин, проявляющемся очагами землетрясений, выделяют тектоносферу. В нее включают: земную кору, верхнюю мантию с астеносферным слоем и переходную зону мантии (ПЗМ) от верхней к нижней. Кровля и подошва ПЗМ являются границами планетарного уровня и находятся на глубинах около 410 и 660 км. И если границу 410 км можно считать резкой, то граница 660 км больше соответствует градиентному слою (Винник, 1997).

Учитывая близость таких параметров верхней мантии и ПЗМ, как значительная латеральная неоднородность, большой градиент изменения скорости с глубиной и наличие анизотропии, обычно к верхней мантии относят и ПЗМ. Нижняя мантия по отношению к верхней характеризуется как более высокоскоростная, однородная и изотропная.

Сейсмическая модель тектоносферы юга Дальнего Востока России (ДВР) базируется на результатах сейсмических исследований разной глубинности и детальности: сейсмотомографии, МОВЗ, ГСЗ и ОГТ. Региональная разломно-блоковая делимость тектоносферы основывается на интегральных скоростных характеристиках и на изменении структурного плана с глубиной. Структуры более низкого ранга выделяются как локальные области скоростных аномалий.

Выделение зон глубинных разломов как отдельных геологических тел в сейсмических вертикальных разрезах и горизонтальных сечениях основывается на трех критериях: 1) резкое изменение структурного плана; 2) появление зон пониженной скорости и (или) повышенной анизотропии; 3) наличие зон повышенной гетерогенности, приводящей к возникновению рассеянных волн.

В результате построения сейсмической модели в тектоносфере выделено четыре сейсмогеологических этажа: 1) верхнекоровый, 2) коромантийный, 3) подастеносферный, 4) переходной зоны мантии. Сейсмогеологическим этажам соответствуют части разреза литосферы, которые по сейсмогеологическим и структурным характеристикам настолько различны, что для их изучения необходимо применять различные методы (или методики) исследований и интерпретации.

Верхнекоровый этаж помимо зоны гипергенеза с рыхлым и слаболитифицированным осадочным чехлом включает верхнюю часть консолидированной коры и граничит с коромантийным этажом на уровне корового волновода (глубина около 15 км). Коромантийный этаж заключен между уровнями глубин существования волноводов (низкоскоростных слоев): корового и верхнемантийного (астеносферного слоя) на глубинах 100–200 км. Эти два этажа различаются структурными планами, но зоны глубинных разломов сквозькорового заложения и элементы субгоризонтальной расслоенности литосферы (зоны глубинных надвигов) являются для них связующими структурными элементами. Учитывая это, целесообразно объединять эти два этажа в один литосферный этаж – структуру более высокого иерархического уровня.

Региональная разломно-блоковая делимость коромантийного этажа региона хорошо просматривается на глубинных сейсмотомографических сечениях (рис. 3.24). Если в пределах коры (на глубине H=20 км) изолиниями скоростей (для сектора к востоку от пересечения параллели 50° и меридиана 130°) отмечается диагональная система северо-запад-

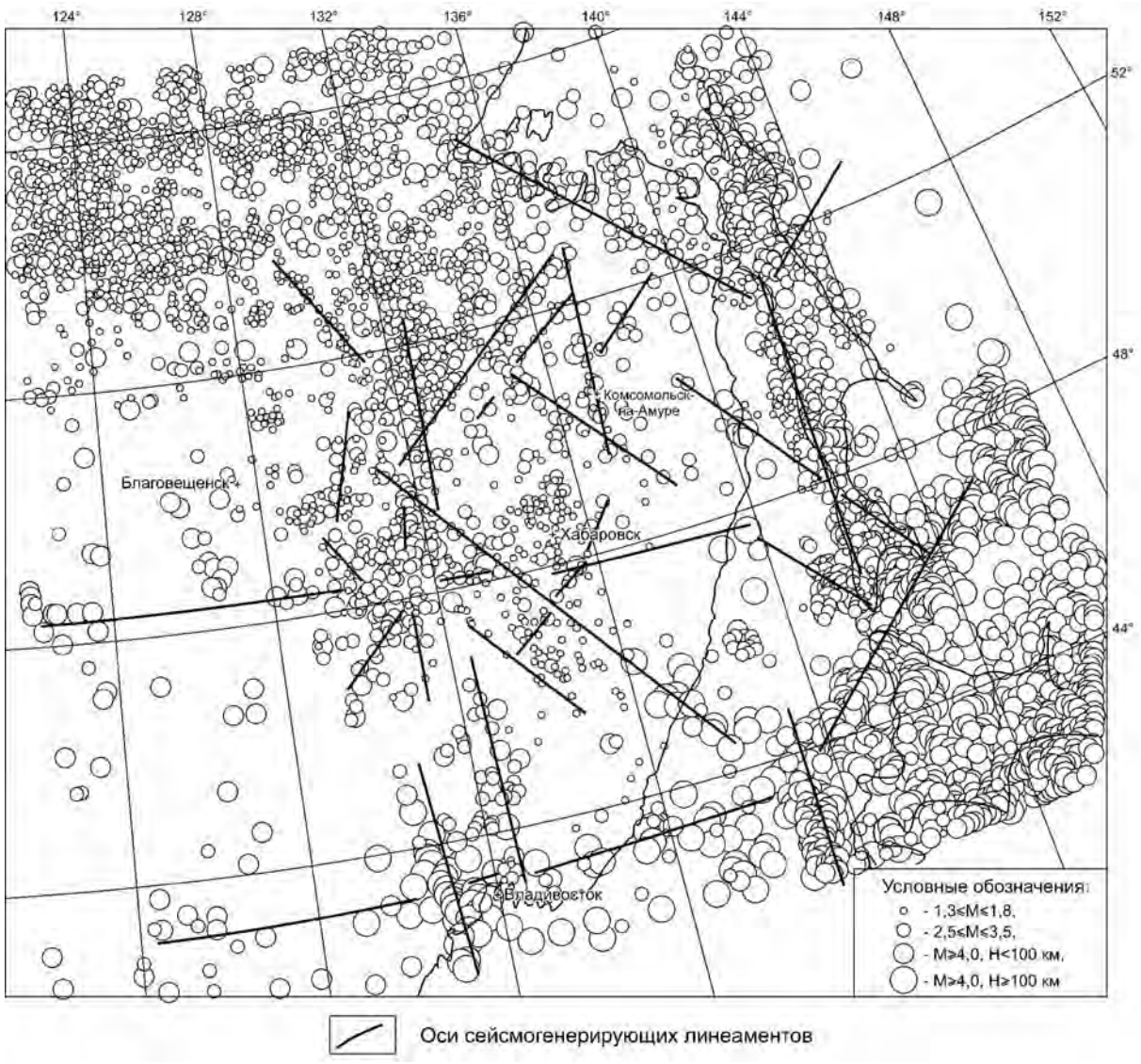


Рис. 3.23. Карта очагов землетрясений юга Дальнего Востока и проекции на вертикальную плоскость очагов землетрясений. Линиями на карте показаны оси сейсмогенерирующих линеаментов. На разрезах A и B очаги землетрясений проецировались на разрез из полосы 400 км. На разрезах C и D очаги землетрясений проецировались на разрез из полосы 300 км

ного и северо-восточного простирания, то уже на глубине 55 км (в верхах мантии) начинает преобладать ортогональная: субширотная (южнее 50°) и субмеридиональная (восточнее 130°) делимость. На уровне глубин 85 км аномалиями скоростей четко отмечается основная региональная особенность региона – принадлежность его к области сочленения двух подвижных поясов, которые трассируются градиентными низкоскоростными зонами по широте около 48° и по долготе около 132°.

Мантийный волновод (астеносферный слой) хорошо виден на глубине около 150 км. Соответствующая ему область низкоскоростных аномалий занимает юго-восточную часть Азии и прилегающую переходную зону континент–океан. Эта область проявляется высокой современной тектонической активностью (рис. 3.24).

Подастеносферный этаж занимает диапазон глубин от уровня мантийного волновода (100–200 км) до кровли переходной зоны мантии 400 км. На глубине его кровли (H=250 км) снова начинает проявляться блоковая делимость, при этом ортогональной широтно-меридиональной системой низкоскоростных аномалий отмечается и север Сахалина.

Сейсмогеологический этаж ПЗМ занимает диапазон глубин примерно 400–700 км. В нем просматривается меридиональная и широтная делимость, которая глубже (в нижней мантии) становится менее

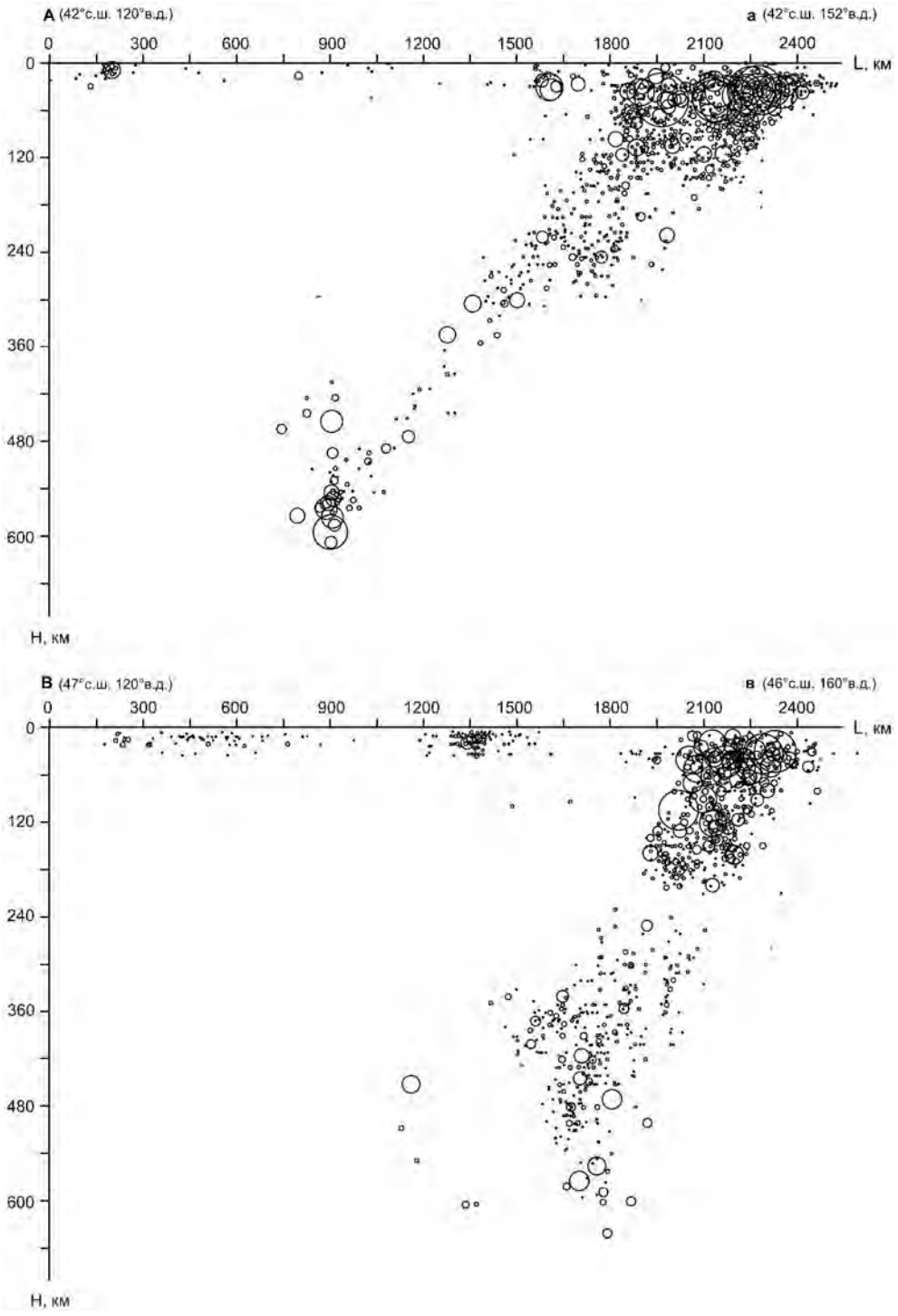


Рис. 3.23. Продолжение

локализованной (рис. 3.25). Но и там она по-прежнему определяет основной структурный план.

Подастеносферный этаж и этаж ПЗМ, хотя и различаются структурными планами (верхний более неоднороден), но имеют общие связующие зоны по вертикали (глубинные зоны разломов с повышенной проницаемостью для флюидов) и вместе со всей литосферой представляют собой единую синхронно развивающуюся геодинамическую систему (рис. 3.26). Реальность этой модели подтверждается результатами работ методом МОВЗ на Дальнем Востоке России до глубин 200 км (Жирнов, 1999), а в целом для ре-

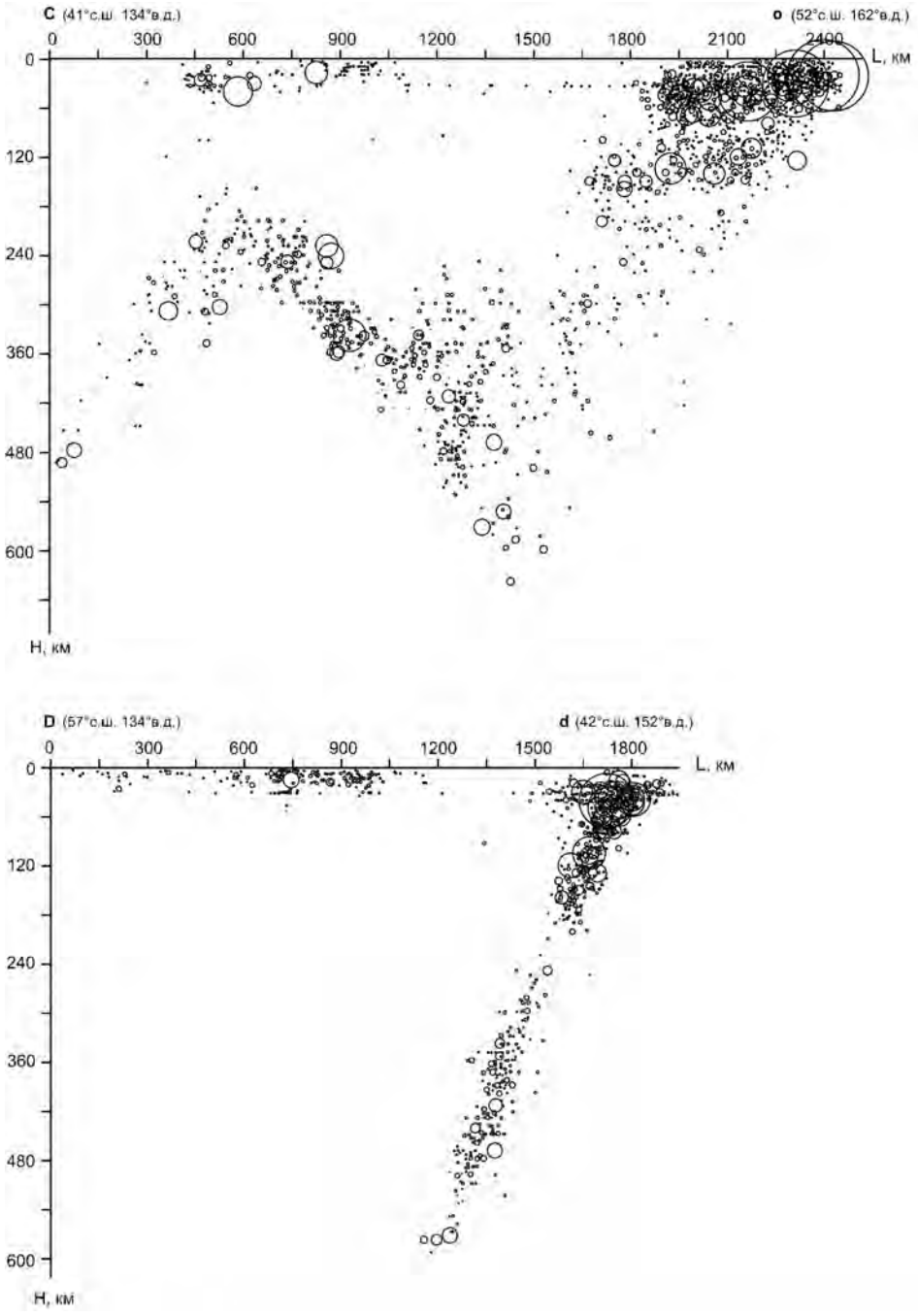


Рис. 3.23. Окончание

гиона – сейсмотомографическими исследования верхней мантии (Peng Yan-Ju, 2002).

Распределение очагов землетрясений по магнитуде и глубине имеет для региона шесть аномальных горизонтов, коррелирующих с сейсмогеологическими этажами. Это позволяет идентифицировать их как сейсмогенерирующие, с выделением внутри этажей сейсмогенерирующих линеаментов, часть из которых являются для тектоносферы «сквозными».

Верхнекоровый сейсмогенерирующий этаж характеризуется преимущественно очагами с магнитудой (M) от 5 и менее. Коромантийный этаж отмечается наличием очагов с магнитудой от 4 до 7. Учитывая связь этих этажей сейсмогенерирующими сквозькоровыми разломами, их (в ряде случаев) целесообразно объединять в один: литосферный. На уровне астеносферного слоя количество очагов уменьшается, с понижением их максимальной магнитуды до 5.

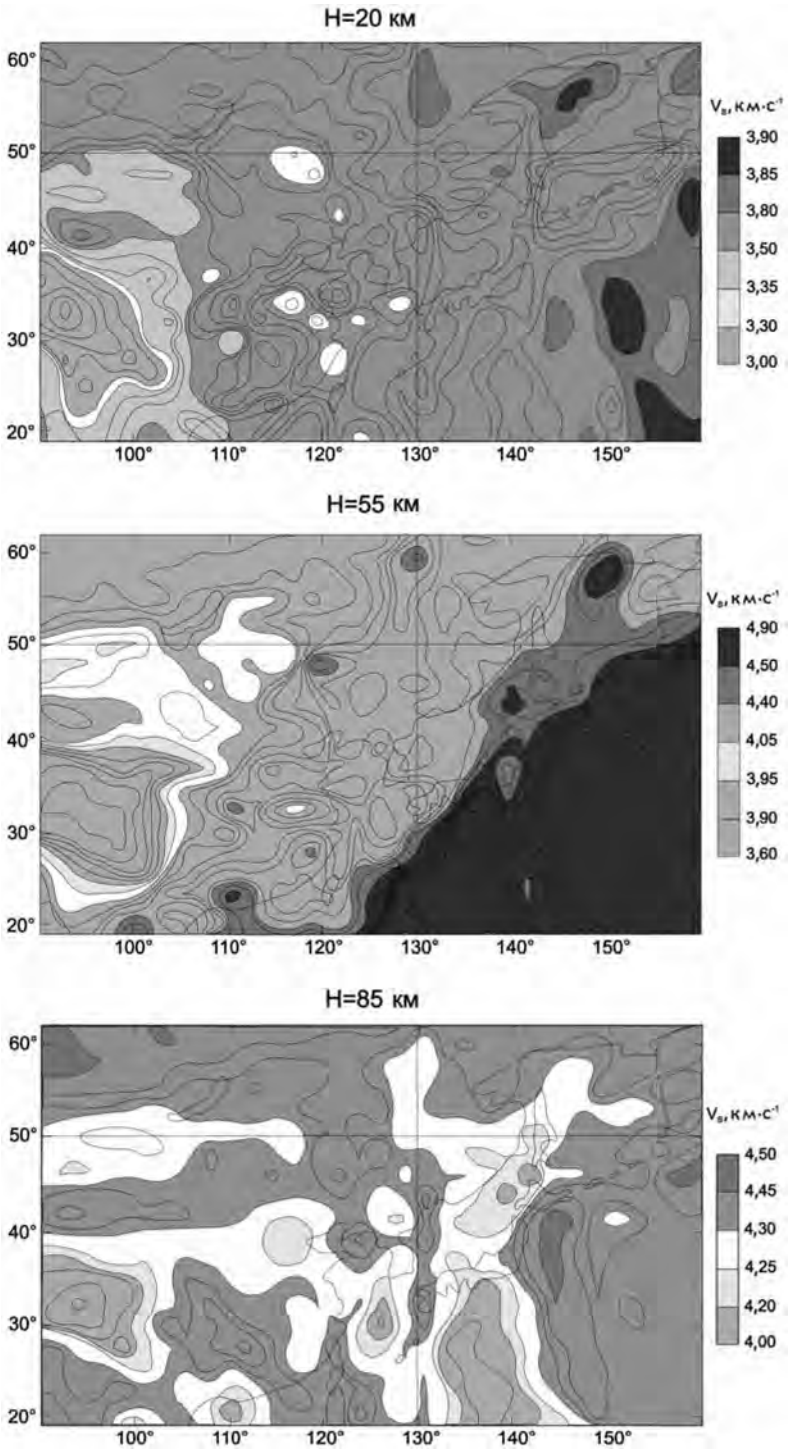


Рис. 3.24. Сейсмотомографические сечения на глубинах 20, 55, 85, 150 и 250 км (по: Zhu Jie-Shou et al., 2002)

В подастеносферном этаже, примерно с 200 км до кровли переходной зоны мантии (400 км), количество очагов и их магнитуда возрастают. В ПЗМ очаги землетрясений концентрируются в ее нижней части (уровень 500–600 км), при этом средний уровень магнитуд выше, чем в подастеносферном этаже. Приуроченность очагов землетрясений к скоростным границам иллюстрируется сейсмотомографическим разрезом тектоносферы по субширотному профилю (рис. 3.26). Этот профиль пересекает субмеридио-

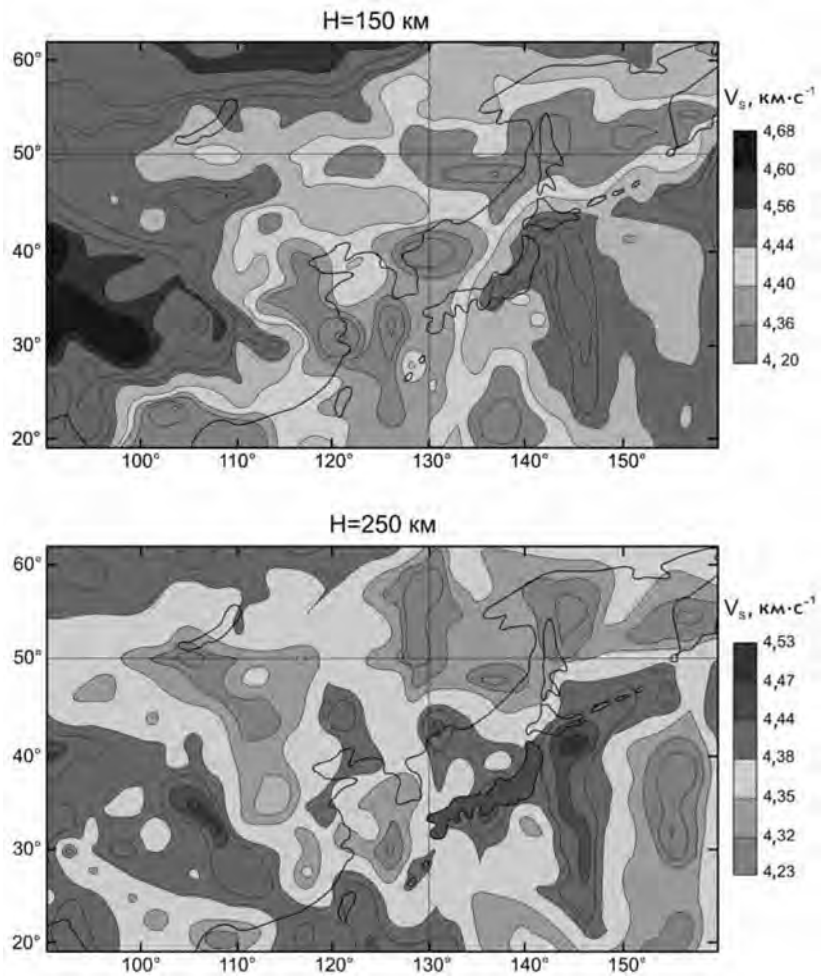


Рис. 3.24. Окончание

нальные линеаменты, выраженные в современной структуре земной коры сейсмоактивными разломами.

Пространственно-временные закономерности сейсмической активизации иллюстрируются на меридиональном профиле (рис. 3.27), пересекающем региональный субширотный линеамент, разделяющий тектоносферные блоки. При отсутствии глубокофокусной сейсмичности на севере профиля он имеет ярко проявленную глубокофокусную сейсмическую активность в ПЗМ на юге. На пространственно-временной диаграмме в XX в. выделяется не менее двух циклов миграции сейсмоактивности в направлении с юга на север, с периодом обратного направления миграции в интервале 1950–1970 гг. Миграция наиболее ярко видна по глубокофокусным землетрясениям и слабее по коровым землетрясениям. По двум приведенным здесь разрезам просматривается линеаментная делимость как по скоростным неоднородностям, так и по концентрациям очагов землетрясений.

Анализ распределения неоднородностей и очагов по горизонтальным сечениям (как показано ниже) достаточно убедительно доказал реальность линеаментно-доменно-фокальной модели для всей тектоносферы. Именно ее объемная неоднородность с разделением на сейсмогенерирующие этажи, различающиеся своими структурными планами и внутренним распределением сейсмогенерирующих линеаментов, определяет различие пространственно-временных закономерностей развития сейсмических событий.

Так, по субмеридиональным линеаментам в ПЗМ миграция в рассматриваемый отрезок времени происходила с юга на север, с кратковременной сменой направления, т. е. в квазиколебательном режиме. В этот же период для подастеносферного сейсмогенерирующего этажа наблюдалась миграция только по линеаментам северо-западного простирания, без инверсии направления. В обоих случаях в это время отмечалась активизация сейсмоактивности в верхнекоровом и коромантийном сейсмогенерирующих этажах. Это обозначает весьма сложную модель суммарной колебательной пространственно-временной миграции коровых землетрясений.

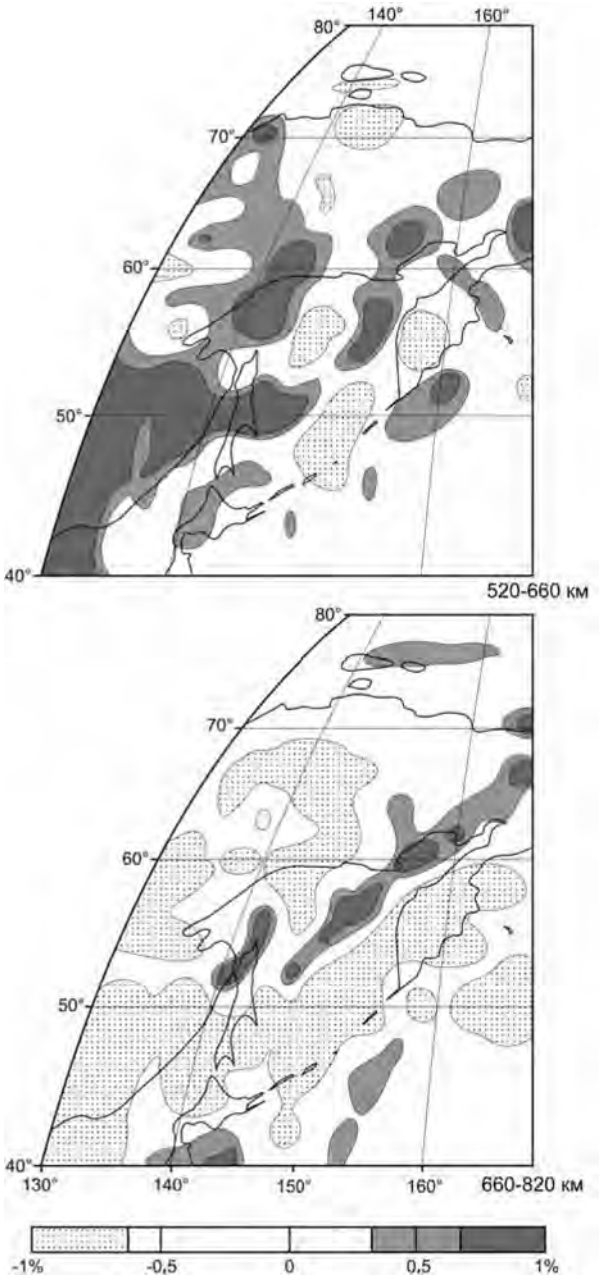


Рис. 3.25. Сейсмотомографические сечения для глубин 520–820 км (по: Gorbatov et al., 2000)

На этом достаточно сложно организованном фоне миграции сейсмических событий в разные временные интервалы наблюдаются периоды преимущественной активизации линеаментов одного простирания – северо-западного, северо-восточного, сопряженной системы субмеридионального и субширотного направления (рис. 3.28). Это подкрепляет сделанный выше вывод о геодинамической взаимосвязи между этажами. При этом вероятно определяющее влияние глубоких (более «энергонасыщенных») этажей на верхние, менее энергоемкие.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Сейсмические режимы сейсмогенерирующих этажей также различаются между собой. Если для литосферного этажа график повторяемости землетрясений имеет стандартный вид, то для более глубоких мантийных этажей он не имеет крутого подъема в направлении уменьшения магнитуд (рис. 3.29). Если признать влияние активности мантийных этажей не только на характеристики миграции сейсмоактивности в литосферном этаже, но и на сейсмический режим в нем, то следует сделать вывод о том, что уменьшение количества слабых землетрясений в верхних частях блоков литосферы, имеющих глубокофокусную сейсмичность, не гарантирует невозможность возникновения разрушительных землетрясений в коровой части этих блоков. На рис. 3.26 эта особенность сейсмического режима видна и на глубинном разрезе: на севере в земной коре по количеству преобладают наиболее слабые землетрясения, а на юге (где появляется глубокофокусная сейсмичность) наряду с ними проявляются и события высокой сейсмичности.

Исходя из описанной модели, в которой сейсмогенерирующая структура тектоносферы рассматривается как единая система, в регионе выделяется основная система сейсмогенерирующих линеаментов. Линеаменты картируются на разных глубинных уровнях линейными скоростными аномалиями и очагами землетрясений разной магнитуды.

Сейсмостатистический анализ показал, что землетрясения с малой магнитудой (на рисунке для них принят диапазон M=1,3–1,8) трассируют активные разломы северо-западного простирания, развитые в верхнекоровом этаже. Землетрясения с большей магнитудой (на рисунке принят диапазон M=2,5–3,5) трассируют в основном уже сквозькоровые разломы, имеющие северо-восточное и субмеридиональное простирание. Коровые землетрясения с магнитудой больше 4 в основном приурочиваются к субширотным и субмеридиональным системам. Глубокофокусные землетрясения большой магнитуды в подастеносферном этаже трассируют диагональную систему линеаментов, а в этаже ПЗМ – ортогональную.

Узел пересечения основных сейсмоактивных линеаментов ортогональной и диагональной систем расположен на западе территории, между городами Облучье и Биробиджан. Ортогональная система линеаментов представлена здесь линеаментом 132-го градуса (Эхилканский разлом), проявленном на юге глубокофокусной сейсмичностью, и широтным линеаментом 48-го градуса (зона Намурхэ-Бирского разлома). Диагональная система представлена северо-восточным Хинганским разломом и северо-западным линеаментом, который на юго-востоке также проявлен глубокофокусной сейсмичностью и северо-

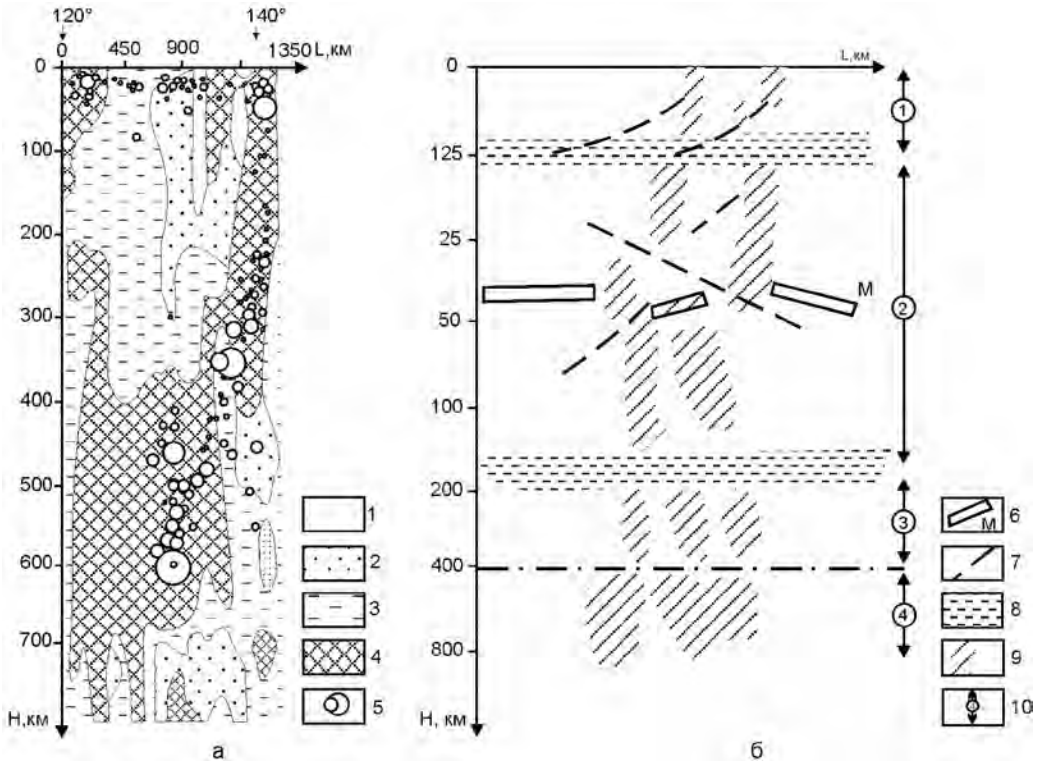


Рис. 3.26. Субширотный сейсмотомографический разрез (48–47°с. ш.) по данным Van der Hilst (1999), с упрощениями (а) и сейсмическая модель линеамента (б).

В условных обозначениях возрастание величины аномалий скорости продольных волн идет от 1 к 4. Масштаб величины магнитуд землетрясений (5) обозначен на рис. 3.23, очаги проецировались на разрез из полосы шириной 900 км. 6 – граница Мохо, 7 – листрические разломы, 8 – волноводы, 9 – сейсмогенерирующие зоны, 10 – сейсмогенерирующие этажи: 1 – верхнекоровый, 2 – коромантийный, 3 – подастеносферный, 4 – мантийный

восточными линеаментами. Линеаменты северо-западного простирания проходят также южнее Комсомольска и в низовьях Амура. При более детальном изучении структура линеаментов усложняется (в том числе и по проявленности сейсмической активности), внутри нее выступает система линеаментов более низкого уровня.

Таким образом, пространственная приуроченность распределения очагов землетрясений к сейсмическим структурам тектоносферы, имеющим разный режим сейсмоактивности, свидетельствует о наличии в литосфере рассматриваемой территории (и региона в целом) сложно построенной взаимосвязанной системы сейсмогенерирующих этажей и линеаментов. Данная система подвержена колебательным изменениям пространственно-временных закономерностей сейсмоактивности. Продолжение структурных аномалий тектоносферы в нижнюю мантию и к ядру доказывает, что энергетическая и вещественная подпитка геодинамической активности идет из нижней мантии и внешнего ядра. Глубокофокусная сейсмичность является при этом индикатором активизации тектонической активности, которая развивается снизу вверх.

Все сейсмогенерирующие этажи имеют сейсмогенерирующие линеаменты с индивидуальным пространственно-временным режимом активизации и режимом сейсмичности. На коровую сейсмичность оказывает влияние активизация глубинных сейсмогенерирующих этажей. Сейсмическая активизация не представляет собой простой однонаправленный процесс в пространстве и во времени, а является сложным колебательным процессом, в котором участвует вся система сейсмогенерирующих линеаментов. Она функционирует в пульсационном режиме, со сменой активности линеаментов по системам разного направления. Пространственно-временная организация этого режима соответствует нелинейным закономерностям сложно построенных саморазвивающихся систем.

СТРУКТУРА ЗОН РАЗЛОМОВ

При детальной привязке очагов землетрясений устанавливается их приуроченность к разломам разного ранга. Разломы корового и сквозькорового заложения, как основные сейсмогенерирующие струк-

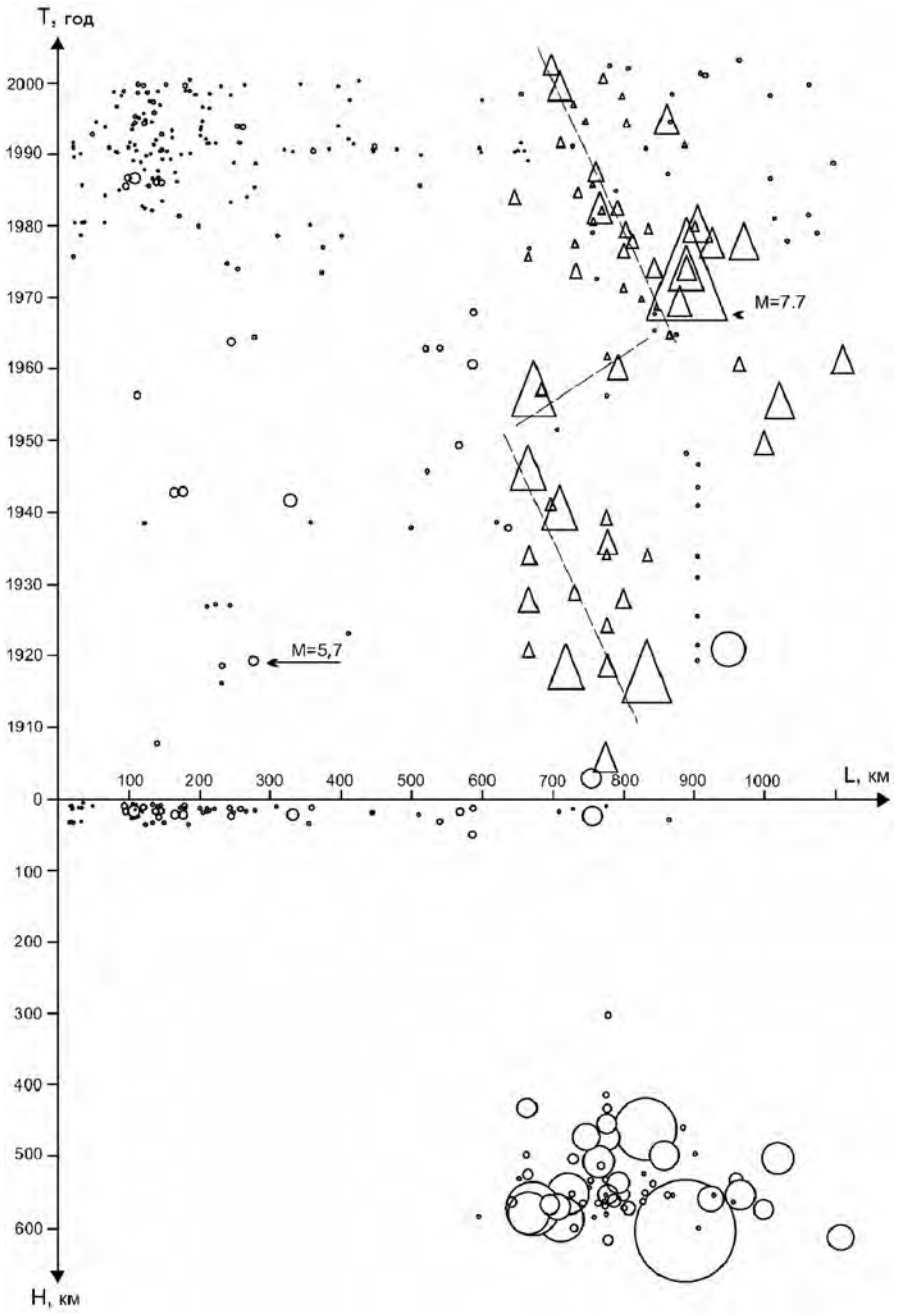


Рис. 3.27. Глубинный разрез по меридиану 130° в. д. от 50 до 40° с. ш. с пространственно-временной диаграммой (в верхней части рисунка). Треугольниками на диаграмме обозначены землетрясения с глубиной очага более 100 км. Очаги землетрясений проецировались на разрез из полосы шириной 600 км

туры, с которыми связаны очаги наиболее сильных разрушительных землетрясений, изучались комплексом методов сейсморазведки и структурной сейсмологии: КМПВ, МОВ, ОГТ, ГСЗ, МОВЗ.

Наиболее детальный профиль МОВЗ (рис. 3.30), отработанный с шагом между точками наблюдений в 2–3 км, расположен в северной части исследуемой территории. На этом участке в течении полутора лет проводились также и наблюдения микроземлетрясений локальной сейсмической сетью. На разрез МОВЗ кроме микроземлетрясений, зарегистрированных в полосе профиля, экстраполирована очаговая область более сильных землетрясений (Баджальское землетрясение с M=5,5), связанных с сейсмогенерирующим линаментом северо-восточного простирания (зоной Хинганского разлома). На разрезе фиксирует-

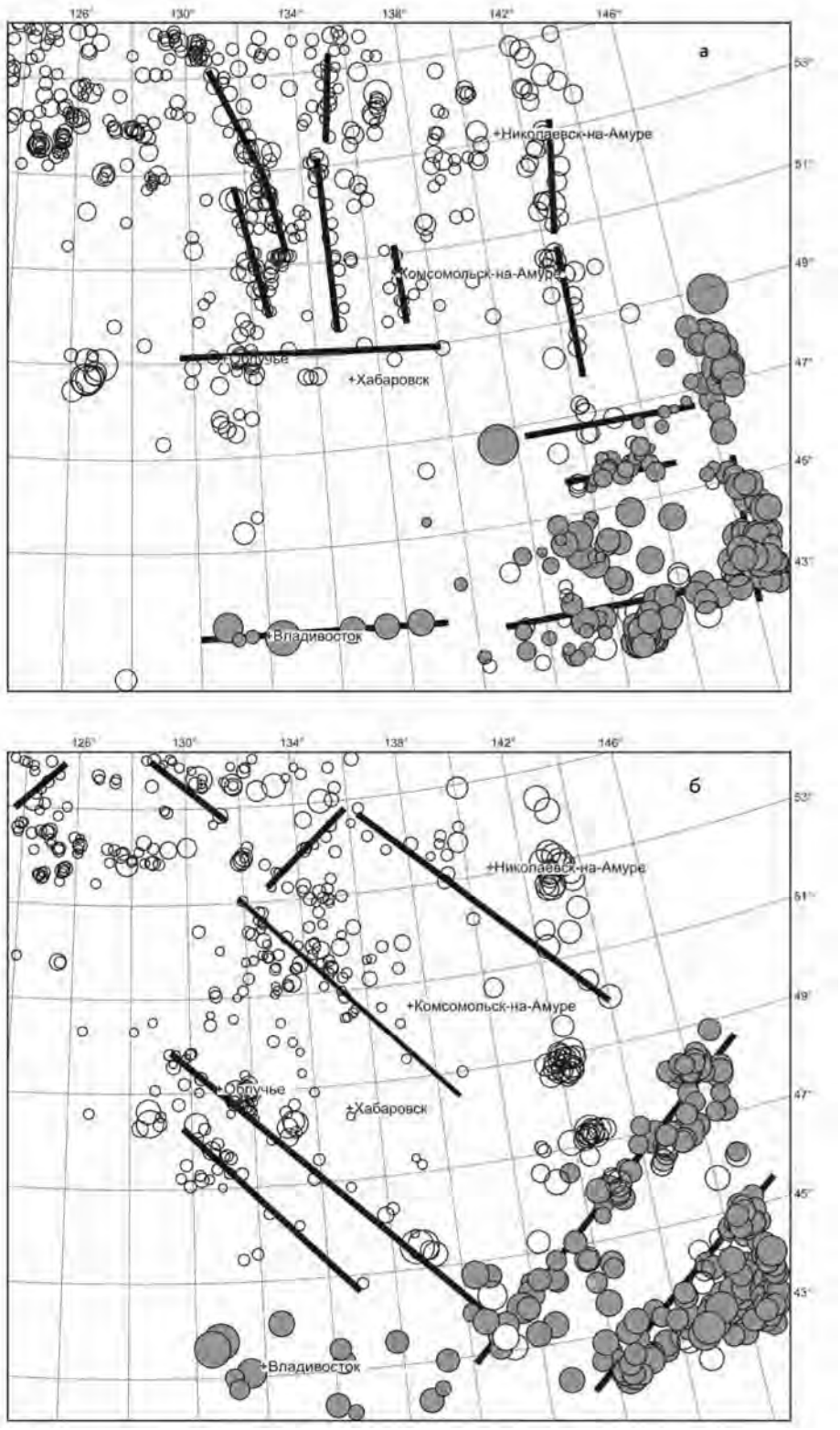


Рис. 3.28. Примеры синхронной активизации линеаментов в периоды 1983–1987 (а) и 1998–2002 гг. (б). Светлые кружки – очаги землетрясений с глубиной менее 70 км, темные – 70 км и более

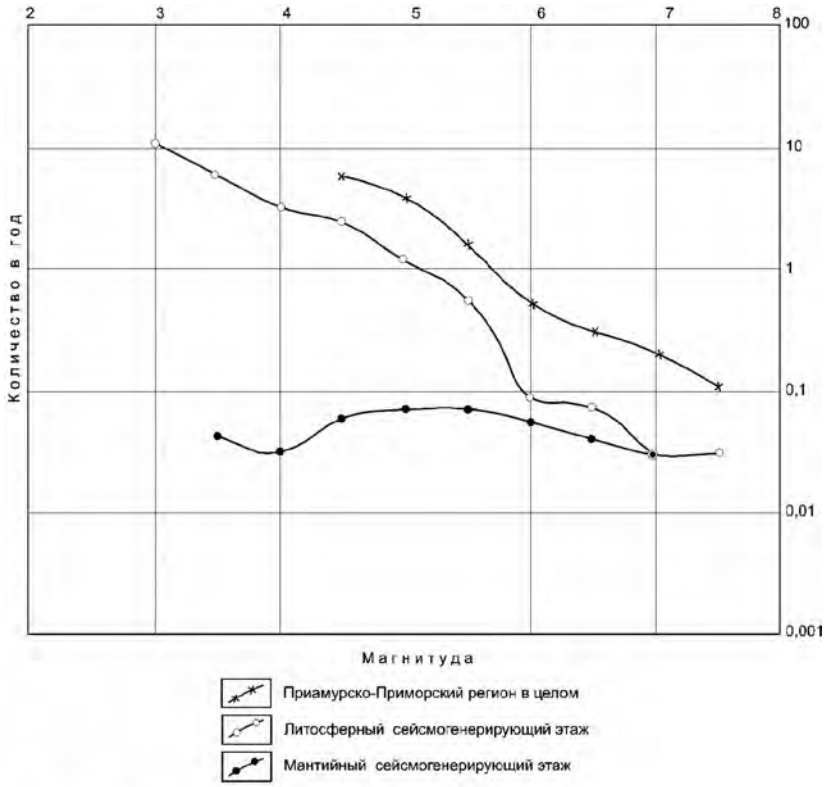


Рис. 3.29. Графики повторяемости землетрясений

ся приуроченность микроземлетрясений верхнекорового этажа как к зонам субвертикальных разломов, так и к субгоризонтальным неоднородностям, связанным с надвиговой тектоникой.

Очаговая область сильных землетрясений расположена под коровым волноводом и связана с мощной зоной глубинного разлома, проявленного сложной взаимосвязанной системой нарушений. Структура этой системы разноглубинных дизъюнктивных нарушений в земной коре представлены на рис. 3.30 субширотным разрезом через центральную часть Средне-Амурской впадины по данным глубинных сейсмических методов: ГСЗ (С.В. Потапьев) и МОВЗ (В.А. Бормотов).

Консолидированная часть коры ограничена здесь границами: Ф – кровля складчатого фундамента – первая сверху преломляющая сейсмическая граница, или граница обмена, с граничной скоростью продольных волн V_p=5,3–5,6 км/с, М – охарактеризована пластовой скоростью верхов мантии в 7,4–8,4 км/с. На глубинах от 5 до 10 км прослеживается кровля кристаллического фундамента с величиной граничной скорости V_p= 5,9–6,0 км/с. Мощность земной коры меняется от 40 до 30 км и имеет минимальное значение в западной части впадины.

Граница М характеризуется изменчивостью скорости в подкоровом слое по латерали: максимальные пластовые скорости (8,0–8,4 км/с) фиксируются в центральной части бассейна, минимальные (7,4–7,6 км/с) – в краевых частях, где развиты системы глубинных разломов (Тан-Лу-Курского на западе, Центрально- и Западно-Сихотэ-Алинского на востоке), по которым заложены системы грабенов. Внутренняя структура коры также несимметрична относительно центра впадины: западная часть разреза коры имеет более выраженные системы срывов или надвигов и более пологопадающие зоны разломов, чем встречные им системы восточной части. Центральная часть характеризуется субгоризонтальной расслоенностью и поднятием кровли кристаллического фундамента.

Наиболее полная характеристика строения глубинных разломов имеется в районе сейсмоактивной разломной зоны (Амурская), расположенной в районе р. Амур. На ее правом (восточном) берегу расположена цепочка грабенов, протягивающаяся от пос. Переяславка до оз. Хумми. На разрезе ОГТ по профилю 15 общая структура грабена «отрисована» условным отражающим горизонтом, проведенным по подошве слабодислоцированной осадочной толщи (рис. 3.31). Сейсмический разрез ОГТ характеризует интервал профиля длиной в 30 км на глубину до 6 км. Под кайнозойскими, хорошо расслоенными отложениями нечетко просматривается толща мелового возраста, а на интервале профиля 60–70 км – отражения с глубин 3–4 км. Разломная система пред-

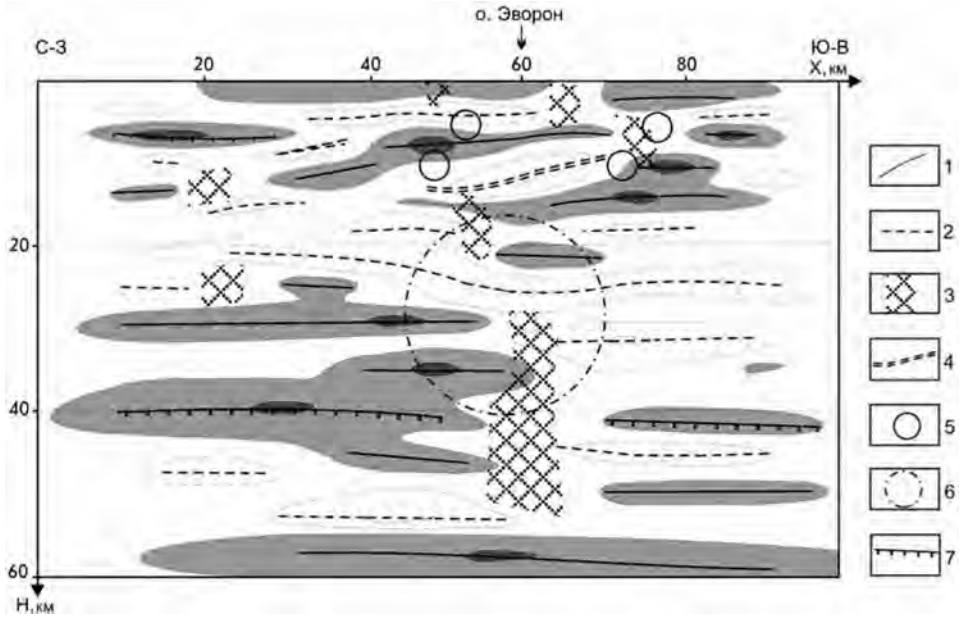


Рис. 3.30. Разрез МОВЗ по профилю «Эворон» вкрест простирания сейсмогенерирующего линеамента.

1 – нормальные границы обмена, 2 – инверсные границы обмена, 3 – зоны разломов, 4 – зоны надвигов, 5 – очаги микроземлетрясений, 6 – очаговая область сильных землетрясений, 7 – граница Мохоровичича

ставлена взбросом. На сейсмических разрезах ГСЗ и МОВЗ граница Ф, в районе профиля ОГТ 15, проходит глубже, что говорит о наличии над ней промежуточного слоя более дислоцированных отложений, которые (как и сама граница Ф) плохо картируются отраженными волнами.

К западу от профиля ОГТ 15 (на левом берегу Амура) двумя пересекающимися профилями изучена та же (Амурская) зона разлома, в верхах которой также заложен грабен, но меньших размеров (рис. 3.32). Профиль ОГТ 9031-29 пройден по простиранию грабена, т. е. по простиранию зоны разлома. В центральной части профиля (примерно до глубины 1,5 км) просматриваются отражения от границ осадочных слоев. Глубже, до 11 км, фрагментарными отражателями и точками дифракции прослеживается

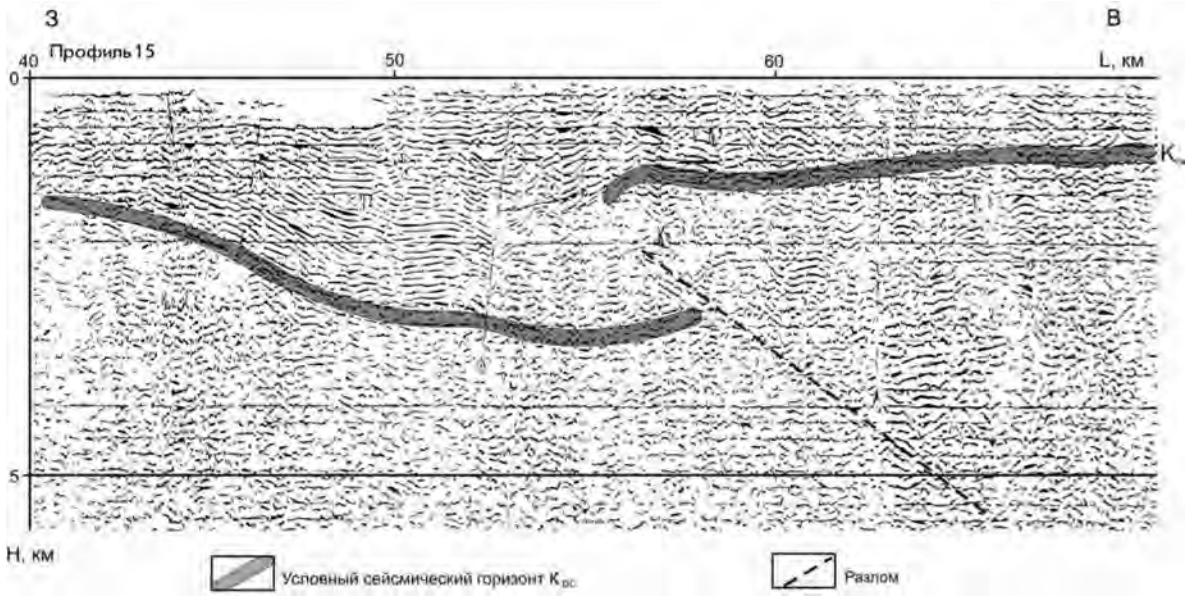


Рис. 3.31. Пример сейсмического разреза ОГТ по одному из профилей

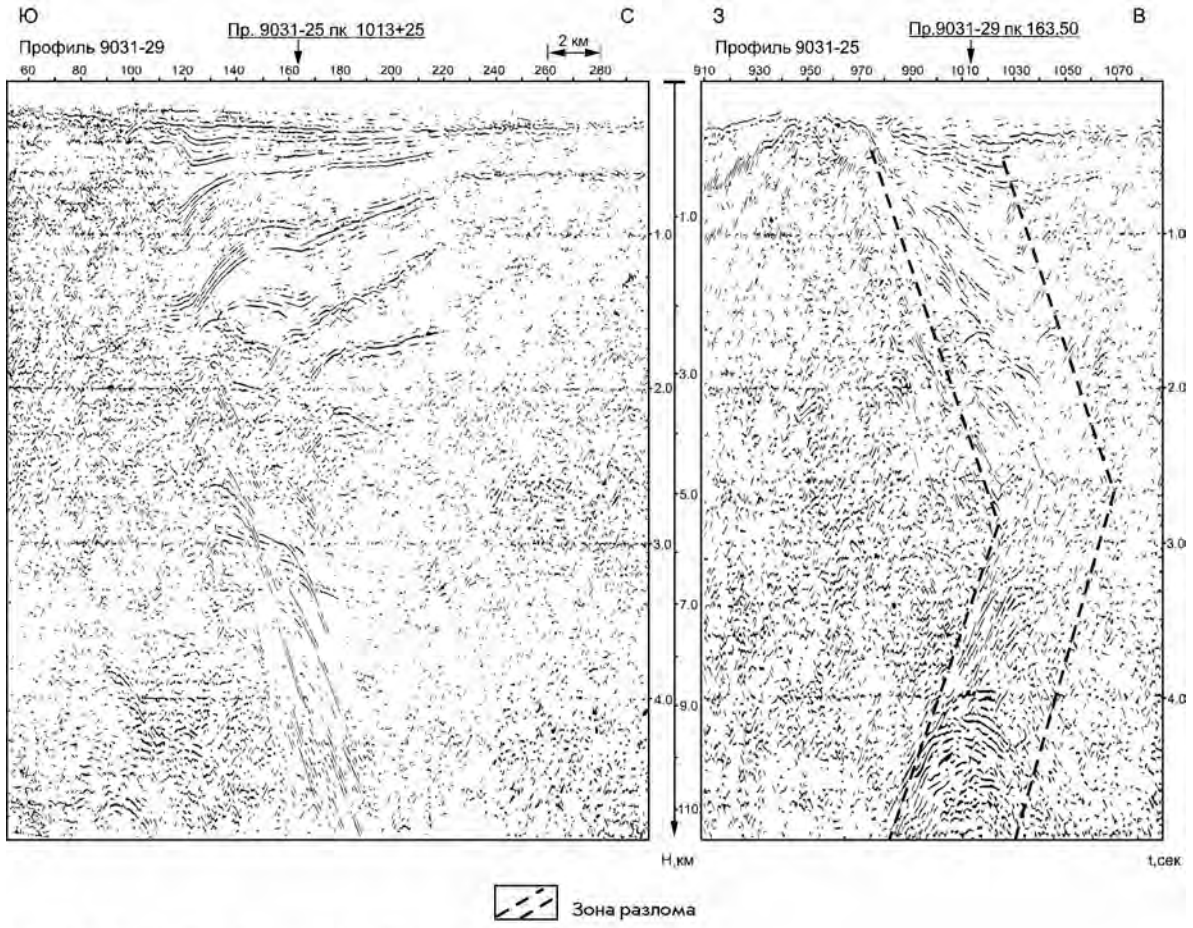


Рис. 3.32. Примеры сейсмических разрезов МОВ ОГТ

зона разлома. Строение зоны характеризует также профиль ОГТ 9031-25, пройденный вкрест зоны разлома. Падение зоны с глубиной меняется, но может считаться субвертикальным, ширина зоны – первые километры.

В методе МОВЗ зоны глубинных разломов прослеживаются субвертикальными границами, построенными по обменным волнам типа PSH (возникают при расщеплении обменных волн PS в зонах трещиноватости). Эти границы обмена картируют зоны разломов, как квазианизотропные линейные области. На разрезах МОВЗ (рис. 3.33) видно, что наибольшее распространение эти объекты имеют в верхней части коры, а в области грабена (профиль ОГТ 15) и к западу от него они проявляются уже как сквозькоровые. На региональном разрезе видно, что зоны разломов уходят в мантию и наиболее мощная зона разломов литосферного заложения проходит западнее профиля ОГТ 15.

Судя по разрезам МОВЗ, в низах земной коры зоны близко расположенных разломов могут объединяться в генерализованные системы, имеющие ширину в первые десятки километров. Это хорошо видно на разрезе МОВЗ, построенном до глубины 180 км. Эффект генерализации легко увидеть, сопоставив детальный и региональный варианты обработки. Рассмотренный пример доказывает литосферное заложение зон разломов.

При этом выявляется, что область литосферы восточнее меридианов 133–134° существенно более насыщена глубинными разломами, чем область, расположенная западнее. По этому признаку в регионе формально может быть выделено два литосферных геоблока: западный и восточный. Скоростная характеристика этих геоблоков по данным ГСЗ также различна.

Объемную картину территории исследований можно представить, рассматривая два субширотных профиля, не стыкующихся между собой, но имеющих большой участок параллельного перекрытия (рис. 3.34). Если рассматривать два глубинных уровня – интервалы 10–20 и 20–30 км, то фиксируется разная скоростная характеристика западного и восточного геоблоков. Если для западного геоблока V_{p1}=6,4 и V_{p2}=7,2 км/с (средний и нижний горизонт коры), то для восточного геоблока V_{p1}=6,1 и V_{p2}=7,1 км/с.

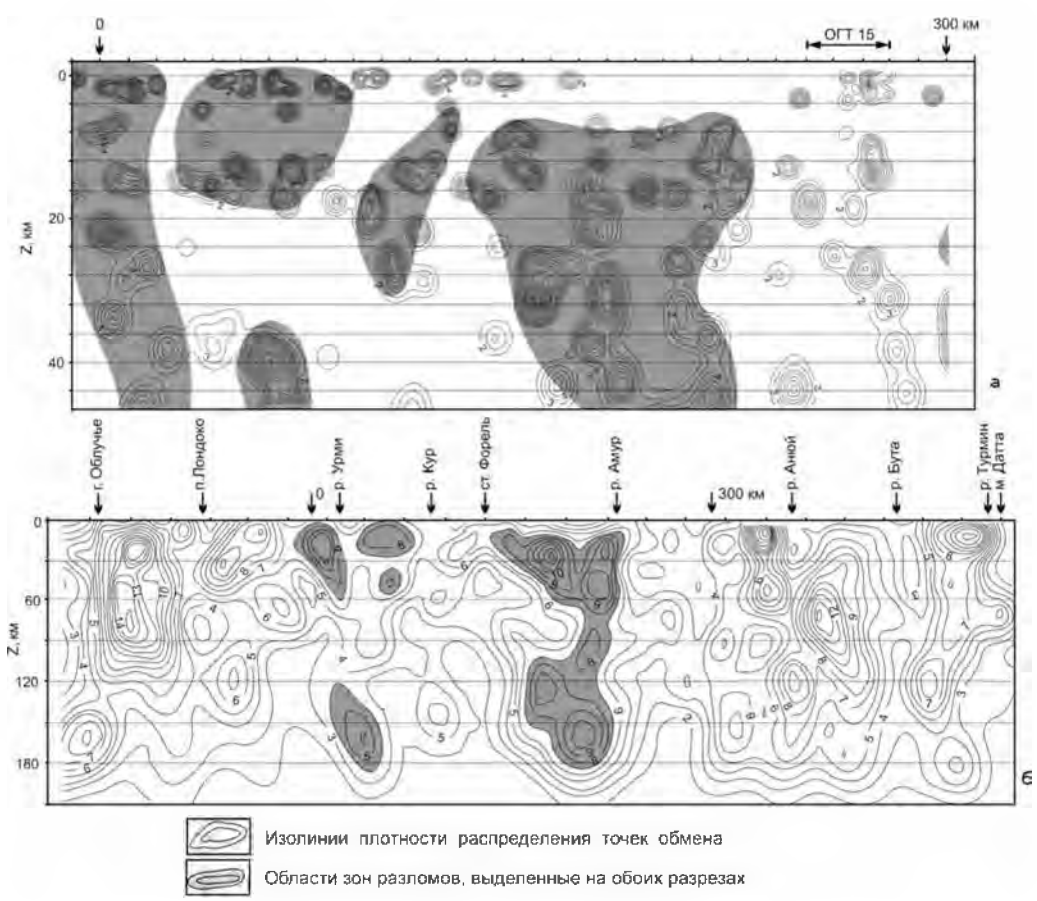


Рис. 3.33. Сейсмические разрезы МОВЗ по профилю Облучье–мыс Датта, по обменным волнам типа PSH: а – детальный фрагмент земной коры; б – региональный разрез для литосферы

Геоэлектрическая характеристика блоковой делимости, намеченной сейсмическими методами, может быть представлена результатами магнитотеллурических зондирований (МТЗ). По результатам работ методом МТЗ, проводившихся в 90-х годах прошлого века, построена геоэлектрическая модель земной коры и верхней мантии юга Хабаровского края. Зондирования проводились с применением электроразведочных станций ЦЭС-2 и ЦАИС. Диапазон изучаемых периодов теллурического поля составлял от 0,1 с до 1000–2000 с, а в благоприятных случаях – до 10 000 с. Обработка записей проводилась с помощью методов полосовой математической фильтрации, обобщенного гармонического анализа и методом вычисления передаточной функции во временной области (методом интегральных уравнений).

Полученные в результате обработки кривые кажущегося сопротивления крайне изменчивы по уровню. Для некоторых пунктов зондирования величина удельного кажущегося сопротивления достигает 10 000 Омм. Почти повсеместно наблюдается расхождение глубинных ветвей «продольной» и «поперечной» кривых, в то время как для малых периодов форма кривых часто подобна.

Очевидно, что исходные данные сильно осложнены гальваническими искажениями из-за влияния близповерхностных геоэлектрических неоднородностей. Искажения таковы, что T_{min} (минимальный период наблюденных кривых) больше T_i (период, с которого начинается искажающее действие неоднородности). В то же время фазовые кривые МТЗ не испытывают гальванических искажений, но они, как правило, определяются с большими погрешностями. В связи с этим опробован способ снятия статических искажений путем совместной интерпретации амплитудных и фазовых кривых. Предполагается, что искажение амплитудной кривой импеданса эквивалентно умножению ее на постоянный множитель, «коэффициент статических искажений». Этот коэффициент определяется в процессе подбора, наряду с параметрами горизонтально-слоистого разреза. Полученные коэффициенты в ряде случаев контролировались по глубинным ветвям кривых, там, где можно было ожидать выхода на нормальный разрез. Интерпретации подлежали как правило «продольные» кривые МТЗ, ориентированные в направлении север-северо-восток. Импедансные кривые нормировались

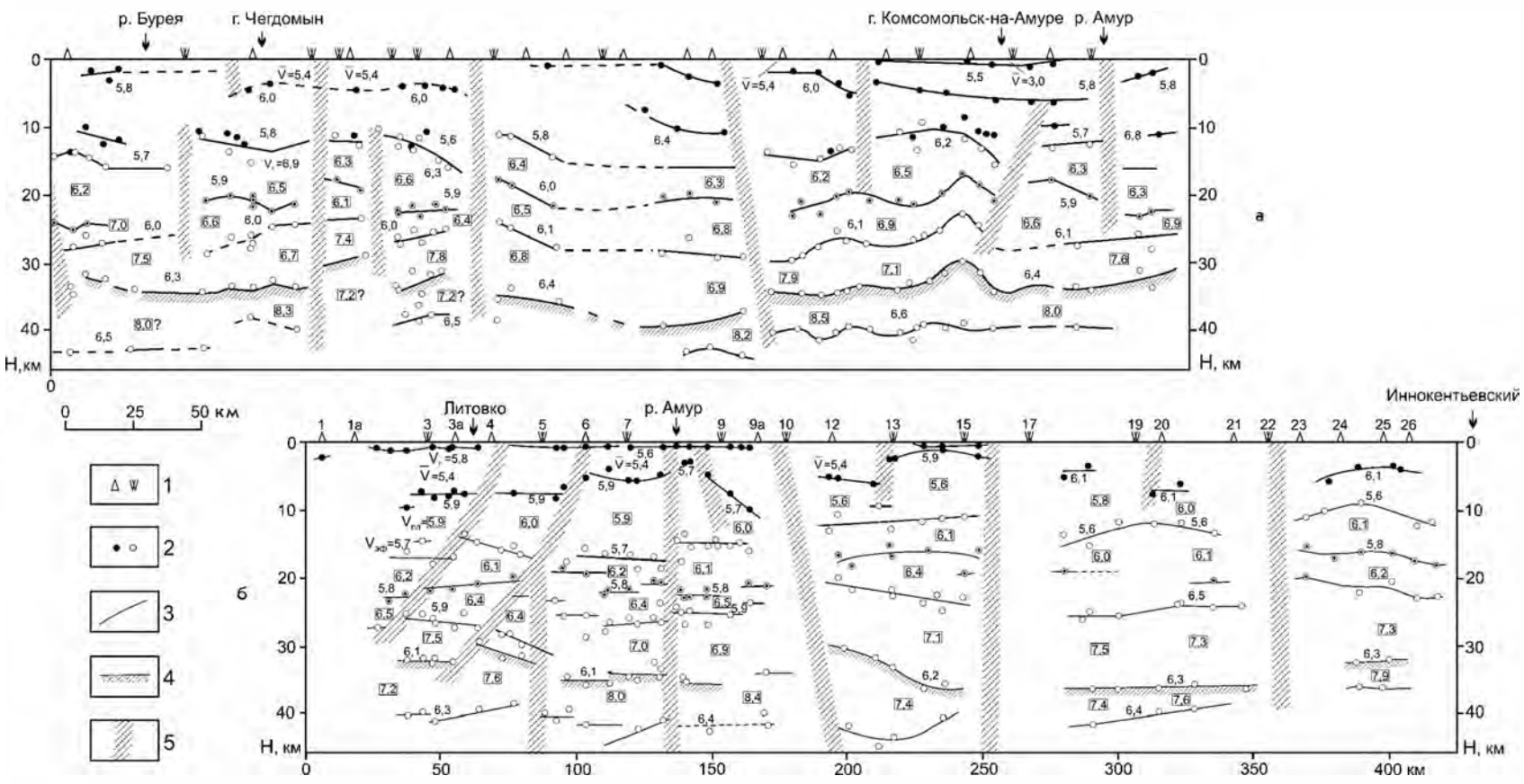


Рис. 3.34. Сейсмические разрезы ГСЗ по профилям: а – Свободный–Комсомольск-на-Амуре, б – Литовко–Иннокентьевский

1 – пункт приема и пункт взрыва, 2 – точки определения глубины по преломленным и отраженным волнам, 3 – сейсмические границы, 4 – граница Мохоровичича, 5 – разломы, выделенные по сейсмическим данным. Скорости продольных волн в км/с: $V_г$ – граничная, V – средняя, $V_{пл}$ – пластовая, $V_{эф}$ – эффективная

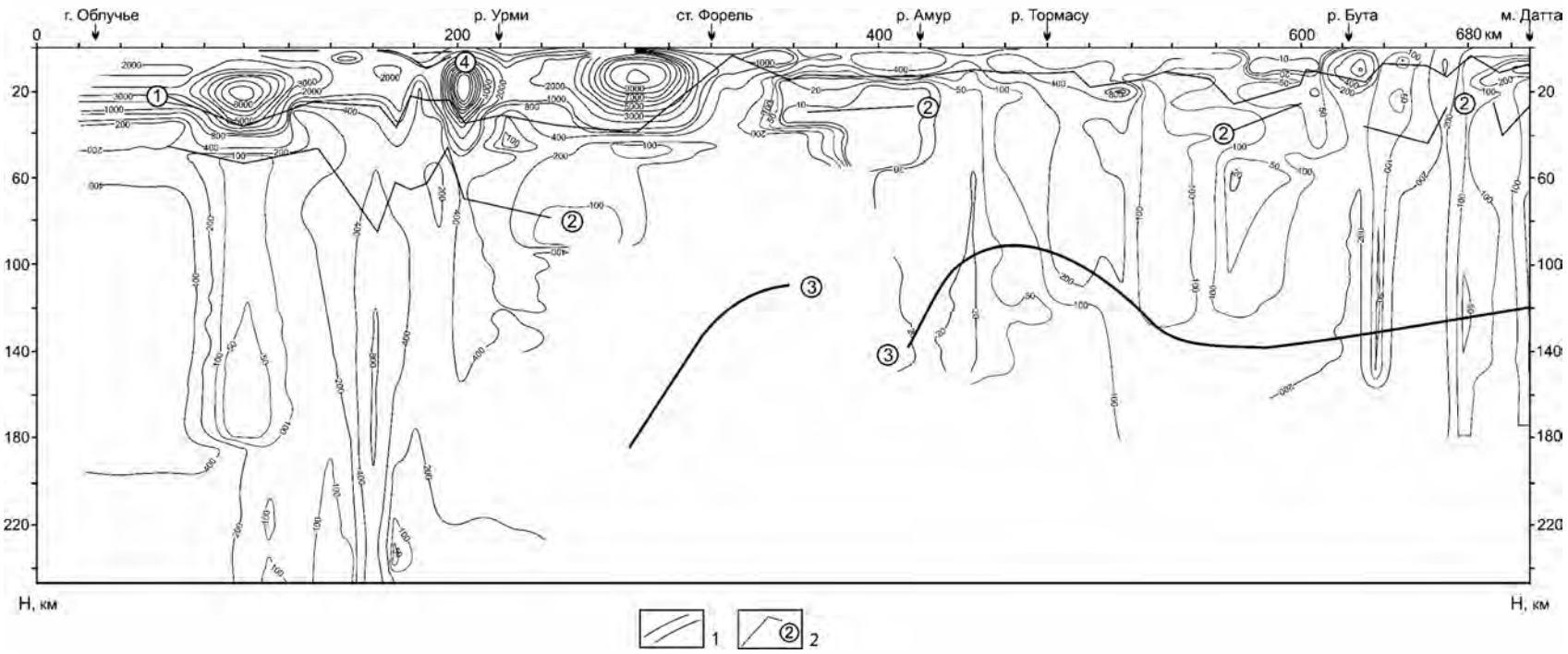


Рис. 3.35. Геоэлектрический разрез литосферы по профилю Облучье–мыс Датта. Разрез составлен А.А. Войтенко в 1998 г. 1 – изолинии удельного электрического сопротивления по результатам дифференциальной трансформации Молочного–Ле Вьета; 2 – геоэлектрические границы, полученные в результате решения обратной задачи для горизонтально-слоистой среды, цифры в кружках: 1 – поверхность корового проводящего слоя, 2 – нижняя граница корового проводящего слоя, 3 – поверхность верхнемантийного проводящего слоя, 4 – границы верхней части коры

с учетом полученных «коэффициентов искажений», и для наглядного изображения геоэлектрического разреза рассчитывалась трансформация Молочного–Ле Вьета.

В результате получен геоэлектрический разрез «первого порядка», требующий уточнения путем двумерного моделирования, но который тем не менее может дать качественную картину распределения глубинной проводимости. Это обстоятельство повышает степень доверия к данному разрезу тем, что создает эффект «нормализующего действия глубинных разломов». Изучаемый регион насыщен глубинными разломами различного порядка. Об этом говорят большое количество аномалий типа «проводящей вставки» и наклон нисходящих ветвей кривых под углом больше критического. Как установлено Л.Л. Ваньяном, М.Н. Бердичевским, В.А. Куликовым и другими исследователями, нормализующее действие разломов заключается в локализации кривых зондирования, когда кривая для пункта, расположенного на поверхности латерально-неоднородной среды, совпадает с «локально-однородной» кривой. Поэтому вполне возможно применение на первом этапе интерпретации упрощенных подходов, с использованием моделей для горизонтально-слоистых сред.

Характерными чертами геоэлектрического разреза (рис. 3.35) являются нижеследующие.

1. Практически повсеместное наличие корового проводящего слоя с удельным сопротивлением от 10 до 200 Омм, мощностью не менее 20 км. Особенно контрастно слой проявлен под кристаллическим Буреинским массивом, где он подстилает высокоомные образования верхней коры. Глубина верхней кромки слоя здесь 20–35 км, удельное сопротивление – десятки Омм. Под Средне-Амурской впадиной и под Сихотэ-Алинским орогеном можно говорить скорее не о слое, а о градиентной границе. Верхняя часть коры здесь неоднородна, удельное сопротивление 1000 Омм и менее.

2. Обнаружен проводящий слой на глубинах 100–160 км. Его можно отождествить с астеносферным слоем. Наиболее устойчиво слой фиксируется в зоне перехода от Средне-Амурской впадины к Восточно-Буреинскому орогену. Здесь он «ныряет» под кристаллический субстрат Буреинского массива и далее не прослеживается, вероятно вследствие экранирования коровым проводником. Затруднено прослеживание астеносферы под Сихотэ-Алинским орогеном, также вследствие высокой проводимости коры. Чтобы обнаружить признаки данного слоя, пришлось перейти к интерпретации продольных кривых МТЗ, учитывая, что результат может быть искажен «глубинным S-эффектом». И действительно, была получена осциллирующая геоэлектрическая граница, средняя глубина которой 120–140 км. Дальнейшее уточнение положения границы возможно только путем моделирования для неоднородных сред.

Намечаются следующие проявления корреляции геоэлектрического разреза и сейсмичности.

1. Гипоцентры коровых землетрясений практически никогда не выходят за пределы высокоомного слоя коры. Коровый проводник в таком случае является нижней границей сейсмоактивного слоя.

2. Наиболее сейсмичны те участки земной коры, для которых характерно сочетание высокого удельного сопротивления верхней и средней коры (тысячи Омм) и низкого удельного сопротивления корового проводящего слоя (до 100 Омм).

Таким образом, сейсмические и геоэлектрические исследования доказывают, с одной стороны, глубинное литосферное заложение сейсмогенерирующих разломов на всей исследуемой территории и, с другой стороны, латеральную дифференциацию региональной литосферы по степени ее насыщенности разломами и наличию астеносферы. Это сказывается на величинах скоростей сейсмических волн и значениях электрического сопротивления, что также позволяет считать установленную разницу сейсмической активности этих геоблоков не следствием недостаточности сейсмологических наблюдений, а литосферной неоднородностью, влияющей в том числе и на слабую сейсмичность. Наличие единой сети глубинных зон разломов для региона позволяет предполагать, что наиболее сильные разрушительные землетрясения возможны на всей территории исследований.

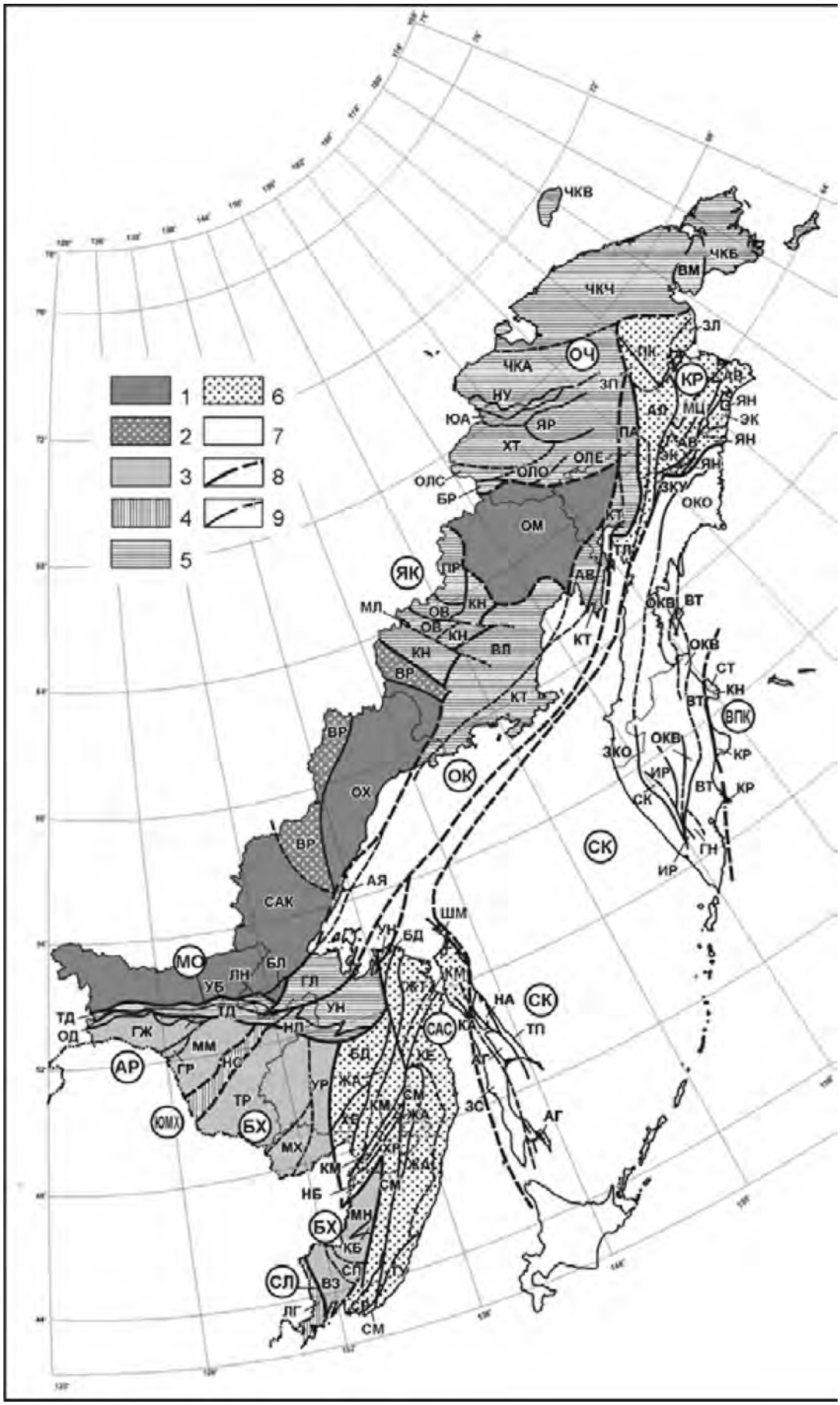
ГЛАВА 4
КРАТОНЫ И ОРОГЕННЫЕ ПОЯСА ВОСТОКА РОССИИ

Рассматриваемая территория включает восточную часть Северо-Азиатского кратона и орогенные пояса, частью окаймляющие его, а частью – зажатые между ним и лежащим южнее Сино-Корейским кратоном (рис. 4.1). Серия орогенных поясов располагается также вдоль северо-западного обрамления Тихого океана. Исследования последних десятилетий показали, что эти орогенные пояса формировались в процессах коллизии и аккреции в палеозое, мезозое и кайнозое. Каждый из них представляет собой коллаж террейнов – ограниченных разломами блоков земной коры, различающихся по своему строению и истории развития (Парфенов, 1984; Parfenov, Natal`in, 1985; Григорьев и др., 1987; Зоненшайн, Кузьмин, 1989; Зоненшайн и др., 1990; Натальин, 1991; Натальин, Фор, 1991; Пущаровский и др., 1992; Соколов, 1992; Парфенов и др., 1993; Parfenov et al., 1993; Ханчук, 1993; Natal`in, 1993; Khanchuk, 1994; Соколов, Бялобжеский, 1996; Sengor, Natal`in, 1996; Соколов и др., 1997, 1999, 2001; Ханчук, Иванов, 1999; Ханчук, 2000; Парфенов и др., 2003; и др.). Среди террейнов выделяются фрагменты кратонов и древних пассивных континентальных окраин, вулканических островных дуг, задуговых и преддуговых бассейнов, окраинно-континентальных дуг, аккреционных призм, а также турбидитовых бассейнов трансформных окраин.

СЕВЕРО-АЗИАТСКИЙ КРАТОН

Северо-Азиатский кратон – древнее, жесткое ядро Северной Азии – протоконтинент, который увеличивался в размерах, последовательно обрастая все более молодыми орогенными поясами (Парфенов и др., 2003). В составе фундамента кратона, наряду с гранулитовыми и гранит-зеленокаменными поясами с возрастом 2600–3300 млн лет, выделены позднеархейские прогибы и раннепротерозойские вулканические пояса с возрастом 1740–1675 млн лет (Парфенов и др., 2003; Larin, 1997). В раннедокембрийских блоках фундамента кратона в основании чехла ограниченно распространы ранне-, средне- и позднерифейские отложения (1600–650 млн лет). Вендские отложения плащеобразно перекрывают большую часть фундамента кратона и определяют верхний предел времени его стабилизации (около 650 млн лет) (Парфенов и др., 2003). Согласно палеомагнитным данным рифейские, вендские и нижнепалеозойские отложения формировались вблизи экватора и в субтропической зоне (Храмов и др., 1982), что определило широкое развитие в их составе карбонатных пород. Девонские отложения, представленные красноцветными породами с эвапоритами, накапливались в условиях аридного климата на умеренных широтах (Kravchinsky et al., 2002). Верхнепалеозойские и мезозойские отложения состоят преимущественно из терригенных сероцветных пород, отлагавшихся в гумидной зоне высоких широт (Парфенов и др., 2003).

Кратон в пределах рассматриваемого региона представлен восточной частью Сибирской платформы, Алдано-Становым щитом и обособившимися от кратона в результате раннепротерозойских тектонических событий Охотским и Омолонским кратонными террейнами (Парфенов и др., 2003; Тектоника, геодинамика…, 2001). Сибирская платформа занимает большую площадь кратона и характеризуется преимущественно субгоризонтальным залеганием образований чехла и опущенными ее окраинами. Слагающие окраины толщи связаны постепенными переходами с синхронными отложениями центральных частей платформы, отличаясь от них большей (в несколько раз) мощностью. По мере удаления от платформы возрастает роль все более глубоководных морских осадков, вплоть до появления гемипелагических отложений. В этом же направлении увеличивается полнота стратиграфического разреза. К северо-востоку от платформы, в пределах Верхоянской пассивной окраины эти осадки образуют гигантский клин, сформированный на пассивной окраине континента и располагающийся на едином с Сибирской платформой фундаменте. В процессе мезозойской аккреции отложения Верхоянской пассивной окраины были интенсивно деформированы и в настоящее время слагают складчато-надвиговый пояс на северо-восточной окраине кратона (Парфенов, Кузьмин, 2001; Парфенов и др., 2003).


1
2
3
4
5
6
7
8
9
ЧКВ
ЧКБ
ВМ
ЧКЧ
ЗЛ
ОЧ
ЧКА
ЗП
НУ
ЮА
ЯР
ХТ
ОЛЕ
ОЛО
ОЛС
БР
ПК
КР
АВ
ЯН
ЭК
МЦ
ПА
ЭК
ЯН
ЯН
ЗКУ
ОКО
ОМ
КТ
ТЛ
ЯК
ПР
АВ
МЛ
ОВ
КН
ОВ
КН
КН
ВП
ВР
КТ
ОКВ
ВТ
ОКВ
СТ
КН
ВТ
ВПК
ЗКО
ОКВ
КР
ИР
ВТ
КР
СК
ГН
ИР
ВР
ОХ
ОК
ВР
САК
АЯ
ШМ
УН
БД
МС
БЛ
ЛН
ГЛ
УБ
КМ
ЖТ
НА
СК
ТД
ТД
УН
ТП
ОД
ГЖ
НП
САС
КА
ММ
АР
ГР
НС
БД
ЖЕ
УР
ЖА
ТР
ЮМХ
БХ
КЕ
СМ
ЖА
ЗС
АГ
МХ
КМ
ХР
ЖД
НБ
СМ
МН
БХ
КБ
СЛ
СЛ
ВЗ
ЛГ
СР
СМ

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Рассматриваемая в монографии территория включает юго-восточную часть Сибирской платформы, в пределах которой архейские метаморфические комплексы перекрыты чехлом рифейско-фанерозойских осадочных отложений, и Алдано-Становой щит (рис. 4.2).

АЛДАНО-СТАНОВОЙ ЩИТ

Алдано-Становой щит сложен архейскими и нижнепротерозойскими породами, представленными различными по составу гнейсами, мраморами и кристаллическими сланцами гранулитовой, амфиболитовой, редко зеленосланцевой, фаций регионального метаморфизма, а также слабометаморфизованными осадочными и вулканическими породами. По гравиметрическим данным с привлечением ГСЗ (Косыгин и др., 1984; Малышев, 1977) поверхность Мохо прослеживается на глубинах 36–39 км на востоке щита, до 42 км – на западе и от 38 км на севере до 43 км на юге (рис. 4.3).

Рис. 4.1. Схема расположения кратонов, фрагментов кратонов, террейнов и орогенных поясов Востока России.

1 – кратоны и фрагменты кратонов: САК – Северо-Азиатский кратон, ОМ, ОХ – Омолонский и Охотский кратонные террейны, БЛ – Баладекский блок; 2 – опущенные окраины кратонов: ВР – Верхоянский прогиб; 3 – раннепалеозойские орогенные пояса (аббревиатура в кружке): АР – Аргунский, включающий Ольдойский (ОД), Гонжинский (ГЖ), Гарьский (ГР) и Мамынский (ММ) террейны; БХ – Бурея-Ханкайский, включающий Туранский (ТР), Малохинганский (МХ), Урмийский (УР), Матвеевско-Нахимовский(МН), Кабаргинский (КБ), Спасский (СП) и Вознесенский (ВЗ) террейны; 4 – позднепалеозойские орогенные пояса: ЮМХ – Южномонгольско-Хинганский, включающий Нора-Сухотинский (НС) террейн, и СЛ – Солонкерский, включающий Лаоелин-Гродековский (ЛГ) террейн; 5 – юрские–раннемеловые орогенные пояса: МО – Монголо-Охотский, включающий Ланский (ЛН), Ульбинский (УБ), Тукурингра-Джагдинский (ТД), Ниланский (НЛ) и Ульбанский (УН) террейны, ОК – Охотско-Корякский, включающий Галамский (ГЛ), Аянский (АЯ), Кони-Тайгоносский (КТ), Вилигинский (ВЛ), Авековский (АВ) и Пенжино-Анадырский (ПА) террейны, ЯК – Яно-Колымский, включающий Куларо-Нерский (КН), Омулевский (ОВ), Приколымский (ПР) и Мунилканский (МЛ) террейны; ОЧ – Олойско-Чукотский, включающий Анюйский (ЧКА), Чаунский (ЧКЧ), Беринговский (ЧКБ) и Врангеля (ЧКВ) субтеррейны Чукотского террейна, Вельмайский (ВМ), Нутесынский (НУ), Южно-Анюйский (ЮА), Яракваамский (ЯР), Хетачанский (ХТ) террейны, Сиверский (ОЛС), Олойчанский (ОЛО) и Еропольский (ОЛЕ) субтеррейны Олойского террейна и Березовский (БР) террейн; 6 – раннемеловые орогенные пояса: КР – Корякский, включающий Западно-Пекульнейский (ЗП), Пекульнейский (ПК), Золотогорский (ЗЛ), Таловский (ТЛ), Алганский (АЛ), Майницкий (МЦ), Алькатваамский (АВ), Янранайский (ЯН) и Эконайский (ЭК) террейны, САС – Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский, включающий Самаркинский (СМ), Наданьхада-Бикинский (НБ), Хабаровский (ХБ), Баджальский (БД), Таухинский (ТУ), Журавлевско-Амурский (ЖА), Кемский (КЕ), Киселевско-Маноминский (КМ), Камышовый (КА) и Шмидтовский (ШМ) террейны; 7 – кайнозойские орогенные пояса: СК – Сахалинско-Камчатский, включающий Западно-Сахалинский (ЗС), Аниво-Гомонский (АГ), Набильский (НА) террейны и террейн Терпения (ТП), Омгонский (ЗКО) и Укэлаятский (ЗКУ) субтеррейны Западно-Камчатского террейна, Олюторский (ОКО) и Валагинский (ОКВ) субтеррейны Олюторско-Камчатского террейна, Срединно-Камчатский (СК), Ганальский (ГН), Ирунейский (ИР) и Ветловский (ВТ) террейны, ВПК – Восточных полуостровов Камчатки, включающий Столбовской (СТ) и Кроноцкий (КР) террейны и террейн Камчатский Мыс; 8 – границы орогенных поясов; 9 – границы террейнов

Восточно-Алданская гранулит-гнейсовая область сложена наиболее древними структурно-вещественными комплексами – иенгрским, тимптонским и джелтулинским (нижний архей).

Иенгрский комплекс сложен гранат-биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами с прослоями известково-силикатных пород, кварцитов, силлиманит- и кордиеритсодержащих, гиперстеновых, гиперстен-диопсидовых и гиперстен-диопсид-амфиболовых плагиогнейсов. Интрузии представлены чарнокитами, эндербитами и гнейсовидными плагиогранитами, слагающими ядерные части гранито-гнейсовых куполов.

Тимптонский и джелтулинский комплексы представлены пироксеновыми, двупироксеновыми, роговообманково-пироксеновыми гнейсами и сланцами, гранатовыми и силлиманитовыми гнейсами, амфиболитами, пириболитами и мраморами. Метаморфиты прорваны мелкими силлами ультраосновных пород, раннеархейскими гнейсовидными и позднеархейскими аляскитовыми и лейкократовыми гранитами.

Степень метаморфизма пород отвечает переходной от биотит-силлиманит-ортоклазовой к гранат-кордиерит-ортоклазовой субфациям гранулитовой фации повышенных давлений (T=780–820°, P=7 кбар).

По немногочисленным Sm-Nd датировкам источником парагнейсов служили породы возрастом 2,6–2,1 млрд лет, т. е. метаморфизм, возможно, происходил после 2,1 млрд лет. Возраст окончания высокотемпературного метаморфизма ориентировочно оценивается по возрасту цирконов (Pb-Pb метод) из чарнокитов, составляющему 2,0–1,8 млрд лет (Глуховский и др., 1993).

Батомгская гранит-зеленокаменная область занимает восточную часть Алдано-Станового щита. С юго-запада она ограничена Улканской зоной разломов, на юго-востоке – джугджурской ветвью Станового разлома, а на востоке – Нельканской зоной надвигов. Метаморфиты области расчленены на омнинский, батомгский и чумиканский комплексы (Нелов и др., 1971). Каждый комплекс характеризуется не только спецификой разрезов, но и присущими ему

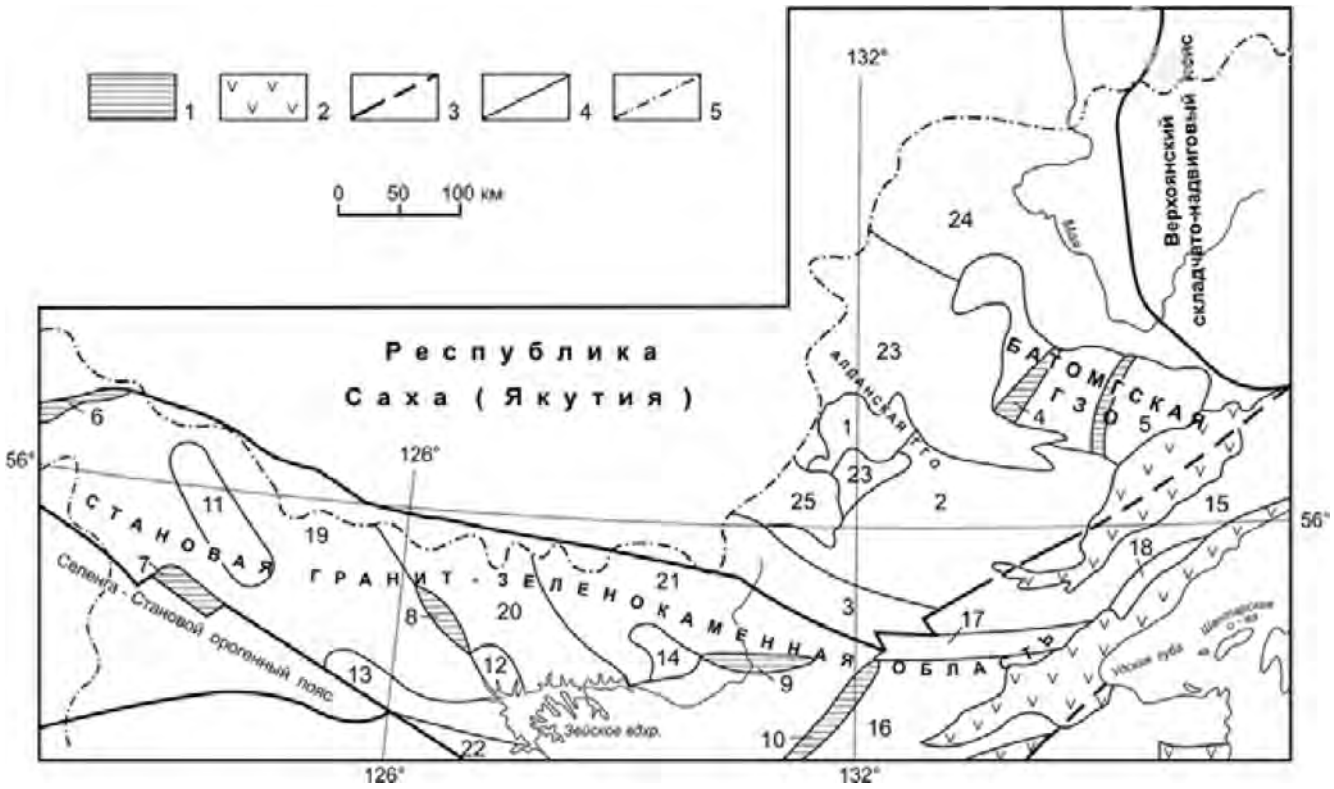


Рис. 4.2. Схема тектонического районирования юго-востока Северо-Азиатского (Сибирского) кратона.

1 – зеленокаменные пояса; 2 – вулканические пояса кислого и среднего состава; 3 – границы главных тектонических элементов; 4 – прочих; 5 – административная граница.

Восточно-Алданская гранулит-гнейсовая область: 1 – Идюмо-Хайканский, 2 – Тырканский, 3 – Туксанийский пояса. Батомгская гранит-зеленокаменная область (мегаблок). Зеленокаменные пояса: 4 – Чумиканский, 5 – Утукачанский. Становая гранит-зеленокаменная область. Зеленокаменные пояса: 6 – Тас-Юряхский, 7 – Джелтулакский, 8 – Унахинский, 9 – Таксакандинский, 10 – Удыхинский. Блоки: 11 – Ларбинский, 12 – Угаханский, 13 – Дамбукинский, 14 – Сивакан-Токский, 15 – Джугджурский, 16 – Чогарский, 17 – Удско-Майский, 18 – Лавлинский, 19 – Иликанский, 20 – Мульмунгинский, 21 – Купуринский, 22 – Усть-Гилюйский. Алданская плита: Учуро-Майская впадина: 23 – Учурская зона, 24 – Майская зона; 25 – Токская впадина

магматическими образованиями, метаморфизмом и металлогенией.

Омнинский комплекс в нижней части представлен чередующимися биотитовыми, гранат-биотитовыми и роговообманково-клинопироксеновыми плагиогнейсами с пачками клинопироксен-роговообманковых кристаллических сланцев; в верхней его части, в отличие от нижней, присутствуют мраморы, диопсид-форстеритовые кальцифиры, карбонатсодержащие кристаллические сланцы и роговообманково-скаполитовые плагиогнейсы. Минеральные парагенезисы пород омнинского комплекса в основном соответствуют высокотемпературным условиям амфиболитовой фации. Среди них встречены кристаллические сланцы с двумя пироксенами и с буровато-зеленой обманкой, а также мигматизирующие их чарнокиты, что свидетельствует о достижении условий метаморфизма низов гранулитовой фации.

Батомгский комплекс включает метаморфиты одноименной серии, основные породы, кварцевые диориты и плагиограниты. Батомгская серия сложена однообразной толщей биотит-роговообманковых, роговообманково-клинопироксеновых, биотитовых, гранат-биотитовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев, среди которых местами присутствуют мраморы и гранатовые амфиболиты. Метаморфизм комплекса соответствует амфиболитовой фации. Породы интенсивно мигматизированы и смяты в складки субмеридионального направления. По характеру разреза, магматизма и условиям метаморфизма батомгский комплекс близок к становому и олекминскому, с которыми он сопоставляется. По петрохимии он относится к известково-щелочному типу дифференциации и сходен с тоналит-трондьемитовыми сериями других регионов.

Чумиканский комплекс слагает тектонические клинья и блоки в одноименной тектонической зоне СВ простирания шириной до 15 км в междуречье Учура и Маймакана. В нижней части комплекса установлены порфироиды и порфиритоиды с прослоями и линзами биотитовых сланцев, метапесчаников и кварцитов, в том числе железистых; в верхней части преобладают филлитовидные сланцы, метапесчаники, мраморы, а также тремолитовые сланцы с прослоями и линзами кварцитов, актинолитовых сланцев и порфиритоидов. Мощность комплекса более

1550 м. Интрузивные образования комплекса представлены мелкими телами пироксенитов, серпентинизированных перидотитов, относительно крупными (100 км^2 и более) телами гнейсо-диоритов, гнейсо-гранодиоритов и гнейсо-гранитов. Кристаллические толщи чумиканского комплекса имеют сходный с толщами зеленокаменных поясов состав: метавулканиты основного и среднего состава, слюдяные сланцы, кварциты и мраморы. Метаморфизм пород комплекса зональный, от зеленосланцевой в центральной части структуры до эпидот-амфиболитовой и низов амфиболитовой фации в ее краях. Архейские толщи Батомгского мегаблока радиологическими методами практически не изучены. Об их относительном возрасте можно судить по возрасту перекрывающих отложений. В южной части мегаблока кристаллические толщи несогласно перекрыты осадочно-вулканогенными толщами улканского комплекса возрастом 1700 млн лет. K-Ar возраст диоритов и пегматитов, прорывающих чумиканскую серию (2,2–2,3 млрд лет), по-видимому, омоложен.

Становая гранит-зеленокаменная область вытянута в субширотном направлении от бассейна р. Витим на западе до Охотского моря на востоке и ограничена с севера Становой, с юга – Монголо-Охотской системами разломов, а с юго-запада – Джелтулакским разломом. Как и весь фундамент Сибирской платформы, область консолидировалась в раннем протерозое и в дальнейшем подвергалась неоднократной тектоно-магматической активизации, особенно интенсивной в мезозое.

По вещественным характеристикам в Становой гранит-зеленокаменной области выделяется серия блоков (см. рис. 4.2). Основу строения области составляют раннедокембрийские структурно-вещественные комплексы: нижнеархейские – зверевско-чогарский и зейский, верхнеархейские – становой и гилюйский (Карсаков, 1980, 1983, 1995). На востоке нижнедокембрийские образования перекрыты верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими образованиями Баладекского блока (Карсаков, Васькин, 1975; Кириллова, Турбин, 1979).

Нижнеархейские гранулитовые комплексы сложены чередующимися биотит- и гранат-гиперстеновыми, биотит-гранатовыми гнейсами, а также двупироксеновыми сланцами и кварцитами. Комплексы насыщены кристаллическими сланцами основного состава с низким содержанием калия, в них установлены высокомагнезиальные кристаллические сланцы, близкие по составу к толеитовым базальтам. С ними тесно связаны тела метаморфизованных основных и ультраосновных пород (майско-джанинский интрузивный комплекс), чарнокитов, эндербитов и гранитов.

Изотопные датировки пород противоречивы. Для ларбинских диафторированных гранулитов получена U-Pb дата – 2,6 млрд лет (Бибикова и др., 1984).

Метаморфизм пород неравномерный. В наиболее высокотемпературных и глубинных условиях метаморфизированы породы комплекса в Сиваканском и Токском блоках. Температура кристаллизации сапфирин-кварцевых парагнейсов достигала 1000 °С, а давление – 10–11 кбар. Такие условия метаморфизма – кульминационные не только в регионе (Карсаков, 1978), но, по-видимому, вообще в гранулитовых комплексах кратонов. Меньшие параметры метаморфизма реконструируются в Дамбукинском блоке: T=750–800 °С, P=6,5–7 кбар (Гаврикова и др., 1991).

Верхнеархейский становой комплекс объединяет толщи разнообразного состава, метаморфизованные в амфиболитовой фации, а также различные интрузивные и ультраметаморфические породы. Комплекс расчленен на купуринскую, усть-гилюйскую и иликанскую серии.

Купуринская серия распространена на востоке Становой области. Она характеризуется груборитмичным чередованием биотит-роговообманковых гнейсов с биотитовыми, реже высокоглиноземистыми гнейсами и прослоями амфиболитов и кварцитов и редких линз карбонатных пород.

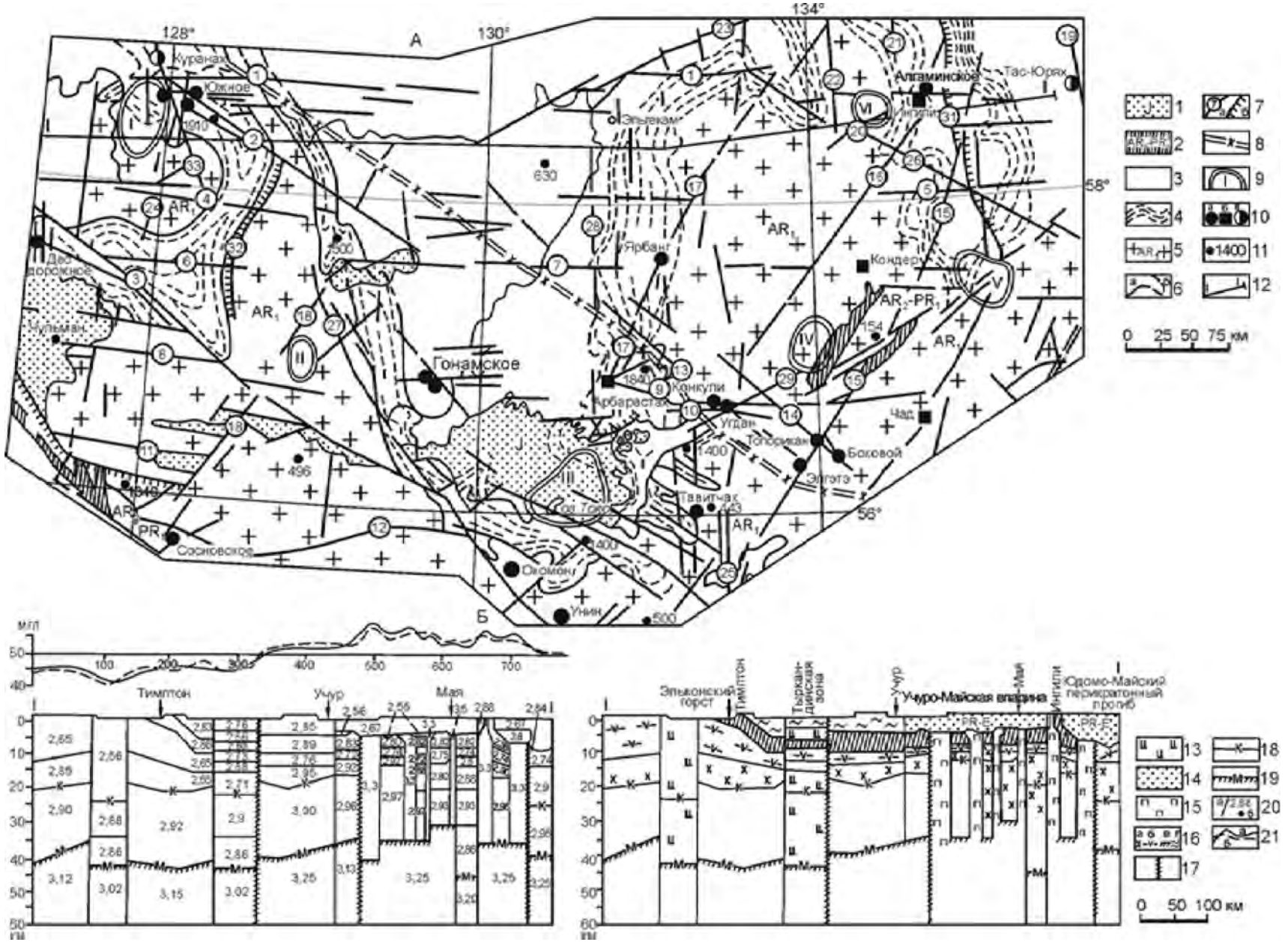
Усть-гилюйская серия развита в центральной части Становой гранит-зеленокаменной области. Разрез серии сложен биотит-роговообманковыми плагиосланцами, амфиболитами, гранат-двуслюдяными и гранат-биотит-силлиманитовыми гнейсами с прослоями мраморов и кварцитов.

Иликанская серия распространена в одноименной синклинорной зоне и сложена биотит-роговообманковыми, роговообманковыми, биотитовыми гнейсами и сланцами с прослоями амфиболитов, дистен-гранат-биотитовых, двуслюдяных гнейсов, железистых и слюдистых кварцитов.

Пиковая температура метаморфизма этих пород (по: Карсаков, 1978) составляет 1000–1100 °С, давление 7,8–9,1 кбар.

Интрузии, пространственно сопряженные со становым комплексом, представлены доскладчатыми габбро-амфиболитами, метапироксенитами, древнеджугджурскими анортозитами и габбро-анортозитами, токско-алгаминским комплексом кварцевых диоритов и гранодиоритов, а также древнестановыми плагиогранито-гнейсами. Метаморфизованные основные и ультраосновные породы слагают мелкие тела, нередко будинированные, залегающие согласно в стратифицированных гнейсах.

Интрузии анортозитов и габбро-анортозитов древнеджугджурского комплекса слагают протяженный пояс плутонов, полого погружающихся под Сибирскую платформу. Изотопный возраст анортозитов Джугджурского массива варьирует от 2,93 (Rb-Sr ме-


128°
130°
134°
58°
56°
А
Б
Куранах
Южное
Эльгекан
Алгаминское
Тас-Юрях
Ингили
Ярбанг
Кондер
Дес воронское
Гонамское
Конкули
Арбарастах
Угдан
Топорикан
Боковой
Чад
Элгэтэ
Таввитчак
Сэсэновское
Оюмэн
Унин
AR1
AR2-PR1
PR
I
II
III
IV
V
VI
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
0 25 50 75 км
мГл
Тимптон
Учур
Мая
Эльконский горст
Тыркандинская зона
Учуро-Майская впадина
Юдомо-Майский перикратонный прогиб
13 14 15 16 17 18 19 20 21
0 50 100 км

тод) до 2,7 (U-Pb метод) или 2,3–1,7 (Sm-Nd метод) млрд лет (Анортозиты…, 1984; Суханов, Журавлев, 1989).

Кварцевые диориты, диориты и гранодиориты токско-алгаминского интрузивного комплекса представлены согласными крупными (более 500 км^2) и многочисленными мелкими телами и жилами среди пород станового комплекса. Контакты диоритов четкие, они довольно часто содержат ксенолиты вмещающих пород. Приконтактовые изменения не наблюдаются. Гнейсовидность пород наиболее четко выражена в мелких телах и в краевых частях крупных массивов.

Рис. 4.3. Схема строения кристаллического фундамента центральной и восточной частей Алдано-Станового региона по геолого-геофизическим данным (А). Геолого-геофизический разрез по линии I–I (Б).

А. Условные обозначения для схемы:

1 – мезозойские впадины; 2 – чумиканский структурно-вещественный комплекс шовных прогибов; 3 – тимптоно-джелтулинский структурно-вещественный комплекс; 4 – магнитомаркирующий горизонт, сложенный мраморно-базитовыми и сланцево-гнейсовыми формациями федоровского структурно-вещественного комплекса; 5 – нижний структурный ярус, представленный иенгрским и курультино-гонамским структурно-вещественными комплексами; 6 – границы магнитомаркирующего горизонта (а), в том числе выделенные под чехлом платформенных отложений (б); 7 – основные разломы, выделенные по комплексу радиогеохимических и геофизических признаков и подтвержденные результатами поисковых и геологоразведочных работ (а): 1 – Североалданский, 2 – Русский (зоны Южная, Надеждинская, Федоровская и др.), 3 – Хаирский, 4 – Нимнырский, 5 – Кавальканский, 6 – Хатыминский, 7 – Кет-Капский, 8 – Анамжакский, 9 – Толукский, 10 – Саргаттинский, 11 – Окурданский, 12 – Становой, 13 – Угданский, 14 – Улканский, 15 – Удыхино-Маймаканский, 16 – Учуро-Майский, 17 – Аимо-Токинский, 18 – Гынымо-Хугдинский, 19 – Бурхалинский, 20 – Ингилийский, 21 – Маймакано-Хандыгский, 22 – Томпо-Усть-Майский, 23 – Легденский, 24 – Центрально-Алданский (зоны Секущая, Ветвистая, Веселая и др.), 25 – Уянский (зоны Хоиктинская, Тавитчакская и др.), 26 – Билякчанский, 27 – Тыркандинский, 28 – Учурский, 29 – Чумиканский, 30 – Среднемайский; надвиги (б): 31 – Нелькан-Биллях-ский, 32 – Тимптонский, 33 – Куранахский; 8 – разломы мантийного заложения, разделяющие блоки земной коры различной мощности; 9 – интенсивные минимумы гравитационного поля, соответствующие подкоровым узлам разуплотнения: I – Якокутский, II – Верхнегынымский, III – Токинский, IV – Томптоканский, V – Нельканский, VI – Малокандыкский; 10 – месторождения, рудопроявления урана (а), уран-редкометалльные – U, Zr, Ta, Nb, Pt (б), золота (в); 11 – среднее значение магнитной восприимчивости метаморфических образований в геолого-структурных блоках; 12 – линия геолого-геофизического разреза I–I.

Б. Условные обозначения для разреза:

13 – блоки, насыщенные малоплотными магматическими очагами и интрузивами мезозойского комплекса; 14 – платформенные образования и отложения протерозойских прогибов; 15 – инъективные коро-мантийные структуры, представленные зонами и центральными массивами щелочного–ультраосновного состава; 16 – структурно-вещественные комплексы архея: а – курультино-гонамский, б – иенгрский, в – федоровский, г – тимптоно-джелтулинский; 17 – тектонические нарушения; 18 – поверхность Конрада; 19 – поверхность Мохоровичича; 20 – плотностные границы (а), подобранные значения плотности (б); 21 – графики Δg (а – исходное поле, б – расчетная кривая)

Плагиогранито-гнейсы и гранито-гнейсы древнестанового комплекса составляют неотъемлемую часть станового комплекса, слагая лейкосому мигматитов, а также маломощные согласные тела, иногда сгруппированные в обширные (до 100 км^2) ареалы, в которых субстрат находится в подчиненном количестве. Особенностью древнестановых гранитов является зависимость их состава от состава вмещающих пород: среди биотитовых гнейсов преобладают биотитовые плагиограниты и граниты, иногда с гранатом, силлиманитом, а среди амфиболовых гнейсов – роговообманковосодержащие граниты. Среди гранитоидов есть и секущие тела, а плагиограниты образуют межпластовые инъекционные жилы мощностью 0,15–1,5 м, реже конформные и субконформные интрузии площадью 0,5–90 км^2, тяготеющие к разломам. С древнестановыми гранитами связаны жилы ортитоносных и керамических пегматитов. Метаморфизм станового комплекса соответствует высокотемпературным субфациям амфиболитовой фации. По гранат-биотитовому термометру температура метаморфизма 600–675 °С и близка во всех сериях. Лишь в усть-гилюйской серии встречены гиперстенсодержащие парагенезисы (Другова, Глебовицкий, 1965), свидетельствующие о локальном метаморфизме гранулитовой фации. Микрозондовое изучение минералов пород станового комплекса показало их обратную зональность, что свидетельствует о полиметаморфических преобразованиях (Козырева и др., 1985; Авченко, 1990). Давление при метаморфизме достигало 5–8 кбар. U-Pb и Pb-Pb даты пород и минералов станового комплекса 3,1–3,3 млрд лет (Неймарк, 1981).

Верхнеархейский гилюйский комплекс объединяет супракрустальные толщи, выполняющие троговые приразломные структуры. Таковыми являются Тас-Юряхский, Джелтулакский, Унахинский, Таксакандинский и Удыхинский зеленокаменные пояса, а также сопровождающие их интрузивные образования. Особенно широко комплекс распространен в бассейне р. Гилюй, откуда он получил свое название (Карсаков, 1980).

На востоке Становой области гилюйский комплекс сложен биотитовыми, двуслюдяными, эпидот-биотитовыми, роговообманково-биотитовыми гнейсами и сланцами с прослоями амфиболитов, кварцитов (в том числе железистых), цоизит-пироксен-роговообманковых сланцев, мраморов и кальцифиров. Мощность гилюйского комплекса 3900–4100 м.

В западных районах Становой области комплекс представлен переслаиванием амфиболитов, тремолитовых и биотитовых с прослоями двуслюдяных сланцев (с дистеном) и линзами кварцитов. Мощность последних местами достигает 300 м. Перечисленные породы метаморфизованы неравномерно – от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой

фации. Температура метаморфизма гранат-ставролитовых парагенезисов с дистеном не более 525–500 °С, а давление 4,5–5,5 кбар. В области реоморфизма гранитоидов температура была, вероятно, несколько выше. Гранаты из пород комплекса имеют, как правило, прямую зональность (Козырева и др., 1985; Панченко, 1985). Этот петрологический критерий еще раз подтверждает более молодой, чем становой, возраст гилюйского комплекса.

На рубеже 1,9 млрд лет, с участием структур, составляющих современный фундамент Алдано-Станового щита, происходили тектонометаморфические события, сопровождавшиеся интенсивным магматизмом. Возможной причиной этих событий была субдукция Становой микроплиты под Алданский щит (Александров, Авченко, 2002; Авченко, Александров, 2003).

Нижнепротерозойские комплексы выполняют ряд внутрикратонных прогибов.

Джелтулакский комплекс Становой гранит-зеленокаменной области включает филлитовидные, биотитовые и двуслюдяные сланцы, кварциты, метапесчаники, метаконгломераты и метаэффузивы, сохранившиеся в небольших выходах и тектонических клиньях. Характерными особенностями терригенных пород нижнего протерозоя являются преобладание в них кварца и наличие пород первично-глинистого состава, что указывает на высокую степень дифференциации осадков. Иногда среди этих отложений есть карбонатсодержащие разности. Наиболее полный разрез нижнепротерозойских отложений изучен в Джелтулакской зоне, где выделена одноименная серия (Судовиков и др., 1965). Она подразделена на ряд толщ, из которых в нижней преобладают кварциты, кварцито-сланцы и слюдяные сланцы (со ставролитом, андалузитом, дистеном, гранатом), углисто-графитистые сланцы, а в верхней – филлиты, кварцито-сланцы, метапесчаники и метаэффузивы. Общая мощность серии 2300 м. В метапесчаниках отмечена медная минерализация удоканского типа. Восточнее, в бассейне р. Гилюй, нижнепротерозойские отложения включают слюдяные кварциты, темные двуслюдяные шелковистые сланцы и метаморфизованные конгломераты. Гальки в конгломератах хорошо окатаны и представлены лейкогранитами, метаэффузивами кислого состава и филлитовидными сланцами. Перечисленные толщи метаморфизованы от зеленосланцевой до верхов ставролитовой фации. Температура метаморфизма достигала 530–580 °С, а давление было близко к 3,5–4 кбар (Карсаков, 1983). Микрозондовое изучение гранатов из пород гилюйского комплекса показало, что на фоне широкой прямой зональности гилюйских гранатов наблюдается узкая кайма с обратной зональностью (Козырева и др., 1985; Панченко, 1985). Обратная зональность обусловлена, по-видимому, нижнепротерозойским наложенным метаморфизмом. Нижнепротерозойские отложения Становой области сопоставимы с удоканским комплексом, который резко несогласно перекрывает троговый комплекс верхнего архея (Структурная эволюция…, 1979; Кудрявцев, 1968). Предполагаемый возраст джелтулакской серии 1,8 млрд лет (Судовиков и др., 1965).

Улканский прогиб приурочен к зоне сочленения Батомгского, Учурского и Джугджурского блоков археид Алдано-Станового щита. Прогиб протягивается в широтном направлении на 110 км при ширине около 70 км (Геологическая карта СССР…, 1986, лист О-52(53) – Томмот). Он выполнен осадочно-вулканогенными образованиями одноименной серии, расчлененными на три формации: кварцевых песчаников (200 м), трахибазальтов (750 м) и базальт-трахириолитов (2140 м). Эти отложения представляют здесь характерный комплекс вулканогенных моласс, завершающих дорифейский разрез многих регионов (Гурьянов, Горошко, 1998).

Буровыми работами ГП «Таежгеология» в бассейне руч. Топорикан установлено налегание неметаморфизованных песчаников топориканской свиты на древние коры выветривания кристаллического фундамента. Мощность кор выветривания от 1–2 до 35 м.

В нижней части терригенно-вулканогенных образований участками установлены переотложенные коры выветривания (до 0,2 м), представленные бурыми алевролитами. Состав обломков и цемента алевролитов близок к составу кор выветривания по породам фундамента. Возраст кор выветривания раннепротерозойский, так как выветриванием затронуты архейские породы кристаллического фундамента, а возраст перекрывающей улканской серии 1870–1700 млн лет. Описанные выше коры выветривания – свидетели крупного несогласия и служат нижней геологической границей нижнего протерозоя Улканского прогиба.

Улканский интрузивный комплекс формировался многофазно. Первая фаза представлена биотитовыми, рапакивидными, феррогастингситовыми и аляскитовыми гранитами и граносиенитами, вторая – мелкозернистыми биотитовыми гранитами и гранит-порфирами, третья – астрофиллит-рибекитовыми, эгирин-рибекитовыми и эгириновыми гранитами. Наиболее поздние раннепротерозойские магматические образования – это диабазы, габбро-диабазы и микродиориты маймаканского комплекса.

КОМПЛЕКС ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКОГО–ФАНЕРОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА

Комплекс позднедокембрийского–фанерозойского чехла на рассматриваемой части Сибирской платформы наиболее распространен в Восточно-Ал-

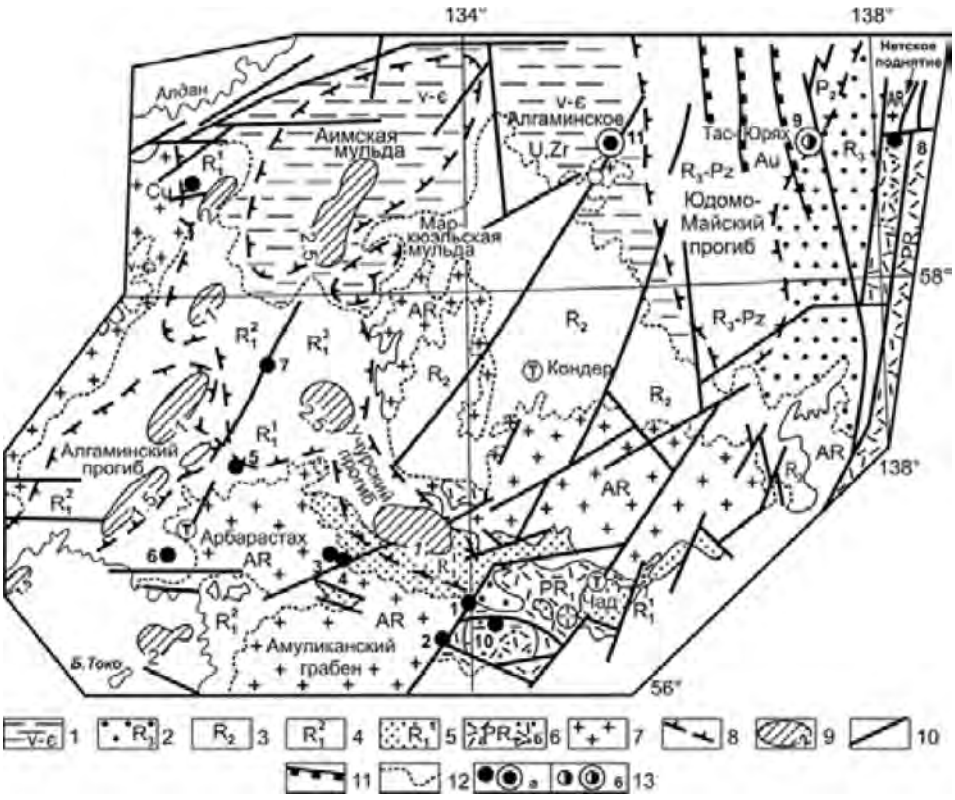


Рис. 4.4. Схема геологического строения Учуро-Майской впадины.

1 – терригенно-карбонатные отложения плитного комплекса венда–кембрия; 2 – терригенные отложения верхнего рифея (лахандинская, уйская серии), развитые преимущественно в пределах Нельканской чешуйчато-надвиговой зоны; 3 – песчаниково-битуминозно-карбонатные отложения среднего рифея (керпыльская, аимчанская серии); 4 – карбонатно-терригенные отложения учурской серии нижнего рифея; 5 – терригенные отложения уянской серии нижнего рифея; 6 – нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования: а – элгэтэйский комплекс, б – нельбачанская, поярковская серии; 7 – породы архейского кристаллического фундамента; 8 – структурные осложнения Учуро-Майской впадины: Алгаминский, Амуликанский, Учурский прогибы нижнего рифея, Аимская, Мар-Кюэльская мульды венда–кембрия; 9 – локальные погружения платформенного чехла по данным расчетов глубин верхних кромок намагниченных тел; цифрами обозначена расчетная мощность платформенного чехла, км; 10 – зоны разломов; 11 – зоны надвигов в платформенном чехле; 12 – граница структурно-стратиграфического несогласия; 13 – месторождения, рудопроявления урана (а), золота (б): 1 – Топорикан, 2 – Элгэтэ, 3 – Конкули, 4 – Угдан, 5 – Тройка, 6 – Ойгу, 7 – Ярбанг, 8 – Ангор, 9 – Тас-Юрях, 10 – Тангукта, 11 – Алгаминское

данской области. Фундамент здесь характеризуется сложным рельефом с локальными впадинами.

Учуро-Майская впадина представляет собой крупную, площадью около 100 тыс. км^2, длительно развивающуюся депрессию (рис. 4.4, 4.5). Впадина имеет сложное, блоковое строение. В ней наряду с прогибами и мульдами различных порядков выделяются поднятия дорифейского фундамента (Идюмо-Хайканский и Омнинский).

На севере и северо-западе рифейские отложения Учуро-Майской впадины перекрыты венд-кембрийскими терригенно-карбонатными отложениями. На востоке впадина граничит с Юдомо-Майским прогибом – чешуйчато-надвиговой системой, контактирующей по Нельканскому надвигу с Учуро-Майской впадиной и значительно на нее надвинутую.

Рифейские отложения Учуро-Майской впадины описаны (Семихатов, Серебряков, 1983) как сибирский гипостратотип рифея, перекрытый фаунистически охарактеризованным кембрием. Этот разрез – один из наиболее полных и палеонтологически хорошо охарактеризованных опорных разрезов верхнего протерозоя Северной Евразии. Он включает нижне-, средне- и верхнерифейские отложения. Важно, что в нем ясны стратиграфические соотношения рифейских отложений с подстилающим нижним протерозоем и перекрывающими венд-кембрийскими отложениями.

Учуро-Майская впадина делится на две зоны (см. рис. 4.3) – Учурскую и Майскую (Горошко, Кириллов, 1994). В Учурской зоне широким распространением пользуются нижнерифейские отложения, а в Майской наиболее полно представлены

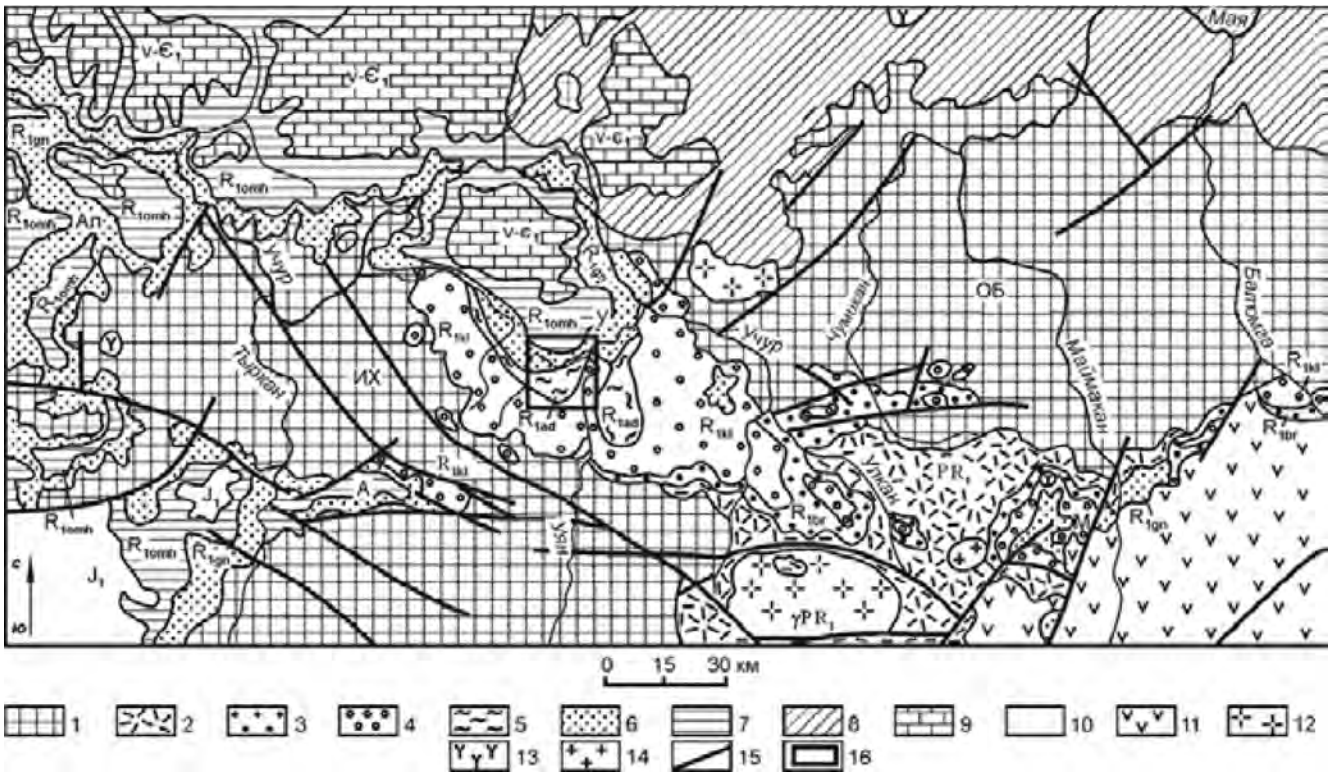


Рис. 4.5. Схематическая геологическая карта южной части Учуро-Майской впадины.

1 – кристаллический фундамент щита; 2 – улканская серия нижнего протерозоя (топориканская, улкачанская и элгэтэйская свиты); нижний рифей: 3–5 – уянская серия (3 – биридинская, 4 – конкулинская, 5 – адаргайская свиты), 6, 7 – учурская серия (6 – гонамская, 7 – омахтинская и эннинская свиты нерасчлененные); 8 – средний и верхний рифей нерасчлененный; 9 – венд–нижний кембрий; 10 – юра; 11 – меловые вулканиты; 12 – раннепротерозойские гранитоиды улканского комплекса; 13 – протерозойские интрузии центрального типа; 14 – меловые гранитоиды; 15 – разрывные нарушения; 16 – местоположение участка Адаргай. Впадины, прогибы: У – Учурский, М – Маймаканская, Т – Токинская, Ал – Алгаминский прогиб; грабены: А – Амуликанский, В – Верхнеугоянский, поднятия: ИХ – Идюмо-Хайканское, ОБ – Омнинско-Батомгское

разрезы средне- и позднерифейских платформенных отложений.

Рифейские отложения Учурской зоны расчленены на шесть серий: нижнерифейские уянскую и учурскую, среднерифейские аимчанскую и керпыльскую, верхнерифейские лахандинскую и уйскую (Карсаков и др., 2002). Уянская и учурская серии (см. рис. 4.4, 4.5) распространены в основном в Учурской зоне и разделены региональными перерывами или несогласиями. Разрезы учурской и уянской серий показан на рис. 4.6. Ниже дана краткая характеристика этих серий на примере Учурской, а более высокие стратиграфические уровни рифея даны при описании Майской зоны.

Уянская серия с угловым несогласием залегает на кристаллическом фундаменте и кислых эффузивах раннего протерозоя, отделяясь от них корой выветривания мощностью до 40 м. Общая мощность серии 580–1510 м. В нижней части она сложена красноцветными конгломератами и песчаниками с покровами миндалекаменных субщелочных оливиновых базальтов и лейкобазальтов. Средняя ее часть представлена темно-красными полевошпат-кварцевыми, аркозовыми песчаниками с редкими прослоями гравелитов, аргиллитов и кварцевых песчаников. Верхняя часть серии объединяет пестроцветные карбонатно-терригенные породы, согласно залегающие на красноцветных песчаниках и с размывом перекрытых красноцветными песчаниками и конгломератами учурской серии.

Нижняя часть уянской серии вмещает дайки и силлы щелочных базальтоидов и трахибазальтов гарындинского комплекса. Раннерифейский возраст даек доказывается наложением на них гидротермально-метасоматических изменений с урановым оруденением, возраст которого по U-Pb и Pb-Pb методам составляет 1325–1300 млн лет.

Учурская серия несогласно перекрывает уянскую, а там, где ее нет, залегает на архейском кристаллическом фундаменте.

Особенностью пород нижней части серии является их интенсивная красноцветная окраска, примерно одинаковое соотношение песчаников (55 %) и алевропесчаников, алевролитов (40 %) при резко подчиненном количестве карбонатных пород (5 %). Кроме того, в нижней части серии в бассейне ручья Березовый, вскрыты пластовые тела кератофиров мощностью от 0,5 до 6,0 м, а в среднем течении р. Мал. Тыркан и в

междуречье Мал. Тыркан–Чистая – туффиты и красноцветные псаммитовые туфы трахириодацитов. Мощность нижней части серии около 600 м. Возраст пород по глаукониту 1520–1450 млн лет.

Средняя часть учурской серии сложена светло-серыми и кремовыми кварцевыми, реже кварц-полевошпатовыми и известковистыми песчаниками, переслаивающимися со строматолитовыми, оолитовыми и массивными доломитами и мергелями. Мощность этой части 250–300 м. Радиологический возраст глауконита из нее 1400 млн лет.

В верхней части серии установлены сиренево-красные и красновато-серые полевошпатово-кварцевые, аркозовые и кварцевые песчаники и изредка – маломощные прослои доломитов. Мощность этой части серии 140–180 м.

В бассейне рек Гонам и Алгама учурская серия вмещает дайки долеритов и габбро-долеритов сиваглинского комплекса. Простирание даек в основном северо-западное и залегают они почти горизонтально. K-Ar возраст даек 1350±40 млн лет.

В Майской зоне выделяются нижне-, средне- и верхнерифейские отложения, которые расчленены на пять серий: билякчанскую, аимчанскую, керпыльскую, лахандинскую и уйскую.

Билякчанская серия (аналог учурской серии одноименной зоны) выделяется на крайнем юго-востоке зоны, на границе с Ульинским мезозойским вулканогенным прогибом и представлена песчаниками, алевролитами, доломитами, аргиллитами, известняками, гравелитами, конгломератами, кремнистыми породами и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами. Мощность серии 500–2000 м.

Среднерифейская аимчанская серия залегает на северном и северо-восточном склонах Батомгского поднятия и представляет собой крупный седиментационный трансгрессивный ритм. В основании серии залегают светло-серые, средне- и крупнозернистые кварцевые, иногда слабоглауконитовые, песчаники, содержащие линзы кварцевых гравелитов, пласты железистых песчаников, а в верхней части – прослои алевролитов. Выше залегают темные алевролиты и песчаники кварцевого и кварц-полевошпатового составов, редко – аргиллиты. На поверхностях напластования пород – обильные трещины усыхания и волноприбойные знаки. Мощность аимчанской серии увеличивается с запада на восток от 140 м в бассейне р. Чумикан до 1980 м в бассейне р. Сев. Уй (Семихатов, Серебряков, 1983). K-Ar возраст аимчанской серии по глаукониту 1210–1230 млн лет.

Керпыльская серия представлена кварцевыми песчаниками, битуминозными известняками и доломитами с прослоями алевролитов, не выдержанных по простиранию маломощных линз конгломератов и кремнистых пород. В основании керпыльской серии установлена кора выветривания мощностью 7–15 м, представленная брекчиями, дресвяниками, глинистыми и кремнисто-карбонатными породами. Мощность серии 1350–1690 м, а ее K-Ar возраст по глаукониту – 1170–970 млн лет.

Между керпыльской серией среднего рифея и вышележащей лахандинской серией верхнего рифея установлен существенный перерыв в осадконакоплении, фиксирующийся корой выветривания, представленной дресвяниками, брекчиями доломитов с суглинистой связующей массой и глинисто-железистыми бокситоносными породами мощностью до 0,4 м.

Лахандинская серия мощностью 500–840 м состоит из аргиллитов с подчиненными прослоями строматолитовых и онколитовых доломитов и известняков. Абсолютный возраст ее 1000–950 млн лет

Уйская серия залегает без видимого перерыва на битуминозных доломитах лахандинской серии. Она состоит из алевролитов, песчаников и аргиллитов, редко базальтов. Ее мощность около 2100 м.

В уйское время произошло крупное излияние базальтовых траппов и внедрение интрузий и даек долеритов, габбро-долеритов, габбро и базальтов улахан-бамского долеритового комплекса. Возраст базальтов, определенный В.Е. Павловым Sm-Nd методом, составляет 942±19 млн лет.

В центральной части Учуро-Майской впадины на флангах рифейских структур развиты венд-кембрийские отложения. Они представлены юдомской серией (венд) мощностью 95–300 м. Ее отложению предшествовал крупный перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся становлением ультраосновных-щелочных интрузий. В основании серии залегает кора выветривания мощностью 0,1–1,2 м, представленная литифицированными гиббситоносными дресвяно-глинистыми и карбонатно-глинистыми породами, дресвяниками, аргиллитами и алевролитами. В основании серии – песчаники (в том числе кварцевые) и конгломераты, перекрытые аргиллитами, доломитами, доломитистыми известняками и алевролитами.

Между накоплением юдомской серии и кембрия существовал перерыв в осадконакоплении с формированием кор выветривания, представленных литифицированными дресвяно-глинистыми и глинистыми породами, брекчиями, песчаниками и алевролитами мощностью 1,5–4 м. Кембрийские отложения мощностью 72–213 м представлены цветными известняками и доломитами, а также глинистыми битуминозными известняками, переслаивающимися с кремнистыми известняками и мергелями.

Венд-кембрийский структурный ярус выполняют широкие пологие мульды и узкие, приразломные, синклинальные складки. Наиболее крупные из них – Аимская, Большемаркюельская и Маломаркюельская мульды с глубиной погружения довендского фундамента не более 300 м.

ЭОНОТЕМА
ЭРАТЕМА
СЕРИЯ
СВИТА
ПОДСВИТА
НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ - PR1
ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ - R2
НИЖНИЙ
ВЕРХНИЙ
УЯНСКАЯ
УЧУРСКАЯ
ЭЛГЭТЭЙСКАЯ - PR1el
БИРИНДИНСКАЯ
ВЕРХНЕБИРИНДИНСКАЯ
НИЖНЕБИРИНДИНСКАЯ
ЮНКУЛИНСКАЯ
АДАРГАЙСКАЯ
ГОНАМСКАЯ
ОМАХТИНСКАЯ
0 15 30км
С
Ю
Мидан
Чумикан
Малмыган
Болонкан
Тырканн
Гилюй
Уюн
Хорбо
Улан
Кумун
Ульбе
Мидо
Кумикан
м
1100
1000
900
800
700
600
500
400
300
200
100
0

Юрские и меловые образования, представленные мощными угленосными отложениями, широко распространены на Алдано-Становом щите. Здесь выделяется Южно-Алданская система впадин, включающая Чульманскую (240×80 км), Токинскую (150×60 км) и около 20 более мелких впадин, образующих субширотную полосу протяженностью около 600 км при ширине около 120 км.

Впадины асимметричны, фундамент наиболее глубоко опущен в их южных частях, вблизи ограничивающих впадины разломов, где мощность отложений, согласно геофизическим данным, до 4000 м (Павлов, Парфенов, 1973). Большая часть их мощности приходится на верхнеюрские отложения, тогда как мощность нижне- и среднеюрских отложений выдержана и не более 500 м. Эта система впадин рассматривается как тыловой прогиб активной континентальной окраины, располагавшейся на южной окраине Алдано-Станового щита (Парфенов, 1984).

Рис. 4.6. Схема сопоставления разрезов нижнерифейских отложений Учурской впадины.

1 – трахириолиты; 2 – трахириодациты; 3 – трахидациты; 4 – базальты; 5, 6 – субщелочные оливиновые базальты (5,а) и лейкобазальты (5,б): крупнопорфировые (6,а) и миндалекаменные (6,б); 7 – конгломераты кварцевые; 8 – конгломераты полимиктовые; 9 – гравелиты; 10, 11 – песчаники олигомиктовые: крупнозернистые (10,а), среднезернистые (10,б), мелкозернистые (11,а), неравномернозернистые (11,б); 12–17 – песчаники: кварцевые (12), глауконитсодержащие (13), с «плавающей» галькой кварца (14), косослоистые (15), с микропрослоями и обломками алевролитов и аргиллитов (16), с доломитовым цементом (17); 18 – алевролиты; 19 – алевролиты с доломитовым цементом; 20 – алевропесчаники; 21 – алевропесчаники с доломитовым цементом; 22 – аргиллиты; 23 – опоки; 24–27 – доломиты: 24 – пелитоморфные, 25 – песчанистые, 26 – оолитовые, 27 – со строматолитами; 28 – маломощные до 1 м прослои песчаников; 29 – гранитоиды раннего архея: а – граниты, б – кварцевые диориты; 30 – гнейсы и кристаллические сланцы нижнего архея; 31 – коры выветривания; 32 – несогласия: а – стратиграфическое, б – угловое; 33 – псевдоморфозы гипса (а) и каменной соли (б), глауконита (в). Цифры справа от колонок – мощности свит и подсвит в метрах. Комбинации смежных знаков указывают на тонкое переслаивание пород разного состава. Месторасположения разрезов (см. врезку): 1 – в 15 км ниже устья р. Гонам на правобережье р. Учур; 2 – бассейн р. Ленковой; 3 – р. Джиендо; 4 – бассейн рек Медвежья и Зорянка; 5 – район устья р. Гивун; 6 – правобережье р. Учур, высоты с абс. отм. 770 и 1055; 7 – междуречье Верх. и Ниж. Конкули; 8 – левый борт долины р. Верх. Конкули; 9 – левый борт р. Муналы; 10 – левобережье руч. Адаргай, левого притока р. Уян; 11 – левобережье р. Саргатта; 12 – правобережье р. Уян; 13 – правобережье р. Топорикан; 14 – правобережье р. Бириндя; 15 – истоки руч. Тал левого притока р. Улкан; 16 – истоки р. Прав. Чад; 17 – бассейн руч. Моховой; 18 – правобережье р. Эльдому; 19 – правобережье р. Юктанда; 20 – водораздел р. Магей и руч. Глухариный; 21 – междуречье Батомга и Берея; 22 – бассейн р. Амуликан; 23 – правобережье р. Чад; 24 – левобережье р. Чумиканджа; 25 – правобережье р. Чумиканджа; 26 – правобережье р. Чумикандя. Разрезы составлены: М.В. Горошко – 5, 7, 9, 10, 12; В.А Гурьянов – 13–21, 23, 26; М.К. Жевержеева – 16, 18; В.Е. Кириллов – 12, 22; А.Г. Лосев – 24, 25; С.В. Нужнов – 3; А.Л. Осипов – 4, 5, 7, 9, 10, 22; М.А. Семихатов – 1; Я.Д. Шенкман – 6, 8, 11, 12; В.М. Шмигирилов – 17, 20, 26; Н.С. Шпак – 2; В.Е.Чепыгин – 21

Магматический пояс этой активной окраины Северо-Азиатского кратона представлен гранодиоритовыми батолитами юрско-неокомового возраста.

Юрская бокурская серия ограниченно распространена на хр. Кет-Кап. Она слагает остатки нескольких небольших (десятки квадратных километров) кальдер в пределах вулкано-плутонических полигенных структур. В серии условно можно выделить три части.

Нижняя часть (до 250 м) сложена олигомиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, иногда с линзами мелкогалечных конгломератов и туфоконгломератов, содержащих слои, реже горизонты (до 120 м) туфов, андезитов, трахиандезитов. Содержание вулканитов в этой части серии переменно.

Средняя часть (до 450 м) состоит из горизонтов мощностью 100–200 м туфов, кластолав, агломератов (в том числе лапиллиевых) и трахиандезитов, среди которых отмечаются трахиты и прослои песчаников и туфопесчаников мощностью несколько метров.

Верхней части (до 600 м) свойственны полное отсутствие осадочных отложений и примерно равное содержание эффузивов и их туфов – трахиандезитов, трахибазальтов, тефритов, трахитов и фонолитов. В отдельных разрезах устанавливается нечеткая ритмичность. Нередко состав вулканитов, особенно в агломерат-туфовых фациях, резко не выдержан по простиранию, что может быть связано с многоочаговым вулканизмом.

Флора из песчаников юрская. Радиологический возраст тефрита 159 ± 4 млн лет, трахита – 135 ± ± 4 млн лет.

БАЛАДЕКСКИЙ БЛОК

Баладекский блок, расположенный на правобережье р. Уда, рассматривается в качестве перемещенного фрагмента Становой гранит-зеленокаменной области. От этой области он отделен Северо-Тукурингрским разломом, а от Галамского террейна Охотско-Корякского орогенного пояса – Улигданским сдвигом (Кириллова, Турбин, 1979). Он включает комплекс основания и более молодые стратифицированные единицы. Комплекс основания состоит из анортозитов, габбро-анортозитов, габбро, габбро-норитов и пироксенитов (баладекский и гербиканский комплексы). Анортозиты интрудированы гранитами и гранодиоритами с U-Pb возрастом (предварительные определения) 2,2 и 2,6 млрд лет и K-Ar – в интервале от 964 до 365 млн лет (тохиканский комплекс) (Карсаков и др., 1987). Более молодые стратифицированные образования представлены (рис. 4.7, 4.8): 1) несогласно залегающими на анортозитах нижнекембрийскими красноцветными конгло-

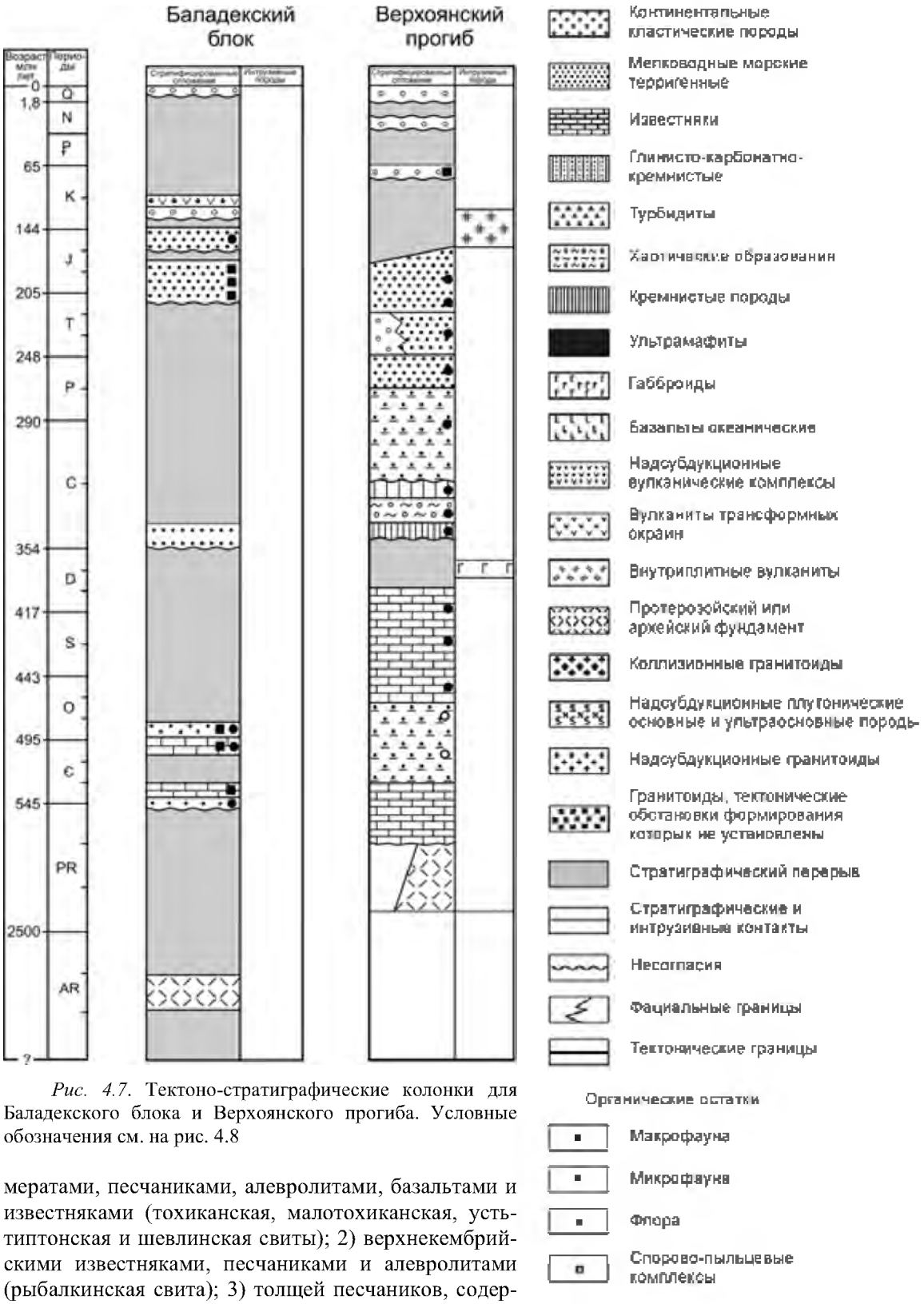


Рис. 4.7. Тектоно-стратиграфические колонки для Баладекского блока и Верхоянского прогиба. Условные обозначения см. на рис. 4.8

Рис. 4.8. Условные обозначения к тектоно-стратиграфическим колонкам

мератами, песчаниками, алевролитами, базальтами и известняками (тохиканская, малотохиканская, усть-типтонская и шевлинская свиты); 2) верхнекембрийскими известняками, песчаниками и алевролитами (рыбалкинская свита); 3) толщей песчаников, содержащих глауконит, алевролитов, конгломератов, известняков и мраморов, охарактеризованных раннеордовикскими водорослями и граптолитами (усть-бугалийская свита); K-Ar возраст глауконита 491 и 495 млн лет; 4) нижнекаменноугольными (миссисипскими) песчаниками и 5) несогласно залегающими триасовыми и нижне-среднеюрскими морскими терригенными отложениями, рассматриваемыми как образования преддугового прогиба Удского вулкано-

плутонического пояса, который протягивается вдоль Становой гранит-зеленокаменной области Сибирской платформы. Перекрывающий комплекс представлен верхнеюрскими морскими и нижнемеловыми континентальными терригенными отложениями. Раннекембрийские археоциаты Баладекского террейна имеют сходство с одновозрастными комплексами Сибирской платформы и отличаются от археоциат из известняков соседнего Галамского террейна (Беляева, 1988).

ВЕРХОЯНСКАЯ ПАССИВНАЯ ОКРАИНА

В обстановке пассивной окраины формировался Верхоянский прогиб, образованный терригенными и карбонатными породами, накапливавшимися на опущенном восточном крае Северо-Азиатского кратона от рифея до раннего мезозоя (Парфенов, 1995; Тектоника, геодинамика…, 2001; см. рис. 4.7). Этот прогиб протягивается в виде широкой (до 450 км) полосы от Северного Ледовитого до Тихого океана. Выполняющие его толщи интенсивно деформированы и в структурном отношении этот прогиб представляет собой складчато-надвиговый пояс (Тектоника, геодинамика…, 2001).

В рассматриваемую территорию входит южное окончание этого прогиба, Южно-Верхоянский сектор, зажатый между Сибирской платформой с запада и Охотским кратонным террейном с востока. С запада на восток в Южно-Верхоянском секторе выделяются Кыллахская, Сетте-Дабанская и Аллах-Юньская субмеридиональные тектонические зоны (Прокопьев, Дейкуненко, 2001; рис. 4.9). В Кыллахской зоне обнажены рифейские, вендские, кембрийские и ордовикские терригенно-карбонатные отложения, залегающие с размывом на архейско-протерозойском кристаллическом основании. На юге и в центральной части зоны эти толщи с несогласием перекрыты карбонатными породами нижнего карбона и терригенными – нижней перми и нижней юры. Смятые в складки толщи нарушены продольными надвигами западной вергентности, выполаживающимися на глубине, и перемещены на платформенный комплекс. В Сетте-Дабанской зоне обнажены карбонатные, в меньшей мере терригенные толщи венда, кембрия, ордовика, силура, девона и нижнего карбона и терригенные – нижнего и среднего карбона, слагающие систему вытянутых в меридиональном направлении пластин, разделенных сдвигами и крутопадающими надвигами. Для среднего–позднего девона характерно проявление базальтового вулканизма, связанного с рифтогенезом. В Аллах-Юньской зоне распространены обломочные породы верхнего палеозоя, нижнего и среднего триаса, входящие в «верхоянский» комплекс. В низах верхнепалеозойского разреза, начинающегося отложениями нижнего карбона, преобладают карбонатные обломочные породы, в визе появляются глубоководные глинисто-кремнистые осадки, чередующиеся с турбидитами, с намюра до поздней перми доминируют тонкообломочные терригенные породы, формировавшиеся за счет турбидитных и гравитационных потоков и контурных течений. В верхней перми и триасе резко возрастает количество песчаников, появляются конгломераты, слои с растительными остатками (Геология ЯАССР, 1981). Накопление отложений карбона–нижней перми происходило в условиях лавинной седиментации на континентальном склоне и у его подножья, а верхнепермских и триасовых – в дельте и на неглубоком шельфе. Главные источники сноса обломочного материала располагались (в современных координатах) к югу и западу от области осадконакопления. На западе и в центральной части Аллах-Юньской зоны породы смяты в сжатые складки, в восточной, Приохотской части линейные складки чередуются с участками пологого залегания. С левосторонними сдвигами и сдвиго-взбросами северо-восточного простирания, рассекающими Аллах-Юньскую зону, связаны зоны интенсивного динамометаморфизма (Прокопьев, Дейкуненко, 2001). Предполагается, что осадочный комплекс Верхоянского прогиба сорван с докембрийского кристаллического фундамента и перемещен в западном направлении.

ФРАГМЕНТЫ КРАТОНОВ (КРАТОННЫЕ ТЕРРЕЙНЫ)

В орогенных поясах Северо-Восточной Азии устанавливаются крупные (сотни километров) ограниченные разломами изометричные и линейные блоки (террейны), которые образованы докембрийским кристаллическим основанием, перекрытым чехлом различных по составу и условиям формирования позднедокембрийских и фанерозойских образований. Ранее такие блоки выделяли как срединные массивы. Таковыми являются Охотский и Омолонский террейны.

Охотский террейн с запада и северо-востока обрамляется Верхоянским прогибом Сибирской платформы, а с юго-востока – Кони-Тайгоносским орогенным поясом. В строении террейна участвуют глубокометаморфизованные докембрийские породы, слагающие его фундамент, и неметаморфизованные осадочные образования позднего докембрия, палеозоя и мезозоя, залегающие с несогласием на кристаллическом фундаменте и образующие его чехол. Собственно метаморфические породы известны в Охотском террейне на трех поднятиях: Охотско-Кухтуйском, Верхне-Майском и Юровском (рис. 4.10). Наи-

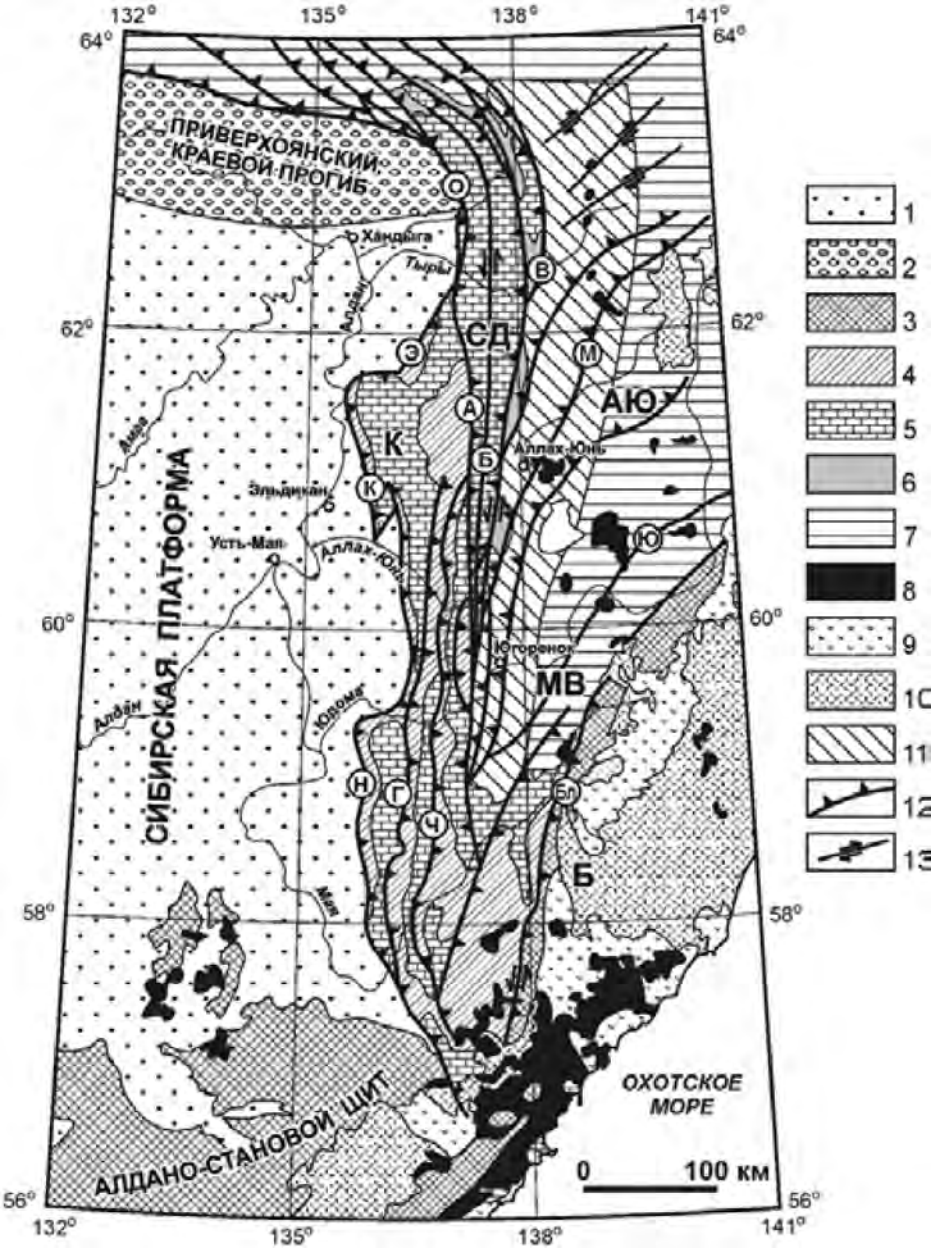


Рис. 4.9. Структурная схема Южно-Верхоянского сектора (по: Прокопьев, Дейкуненко, 2001).

1 – осадочный чехол Сибирской платформы; 2 – Приверхоянский краевой прогиб; 3 – раннедокембрийские и палеозойские образования Алдано-Станового щита, Верхне-Майского выступа (МВ) Охотского террейна и Билякчанской тектонической зоны (Б); 4–7 – отложения Верхоянского прогиба: 4 – рифейские, 5 – венд-нижнепалеозойские, 6 – среднедевонские–нижнекаменноугольные, 7 – верхнепалеозойские–мезозойские; 8–10 – вулкано-плутонические пояса: 8 – мезозойские гранитоиды, 9 – Удской пояс, 10 – Охотско-Чукотский пояс; 11 – пояс динамометаморфизма; 12 – надвиги; 13 – сдвиги и взбросо-сдвиги.

Тектонические зоны: К – Кыллахская, СД – Сетте-Дабанская, АЮ – Аллах-Юньская. Разломы (буквы в кружках): К – Кыллахский, О – Окраинный, Б – Бурхалинский, М – Минорский, Ю – Юдомский, Бл – Билякчанский, Н – Нельканский, Э – Эбейке-Хаятинский, Г – Гувиндинский, Ч – Чагдалинский, А – Акринский, В – Восточно-Сетте-Дабанский

более крупное и относительно хорошо изученное из них – Охотско-Кухтуйское поднятие.

Древнейшие породы Охотско-Кухтуйского поднятия объединены в охотский метаморфический комплекс, разрез которого в целом наращивается с запада на восток. Литологическая характеристика охотского комплекса дана в монографии О.В. Авченко (1977), где приводятся многочисленные химические анализы всех главных разновидностей метаморфических пород. Среди них выделяются четыре



Рис. 4.10. Схема расположения выходов докембрия в пределах Охотского террейна.

Цифрами в кружках обозначены: 1 – поднятая, 2 – опущенная часть террейна (в пределах суши)

петрохимические группы: 1) богатые кальцием породы, 2) бедные кальцием гнейсы, 3) кварциты, эвлизиты и гондиты, 4) мраморы и кальцифиры. Наиболее распространена первая группа, представленная гранат-пироксен-роговообманковыми и двупироксен-роговообманковыми кристаллическими сланцами, амфиболитами и биотит-роговообманковыми гнейсами. Вторая группа представлена гранат-биотитовыми, биотитовыми, гранат-биотит-силлиманитовыми, гранат-биотит-гиперстеновыми гнейсами и сланцами, и их значительно меньше, чем пород первой группы. Наименее распространены породы третьей группы, которые образуют обычно маломощные прослои в бассейне левобережья р. Кухтуй, протягивающиеся, тем не менее, на целые километры. Мощные (до 200 м) пачки мраморов и кальцифиров установлены главным образом в бассейнах ручьев Мар и Хоронджа (левобережье р. Кухтуй). Редкие линзы этих пород известны также на левобережье р. Охота. Спорадически и только в бассейне р. Охота (ручьи Ягель, Хурун) в охотском комплексе встречаются метамагматические породы, представленные чарнокитами, эндербитами и мангеритами. В поле такие породы наблюдаются в виде прослоев и куполов. Довольно часты в охотском комплексе синметаморфические граниты, плагиограниты и мясо-красные микроклиновые пегматиты. Мощность пегматитовых жил достигает 3 м. Граниты и плагиограниты развиваются обычно по гнейсовому субстрату и могут образовывать дайки, линзы и маломощные жилы.

Детальное изучение минералов охотского комплекса показало сложную историю их кристаллизации. Она сопровождалась изменением физико-химических условий образования и была растянута на значительный промежуток времени. Основанием этому служат зональность и неоднородность многих минералов по химическому составу и отчетливое наложение ассоциаций амфиболитовой фации на минеральные парагенезисы гранулитовой фации, связанное с гранитизацией метаморфических пород.

В истории формирования минеральных парагенезисов охотского комплекса выделяются четыре минералообразующие стадии (Авченко, 1990):

1) регионального гранулитового высокотемпературного метаморфизма;

2) последующей региональной гранитизации пород, протекавшей в условиях высокотемпературной амфиболитовой стадии;

3) пегматитообразования и низкотемпературного калиевого метасоматоза, завершающих стадию гранитизации;

4) локально проявленного зеленосланцевого диафтореза метаморфических пород, связанного с формированием фанерозойских вулканитов и гранитоидов.

Главный объем минеральных ассоциаций комплекса был создан в первую и вторую минералообразующие стадии.

Температура первой стадии минералообразования – собственно эпохи гранулитового метаморфиз-

ма, исходя из определений по различным двупироксеновым и гранат-пироксеновым термометрам (Авченко, 1990), составляла 750–830 °С. Против слишком высоких температур (850–900 °С) охотского метаморфизма свидетельствуют отсутствие красно-бурых, богатых TiO_2 и щелочами роговых обманок, столь характерных, например, для сутамского или чогарского комплексов, невысокие содержания анортита в пертитах распавшихся калий-натриевых полевых шпатов, отсутствие структур распада в клинопироксенах или кварце. Величина литостатического давления гранулитового метаморфизма, определенная по различным гранат-пироксен-плагиоклазовым геобарометрам (Авченко, 1990), в образцах, не содержащих химически зональных минералов, была равна 6–7,3 кбар.

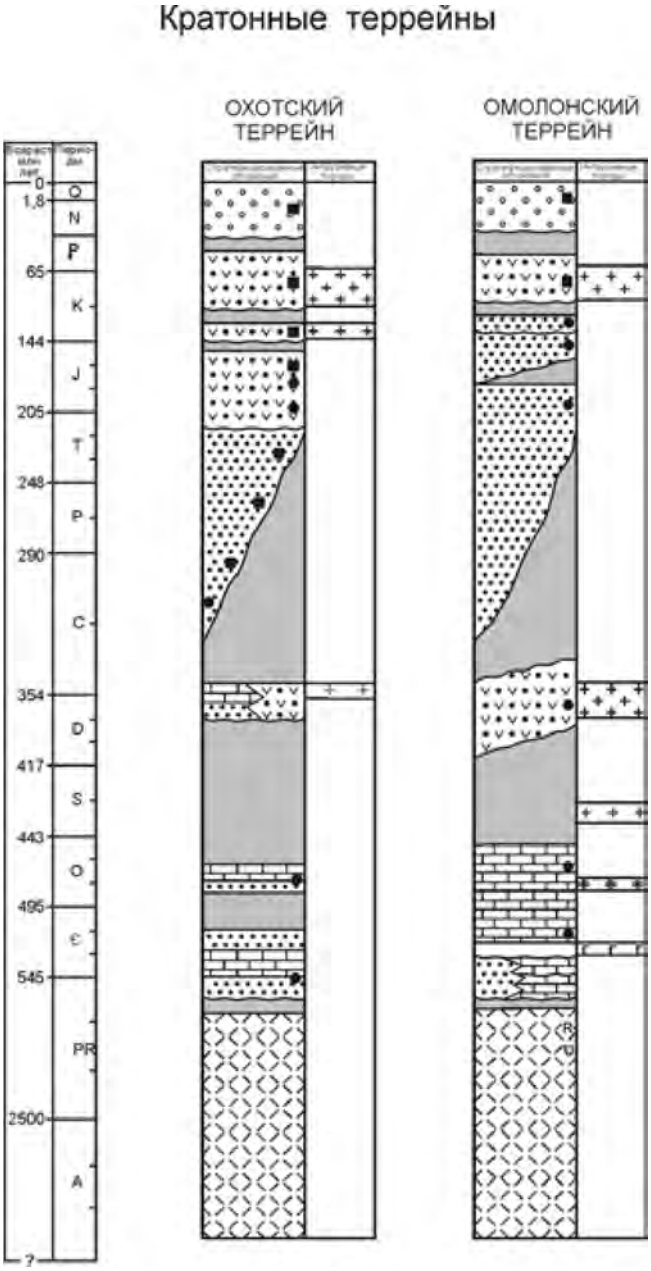


Рис. 4.11. Тектоно-стратиграфические колонки для Охотского и Омолонского кратонных террейнов.
Условные обозначения см. на рис. 4.8

Во вторую стадию произошла региональная перекристаллизация ранних гранулитовых ассоциаций, обусловленная гранитизацией пород. Интенсивность этой перекристаллизации была значительно выше, чем на юге Алданского щита. В эту эпоху был сформирован главный объем синметаморфических гранитов, гранодиоритов, плагиогранитов, аляскитов, гранат-биотитовых, биотитовых и биотит-амфиболовых мигматитов и гнейсо-гранитов. Условия образования этих ассоциаций составляли по температуре – 600–650 °С, а по давлению – 4–6 кбар (Авченко, 1990). Величина давления воды (P_{H_2O}) в обе главные стадии минералообразования была не выше 1 кбар, причем пониженное давление воды во флюиде привело к абсолютной неустойчивости мусковит-кварцевой ассоциации в процессе эволюции охотского метаморфизма.

Все петрологические и петрографические данные (отсутствие наложенной, поздней, сланцеватости, постепенность перекристаллизации минералов, унаследованное низкое давление воды во флюиде) указывают на то, что наложение амфиболитовой фации на гранулитовые ассоциации в истории охотского метаморфизма не связано с наложением нового метаморфического цикла, а является эволюционным продолжением первого этапа метаморфизма.

После введения в практику геохронологических исследований метода SHRIMP – изучения отдельных кристаллов цирконов с помощью чувствительного и высокоточного ионного микрозонда стала очевидна вся сложность правильных датировок этапов магматизма или метаморфизма. Поэтому естественны сомнения в правильности нижеприводимых датировок.

Результаты Pb-Pb и Th-Pb изохронного исследования кристаллосланцев охотского комплекса варьируют от 1100±500 до 4100±400 млн лет (Корольков и др., 1974). Кроме того, известна Rb-Sr изохрона в 2115 млн лет, полученная по 11 пробам гнейсов, эндербитов и чарнокитов (Давыдов и др., 1988). Очень тщательно выполненные K-Ar датировки биотитов из гранат-биотитовых гнейсов (три образца) показали возраст 1900–2090 млн лет (определения А. Игнатьева, ДВГИ ДВО РАН, неопубликованные данные). Последние работы по геохронологии охотского комплекса на Кухтуйском поднятии проводили В.К. Кузьмин с соавторами (1995). Эти авторы использовали метод изучения микронавесок циркона, в котором производился экспресс-анализ радиогенного свинца. Согласно этим авторам, цирконы из двупироксеновых гранулитов показали Pb-Pb возраст от 3350±50 до 3230±50 млн лет, цирконы из роговообманковых гранулитов – от 3040±80 млн до 2630±50 млн лет, а цирконы из гнейсо-мигма-

титового комплекса и гранитоидов – от 2030±80 млн до 1830±50 млн лет. Последний возрастной рубеж очень хорошо совпадает с K-Ar датировками А. Игнатьева, и, вероятно, он определяет действительный возраст становления гранитоидов, или второй стадии в нашей интерпретации. Следовательно, возраст охотского метаморфизма должен быть старше 2000 млн лет.

Охотский комплекс отличается от гранулитов юга Алданского щита как по условиям образования и эволюции метаморфизма, так и по литологии. Поэтому можно думать, что этот комплекс – не прямой аналог гранулитовых толщ юга Алданского щита, а представляет собой либо какие-то верхние части разреза этих толщ, либо вообще не имеет отношения к Алданскому щиту.

Чехол представлен пологозалегающими осадочными и вулканогенно-осадочными комплексами, включающими (рис. 4.11): 1) мелководно-морские обломочные и карбонатные породы среднего и верхнего рифея, венда, нижнего кембрия и нижнего ордовика, 2) несогласно залегающие на более древних образованиях среднедевонские известняки, песчаники, сланцы и конгломераты и верхнедевонские вулканиты среднего и кислого состава, переслаивающиеся с туфами, туффитами и конгломератами, 3) обломочные отложения среднего–верхнего карбона, перми, верхнего триаса и нижней и верхней юры, континентальные в центральной части террейна и прибрежно-морские по периферии (Тектоника, геодинамика …, 2001). Возраст пород определен по редким находкам остатков макрофауны и флоры.

Большая часть Охотского террейна перекрыта юрскими, неокомскими и альб-позднемеловыми наземными вулканитами Удско-Мургальского и Охотско-Чукотского вулкано-плутонических поясов. Охотский террейн корреллирует с Омолонским террейном российского Северо-Востока и террейном Килбук-Идоно на Аляске.

Омолонский террейн вклинивается между Яно-Колымским орогенным поясом на западе и Олойско-Чукотским – на востоке. На юго-востоке он граничит с Кони-Тайгоносским орогенным поясом. Террейн имеет раннедокембрийский кристаллический фундамент, перекрытый чехлом палеозойских и мезозойских вулканогенных и осадочных пород. На дневную поверхность фундамент выведен в блоках площадью от нескольких десятков до первых сотен квадратных километров в глыбовых поднятиях, в которых обнажены также нижние части чехла. Наиболее значительные по площади и лучше изученные выходы метаморфических пород находятся в юго-восточной части террейна в бассейне верхнего течения р. Омолон (Верхне-Омолонское поднятие, рис. 4.12). Они составляют четыре протяженных субмеридиональных изолированных полосы (с запада на восток): Ольдянинскую, Коаргычанскую, Закоронную и Ауланджинскую.

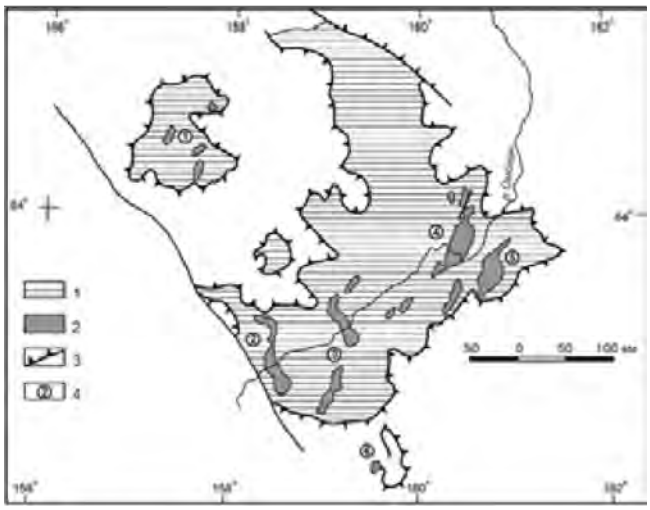


Рис. 4.12. Схема расположения выходов дорифейского фундамента в юго-восточной части Омолонского террейна.

1 – контуры поднятий в пределах Омолонского террейна; 2 – выходы докембрийского фундамента; 3 – границы поднятий; 4 – полосы выходов докембрийского фундамента: 1 – Абкитская, 2 – Ольдянинская, 3 – Коаргычанская, 4 – Ауланджинская, 5 – Закоронная, 6 – Хебикенджинская

В Верхне-Омолонском поднятии известны биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы, амфиболиты, амфибол-пироксеновые и двупироксеновые кристаллосланцы, эклогитоподобные породы, кварциты, эндербиты и гранат-гиперстеновые гнейсы (Авченко, Лаврик, 1993). Среди кварцитов выделяется несколько разновидностей: мономинеральные, биотит-гранатовые, гранатовые, амфибол-магнетитовые и магнетитовые. Кальцифиры установлены в Закоронном блоке. Они образуют хорошо выраженные прослои мощностью 1–5 м и представлены форстеритовыми, форстерит-диопсидовыми и форстерит-шпинелевыми разностями. Высокоглиноземистые гнейсы (с гранатом, силлиманитом, кордиеритом) и эклогитоподобные породы встречаются в Ауланджинском и Закоронном выходах. В одном из мелких блоков присутствуют только нестратифицированные амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы по базальтоидам.

В Абкитской группе выходов, в Ольдянинской и Коаргычанской полосах и Хебикенджинском блоке преобладают гранито-гнейсы, очковые гнейсы и полимигматиты (Жуланова, 1990).

Метаморфические породы почти везде сильно диафторированы. Диафторез выражен в актинолитизации, хлоритизации, эпидотизации темноцветных минералов и серицитизации плагиоклаза. Обычный минеральный парагенезис, развивающийся вследствие диафтореза – актинолит + хлорит + эпидот + магнетит, к которым добавляются иногда вторичный

мелкочешуйчатый биотит и сфен. Насколько можно судить, диафторез не связан с новым низкотемпературным этапом метаморфизма (в породах нет вторичной наложенной сланцеватости), а обусловлен гидротермальной деятельностью, происходившей при становлении фанерозойских вулканитов. В целом литологический состав пород названных полос и блоков различный. Это объясняется тем, что в выходах метаморфических пород на поверхность обнажаются разные части стратиграфического разреза. Вероятно, это обстоятельство служит главной причиной разногласий по поводу геологического строения омолонских толщ. Дополнительная трудность создается разной степенью диафтореза в разных блоках.

Химические составы гранатов, биотитов и роговых обманок в общем близки составам этих минералов из высокотемпературных комплексов, метаморфизованных в гранулитовой фации (Авченко, Лаврик, 1993). Температура омолонского метаморфизма, рассчитанная по различным термометрам, попадает в интервал 720–870 °С. Величина литостатического давления, оцененная по разным геобарометрам, равна примерно 6–7,5 кбар (Авченко, Лаврик, 1993). Важно подчеркнуть, что эта величина в метапородах, слагающих Ауланджинскую, Закоронную и Коаргычанскую полосы, примерно одинакова, что свидетельствует о том, что эти породы представляют собой, скорее всего, один «омолонский» комплекс.

Rb и Sr изотопное датирование полиметаморфических пород Ольдянинского, Коаргычанского и Закоронного блоков дало древнейшие изохроны соответственно 3850±770 млн лет, 3759±150 млн лет и 3762±280 млн лет (Котляр и др., 2001).

Е.В. Бибикова (1989) провела U-Pb и Sm-Nd изотопное датирование плагиогнейсов Ауланджинской полосы и выделила три возрастных метки. Максимальное значение возраста – 3,4 млрд лет – отвечает времени магматического образования тоналитов – протолитов плагиогнейсов. Возраст сухого гранулитового метаморфизма отвечает второй отметке – 2,76 млрд лет. Наконец, третий возрастной рубеж – 1,95 млрд лет – это время гранитизации метапород в гранулитовой фации. Определения Е.В. Бибиковой достаточно хорошо увязываются с более поздними определениями возраста протолитов и метаморфизма, проведенными для юга Алданского щита (Шемякин и др., 1998; Мишкин и др., 1999). Поэтому довольно уверенно можно утверждать, что по условиям метаморфизма, литологии и возрасту пород омолонский метаморфический комплекс – это аналог гранулитов юга Алданского щита, отличающийся от них несколько меньшей величиной литостатического давления.

Субплатформенный чехол мелководно-морских осадочных и вулканогенно-осадочных отложений и субаэральных вулканитов (см. рис. 4.11) перекрывает большую часть Омолонского террейна. Он накапливался с перерывами, наиболее значительные из которых сопровождались структурными перестройками, со среднего рифея по ранний мел (неоком). Позднейший, постаккреционный, комплекс образуют ранне- и позднемеловые вулканогенные породы Охотско-Чукотского пояса.

Средний и верхний рифей обнажен на небольших площадях на северо-западе и юге террейна, пространственно ассоциируясь с выходами кристаллического фундамента, на котором залегают резко несогласно или выступают из-под палеозоя. Они представлены гравелитами, песчаниками с преобладанием кварца, алевролитами, аргиллитами и известняками со строматолитами среднего и позднего рифея (Работнов, 1975). Многие породы пестро окрашены.

Кембрийские и условно кембрийские отложения на поверхности распространены несколько шире, чем рифейские. Условно к нижнему кембрию отнесены красноцветные терригенные толщи с подчиненным количеством водорослевых известняков, содержащие в средней части базальты и трахибазальты и их туфы, и вмещающие дайки и силлы габбро-диабазов, а также более крупные интрузии, дифференцированные от ультраосновных и основных разностей до кислых (Терехов и др., 1984; Лычагин, 1993). Эти толщи с размывом перекрывают архейские кристаллические породы различными своими горизонтами. Другой тип разреза кембрия – карбонатный, отделен от разрезов обломочного типа разломами. В нижней его части известняки содержат водоросли нижнего, а в верхней – конодонты и брахиоподы верхнего кембрия (Гагиев и др., 1983). Мощность карбонатного разреза до 1,5 км.

Нижнепалеозойскую часть чехла завершают отложения с фауной нижнего и среднего ордовика. На обломочном кембрии нижнеордовикские отложения залегают несогласно с горизонтом базальных конгломератов (до 50 м). В нижнем ордовике преобладают известняки и доломиты, в среднем – алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты, количество которых возрастает вверх по разрезу. В целом ордовик представлен очень мелководными морскими и лагунными отложениями, часто пестроцветными, с размывами и локальными стратиграфическими перерывами. Мощность их не более 2 км. Мощность большинства местных стратонов увеличивается в восточном направлении (Орадовская, 1974, 1988).

Следующий ярус чехла, обнаженный на больших площадях, образуют субаэральные вулканические, вулканогенно-осадочные породы девона–нижнего карбона. Их накоплению предшествовал перерыв в позднем ордовике–силуре, когда внедрились

щелочные средние и кислые породы Анмандыканского массива и несколько более поздние гранитоиды абкитского комплекса, самый крупный из массивов которого занимает площадь около 1000 км^2.

Вулканогенно-осадочные толщи, накапливавшиеся в континентальных и прибрежно-морских условиях, распространены на севере террейна. Они отличаются большим разнообразием пород и их сочетаний. Основание разреза не вскрыто, нижние горизонты на северо-востоке содержат ископаемую фауну верхней части нижнего девона. Нижне- и среднедевонская части разреза образованы субщелочными эффузивами преимущественно среднего и кислого состава и их туфами, чередующимися с алевролитами, песчаниками, кремнистыми сланцами и известняками. Характерны размывы и несогласия, наиболее значительное из которых в конце среднего–начале позднего девона выражено залеганием некоторых толщ позднеживетского и франского возраста на кристаллическом фундаменте либо ордовике. В верхнем девоне и нижнем карбоне доминируют осадочные породы, иногда с флорой. Вулканиты основного и главным образом среднего состава занимают подчиненное положение (Симаков, 1974; Терехов и др., 1984).

Субаэральные вулканиты, объединяемые в кедонскую серию, тяготеют к центральной части террейна и его западной окраине. Кедонская серия различными своими горизонтами резко несогласно залегает на всех более древних породах. Она сложена красноцветными вулканитами и ассоциирующими с ними вулканомиктовыми обломочными породами, соотношения между которыми варьируют в разных районах ареала распространения серии. Согласно данным крупномасштабных геологических съемок 1970–1980 гг. в серии основную долю составляют субщелочные и щелочные эффузивы, дифференцированные от основных до кислых разностей с преобладанием последних, а щелочноземельные лавы подчинены.

На основании корреляции с вулканогенно-осадочным разрезом остатков флоры и единичных находок ископаемой фауны возраст кедонской серии принят от конца раннего девона до начала раннего карбона. Основная часть ее накопилась, по-видимому, в конце среднего–первой половине позднего девона. Для лав из нижних горизонтов серии в Верхне-Омолонском поднятии есть Rb-Sr изохронные датировки 377±42 млн лет и 365±21 млн лет (Гагиева, 2001).

С кедонской серией связаны субвулканические и многочисленные мелкие, разной морфологии тела близповерхностных гранитоидов с порфировой структурой.

Верхние ярусы чехла представлены широко распространенным верхнепалеозойско-нижнемезозойским осадочным комплексом с большим участием вулканитов и верхнеюрско-неокомским вулканогенно-осадочным комплексом выполнения впадин.

Верхнепалеозойско-нижнемезозойский комплекс террейна отличается от одновозрастных отложений прилегающих районов сокращенными мощностями и большим разнообразием пород. На северной и восточной окраинах террейна комплекс начинается верхнекаменноугольными отложениями, с размывом и несогласием залегающими на нижнекаменноугольных, и наращивается обоими отделами перми. На остальной, большей его части он начинается отложениями нижней перми, трансгрессивно залегающими на фундаменте, нижнем палеозое и кедонской серии (Терехов и др., 1984).

В верхнем карбоне и перми севера и востока террейна преобладают тонкообломочные породы с примесью пепла. Есть также кремнистые или окремненные породы, пачки и прослои известняков, туфов основного, среднего и кислого состава, иногда базальтов и андезитов. Пермские отложения южной и центральной частей террейна отличаются большей долей известняков, присутствием глауконитсодержащих пород, значительной фациальной изменчивостью, малыми мощностями и их резкими колебаниями.

Триас залегает на верхней перми, вероятно, со стратиграфическим несогласием. Нижне-среднетриасовые и нижнекарнийские отложения представлены маломощными аргиллитами с прослоями битуминозных известняков; карнийские и норийско-рэтские несколько отличаются большим фациальным разнообразием. Преобладают тонкообломочные терригенные породы, есть мергели, глинистые известняки, линзы ракушечников, песчаники, местами туфы и лавы трахиандезитов. В основании верхнего нория установлены размыв и стратиграфическое несогласие.

Нижне- и среднеюрские отложения, завершающие разрез верхнепалеозойско-нижнемезойского яруса чехла террейна, согласно, а иногда со стратиграфическим перерывом залегают на верхнем триасе. Они широко распространены в опущенных блоках. В их составе преобладают вулканомиктовые и полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами, аргиллитами и конгломератами. Наиболее полные разрезы известны в западной части террейна. В центральной части, в междуречье Кедона и Омолона, установлены стратиграфические перерывы и размывы, углистые аргиллиты, в верхней части – линзы углей и слои с ископаемой флорой. Местами в нижней юре есть туфы и лавы субщелочных пород среднего и основного состава.

Верхнеюрский–нижнемеловой комплекс наложенных впадин начинается кимеридж-волжскими отложениями, с размывом и несогласием залегающими на нижней юре. Наряду с терригенными и вул-

каномиктовыми породами, накопившимися в прибрежно-морских условиях, известны туфы и лавы трахибазальтов, базальтов и андезитов.

Нижний мел несогласно перекрывает пермские, триасовые и юрские отложения. Он представлен вулканогенно-осадочными породами со значительным количеством туфов и лав базальтов, андезитов и дацитов, принадлежащих к трахибазальтовой формации (Лычагин и др., 1989). Вверх по разрезу мелководно-морские отложения сменяются флороносными континентальными. С верхнеюрско-нижнемеловым комплексом впадин тесно ассоциируют многочисленные мелкие тела субщелочных и щелочных интрузивных пород основного состава.

Восточная часть террейна перекрыта позднемеловыми вулканитами Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса.

ОРОГЕННЫЕ ПОЯСА ВОСТОКА АЗИИ

Орогенные пояса, окаймляющие с востока Северо-Азиатский кратон, а частью зажатые между ним и Сино-Корейским кратоном, формировались в раннем и позднем палеозое, мезозое и кайнозое.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ ПОЯСА

Эти пояса – Аргунский и Бурея-Ханкайский – располагаются на юге рассматриваемой территории между Северо-Азиатским и Северо-Китайским кратонами (рис. 4.13). Определяющую роль в их формировании играли коллизионные процессы.

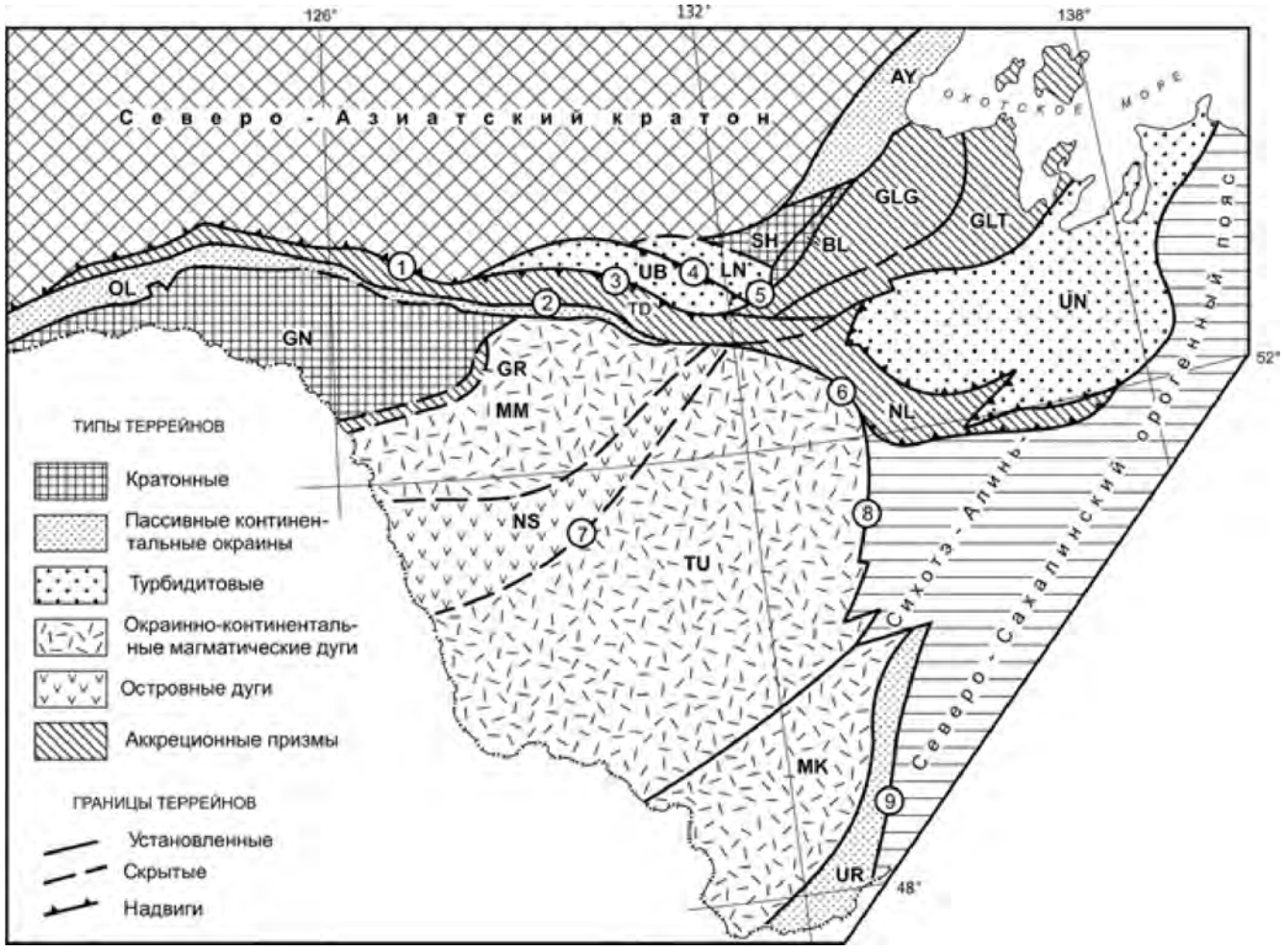


Рис. 4.13. Схема расположения террейнов юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона.

BL – Баладекский блок Северо-Азиатского кратона; Аргунский орогенный пояс, террейны: OL – Ольдойский, GN – Гонжинский, GR – Гарьский, MM – Мамынский; NS – Нора-Сухотинский террейн Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса; Монголо-Охотский орогенный пояс, террейны: TD – Тукурингра-Джагдинский, UB – Унья-Бомский, LN – Ланский, NL – Ниланский и UN – Ульбанский; Охотско-Корякский орогенный пояс, террейны и субтеррейны: AY – Аянский террейн, субтеррейны Галамского террейна: GLG – р. Галам, GLT – Тугурский; Буреинский супертеррейн Бурея-Ханкайского орогенного пояса, террейны: TU – Туранский, MK – Малохинганский, UR – Урмийский.

Разломы: 1 – Северо-Тукурингрский, 2 – Южно-Тукурингрский, 3 – Джелтулинский, 4 – Ланский, 5 – Улигданский, 6 – Пауканский, 7 – Селемджинский, 8 – Тастахский, 9 – Курский

АРГУНСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС

Этот пояс располагается между Монголо-Охотским и Южномонгольско-Хинганским орогенными поясами. По мнению ряда авторов (Парфенов и др., 2003), его строение сходно со строением позднерифейского Циркум-Сибирского орогенного пояса, обрамляющего с юга Северо-Азиатский кратон. Это сходство выражено присутствием позднерифейских офиолитов и островодужных образований, а также раннедокембрийских кристаллических сланцев и гнейсов, несогласно перекрытых вендскими и кембрийскими отложениями. Предполагается, что Аргунский супертеррейн был отчленен от южной окраины Сибирского континента в посткембрийское время при раскрытии Монголо-Охотского океана. На юге Дальнего Востока в его составе выделяются Ольдойский, Гонжинский, Гарьский и Мамынский террейны (см. рис. 4.13).

Ольдойский террейн (фрагмент палеозойской пассивной окраины) самый северный в Аргунском орогенном поясе. По Южно-Тукурингрскому разлому он граничит с Монголо-Охотским орогенным поясом. В его строении принимают участие (рис. 4.14): 1) силурийские кварцевые песчаники, алевролиты, конгломераты с редкими прослоями известняков (омутнинская свита, 1300–2500 м) и нижнедевонские алевролиты, песчаники и конгломераты (большеневерская свита, 500–1000 м), 2) нижне-среднедевонские известняки, песчаники и алевролиты (имачинская свита, 500–900 м), 3) средне-верхнедевонские (живет-франские) алевролиты и песчаники с прослоями известняков (ольдойская и тепловская свиты, около 1500 м) и нижнекаменноугольные (турне-визейские) песчаники, алевролиты и конгломераты с прослоями известняков (типаринская свита, 500–900 м) (Решения…, 1994). Силурийские отложения содержат тувелловую ископаемую фауну брахиопод, характерную для Монголо-Тувинской провинции (Шишкина и др., 1974; Попеко и др., 1993) и найденную на рассматриваемой территории в силурийских отложениях Нора-Сухотинского и Мамынского террейнов. Нижне-среднедевонские отложения охарактеризованы обильными остатками кораллов, мшанок и брахиопод, близкими по систематическому составу к одновозрастным комплексам Тувы, Монголии и Забайкалья (Монголо-Охотская провинция) (Грацианова, Шишкина, 1982; Попеко и др., 1993). Некоторые виды живетского комплекса брахиопод Ольдойского террейна известны в Тукурингра-Джагдинском и Ланском террейнах Монголо-Охотского пояса (Турбин и др., 1974). Раннекаменноугольные мшанки и брахиоподы сходны с одновозрастными формами Забайкалья, Монголии, Рудного Алтая и Кузбасса. Силурийские отложения местами метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

Перечисленные отложения образуют субширотные асимметричные линейные складки шириной до 3–10 км. Их северные крылья обычно более крутые (65–75°, до вертикальных и опрокинутых), южные более пологие (25–45°). Местами они осложнены более мелкими симметричными и асимметричными складками шириной до 50 м и флексурами.

В северной части террейна параллельно Южно-Тукурингрскому разлому прослеживается цепочка интрузий габбро-диорит-плагиогранитного состава, объединяемых в урушинский интрузивный комплекс. Обычно эти интрузии прорывают лишь силурийские и нижне-среднедевонские отложения, но были установлены случаи прорывания ими и нижнекаменноугольной типаринской свиты (Мартынюк и др., 1990). K-Ar возраст их от 204 до 257 млн лет и Rb-Sr – 256±7,35 млн лет (Дриль, Сорокин, 1998).

Ольдойский террейн несогласно перекрыт верхнетриасовыми и юрскими мелководно-морскими терригенными отложениями Верхне-Амурского осадочного бассейна, который сформировался после амальгамации Ольдойского и Гонжинского террейнов. Раннемеловые вулканиты среднего и кислого состава, континентальные кластические породы с флорой и одновозрастные гранитоиды, в целом образующие Умлекано-Огоджинский пояс (см. гл. 5), связывают Ольдойский, Гонжинский, Мамынский и Туранский террейны.

Гонжинский террейн (фрагмент докембрийской–раннепалеозойской пассивной окраины) с юга примыкает к Ольдойскому. Метаморфический фундамент террейна представлен двумя структурно-вещественными комплексами: верхнеархейским (гонжинская серия) и палеопротерозойским (чаловская серия). В составе гонжинской серии выделены три согласно перекрывающие друг друга свиты (снизу вверх): иганская – мощностью 650 м (биотитовые гнейсы, реже – гранат-биотитовые и гранат-двуслюдяные гнейсы с прослоями роговообманковых и биотит-роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев с абсолютным возрастом более 2160±100 млн лет); смольнинская – мощностью 1600–2150 м (чередование биотитовых, роговообманково-биотитовых, диопсид-роговообманковых гнейсов, кристаллических сланцев с прослоями двуслюдяных, гранат-биотитовых, дистен-гранат-биотитовых, гранат-ставролит-биотитовых гнейсов, мраморов, кальцифиров, кварцитов) и бекетская – мощностью 1900 м (роговообманковые и биотит-роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы и амфиболиты, реже – биотит-роговообманковые, гранат-биотитовые двуслюдяные гнейсы) (Решения…, 1994; Карсаков, 1995). Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, обладают повышенной общей железистостью, низкой магнезиальностью, бедны щелочами (Козловский, 1988). Температура

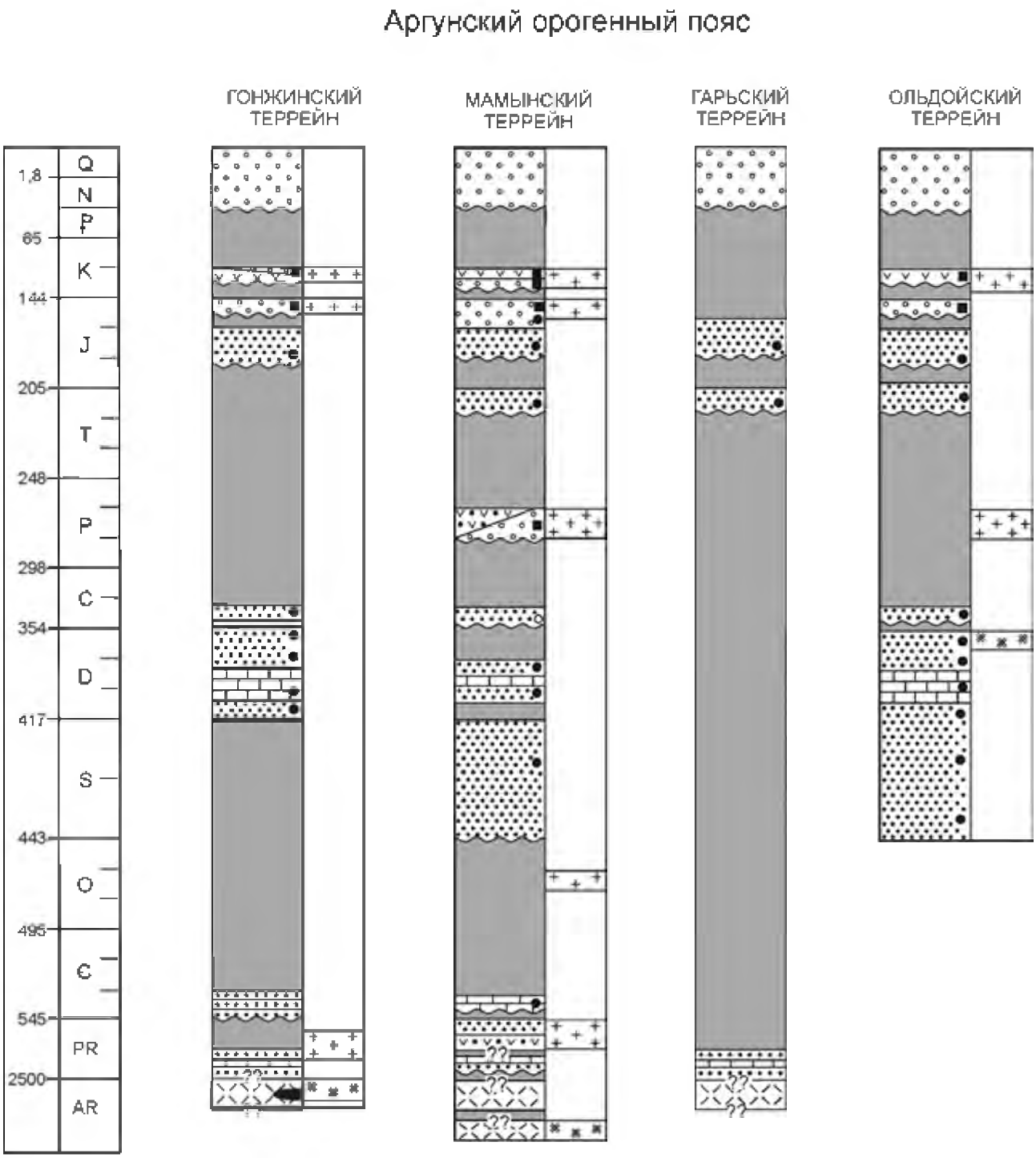


Рис. 4.14. Тектоно-стратиграфические колонки для террейнов Аргунского орогенного пояса.
Условные обозначения см. на рис. 4.8

метаморфизма, по данным Л.П. Карсакова, составляла 600–636 °С. Исходным материалом являлись карбонатно-терригенные и вулканогенные образования (Карсаков, 1995). Складчатые дислокации представлены куполовидными структурами, достигающими иногда 10 км в поперечнике, с пологими (10–30°) углами падения на крыльях. Крылья этих структур с размахом в первые метры осложнены изоклинальными складками (Мартынюк и др., 1990; Карсаков, 1995). Купола образуют цепочки, ориентированные в разных направлениях, среди которых преобладают северо-восточное и северо-западное (Козловский, 1988). Позднеархейский интрузивный магматизм проявлен в виде мелких тел доскладчатых метаперидотитов, метагаббро, габбро-амфиболитов, ассоциированных с метаморфитами гонжинской серии. Да-

тируемые поздним археем гнейсовидные граниты, плагиограниты, гранодиориты образуют плито- и линзообразные тела мощностью до 300 м в ядрах купольных структур. Гранитоиды интенсивно рассланцованы и милонитизированы. Для них характерен натриевый тип щелочности. Позднеархейские интрузии не несут признаков определенной металлогенической специализации (Мартынюк и др., 1990).

Палеопротерозойский комплекс (чаловская серия) объединяет неравномерно метаморфизованные (от слабометаморфизованных, сохранивших признаки первичного происхождения, до перекристаллизованных в условиях зеленосланцевой фации) терригенные, хемогенные и вулканогенные образования общей мощностью до 2400 м. Нижняя часть разреза сложена преимущественно переслаивающимися метапесчаниками и метаалевролитами (640 м). В средней части (1200 м) преобладают метаморфические сланцы (хлоритовые, серицитовые, хлорит-серицитовые, биотитовые, гранат-биотитовые, актинолитовые, актинолит-эпидотовые). Верхняя часть (500 м) представлена метаморфизованными вулканитами основного и среднего состава (Карсаков, 1995; Решения..., 1994; Мартынюк и др., 1990). Взаимоотношения с гонжинской серией повсюду тектонические (Карсаков, 1995).

В пределах Гонжинского террейна широко распространены интрузивные образованиия, относимые к раннему протерозою. В их составе выделяют 3 фазы (Мартынюк и др., 1990). К наиболее ранней относятся линзовидные тела метаперидотитов, залегающие среди пород чаловской серии, часто имеющие с последней тектонические контакты. Вторая фаза представлена интрузиями гнейсовидных кварцевых диоритов, гранодиоритов и диоритов (Тындинский, Верхнегонжинский и другие массивы), для которых, наряду с тектоническими, отмечены рвущие контакты с чаловской серией. К завершающей фазе раннепротерозойского магматизма отнесены граниты и плагиограниты Чаловского, Улькуктинского и других массивов, прорывающих чаловскую серию. Существенные различия химического состава дают основания сомневаться в принадлежности этих массивов к единому комплексу. Так, если в гранитах Чаловского массива содержание окиси натрия вдвое превосходит содержание окиси калия, то в аналогичных породах Улькуктинского массива соотношения щелочей обратные (Мартынюк и др., 1990).

В последнее время в пределах Гонжинского террейна по аналогии с Приаргуньем выделяют вендниижнекембрийские образования терригенно-карбонатного состава, метаморфизованные в фации зеленых сланцев, несогласно залегающие на раннепротерозойских гранитоидах (Геологическая карта..., 1999), что в какой-то мере определяет верхнюю возрастную границу последних.

Более молодые девонские (большеневерская, имачинская, ольдойская свиты) и нижнекаменноугольные (типаринская свита) отложения представлены морскими мелководными терригенными толщами, обнажены в локальных тектонических блоках.

Среднеюрские терригенные мелководно-морские отложения ошурковской и осежинской свит связывают Гонжинский террейн с Ольдойским и Гарьским террейнами. Нижнемеловые вулканиты среднего и кислого состава и гранитоиды Умлекано-Огоджинского пояса (см. гл. 5) перекрывают и интрудируют Гонжинский, Ольдойский, Мамынский и Туранский террейны (Решения..., 1994; Натальин, 1991; Мартынюк и др., 1990; Вольский, 1983; Козловский, 1988; Геологическая карта..., 1999).

Гарьский террейн (фрагмент докембрийской аккреционной призмы с офиолитами) образует линзовидную полосу, разделяющую Гонжинский и Мамынский террейны. Состоит из зеленокаменных пород, метатуфов, метавулканитов, метапесчаников, кварцитов, филлитов, известняков, серпентинитов, габбро, линз ультраосновных пород, которые превращены в меланж (см. рис. 4.14). В составе метавулканитов сочетаются породы с признаками как низкощелочной толеит-базальтовой, так и щелочной оливин-базальтовой формаций (Мартынюк и др., 1990). Изотопный возраст метадиабазов, определенный Rb-Sr методом, 1799±42 млн лет. Приуроченные к ним тела гипербазитов имеют изотопный возраст 1,9–2,2 млрд лет (Rb-Sr метод) (Геологическая карта..., 1999). В бассейне р. Гарь установлены пласты железных руд. С гипербазитами связаны проявления золотой минерализации и отмечаются признаки платиноносности (Козловский, 1988; Мартынюк и др., 1990). Террейн перекрыт мощной толщей морских верхнетриасовых терригенных отложений (калахтинская, малокалахтинская, наптаргинская, неупокоевская свиты), охарактеризованной обильными *Monotis* и *Halobia,* и юрскими отложениями (ураловкинская, ускалинская, аякская, депская, молчановская свиты), которые перекрывают также Ольдойский, Гонжинский и Мамынский террейны (Геологическая карта..., 1999; Мартынюк и др., 1990).

Мамынский террейн (фрагмент палеозойской окраинно-континентальной магматической дуги) занимает северо-восточную часть Аргунского супертеррейна. На севере он граничит с Монголо-Охотским орогенным поясом, на западе – с Гарьским, а на юго-востоке – с Нора-Сухотинским террейнами. Метаморфический фундамент представлен двумя комплексами стратифицированных пород – архейским и верхнепротерозойским. В архейском комплексе различаются нижнеархейские(?) и верхнеархейские(?) образования (Решения..., 1994; Геологическая карта..., 1999).

К нижнему архею отнесен мамынский комплекс, слагающий узкий тектонический блок (2×20 км) в бассейне рек Нинни и Сагоян на севере террейна (Геологическая карта..., 1999; Решения..., 1994). Этот комплекс образован высокоглиноземистыми гнейсами и кристаллическими сланцами с гранатом, кордиеритом, силлиманитом и графитом, гранатовыми гранулитами и кварцитами, первоначально метаморфизованными в гранулитовой фации и претерпевшими низкотемпературный диафторез (Карсаков, 1995; Геологическая карта..., 1999). В составе комплекса установлены мелкие тела габбро-амфиболитов, габбро, плагиогранитов, мигматизированных анатектоидных гнейсогранитов, прорванных гнейсолейкогранитами с голубоватым кварцем (Мартынюк и др., 1990; Геологическая карта..., 1999). По единичным замерам устанавливается моноклинальное залегание нижнеархейских образований с падениями на юго-запад под углами 20–70° (Козловский, 1988).

Верхнеархейские(?) образования слагают крупный блок в северо-западной части террейна, граничащий на западе с метабазит-гипербазитовым меланжем Гарьского террейна. В их составе присутствуют роговообманковые гнейсы, амфиболиты с линзами мраморов и кварцитов (Решения..., 1994; Карсаков, 1995; Геологическая карта..., 1999). Доля мраморов и кварцитов невелика. Минеральные парагенезисы в гнейсах соответствуют условиям амфиболитовой фации. Комплекс включает также метагабброиды, слагающие в гнейсах согласные с кристаллизационной сланцеватостью тела. Гнейсы и габброиды пронизаны телами гнейсовидных биотитовых гранитов и плагиогранитов, сопровождающимися широкими зонами мигматизации и обладающими признаками ультраметаморфогенного происхождения (Мартынюк и др., 1990; Карсаков, 1995). Отличительными особенностями гранитов и плагиогранитов являются аномально низкое содержание калия и извести и пониженное количество фемических минералов (Козловский, 1988). Верхнеархейский комплекс смят в складки северо-восточного до меридионального простирания.

Верхнепротерозойские (рифейские) образования представлены (снизу вверх) неклинской толщей (слюдисто-кварцевые сланцы и метапесчаники общей мощностью 2500 м), дагмарской толщей (метапесчаники с пластами слюдистых и зеленых сланцев, мраморизованных известняков и мраморов, 3250 м); вулканогенной толщей мощностью 520 м (метаморфизованные риолиты, их туфы и игнимбриты, дациты, реже андезиты, объединенные в октябрьский вулканический комплекс). Венчает разрез верхнего протерозоя условно датируемая вендом чагоянская свита (1600 м), представленная мраморизованными известняками с прослоями слюдистых сланцев, песчаников, порфиритоидов, редко – желваковых фосфоритов (Решения..., 1994). В терригенных породах, вмещающих известняки с раннекембрийской фауной, обнаружены обломки риолитов, хотя идентификация их с октябрьскими риолитами ненадежна (Мартынюк и др., 1990). Радиологический (K-Ar) возраст октябрьских риолитов 492 млн лет.

С породами неклинской и дагмарской свит ассоциированы батолитоподобные плутоны гранитоидов октябрьского комплекса, занимающих большую часть площади террейна. Они прорывают также вендские (?) вулканиты и перекрываются мамынской свитой силурийского возраста. Эти гранитоиды образуют несколько фаз и принадлежат к известково-щелочной петрохимической серии нормального и субщелочного рядов. K-Ar датирование дало цифру 495 млн лет. Такие же значения получены U-Pb методом по цирконам (Сорокин и др.). На геологических картах последних лет (Геологическая карта..., 1999; и др.) они индексированы средним ордовиком.

Докембрийский фундамент террейна перекрыт палеозойскими отложениями, в составе которых присутствуют: 1) нижнекембрийские известняки, переслаивающиеся с алевролитами и известковистыми аргиллитами общей мощностью 250 м (косматинская толща); известняки содержат остатки позднеатдабанских археоциат, близких по систематическому составу к восточносаянским (Беляева, 1988); 2) силурийские слабодислоцированные мелководноморские терригенные отложения общей мощностью около 2000 м (мамынская свита), в которых существенную роль играют аркозовые и кварцевые гравелиты и песчаники, пестроцветные алевролиты и аргиллиты, содержащие тувелловую фауну; 3) нижнесреднедевонские песчаники, алевролиты, известняки общей мощностью около 1800 м, содержащие обильные остатки мшанок, брахиопод, криноидей тувино-монгольского типа (Попеко и др., 1993); 4) пермские(?) андезито-базальты, риолиты и, вероятно, связанные с ними пермские гранитоиды, образующие крупные батолиты, а также верхнепермские континентальные конгломераты, гравелиты, песчаники, углистые аргиллиты (900 м, адамихинская толща) с ангарской флорой.

Перекрывающими образованиями являются: 1) верхнетриасовые морские и юрские морские и континентальные отложения Зейско-Депского бассейна, 2) нижнемеловые вулканиты (перемыкинская и талданская свиты) и ассоциирующие с ними позднеюрские–раннемеловые гранитоиды (верхнеамурский и буриндинский комплексы), входящие в состав Умлекано-Огоджинского вулкано-плутонического пояса, 3) кайнозойские континентальные кластические отложения Амуро-Зейского осадочного бассейна (см. гл. 6) (Решения..., 1994; Геологическая карта..., 1999; Козловский, 1988; Мартынюк и др.,

1990). Перекрывающие комплексы связывают между собой Мамынский, Гонжинский, Ольдойский и Туранский террейны.

БУРЕЯ-ХАНКАЙСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС

Бурея-Ханкайский орогенный пояс расположен между Нора-Сухотинским террейном и Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинским орогенным поясом. На российском Дальнем Востоке он представлен Ханкайским и Буреинским супертеррейнами, а на смежной китайской территории к ним примыкает Цзямусинский террейн (Ханчук, 1993).

Буреинский супертеррейн

Буреинский супертеррейн включает докембрийские (?)–раннепалеозойские Туранский, Малохинганский и Урмийский террейны (см. рис. 4.13). Ранние из перекрывающих и «сшивающих» комплексов представлены девонскими и пермскими вулканическими и осадочными породами и палеозойскими гранитами (рис. 4.15). Северо-восточной его границей с Монголо-Охотским орогенным поясом является Пауканский разлом; от расположенного северо-западнее Нора-Сухотинского террейна пояс отделен Селемджинским разломом, а на востоке Тастахский и Куканский разломы отделяют его от Баджальского террейна Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса.

Малохинганский террейн (фрагмент палеозойской окраинно-континентальной магматической дуги, наложенной на более древний аккреционный комплекс) расположен на юге российской части Буреинского супертеррейна. Фундамент его сложен метаморфическими образованиями, фрагментарные выходы которых присутствуют среди разновозрастных гранитоидов, доминирующих на площади террейна. Эти образования объединены в амурскую серию, состоящую (снизу вверх) из туловчихинской, дичунской и урильской свит. Туловчихинская свита (2000 м) включает биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы с прослоями гранат-биотитовых, силлиманит- и кордиеритсодержащих гнейсов и сланцев, местами – мраморов и кальцифиров, слюдистых, амфибол-хлоритовых кристаллических сланцев, амфиболитов и кварцитов. Дичунская свита (500 м) представлена амфиболитами, амфиболовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, реже кальцифирами. Урильская свита (2000 м) образована разнообразными кристаллическими сланцами, содержит линзы железистых кварцитов, высокоглиноземистых пород, реже мраморов, эпидот-биотитовых и эпидот-роговообманковых гнейсов (Карсаков, 1983). Первоначально предполагалось, что эта последовательность непрерывна (Решения…, 1994; и др.), а возраст амурской серии определялся в диапазоне от позднего архея (Решения…, 1994; Геологическая карта…, 1999; Карсаков, 1995) до раннего протерозоя (Кулиш, 1978).

Позднее метаморфические породы террейна и ассоциирующие с ними магматические образования были объединены в докембрийский гнейсово-мигматитовый (буреинский) и нижнепалеозойский сланцево-меланжевый (урильский) комплексы (Карсаков и др., 1992; Карсаков, 1995).

В состав буреинского комплекса включены образования туловчихинской и дичунской свит, метаморфизованные в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях, и ассоциируюшие с ними гнейсограниты и габбро-амфиболиты, известные под названиями древнебуреинского и амурского интрузивных комплексов (Карсаков и др., 1992; Карсаков, Змиевский, 1990). Проявлений рудной минерализации, связанных с древнебуреинским интрузивным комплексом, не установлено.

Породы буреинского комплекса образуют протяженные (до первых десятков километров) линейные складки субмеридионального простирания, нередко асимметричные, наклонные и запрокинутые, осложненные складками высоких порядков. Углы падения крыльев складок от 20–30 до 50–70° и более. Этому структурному плану подчинены и тела ультраметаморфогенных гранитоидов древнебуреинского комплекса (Государственная геологическая карта…, 1995).

Аналогом буреинского комплекса на территории Цзямусинского террейна является машаньский комплекс (Карсаков и др., 1992). В составе комплекса присутствуют ортогнейсы и метаосадочные (в том числе кластические) породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций (Wilde et al., 2000; Wilde, 2001). Возраст машаньского комплекса определялся от архея (Dang, Li, 1993; Song et al., 1993; и др.) до позднего протерозоя. С. Уайльд, критически проанализировав полученные ранее разными авторами изотопные данные о возрасте этих комплексов, пришел к выводу об их невалидности (Wilde et al., 2000). По обломочным цирконам из метаосадочных пород, не подвергшимся перекристаллизации в процессе метаморфизма, U-Pb методом (SHRIMP) им были получены цифры от ~550 до 1900 млн лет (Wilde, 2001), которые указывают на палеопротерозойский–раннекембрийский возраст пород питающих провинций. Для цирконов из метадиорита, образовавшихся в период кристаллизации протолита, получен возраст в интервале от 530 до 1274 млн лет (Wilde et al., 2000). Возраст метаморфизма как ортогнейсов, так и парагнейсов машаньского комплекса одинаков – около 500 млн лет (Wilde, 2001; Wilde et al., 2000). Это дает основание считать, что тектоническое совмещение исходных пород произошло до указанного события.

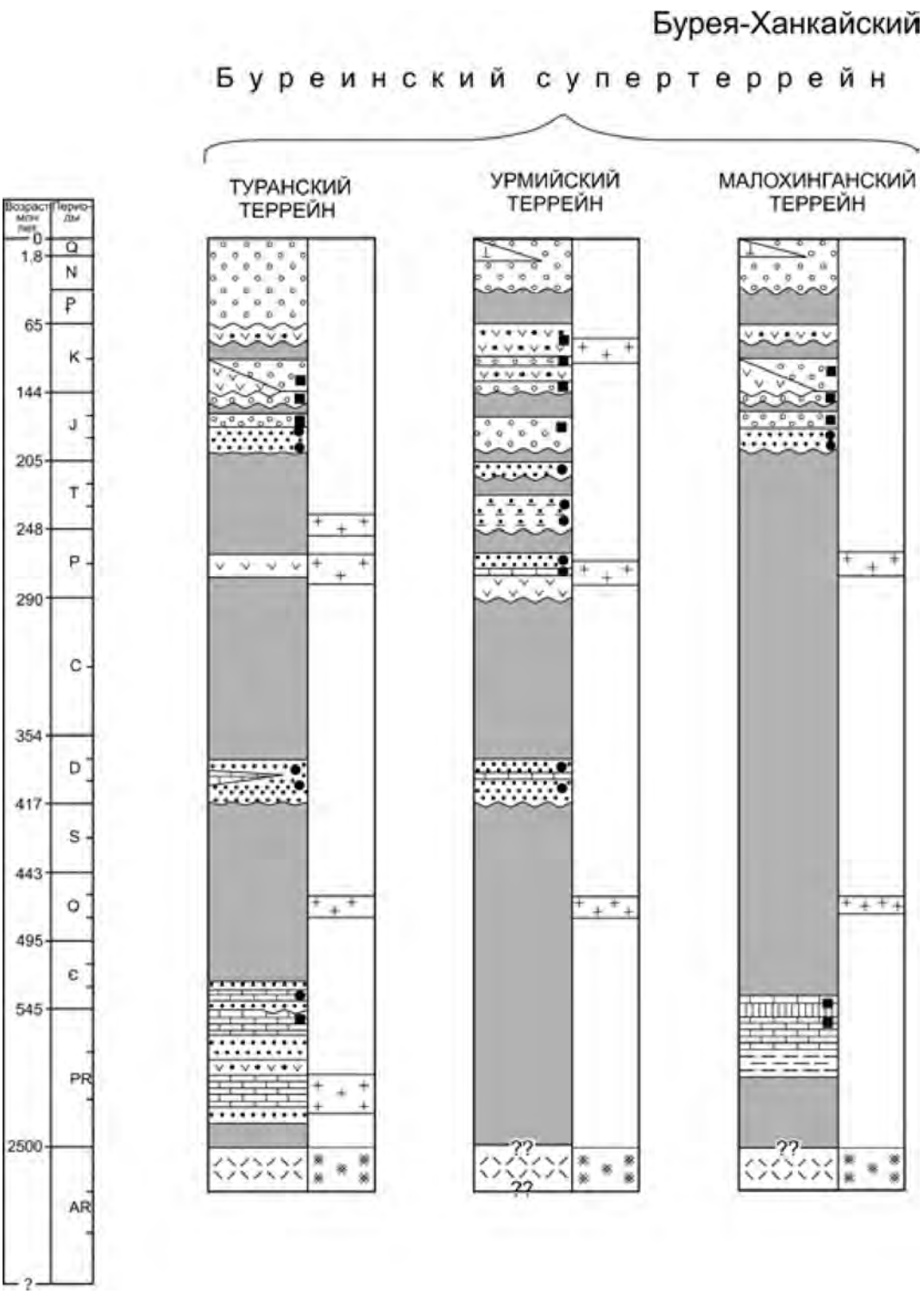


Рис. 4.15. Тектоно-стратиграфические колонки для террейнов Бурея-Ханкайского орогенного пояса.

Условные обозначения см. на рис. 4.8

Если корреляция буреинского и машаньского комплексов верна, то с учетом приведенных данных можно полагать, что возраст буреинского комплекса не древнее позднего кембрия.

Относительно более высокое стратиграфическое положение занимает зонально метаморфизованный ниманский комплекс (Карсаков, Змиевский, 1990; Карсаков и др., 1990), в котором преобладают графитовые сланцы, кварциты, мраморы, в меньшей мере – зеленые и глиноземистые сланцы общей мощностью 1700 м. Возраст комплекса считался раннепротерозойским (Решения…, 1994), однако ряд исследовате-

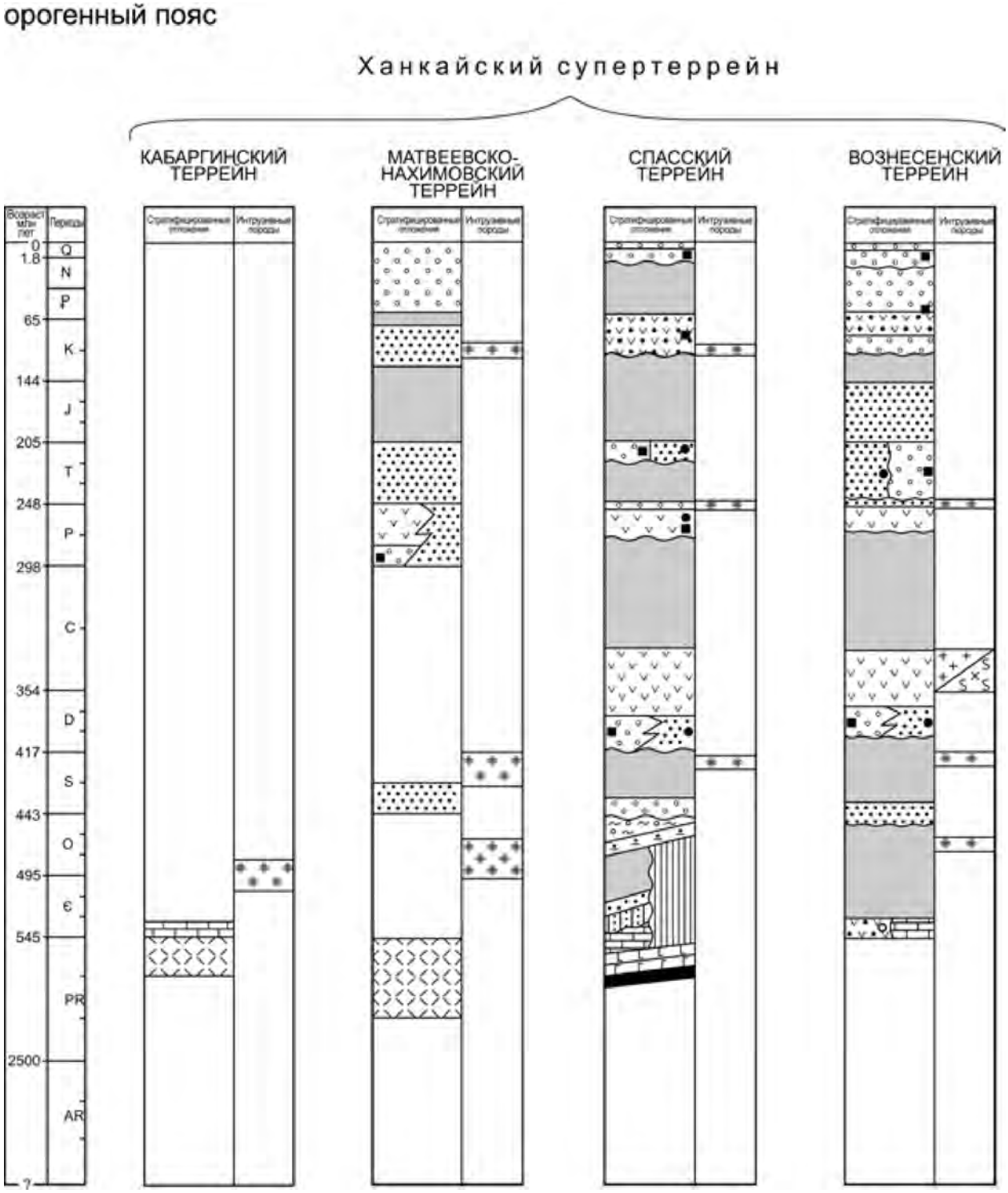


Рис. 4.15. Окончание

лей считают этот комплекс неотъемлемой частью более молодого хинганского комплекса (Васькин, 1990).

В состав терригенно-карбонатного хинганского комплекса входят (снизу вверх) игинчинская (900–1000 м), мурандавская (1300–2500 м), рудоносна (400–600 м), лондоковская (800–1000 м) свиты и кимканская толща (1900–2000 м (рис. 4.15). Игинчинская свита состоит из переслаивающихся песчаников и алевролитов, в меньшей степени – кварц-серицитовых сланцев, филлитов с редкими линзами магнезитов. В мурандавскую свиту объединены доломиты с линзами магнезитов, фтанитов, глинистых и кремнистых углеродистых аргиллитов, горизонтами переслаивающихся песчаников и алевролитов. Для рудоносной свиты характерны углеродистые и безуглеродистые кремнистые породы с прослоями

гематит-магнетитовых руд, песчаников, алевролитов, доломитов, известняков и микрозернистых фосфоритов. Лондоковская свита включает известняки, редко доломиты с прослоями глинистых и углеродистых кремнисто-глинистых сланцев, в средней и верхней частях присутствуют известняковые и известняково-фосфоритовые брекчии и фосфориты. Кимканская толща включает брекчии, гравелиты, конгломераты, глинистые сланцы, алевролиты, метариолиты и кремнистые породы с пластами магнетитовых и гематит-магнетитовых руд, графитистые кварциты. Мурандавская, рудоносная и лондоковская свиты охарактеризованы микрофитолитами, спикулами губок, раковинами брахиопод, характерными для нижнеатдабанских отложений Западного Саяна, Тувы, Кузнецкого Алатау (Васькин и др., 1990; Роганов и др., 1990). Вопрос о нижней возрастной границе хинганского комплекса требует уточнения.

Урильский сланцево-меланжевый комплекс сложен разнообразными кристаллическими сланцами с альбитом и гранатом, линзами и прослоями железистых кварцитов. Он содержит многочисленные бескорневые блоки серпентинизированных гипербазитов, ортоамфиболитов, пород гнейсо-мигматитового комплекса, доломитов мурандавской свиты в сланцевом (в том числе глаукофан-сланцевом) матриксе. Изотопный возраст включений колеблется от 2336 до 414 млн лет (6 определений) (Карсаков, 1995). Метаморфизм комплекса происходил в условиях зеленосланцевой фации при повышенных давлениях, о чем свидетельствует присутствие глаукофана. Характерно незакономерное распределение линз и блоков пород разного состава. Предполагается, что комплекс представляет собой зону тектонического меланжа с офиолитами (Карсаков, 1995), маркирующую сутуру субмеридионального простирания. Возраст сутуры послехинганский (породы хинганского комплекса присутствуют в меланже), но до внедрения раннепалеозойских гранитов биробиджанского комплекса и до метаморфизма, возраст которого 400–450 млн лет.

Продолжением урильского комлекса на территории КНР является лунцзянский комплекс. Возраст метаморфизма зеленосланцевой фации определен здесь в интервале 400–450 млн лет (Zhang, Cao, 1991).

Перечисленные образования Малохинганского террейна прорваны гранитоидами биробиджанского и бирского интрузивных комплексов. Биробиджанский комплекс представлен крупными массивами, вытянутыми в субмеридиональном или северо-восточном направлениях согласно простиранию вмещающих толщ. Основной объем интрузий слагают порфировидные биотитовые граниты массивной, иногда слабогнейсовидной текстуры. Характерной особенностью гранитов комплекса является присутствие порфиробластов микроклина, слагающих от 30 до 70 % объема породы (Мартынюк и др., 1990).

В бирский интрузивный комплекс объединяются интрузии, сложенные двуслюдяными массивными или гнейсовидными гранитами, прорывающими граниты биробиджанского комплекса. Как биробиджанские, так и бирские граниты принадлежат одинаковому калиевому типу калиево-натриевой серии. Они обладают повышенной радиоактивностью и сходной олово-редкометалльной геохимической специализацией. Для биробиджанских гранитов известны наиболее древние K-Ar датировки (по биотиту) 483 млн лет (Мартынюк и др., 1990). Существенно меньшие площади занимают интрузии биотитовых и биотит-амфиболовых гранитов и гранодиоритов, относимых к пермскому тырма-буреинскому интрузивному комплексу (Геологическая карта…, 1999).

Ранними из перекрывающих образований являются юрские терригенные толщи. Меловые образования Хингано-Охотского вулкано-плутонического пояса связывают между собой Малохинганский, Урмийский, Баджальский, Ниланский и Ульбанский террейны (Козловский., 1988; Натальин, 1991; Геологическая карта…, 1999).

Туранский террейн (фрагмент палеозойской окраинно-континентальной магматической дуги) занимает северную часть Буреинского супертеррейна. Фундамент террейна представлен метаморфическими образованиями, слагающими фрагментарные выходы среди широко распространенных гранитоидов и объединенными в дягдаглейскую толщу, тастахскую серию и нятыгранскую свиту. Возраст этих образований считался архейским и раннепротерозойским (Решения…, 1994), но с учетом приведенных выше материалов о возрасте метаморфитов Малохинганского и Цзямусинского террейнов (являющихся, по общему мнению, аналогами рассматриваемых образований) они вполне могут быть датированы кембрием.

Нижняя часть дягдаглейской толщи сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, двуслюдяными, силлиманит-биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, содержащими пачки и прослои амфиболитов, кварцитов, мраморов общей мощностью около 1000 м. В верхней части разреза преобладают амфиболиты, роговообманковые, биотит-роговообманковые и другие кристаллические сланцы с прослоями биотитовых, двуслюдяных, гранат-силлиманитовых гнейсов, кварцитов и мраморов суммарной мощностью около 1500 м (Решения…, 1994). Толща метаморфизована в условиях амфиболитовой фации. Тастахская серия распространена на востоке террейна, включает саганарскую (гранат-биотитовые, биотитовые, гранат-графит-биотитовые гнейсы, кварци-

ты, амфиболиты) и лепиканскую (графитовые, слюдистые кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы, кварциты, амфиболиты) свиты. Общая мощность серии около 3000 м (Решения…, 1994).

Нятыгранская свита включает слюдистые, гранат- и кордиеритсодержащие сланцы, с пластами графитовых сланцев, кварцитов и мраморов общей мощностью 1700 м (Решения…, 1994).

В северо-западной и юго-восточной частях террейна около границ с Нора-Сухотинским и Малохинганским террейнами с породами метаморфического комплекса тесно ассоциированы доскладчатые серпентинизированные гипербазиты салокачанского комплекса, пластовые и линзообразные тела габбро, габбро-амфиболитов и пироксенитов амурского комплекса. Наиболее поздними среди этих магматических образований являются соскладчатые тела гнейсогранит-гранодиорит-гранитного состава и мигматит-плутоны ультраметаморфогенного типа, объединенные в древнебуреинский комплекс (Мартынюк и др…, 1990).

Более молодые стратиграфические единицы представлены (см. рис. 4.15): 1) слабометаморфизованными вулканитами кислого и среднего состава, метапесчаниками, метаалевролитами и метаконгломератами общей мощностью около 2,5 тыс. м (туранская серия); 2) мраморизованными известняками, содержащими микрофитолиты, доломитами общей мощностью 700 м (мельгинская свита), распространенными в центральной части террейна в так называемом Мельгинском троге; 3) согласно залегающими на мельгинской свите нижнекембрийскими кластическими породами с горизонтами известняков, охарактеризованными микрофитолитами и археоциатами (чергиленская и аллинская свиты, 1300 м). Атдабанские комплексы археоциат обнаруживают большое сходство с одновозрастными археоциатами Восточного Саяна (Беляева, 1988). Отмечены небольшие по площади выходы нижне-среднедевонских кварцевых и аркозовых песчаников, аргиллитов и углистых аргиллитов и алевролитов с пластами известняков (мощность около 2000 м), несогласно перекрывающих метаморфические образования. Присутствующие в этих образованиях остатки морской фауны типичны для девонских отложений Центрально-Азиатского пояса (Парфенов и др., 1999).

В центральной части террейна, в нижнем течении р. Тырма, установлены покровы калиевых вулканитов и субвулканические образования риолит-трахириолит-дацитового состава с абсолютным возрастом (K-Ar) 283 млн лет.

Значительную часть террейна занимают разновозрастные интрузии преимущественно гранитоидного состава. Интрузии, прорывающие нятыгранскую свиту, объединены в одноименный комплекс, включающий граниты, кварцевые диориты и плагиограниты, с которыми связаны проявления молибдена, свинца и меди. Галька нятыгранских гранитоидов отмечается в конгломератах туранской серии (Мартынюк и др., 1990).

Раннепалеозойские гранитоиды объединены в кивилийский и суларинский комплексы. Кивилийский комплекс представлен порфировидными крупно- и гигантозернистыми биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами, реже плагиогранитами и гранодиоритами, иногда переходящими в кварцевые диориты, прорывающими вулканогенно-осадочные образования туранской серии. Породы характеризуются калиевым типом щелочности, в некоторых массивах установлены повышенные содержания цинка, бериллия, никеля и молибдена. Методом термоионной эмиссии получены датировки для этих гранитоидов 550 млн и 480 млн лет (Мартынюк и др., 1990).

Суларинский интрузивный комплекс представлен крупными массивами биотитовых, реже двуслюдяных гранитов и гранодиоритов. Рядом исследователей суларинский комплекс включается в состав кивилийского интрузивного комплекса (Мартынюк и др., 1990).

До 50 % территории Туранского террейна занимают крупные (до 2–3 тыс. км^2), многофазные интрузии гранитоидов (габбро-диорит-гранодиорит-гранитового ряда) тырмо-буреинского интрузивного комплекса. Наиболее распространены биотит-роговообманковые гранодиориты и граниты, а также биотитовые граниты. Интрузии вытянуты в северо-восточном направлении, прорывают нижне-среднедевонские отложения и вмещают, в свою очередь, допозднетриасовые интрузии алтахтинского и харинского комплексов. Калий-аргоновые датировки гранитоидов не опускаются древнее ранней перми. С учетом сказанного на последних картах возраст комплекса принят позднепалеозойским (Государственная геологическая карта…, 1995) или пермским (Геологическая карта…, 1999). С тырмо-буреинским комплексом связаны месторождения молибдена, а также проявления оловянной, вольфрамовой, висмутовой и бериллиевой минерализации (Мартынюк и др., 1990).

Интрузии монцонит-сиенит-щелочногранитного состава, образующие цепочки мелких штокообразных массивов в бассейне р. Бурея, объединены в алтахтинский интрузивный комплекс. Они прорывают тырма-буреинские граниты и перекрываются покровами кислых эффузивов пермского возраста (Мартынюк и др., 1990). Учитывая эти данные, возраст алтахтинского комплекса может быть, скорее всего, пермским.

Харинский интрузивный комплекс включает тела калиевых лейкогранитов и гранит-порфиров

субщелочного и нормального рядов, прорывающих не только алтахтинские сиениты, но и перекрывающих последние кислые вулканиты пермского возраста. В бассейне среднего течения р. Бурея на них с размывом залегают верхнетриасовые отложения. Большинство K-Ar датировок соответствует триасу (Мартынюк и др., 1990).

Для структурного плана Туранского террейна в целом характерно преобладание северо-восточной до субмеридиональной ориентировок осей линейных складок, сохранившихся в виде фрагментов. Приблизительно таким же образом ориентированы разломы и линейно вытянутые плутоны.

Восточную часть террейна занимают юрско-меловые морские и континентальные образования Буреинского осадочного бассейна. Раннемеловой Умлекано-Огоджинский вулкано-плутонический пояс перекрывает северный фланг террейна и сшивает Туранский, Мамынский, Гонжинский и Ольдойский террейны. В юго-восточной части террейна расположен меловой Хингано-Охотский вулкано-плутонический пояс, перекрывающий Туранский, Малохинганский и Баджальский террейны.

Урмийский террейн (фрагмент палеозойской–раннемезозойской пассивной континентальной окраины) расположен в юго-восточной части Буреинского супертеррейна. Его фундамент сложен биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, двуслюдяными сланцами, амфиболитами, кварцитами, коррелируемыми с буреинским комплексом Малохинганского террейна. Метаморфиты интрудированы гранитоидами древнебуреинского интрузивного комплекса, представленными гранитами, лейкогранитами, плагиогранитами, биотит-амфиболовыми гранодиоритами, обычно гнейсовидными. Значительные площади занимают раннепалеозойские порфировидные биотитовые граниты, биотитовые и амфибол-биотитовые гранодиориты, кварцевые диориты, относимые к бировиджанскому интрузивному комплексу (Государственная геологическая карта…, 1995; Геологическая карта…, 1999).

В строении террейна принимают участие (см. рис. 4.15) также морские терригенные и терригенно-карбонатные отложения нижнего–среднего девона, охарактеризованные фауной центрально-азиатского типа (Попеко и др., 1993), раннепермские риолиты и туфы; ранне-позднепермские мелководно-морские песчаники, алевролиты, конгломераты с прослоями известняков, содержащих смешанную бореально-тетическую фауну, представленную мшанками, брахиоподами, двустворчатыми и головоногими моллюсками (осахтинская свита) (Котляр и др., 1997), ранне-среднетриасовые турбидиты и позднетриасовые мелководно-морские терригенные отложения (Геологическая карта…, 1999).

В составе перекрывающего комплекса установлены: 1) нижнеюрские (лангарийская свита) и среднеюрские (будаканская и катонская свиты) континентальные песчаники и алевролиты с флорой; 2) нижне-верхнемеловые континентальные песчаники, алевролиты с прослоями углей (набатская, бирская, чуки-поктойская, большечуркинская толщи) и ранне-позднемеловые андезиты, риолиты, риолитовые туфы, входящие в состав Хингано-Охотского пояса; 3) верхнемеловые и кайнозойские пески, галечники, глины. Перечисленные образования связывают террейн с Малохинганским и Баджальским террейнами, а позднемеловые граниты и гранодиориты Хингано-Охотского вулкано-плутонического пояса «сшивают» их (Решения…, 1994; Геологическая карта…, 1999).

Ханкайский супертеррейн

Ханкайский супертеррейн состоит из Матвеевско-Нахимовского, Кабаргинского, Спасского и Вознесенского террейнов (Ханчук, 1993; Ханчук и др., 1995). Ранние из перекрывающих и «сшивающих» комплексов представлены девонскими и каменноугольными морскими и континентальными вулканическими и осадочными породами, средне- и позднепалеозойскими гранитами и позднепермским вулкано-плутоническим комплексом. Триасовые, юрские, меловые и кайнозойские прибрежно-морские и континентальные, нередко угленосные терригенные, редко – вулканогенные отложения, распространенные в супертеррейне спорадически, составляют верхние части постаккреционных образований. Мезозойские и кайнозойские магматические образования представлены раннемеловыми гранитами, а также позднемеловыми и палеоген-четвертичными вулкано-плутоническими ассоциациями.

Матвеевско-Нахимовский метаморфический террейн расположен к северу от оз. Ханка и состоит из пород, метаморфизованных в фациях от гранулитовой до зеленосланцевой. Эти образования традиционно относились к докембрию (Геология СССР, 1969). Однако, как уже говорилось, недавние определения на ионном зонде метаморфических зерен циркона из гранулитовых комлексов массива Цзямусы (аналогов гранулитов Ханкайского супертеррейна) дали цифры 502±8 млн и 498±11 млн лет (поздний кембрий (Wilde et al., 2000; Wilde, 2001). Северо-западной границей террейна служит Алчанский разлом – одна из главных ветвей системы Тан-Лу. Северо-восточное и юго-восточное ограничения террейна скрыты под перекрывающим комплексом. На юге террейн ограничен Спасским разломом широтного, участками северо-западного простирания, по которому породы Матвеевско-Нахимовского террейна

надвинуты на Спасский террейн. Подразделяется на два субтеррейна – Матвеевский и Нахимовский (Ханчук и др., 1995).

Матвеевский субтеррейн метаморфизован в гранулитовой и амфиболитовой фациях. В основании его разреза залегают диопсид-кальцитовые, реже форстерит-кальцитовые и кальцит-доломитовые мраморы с графитом и прослоями гнейсов (ружинская свита, более 1000 м). Выше залегают биотит-силлиманитовые и гранат-биотит-кордиеритовые гнейсы, гиперстен-магнетитовые и фаялитовые кварциты с прослоями мраморов (матвеевская свита, около 3000 м). Выделяются две температурные фации метаморфизма (гранат-кордиеритовая и ортоклаз-биотит-силлиманитовая) умеренных давлений. Верхняя часть разреза субтеррейна сложена биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами и мраморами (тургеневская свита, около 4300 м).

Нахимовский субтеррейн также сложен метаморфическими образованиями. В нижней части разреза залегают биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы с линзами мраморов и амфиболитов (нахимовская свита, более 1000 м – аналог тургеневской свиты). Выше залегают биотитовые, диопсидовые и мусковит-графитовые кристаллические сланцы (татьяновская свита, около 2500 м).

Метаморфические комплексы образуют две купольные структуры, разделенные полосой широтного простирания, соответствующей Кабаргинскому террейну. В ядрах куполов обнажены глубокометаморфизованные породы, а на их склонах – метаморфические сланцы. В куполах установлены брахиантиклинальные и синклинальные складки шириной от 5–8 до 20 км, вытянутые в восток-северо-восточном и широтном направлениях.

Кабаргинский метаморфический террейн протягивается субширотной полосой шириной от 10 до 25 км к северу от оз. Ханка между Матвеевским и Нахимовским субтеррейнами (Ханчук и др. 1995) и состоит из следующих единиц (см. рис. 4.15): 1) слюдистые сланцы, переслаивающиеся с кварцитами (спасская свита), залегающие в основании и перекрытые графит-мусквитовыми сланцами, переслаивающимися с амфиболитами и известняками (митрофановская свита). Выше залегают филлиты, кварциты и песчаники (кабаргинская свита и сланцевая толща). Общая мощность отложений около 2700–3000 м; 2) карбонатные породы (смольнинская и рудоносная свиты). Смольнинская свита состоит из доломитов и известняков, переслаивающихся с кремнями и сланцами. Залегающая выше рудоносная свита состоит из: а) глинистых и графитистых сланцев (80 м), б) рудоносной толщи (10–100 м), образованной кварцитами, марганцевыми и железо-марганцевыми рудами и фосфоритами и в) сланцево-карбонатной толщи, образованной глинистыми сланцами, переслаивающимися с доломитами и известняками (10–300 м). Возраст рудоносной свиты раннекембрийский, по аналогии с подобной толщей в районе Малохинганского хребта. Локально в террейне установлен серпентинитовый меланж. Перечисленные комплексы смяты в систему складок субширотного, реже северо-западного и северо-восточного простирания.

Спасский террейн (фрагмент раннепалеозойской аккреционной призмы) с юга примыкает к Матвеевско-Нахимовскому. В Приморье он состоит из четырех главных единиц (см. рис. 4.15): 1) турбидиты и хаотические образования, содержащие глыбы томмотских известняков, 2) известняки с атдабанскими археоциатами, переслаивающиеся с кремнями, мощностью до 3000 м, 3) ультраосновные и основные породы, серпентинитовый меланж и базальты, на которых залегают известняки с ленскими археоциатами и трилобитами и аргиллиты (суммарная мощность до 1700 м), и 4) конгломераты, песчаники и алевролиты с ранне-среднекембрийскими трилобитами и брахиоподами, перекрытые ордовик-раннесилурийскими конгломератами (Назаренко, Бажанов, 1987; Беляева, 1988; Натальин, 1991; Natal'in, 1993; Ханчук, 1993; Ханчук и др., 1995).

Вознесенский террейн (фрагмент раннепалеозойской пассивной окраины) образует юго-западную часть Ханкайского супертеррейна (Геология СССР, 1969; Назаренко, Бажанов, 1987; Беляева, 1988; Ханчук и др., 1995). Он состоит из трех главных единиц (рис. 4.16), включающих: 1) кембрийские песчаники, глинистые сланцы, риолиты и их туфы, известняки с атдабанско-ленскими археоциатами и доломиты (мощность до нескольких тысяч метров). Rb-Sr возраст риолитов 512 млн лет; кембрийские породы смяты в складки северо-западного простирания, прорваны ордовикскими редкометалльными гранитами с Rb-Sr изотопными датировками возраста в 480 млн лет; 2) раннесилурийские конгломераты и песчаники; 3) залегающий на более древних образованиях с размывом и угловым несогласием комплекс верхнепалеозойских вулканогенных и осадочных пород, включающий: а) нижнедевонские риолиты и их туфы, б) средне-позднедевонские риолиты и их туфы, реже базальты, переслаивающиеся с континентальными и мелководно-морскими обломочными породами с линзами известняков, в) раннекаменноугольные риолиты, кислые туфы, алевролиты и линзы известняков с тетическими фораминиферами, прорванные среднекаменноугольными гранитами и габбро (куйбышевский комплекс) и г) позднепермские ба-

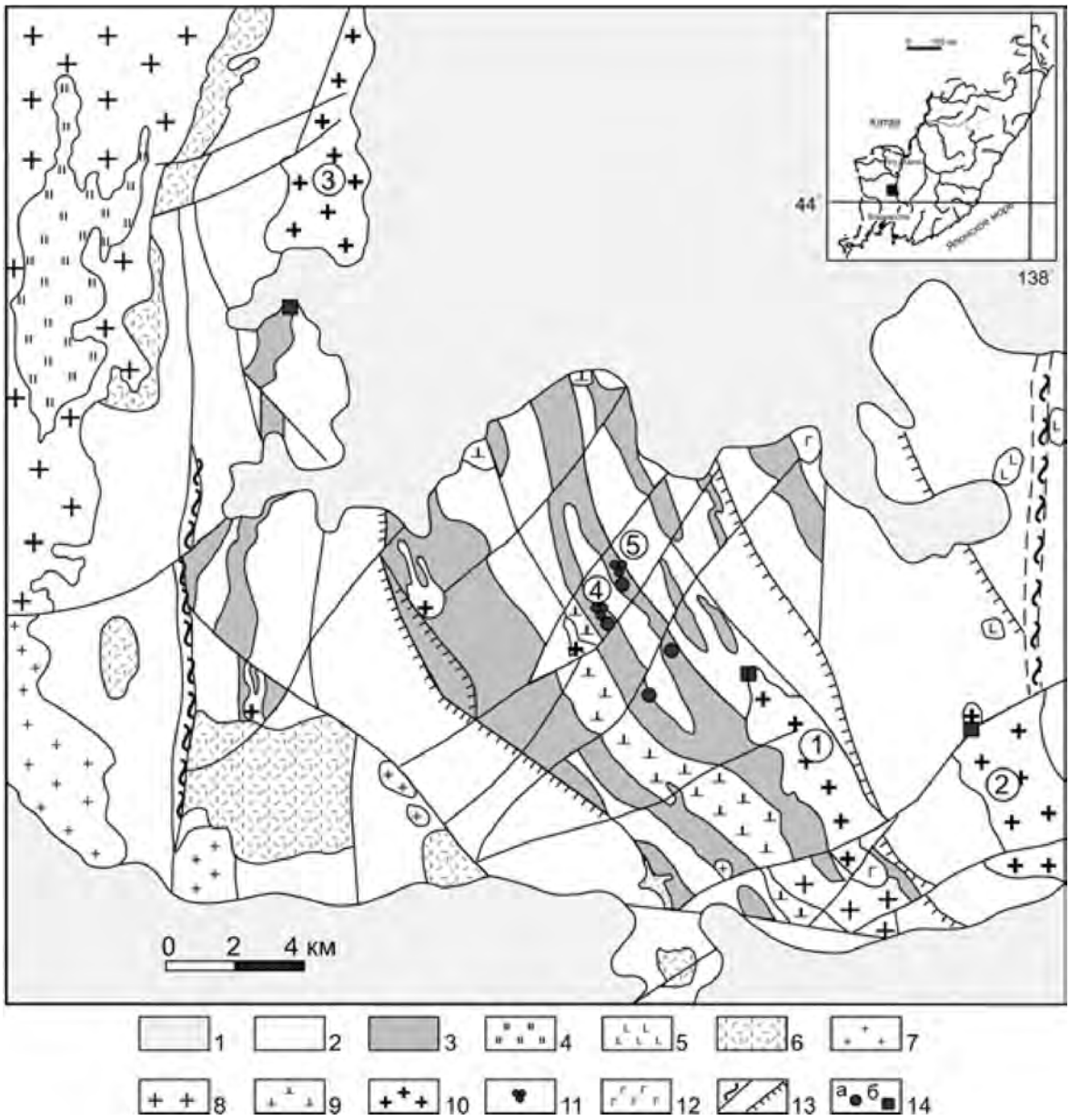


Рис. 4.16. Схематическая геологическая карта Вознесенского рудного района (составила М.Д. Рязанцева).

1 – кайнозойские депрессии; 2 – терригенные породы $Є_1$; 3 – карбонатные породы $Є_1$; 4 – метаморфические породы PR (провисы кровли в Гродековском массиве); 5 – неогеновые базальты; 6 – девонские вулканиты; 7 – григорьевские граниты; 8 – гродековские граниты; 9 – габбро-диориты и монцонитоиды; 10, 11 – граниты вознесенского комплекса: 10 – биотитовые лейкократовые, 11 – биотит-протолитионитовые; 12 – чапаевское габбро; 13 – тектонические нарушения; 14 – главные месторождения: а – флюорита, б – олова.

Цифры в кружках – интрузивные массивы внутриплитных гранитов: 1 – Ярославский, 2 – Чихезский, 3 – Первомайский, 4 – Вознесенский, 5 – Пограничный

зальты, андезиты, риолиты, песчаники и алевролиты с остатками растений.

Силурийские гранитоиды шмаковско-гродековского комплекса, образующие батолиты и с внедрениями которых связана амальгамация Матвеевско-Нахимовского, Кабаргинского, Спасского и Вознесенского террейнов, относятся к ильменитовой серии, они высокоглиноземистые (содержат нормативный корунд) и считаются коллизионными (Рязанцева и др., 1998).

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ ПОЯСА

Позднепалеозойские орогенные пояса – Южномонгольско-Хинганский и Солонкерский – представлены локальными фрагментами на юге Востока России, переходящими на прилегающие территории Монголии, Северо-Восточного Китая и Северной Кореи, и образованы преимущественно островодужными комплексами.

ЮЖНОМОНГОЛЬСКО-ХИНГАНСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС

На рассматриваемой территории пояс представлен фрагментом Нора-Сухотинского террейна (см. рис. 4.13), располагающегося на северо-восточном окончании пояса, протягивающегося от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию и далее на Северо-Восток Китая и в прилегающие районы российского Дальнего Востока.

Нора-Сухотинский террейн (фрагмент среднепалеозойской островной дуги, сформированной на более древнем метаморфизованном аккреционном комплексе) практически полностью перекрыт мезозойскими и кайнозойскими отложениями Амуро-Зейского осадочного бассейна. Стратиграфическая последовательность реконструирована по изолированным выходам (рис. 4.17). В составе террейна различаются: 1) зеленосланцевые породы основного состава, слюдяные сланцы, мраморы, метапесчаники и кварциты (дагмарская и неклинская свиты) предположительно неопротерозойского возраста, 2) комплекс широкого возрастного диапазона – от силура до нижнего карбона, – в составе которого известны андезиты, песчаники, алевролиты, сланцы, известняки, конгломераты и диабазы, местами метаморфизованные в зеленосланцевой фации (Сорокин, 1972; Мартынюк и др., 1990; Решения…, 1994; Геологическая карта…, 1999). Силурийские и девонские ископаемые морские фауны сходны с одновозрастными фаунами Горного Алтая, Тувы, Монголии и Забайкалья, а также смежных террейнов Аргунского орогенного пояса и Буреинского супертеррейна и резко отличаются от одновозрастных фаун Галамского террейна и террейнов Корякии (Грацианова, Шишкина, 1982; Шишкина и др., 1974; Попеко и др., 1993). Нижнекаменноугольные отложения содержат ангарскую флору. Эти два комплекса несогласно перекрыты конгломератами, туфами и вулканитами среднего состава, песчаниками и аргиллитами, охарактеризованными раннепермской ангарской флорой.

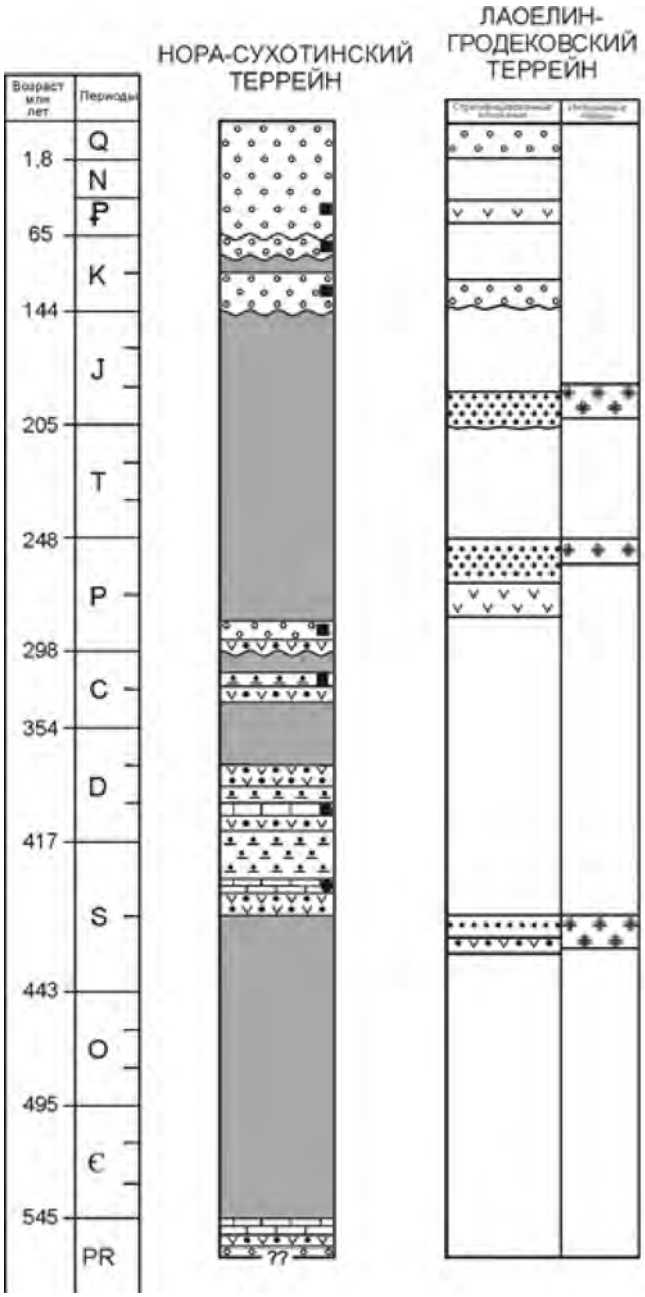


Рис. 4.17. Тектоно-стратиграфические колонки для позднепалеозойских террейнов Востока России.
Условные обозначения см. на рис. 4.8

СОЛОНКЕРСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС

Солонкерский орогенный пояс, образованный миссисипскими офиолитами и пермскими островодужными образованиями, выделен на крайнем юге Монголии и прослежен до побережья Японского моря, где его фрагментом является описанный ниже Лаоелин-Гродековский террейн Юго-Западного Приморья. Южным продолжением пояса являются фрагменты пермской аккреционной призмы с офиолитами и островодужные образования в районе г. Чхонжин в Северной Корее (Khanchuk, 2001; Парфенов и др., 2003).

Лаоелин-Гродековский террейн (фрагмент позднепалеозойской островной дуги) расположен в приграничной с Китаем части Приморья южнее оз. Ханка. На этом участке он сложен (см. рис. 4.17): 1) раннесилурийскими конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, реже кремнями, базальтами и их туфами (кордонкинская свита, мощность до 1500 м); осадочные породы содержат редкие остатки брахиопод и граптолитов; 2) ранне-позднепермскими базальтами, андезитами, риолитами, конгломератами, песчаниками, аргилли-

тами и сланцами (казачкинская и решетниковская свиты, более 1000 м). Пермские зональные интрузии дунит-клинопироксеновых габбро, которые образуют плутоны аляскинского типа, реже тоналитов и плагиогранитов, рассматриваются как надсубдукционные. Более молодые позднепермские гранитные плутоны (подробнее описаны ниже), по крайней мере частью, коллизионные, а в целом – комагматичны пермским интрузиям и вулканическим комплексам всего Ханкайского супертеррейна. Предполагается, что Лаоелин-Гродековский террейн представляет собой фрагмент позднепалеозойской островной дуги и что он вошел в состав Ханкайского супертеррейна именно в поздней перми, в то время как Матвеевско-Нахимовский, Кабаргинский, Спасский и Вознесенский террейны были амальгамированы в среднем палеозое (до девона).

Более поздние интрузивные образования представлены меловыми гранитами, а среди перекрывающих образований известны терригенные прибрежно-морские, реже – континентальные угленосные отложения триаса, а также локально распространенные терригенные и вулканогенные – юры и континентальные угленосные отложения раннего мела и кайнозоя. Завершают разрез перекрывающих образований покровы плиоценовых плато-базальтов.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ ПОЯСА

Мезозойские орогенные пояса занимают более половины площади рассматриваемой территории. По времени формирования среди них отчетливо выделяются пояса, формировавшиеся: а) в юрское–раннемеловое время и б) в раннем мелу.

ЮРСКИЕ-РАННЕМЕЛОВЫЕ ОРОГЕННЫЕ ПОЯСА

К юрским–раннемеловым отнесены Монголо-Охотский, Охотско-Корякский, Яно-Колымский и Олойско-Чукотский орогенные пояса.

МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС

Монголо-Охотский орогенный пояс занимает осевое положение в структурах Центральной Азии (Парфенов и др., 1999) и протягивается в субширотном направлении более чем на 2,5 тыс. км от Удской губы Охотского моря на востоке до Центральной Монголии на западе. На рассматриваемой территории расположена его восточная часть, обычно именуемая Амуро-Охотским звеном (Козловский, 1988; Геологическая карта..., 1999; и др.). По Северо-Тукурингрскому разлому пояс граничит с Северо-Азиатским кратоном. На юге Южно-Тукурингрский и Пауканский разломы отграничивают его от Аргунского, Бурея-Ханкайского орогенных поясов и Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского пояса (см. рис. 4.13). В верховьях р. Амур древние континентальные блоки, обрамляющие пояс, соприкасаются друг с другом на протяжении почти 200 км, образуя так называемый Аникинский порог, отделяющий Амуро-Охотское звено от расположенного к западу Монголо-Забайкальского. Формирование западного окончания Монголо-Охотского пояса датируется концом пенсильвания (Зоненшайн и др., 1990). В восточном направлении возраст пояса становится последовательно более молодым: средне-позднеюрским в Восточном Забайкалье и позднеюрским на восточном его окончании, где пояс сливается с мезозойскими орогенными поясами восточной окраины Северной Азии.

В Амуро-Охотском звене Монголо-Охотского пояса выделяются вытянутые вдоль его простирания террейны, которые по составу и структуре рассматриваются как террейны аккреционного клина. В соответствии с предложенной классификацией (Парфенов и др., 1998) среди них различаются террейны двух типов: террейны аккреционного клина типа А, сложенные преимущественно турбидитами (Ланский, Унья-Бомский и Ульбанский), и террейны аккреционного клина типа Б, в которых преобладают океанические образования (Тукурингра-Джагдинский и Ниланский).

Перекрывающие и «сшивающие» образования представлены континентальными вулканитами и сопряженными с ними поздний неоком–позднемеловыми гранитными плутонами, слагающими Хингано-Охотский вулкано-плутонический пояс, которые протягиваются в северо-восточном и долготном направлениях, перекрывая Галамский, Ульбанский, Ниланский и Баджальский террейны и смежную окраину Бурея-Ханкайского орогенного пояса, а также палеоген-неогеновыми континентальными обломочными отложениями и неогеновыми базальтами.

Ланский террейн (фрагмент палеозойской–раннемезозойской аккреционной призмы типа А) расположен на северной окраине Монголо-Охотского пояса. Его граница с кратоном частично перекрыта отложениями Зейско-Удского осадочного бассейна. На юго-западе по Ланскому разлому на него надвинуты образования Унья-Бомского террейна, а на юго-востоке – по Улигданскому сдвигу он контактирует с Галамским террейном Охотско-Корякского орогенного пояса.

Террейн сложен (рис. 4.18) нижне?-среднедевонскими, каменноугольными, верхнепермскими и

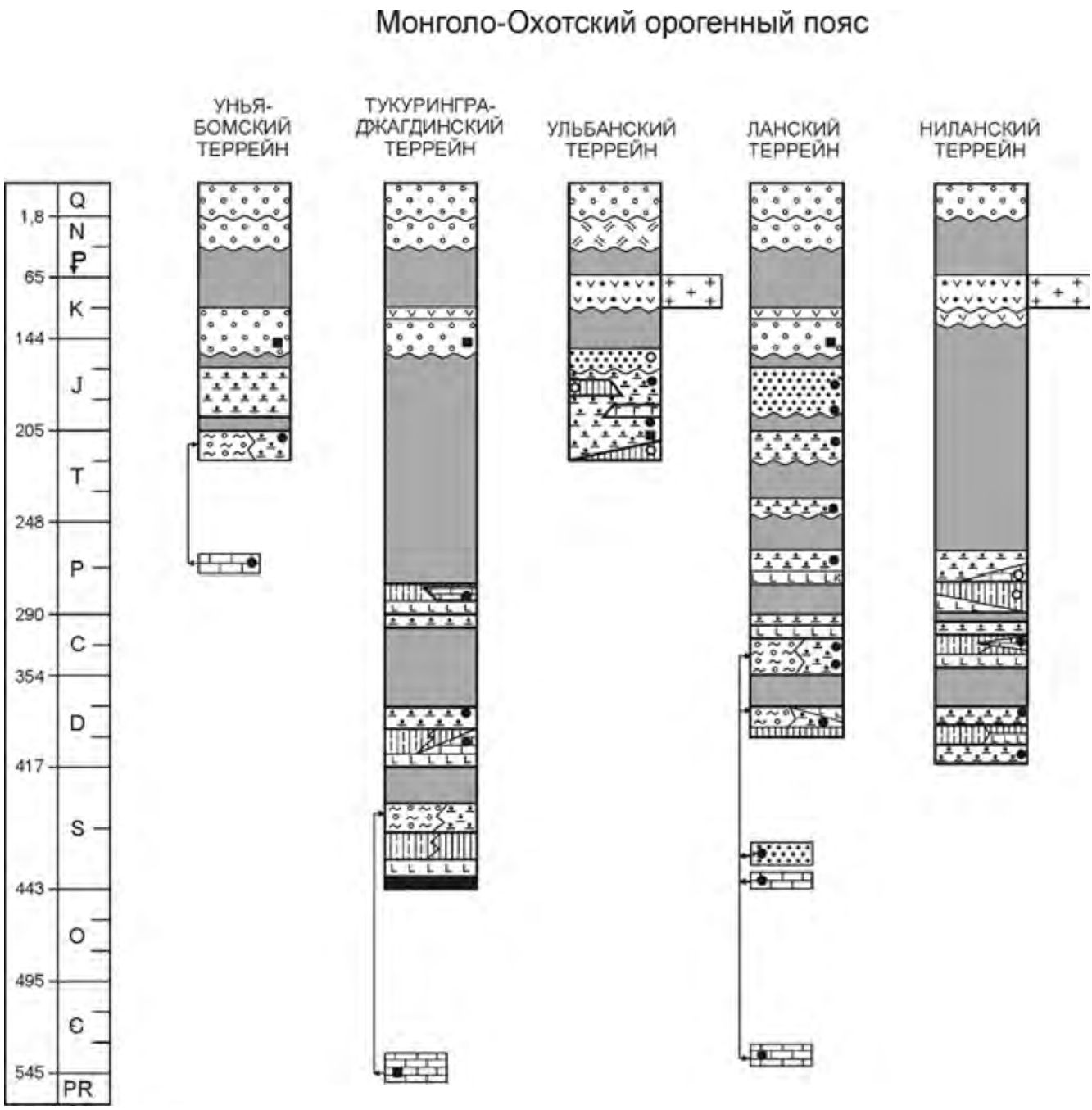


Рис. 4.18. Тектоно-стратиграфические колонки для террейнов восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса.

Условные обозначения см. на рис. 4.8

триасовыми отложениями, перекрытыми юрскими – Удского бассейна. В основании стратиграфического разреза залегают нижне?-среднедевонские турбидиты с пластами яшм, базальтов, их туфов, диабазов и известняков (иканская, нивахская и джегдаглинская толщи). Известны также хаотические образования, содержащие глыбы песчаников, алевролитов, известняков с силурийскими кораллами и раннекембрийскими археоциатами, погруженные в алевроаргиллитовый матрикс. Джегдаглинская толща содержит остатки кораллов, брахиопод и криноидей, аналогичных распространенным в Тукурингра-Джагдинском террейне, в одновозрастных отложениях Аргунского и Бурея-Ханкайского орогенных поясов и многих районов Центральной Азии (Монголо-Охотская провинция) (Грацианова, Шишкина, 1982; Попеко и др., 1993). Отложения позднемиссисипского–пенсильванского возраста (бурлекская, аноманская, усть-артекская, артекская и торбосская свиты) литологически близки девонским. Вышележащая

позднепенсильванская? алуканская свита представлена базальтоидами, которые вверх по разрезу сменяются турбидитами делоесской и ланской свит, также относимых к верхнему карбону (Кириллова, Турбин, 1979; Турбин и др., 1974; Решения..., 1994). Ископаемая фауна (мшанки и брахиоподы), которой охарактеризованы бурлекская и аноманская свиты, аналогична известной в Монголо-Забайкальском звене Монголо-Охотского пояса, его северном и южном обрамлении и широко распространена в Кузбассе и Рудном Алтае. Венчает разрез палеозоя верхнепермская толща вулканитов (преимущественно риолиты, базальты, туфы) и осадочных пород. K-Ar возраст вулканитов 257 млн лет (Мартынюк и др., 1990). Вулканиты согласно перекрыты песчаниками, конгломератами и гравелитами с прослоями алевролитов, содержащими остатки позднепермских бореальных брахиопод. Нижне- и верхнетриасовые отложения представлены турбидитами с бореальной ископаемой фауной. В северо-восточной части террейна палеозойские и триасовые отложения с резким угловым несогласием перекрыты мелководно-морскими отложениями нижней и средней юры.

Структура Ланского террейна изучена слабо. Известно, что слагающие его образования смяты в напряженные, крутые, иногда асимметричные линейные складки преимущественно северо-западного простирания. Углы падения крыльев от 50 до 85° (Кириллова, Турбин, 1979). Складчатая структура нарушена системой субпараллельных разломов согласного со складчатостью северо-западного простирания.

Унья-Бомский террейн (фрагмент палеозойской–раннемезозойской аккреционной призмы типа А) располагается вдоль северной окраины Монголо-Охотского пояса и представляет собой пакет пластин, сложенных позднетриасовыми–раннеюрскими турбидитами (см. рис. 4.18). На севере по Ланскому надвигу он надвинут на Ланский террейн, а на юге по Джелтулинскому разлому контактирует с Тукурингра-Джагдинским террейном (Кириллова, Турбин, 1979; Натальин и др., 1985; Natal'in, 1993). Наряду с преобладающими флишевыми отложениями известны базальты, метаморфизованные в фации зеленых сланцев, глубоководные кремнистые и глинисто-кремнистые породы, а также мелководные образования, представленные конгломератами и песчаниками с растительным детритом, которые вероятно тектонически совмещены с глубоководными фациями. На нижних уровнях разрезов установлены хаотические образования, иногда достигающие значительной мощности (до 500 м). Среди глыб и обломков в них известны мраморизованные известняки с онколитами и катаграфиями, характерными для пород Северо-Азиатского кратона, а также известняки с позднепермскими мшанками (Кириллова, Турбин, 1979). В целом по мере удаления от кратона древние отложения последовательно сменяются более молодыми. Стратиграфическая последовательность свит установлена на основании немногих находок остатков позднетриасовых фораминифер, брахиопод и двустворок, а также раннеюрских криноидей (Кириллова, Турбин, 1979; Решения..., 1994).

Тукурингра-Джагдинский террейн (фрагмент палеозойской аккреционной призмы типа Б) расположен на западе рассматриваемой части Монголо-Охотского пояса. На севере по Северо-Тукурингрскому (Кириллова, Турбин, 1979) разлому, составной части Главного Монголо-Охотского разлома (Геологическая карта..., 1999), он граничит с Алдано-Становым блоком Северо-Азиатского кратона, на северо-востоке – по Джелтулинскому разлому – с Унья-Бомским террейном, а на юге Южно-Тукурингрский разлом отделяет его от Аргунского орогенного пояса (см. рис. 4.13).

Тукурингра-Джагдинский террейн (см. рис 4.18) сложен 1) тектоническими линзами или глыбами известняков позднего протерозоя с онколитами и катаграфиями; 2) силурийскими (?) и девонскими основными вулканитами типа СОХ, кремнистыми, кремнисто-глинистыми с линзами известняков и терригенными породами; известняки содержат ранне-среднедевонские кораллы и криноидеи, а терригенные породы – живетские брахиоподы центральноазиатского типа; 3) позднекаменноугольными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, образующими флиш (джескогонская и нектерская свиты); 4) раннепермским флишем, зелеными сланцами по основным вулканитам и известняками, содержащими раннепермские тетические кораллы и фузулиниды (бочагорская свита), 5) тектоническими линзами офиолитов (пиканский комплекс), состоящими из габбро, амфиболитов, пироксенитов, серпентинитов и плагиогранитов, расположенными на южной окраине террейна. Породы в целом метаморфизованы в фации зеленых сланцев. В западной части террейна есть глаукофановые сланцы (Добрецов и др., 1988).

Определяющую роль в формировании структуры Тукурингра-Джагдинского террейна, «зажатого» между жесткими континентальными блоками, играли, по-видимому, коллизионные процессы. Однако ряд признаков позволяет предполагать, что первоначально террейн представлял собой фрагмент аккреционной призмы. На это указывают тектоническое совмещение мелководных терригенных отложений с океаническими, метаофиолиты (Натальин и др., 1985) и глаукофановые сланцы (Добрецов и др., 1988), раннепермские тетические фузулиниды и кораллы в известняках бочагорской свиты, ассоциирующих с вулканитами (Кириллова, Турбин, 1979).

Эти остатки организмов резко отличаются от позднепалеозойских бореальных, характерных для других террейнов Монголо-Охотского пояса и его обрамления.

Стиль коллизионных деформаций в Тукурингра-Джагдинском и Унья-Бомском террейнах одинаков. Они происходили в семь этапов (Натальин и др., 1985; Натальин, 1991). Основная структурообразующая роль принадлежит деформациям второго этапа, результатом которых явилась система субширотных лежачих и опрокинутых изоклинальных складок и надвигов с северной вергентностью. Складчатость сопровождалась зеленосланцевым метаморфизмом и формированием сланцеватости, параллельной осевым поверхностям складок и слоистости. В Унья-Бомском и северной части Тукурингра-Джагдинского террейна слоистость и сланцеватость залегают субгоризонтально, что свидетельствует о покровном строении района. Корни покровов находятся в южной части Тукурингра-Джагдинского террейна, характеризующейся крутыми падениями сланцеватости (Натальин и др., 1985). По ширине района с субгоризонтальным залеганием сланцеватости амплитуда надвигания структур Монголо-Охотского пояса на Северо-Азиатский кратон 50 км. Наряду с перемещением масс к северу и северо-востоку происходило пластическое течение вещества по простиранию террейнов при их сдвиговой транспортировке. Свидетельством этого служит повсеместное развитие линейного растяжения, параллельного шарнирам опрокинутых складок и ориентированного по простиранию террейнов. Сдвиг в условиях сжатия, обусловленный движением Аргунского орогенного пояса к северо-востоку, привел к выдавливанию структур Тукурингра-Джагдинского и Унья-Бомского террейнов на Северо-Азиатский кратон. Перед фронтом выжимающихся к северу монголо-охотских структур сформировался Удско-Зейский прогиб (Натальин, 1991). Выполняющие его верхнеюрско-нижнемеловые образования не сланцеваты и не метаморфизованы. Это дает основание оценить возраст формирования основных деформаций в Тукурингра-Джагдинском террейне как конец средней–начало поздней юры.

Ниланский террейн (фрагмент палеозойской аккреционной призмы типа Б) протягивается в виде узкой субширотной полосы на юге восточной части пояса. На юге он граничит с Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинским орогенным поясом, а на севере – с Ульбанским террейном. В строении Ниланского террейна принимают участие нижне- и среднедевонские, каменноугольные и пермские отложения (см. рис. 4.18) . В них различаются две ассоциации пород, сформировавшиеся в различных условиях: 1) отложения континентального склона, представленные песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, часто ритмично переслаивающимися, и известняками, 2) яшмовидные кремнистые и кремнисто-глинистые породы, спилиты, известняки. Эти ассоциации тектонически совмещены и перемешаны (Сидоров, 1990; Козловский, 1988).

Нижне- и среднедевонские отложения первой ассоциации содержат остатки кораллов, брахиопод и криноидей, обычных для центральноазиатских структур. Нижнекаменноугольные образования установлены по фораминиферам, кораллам, мшанкам и брахиоподам, найденным в известняках и известным в других террейнах Монголо-Охотского пояса. Верхнекаменноугольный флиш, развитый в западной части террейна, содержит скудные остатки криноидей и ангарской флоры. По последним данным А.И. Буханченко, по крайней мере часть нижнекаменноугольных известняков слагает глыбы и обломки, погруженные в глинистый матрикс, охарактеризованный юрскими радиоляриями. Среди наиболее молодых отложений Ниланского террейна отмечены известняки, ассоциирующие с зеленокаменно измененными базальтами и содержащие раннепермские и позднепермские конодонты (Решения..., 1994). Дислокации Ниланского террейна характеризуются высокой напряженностью, многоэтапностью формирования, широким развитием изоклинальных складок с пологими залеганиями осевых поверхностей и сопряженными с ними надвигами. Породы интенсивно рассланцованы и метаморфизованы в филлитовой и зеленосланцевой фациях. Степень метаморфизма возрастает с востока на запад. В западной части террейна развиты купольные структуры (Козловский, 1988).

По возрасту слагающих его толщ, вещественному составу Ниланский террейн сходен с Тукурингра-Джагдинским, поэтому представляется оправданным рассматривать их, вслед за Парфеновым с соавторами (1999), как разобщенные фрагменты некогда единого аккреционного комплекса. Западная часть Ниланского террейна совместно с северной частью Бурея-Ханкайского супертеррейна перекрыта вулканогенными образованиями раннемелового Умлекано-Огоджинского пояса.

Ульбанский террейн (фрагмент раннемезозойской аккреционной призмы типа А) расположен в восточной части Монголо-Охотского пояса. Он сложен (см. рис. 4.18) преимущественно верхнетриасовыми и нижне-среднеюрскими турбидитами, тектонически смешанными с небольшими объемами среднеюрских кремней со среднеюрскими радиоляриями и метабазальтов (Майборода, Шаруева, 1979). Породы интенсивно будинированы, смяты в асимметричные складки с субгоризонтальными шарнирами и многократно дуплексированы. Складчатость и надвиги имеют южную вергентность.

ОХОТСКО-КОРЯКСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС

Охотско-Корякский орогенный пояс образует узкую протяженную полосу, прослеженную от бассейна р. Уда на юго-западе вдоль северо-западного побережья Охотского моря вплоть до бассейна р. Анадырь на северо-востоке. Он образован палеозойскими и раннемезозойскими террейнами, аккретированными в юрское–раннемеловое время. На северо-западе структурно-вещественные комплексы Охотско-Корякского орогена граничат с осадочными и плутоническими образованиями Яно-Колымского орогенного пояса, докембрийскими комплексами Омолонского и Охотского кратонных террейнов, на которые наложены средне- и позднемеловые комплексы Охотской ветви Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса.

Устоявшейся, общепринятой номенклатуры террейнов Охотско-Корякского орогенного пояса нет. Ниже изложена несколько откорректированная версия из статьи С.Д. Соколова и С.Г. Бялобжеского (1996), использованная в работах У. Ноклеберга с соавторами (Nokleberg et al., 1994, 1997, 1998) и дополненная новыми данными. В этот пояс включены (с юго-запада на северо-восток) Галамский, Аянский, Кони-Тайгоносский, Авековский, Вилигинский и Пенжино-Анадырский террейны.

Галамский террейн (фрагмент палеозойской аккреционной призмы) традиционно включался в Монголо-Охотский пояс (Козловский, 1988; Натальин, 1991; Геологическая карта..., 1999; и мн. др.). Однако, в отличие от других террейнов этого пояса, в нем присутствуют палеоокеанические образования кембрия (в остальных террейнах палеоокеанические комплексы не древнее силура–девона). Анализ таксономического состава раннекембрийских (начиная со второй половины атдабанского века) археоциат свидетельствует об их принадлежности к Сибирской провинции Сибирско-Австралийской палеобиогеографической области, в то время как археоциаты Аргунского и Буреинско-Ханкайского супертеррейнов в южном обрамлении Монголо-Охотского пояса относятся к Алтае-Саянской провинции (Беляева, 1987, 1988). Однако примечательно, что одновозрастные сообщества археоциат смежного Баладекского выступа Сибирской платформы, также относящиеся к Сибирской провинции, и галамские комплексы содержат лишь единичные общие роды, имеющие большой диапазон вертикального и географического распространения, а потому не являющиеся свидетельством непосредственных связей мест их обитания. Более того, ботомские и тойонские археоциаты Галамского террейна отличаются от всех одновозрастных комплексов юга Дальнего Востока и принадлежат Кордильеро-Корякской биогеографической провинции (Беляева, 1987, 1988; Khanchuk, Belyaeva, 1993). Силурийские и ранне-среднедевонские ископаемые фауны этого террейна, в частности остатки брахиопод, сходны с фаунами Северо-Востока России, в отличие от одновозрастных сообществ других террейнов Монголо-Охотского пояса и его южного обрамления, родственных фаунам Центральной Азии (Грацианова, Шишкина, 1982; Шишкина и др., 1974; Попеко и др., 1993). По слагающим его породам Галамский террейн похож на Ганычаланский субтеррейн Пенжино-Анадырского террейна (Ханчук и др., 1992). Все это позволяет рассматривать Галамский террейн в составе Охотско-Корякского орогенного пояса (Ханчук, 2000).

Галамский террейн имеет клиновидную форму, на северо-западе отделен от кратона правосторонним Улигданским сдвигом, а на юго-востоке граничит с Ульбанским террейном. Современное положение террейн занял в результате правосторонних сдвигов вдоль восточной окраины Азии, по-видимому в конце мезозоя до позднего неокома, так как поздний неоком–позднемеловые вулканогенные образования Хингано-Охотского вулкано-плутонического пояса перекрывают его и смежные террейны Монголо-Охотского пояса. Правые сдвиги установлены на северной границе террейна (Улигданский сдвиг) и внутри Галамского террейна (Натальин, Борукаев, 1990). Сопряженная с ним магматическая дуга может быть представлена фрагментами средне-позднедевонского вулкано-плутонического пояса, которые известны на Охотском массиве (Парфенов и др., 1999).

Галамский террейн состоит из субтеррейна р. Галам и Тугурского субтеррейна.

Субтеррейн реки Галам сложен палеозойскими образованиями от кембрия до перми (рис. 4.19), включающими разнообразные осадочные и вулканогенные породы: аркозы, граувакки, алевролиты, глинистые сланцы, седиментационные брекчии, конгломераты, яшмы, диабазы, спилиты, вариолиты, туфы основного состава и известняки. Широко распространены олистостромы. С кремнистыми породами ассоциируют гематитовые, гематит-магнетитовые и марганцевые руды, а с карбонатными – фосфориты. Кембрийская фауна, представленная археоциатами, трилобитами, беззамковыми брахиоподами, обнаружена в известняках, образующих наиболее крупные тела. Остатки силурийских брахиопод найдены в терригенных и карбонатных породах, при этом толщи, отнесенные к силуру, больше, чем остальные, насыщены осадочными брекчиями и глыбами известняков с кембрийской и ордовикской ископаемой фауной. Терригенные породы нижнего девона охарактеризованы преимущественно растительными остатками, реже – брахиоподами. В среднедевонских терригенных образованиях есть остатки кораллов, брахиопод, криноидей и растительности, в кремни-

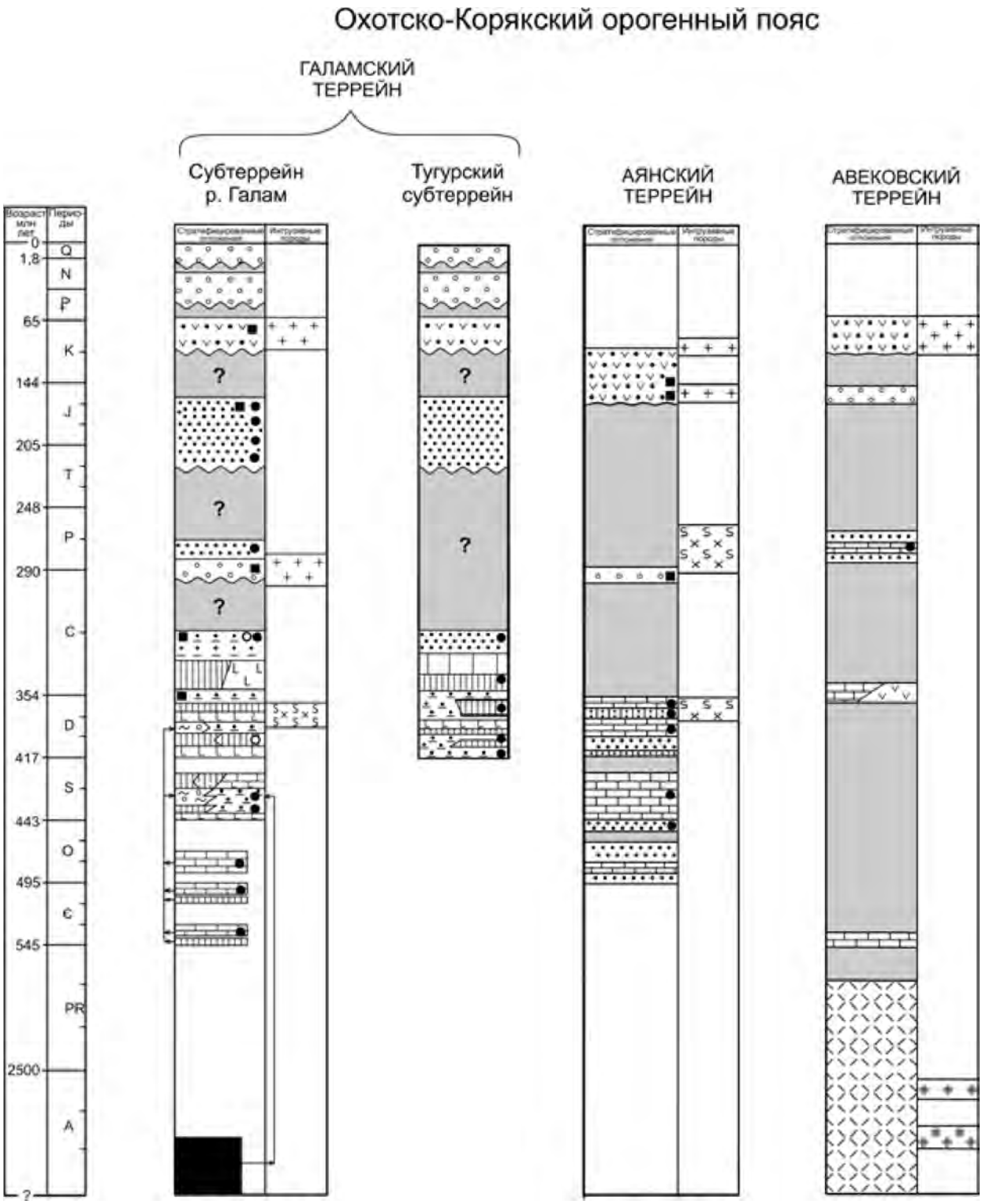


Рис. 4.19. Тектоно-стратиграфические колонки для террейнов Охотско-Корякского орогенного пояса.
Условные обозначения см. на рис. 4.8

стых – радиолярии плохой сохранности. Верхнедевонская часть разреза датирована ископаемыми мшанками и растительными остатками, нижнекаменноугольная – мшанками, брахиоподами, криноидеями и остатками растений. Пермские отложения содержат фауну двустворчатых моллюсков и ангарскую флору (Роганов, Кисляков, 1974; Роганов, Григорьев, 1974; Решения…, 1994).

Палеозойский комплекс субтеррейна р. Галам имеет чешуйчато-надвиговую структуру, где каждая тектоническая пластина и чешуя сложена породами одной из трех ассоциаций пород кембрийского, си-

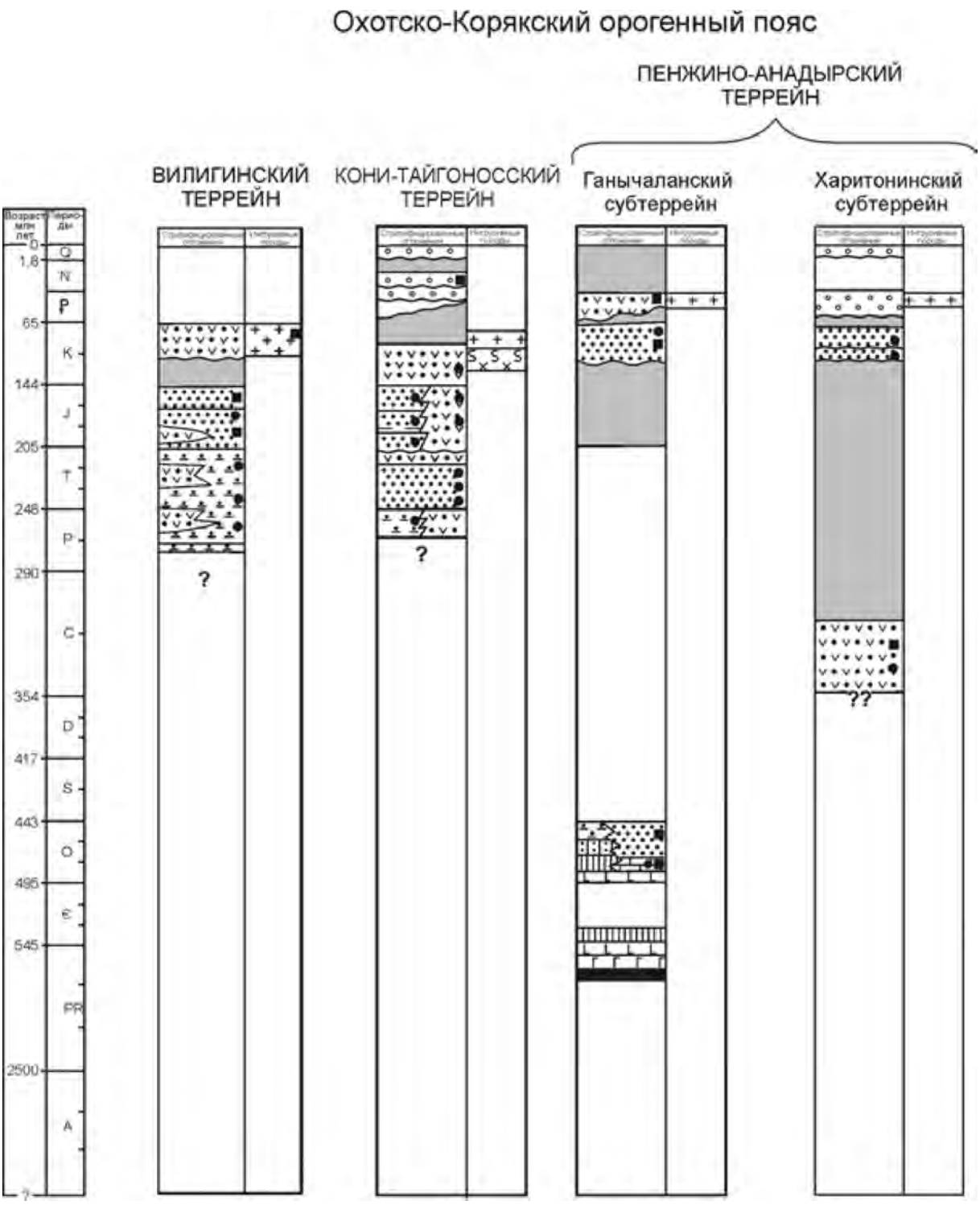


Рис. 4.19. Продолжение

лурийского, девонского, раннекаменноугольного и пермского возраста, которые тектонически совмещены и неоднократно повторяются в разрезе, Это толщи: а) терригенные, б) вулканогенно-кремнистые, в) олистостромовые (Натальин, Попеко, 1991).

Терригенные толщи, сложенные аркозовыми песчаниками и алевролитами, несут многочисленные признаки турбидитов. Они связаны с маломощными горизонтами олистостром, в которых угловатые, до первых метров в поперечнике обломки песчаников и, реже, слоистых яшмоидов погружены в глинистый матрикс. Вулканогенно-кремнистые пачки включают разноцветные слоистые яшмы, кремнистые сланцы, мелкозернистые граувакки, спилиты, базальты, диабазы со стратиграфическими взаимоотношениями. Вместе с тем переслаивания аркозовых песчаников с

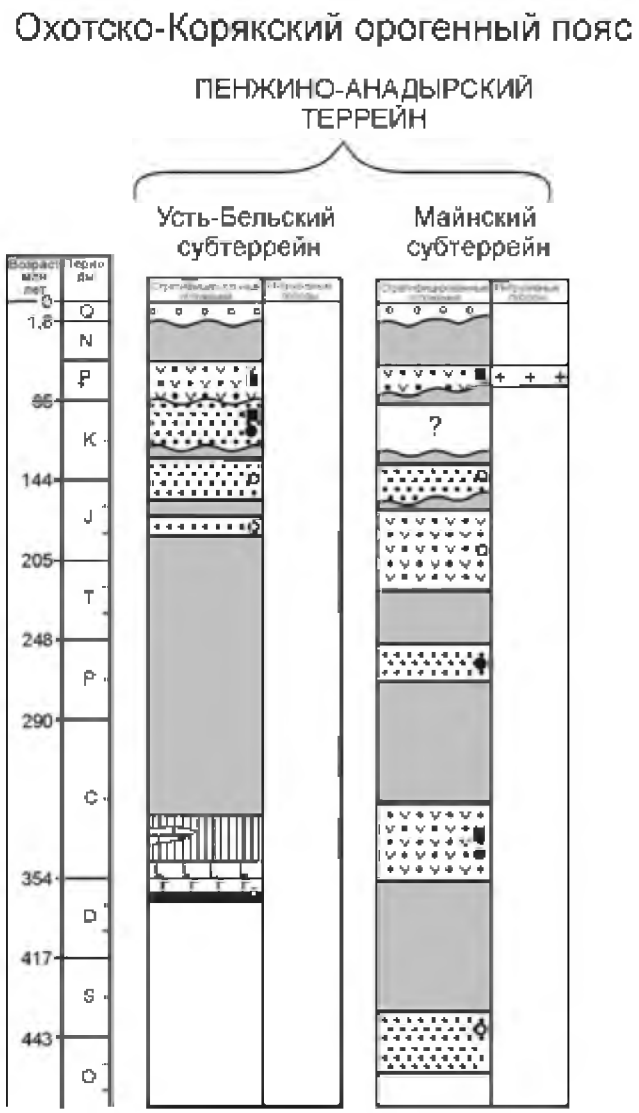


Рис. 4.19. Окончание

вулканитами или яшмами нет. По петрохимическим характеристикам вулканиты принадлежат океаническим толеитам и щелочным оливиновым базальтам (Мамонтов, Попеко, 1975). Вулканиты зеленокаменно изменены, в то время как алевролиты и песчаники терригенных пачек преобразованиями не затронуты. Мощные горизонты олистостром, включающие глыбы известняков, габброидов, пироксенитов и щелочных гранитов размером до нескольких сотен метров, тяготеют к границам вулканогенно-кремнистых и терригенных толщ. Судя по структурной позиции мощных олистостром, они связаны с надвигами.

Основную роль в формировании общей структуры Галамского террейна сыграли разломы, разделяющие разнофациальные пачки, а также зоны скольжения, интенсивного будинажа и транспозиционных структур, располагающиеся во внутренних частях пачек однородного состава (Натальин, Попеко, 1991). Разломы, разделяющие разные фации, выражены мощными (до 300 м) зонами рассланцевания. Ориентировка плоскостей разломов субпараллельна слоистости во внутренних, обычно слабо нарушенных частях чешуй и пластин. Складчатые дислокации изучены недостаточно. Слоистость палеозойских толщ устойчиво падает на юго-восток. Замки складок наблюдаются крайне редко, хотя по опрокинутым залеганиям слоистости во флишевых отложениях можно предположить наличие редких крупных изоклинальных складок.

Тугурский субтеррейн отличается от субтеррейна р. Галам отсутствием отложений древнее девона (см. рис. 4.19). Он включает девонские и нижнекаменноугольные толщи, представленные песчаниками, алевролитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, яшмами, диабазами. Роль океанических образований в нем намного меньше. Среднедевонские отложения охарактеризованы ископаемыми кораллами, брахиоподами и споровыми комплексами, верхнедевонские – растительными остатками, нижнекаменноугольные – фораминиферами.

Оба субтеррейна перекрыты триасово-юрскими мелководно-морскими терригенными образованиями Торомского осадочного бассейна. Это позволяет сделать вывод, что субтеррейны амальгамировались в допозднетриасовое время.

Аянский террейн (фрагмент палеозойской пассивной окраины) образован (см. рис. 4.19) верхнекембрийскими, ордовикскими, силурийскими, девонскими и позднекаменноугольными мелководно-морскими известняками, кварцевыми песчаниками, алевролитами, конгломератами, диабазами, брекчиями, доломитами и аргиллитами (килькинская, нячинская, улькинская, алдомская, лантарская, улуканская, танчинская и джикандинская свиты). Ограниченно развиты нижне- и верхнедевонские глубоководные морские вулканогенно-осадочные породы – туффиты и радиоляриевые кремни, но взаимоотношения их с мелководно-морскими породами не выяснены. Палеозойские отложения прорваны габброидами, вероятно, позднепалеозойского возраста. Позднеордовикские, силурийские и средне-позднедевонские известняки содержат многочисленные остатки брахиопод. Позднекаменноугольные аргиллиты содержат остатки ангарской флоры. Позднедевонские диабазы, конгломераты и брекчии, возможно, рифтогенные. Палеозой несогласно перекрывается позднеюрскими андезитами и вулканокластическими породами Удского вулкано-плутонического пояса, который связывает Аянский террейн с Сибирской платформой и Охотским кратонным террейном.

Авековский террейн (фрагмент позднепалеозойской активной окраины) отделен от Омолонского террейна Гижигинским прогибом северо-восточного простирания, в котором мощность осадочного чехла Омолонского террейна и степень его дислоцирован-

ности резко возрастают. Прогиб, вероятно, имеет присдвиговую природу; на большей части он перекрыт вулканитами Охотско-Чукотского пояса, в связи с чем взаимоотношения террейна с Омолонским не ясны. Судя по чехлу, геологическая история Авековского блока в палеозое и мезозое отличалась от таковой Омолонского террейна. На юго-востоке Авековский террейн по системе крутопадающих разломов северо-восточного простирания граничит с Кони-Тайгоносским террейном.

Фундамент террейна сложен различными гнейсами, кристаллическими сланцами и карбонатными породами, метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Возраст циркона из гнейсов 2,8 млрд лет, из кристаллических сланцев – 1,9 млрд лет. Rb-Sr возраст гранитизированных пород от 2,04 до 1,78 млрд лет (Котляр и др., 2001). Чехол, развитый фрагментарно, представлен (см. рис. 4.19): 1) пологозалегающими кварцитами, филлитами и строматолитовыми известняками предположительно позднепротерозойского возраста, 2) трахириолитами, базальтами, сланцами, кремнями и известняками, метаморфизованными в зеленосланцевой фации в позднедевонское–раннекаменноугольное время, согласно Rb-Sr изохронным датировкам 305±39 млн лет и 298±14 млн лет (Котляр и др., 2001), 3) вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, гравелитами и конгломератами верхнего карбона–ранней перми.

Кони-Тайгоносский террейн (фрагмент позднепалеозойской–раннемезозойской островной дуги) сложен в основном мощными вулканическими мелководно-морскими и континентальными, а также вулканокластическими породами позднепермско-неокомского возраста (см. рис. 4.19), содержащими бореальную фауну и многочисленные и разнообразные растительные остатки флоры. Фрагментом тылового бассейна этой островодужной системы можно считать располагающейся северо-западнее Вилигинский террейн. Изверженные породы представлены главным образом андезитами, андезито-базальтами, андезито-дацитами и туфами базальтов. Кислые вулканические породы слагают верхнюю часть разреза. Осадочные породы представлены вулканокластическими песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами с грубой горизонтальной и косой слоистостью и знаками ряби. В северной части террейна широко распространены мощные граувакки и глинистые сланцы, которые по латерали замещаются в основном вулканитами южной части субтеррейна. Перечисленные образования смяты в сжатые изоклинальные складки северо-восточного простирания с вертикальными или крутопадающими шарнирами. Террейн прорван диоритами, габбро и многочисленными гранитными плутонами, K-Ar датировки возраста которых дают цифры от 75 млн до 115 млн лет. Перекрывающие комплексы представлены вулканитами позднемелового Охотско-Чукотского и кайнозойского – Камчатско-Корякского поясов.

Вилигинский террейн (фрагмент верхнепермского, триасового и юрского задугового бассейна Кони-Тайгоносской островной дуги) на севере по надвигам южной вергентности и постаккреционным сдвигам северо-западного простирания граничит с Куларо-Нерским. К юго-востоку от него расположен Кони-Тайгоносский террейн, взаимоотношения с которым, так же как и с находящимся к западу Охотским кратонным террейном, маскируются вулканическими породами Охотско-Чукотского пояса и меловыми гранитоидами. Вилигинский террейн состоит преимущественно из мощных морских кластических отложений, формировавшихся от ранней перми до юры (см. рис. 4.19). На пермском уровне разреза распространены вулканогенно-терригенные отложения с горизонтами базальтов и конгломератов. Они сменяются триасовыми глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями известняков и вулканических пород среднего состава. Юрские породы представлены глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с прослоями основных и средних лав и туфов, а также конгломератов. Осадочным комплексам Вилигинского террейна свойственно относительно широкое развитие вулканических пород среди юрских отложений (Полуботко и др., 1977; Репин, Полуботко, 1996) и сильная латеральная изменчивость (Корольков, Гельман, 1992). Породы деформированы в линейные и купольные складки.

Пенжино-Анадырский террейн (фрамент палеозойской-раннемезозойской активной окраины) располагается в западной части Корякского нагорья (районы Пенжинских и Усть-Бельских гор). Большая часть террейна перекрыта мощным чехлом кайнозойских обломочных и вулканогенно-обломочных отложений, местами включающим палеоцен-эоценовые вулкано-плутонические комплексы. Описанные ниже Ганычаланский, Харитонинский, Усть-Бельский и Майнский субтеррейны либо образуют изолированные выходы, либо обнаруживают тектонические контакты как друг с другом, так и с располагающимися юго-восточнее более молодыми комплексами Корякского орогенного пояса.

Харитонинский субтеррейн образован (см. рис. 4.19) одноименной свитой раннекаменноугольного возраста и располагается вдоль юго-восточного края Пенжинской депрессии. При видимой ширине 5–10 км субтеррейн прослежен в северо-восточном направлении от левобережья р. Харитоня до р. Белая на расстояние около 50 км (рис. 4.20).

Харитонинская свита мощностью около 2400 м представляет собой чередование алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов. В кровле свиты

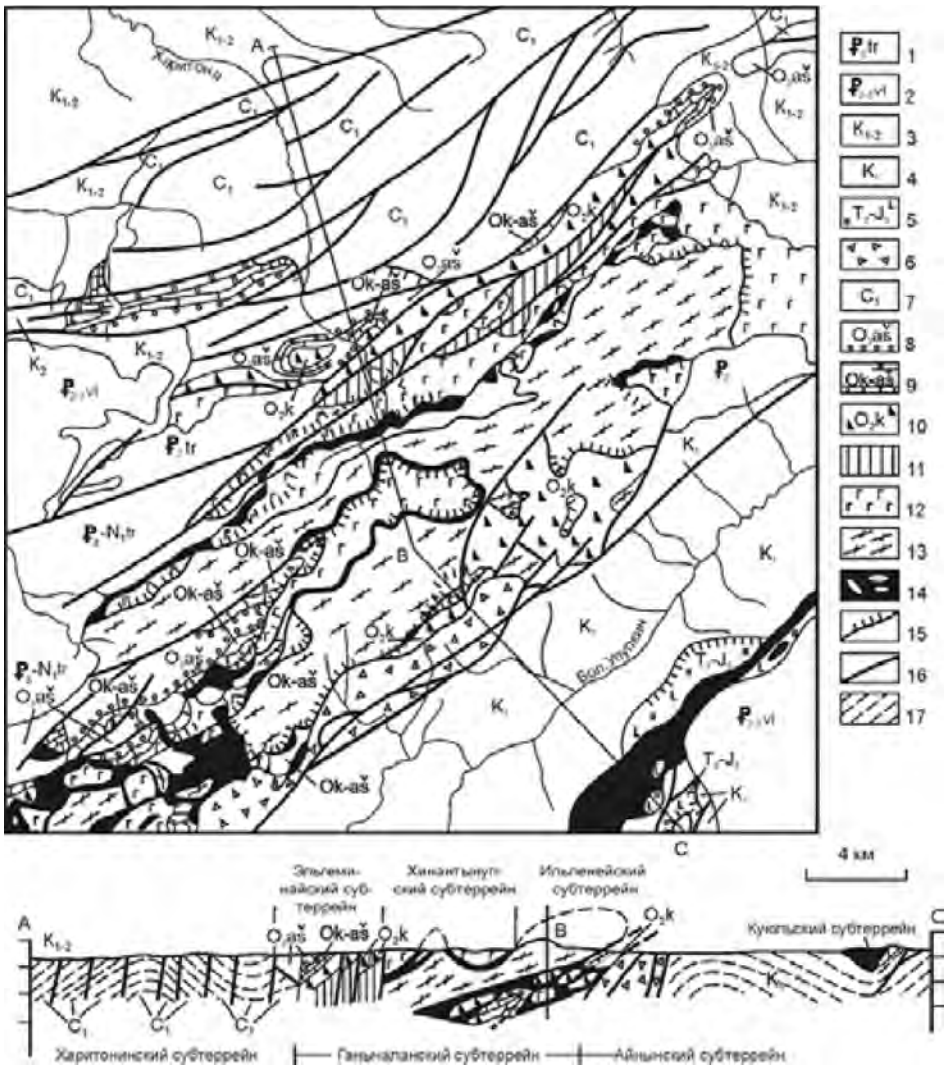


Рис. 4.20. Схематическая геологическая карта Харитонинского и Ганычаланского субтеррейнов Пенжино-Анадырского террейна.

1 – конгломераты, песчаники, алевролиты; 2 – андезиты и их туфы; 3 – песчаники, алевролиты, конгломераты; 4 – песчаники, алевролиты, туфы андезитов и базальтов; 5 – базальты, известняки, яшмы (кингивеемский комплекс); 6 – брекчии с глыбами верхнепалеозойских и мезозойских пород; 7 – песчаники, алевролиты, туфы андезитов (харитонинская свита); 8 – конгломераты, песчаники, алевролиты; 9 – известняки, кремни; 10 – пиллоу-базальты; 11 – диабазы (средний ордовик); 12 – габбро (хинантынупский комплекс); 13 – голубые и зеленые сланцы, метабазальты, кварциты, мраморы (ильпенейский комплекс); 14 – серпентиниты, серпентинитовый меланж; 15 – надвиги; 16 – крутопадающие разломы, преимущественно сдвиги; 17 – слоистость (на разрезе)

есть углистые сланцы и каменные угли, а в подошве – маломощные андезиты и дациты, а также туфы среднего и кислого состава. По составу кластики (в том числе и тяжелой фракции) песчаники принадлежат граувакам активных континентальных окраин, причем как источник большую роль играл базитовый и гипербазитовый фундамент (Геосинклинальный литогенез…, 1987). Свита охарактеризована многочисленными остатками фауны брахиопод и гониатитов, определяющей ее возрастные границы в рамках турнейского и визейского веков. Она образует открытые, часто коробчатые складки восток-северо-восточного простирания шириной 4–5 км, с углами падения слоев на крыльях 10–30°. Разрывных нарушений много, они обычно субвертикальны и ориентированы преимущественно вдоль складок или косо секут их. Характер перемещений по ним не ясен.

Относительно слабая дислоцированность харитонинской свиты позволяет предполагать, что Харитонинский субтеррейн представляет собой фрагмент вулканической дуги, залегающей на жестком фундаменте, возможно, краевой части кратона (Ханчук и др., 1992). По мнению С.Д. Соколова, Харитонинский субтеррейн продолжает палеозойско-раннемезозойскую Кони-Тайгоносскую активную окраину (Соколов, 1992).

Ганычаланский субтеррейн примыкает с юго-востока к Харитонинскому и образован раннепалеозойскими породами (см. рис. 4.19). Граница проходит почти на всем протяжении по крутопадающему разлому, вероятно сдвигу. Лишь на отдельных участках на геологических картах показаны надвиговые взаимоотношения (ордовикские породы надвинуты на каменноугольные, рис 4.20).

При ширине 10–15 км субтеррейн прослеживается вдоль левобережья р. Пенжина на 50 км от верховий р. Ганычалан до левобережья р. Белая. Юго-западная и северо-западная границы субтеррейна перекрыты постаккреционными образованиями позднего мела и палеогена.

Ганычаланский субтеррейн сложно построен и представляет собой пакет перекрывающих друг друга трех тектонических пластин (комплексов). Здесь выделяются (снизу вверх) комплексы (пластины): ильпенейский (голубые и зеленые сланцы, базальтоиды, кварциты и мраморы), хинантынупский (гипербазиты и габброиды) и эльгеминайский (диабазы, базальты, кремни, известняки, конгломераты, песчаники и сланцы). Пакет этих пластин смят в опрокинутую на юго-восток антиформу, юго-восточное крыло которой редуцировано. К нему приурочен крупный надвиг с серпентинитовым меланжем, содержащим обломки и пластины – фрагменты всех трех субтеррейнов. Северо-западное крыло более простое, но осложнено синформным и антиформным перегибом и серией крутопадающих разрывов восток-северо-восточного простирания. Эти разрывы, судя по расположенным вблизи них мелким складкам волочения с крутопадающими шарнирами, являются сдвигами.

При описании комплексов привлекались материалы геологической съемки масштаба 1:50 000, выполненной Н.Л. Евглевским, Л.В. Баженовым и др. (1985 г.), а также результаты исследований ордовикских пород, выполненных В.Ф. Белым с соавторами (1981).

Ильпенейский комплекс образован преимущественно зелеными и голубыми сланцами одноименной свиты, представляющими собой метаморфизованные базальты и их туфы. Подчиненное значение имеют серые и голубоватые кварциты и яшмо-кварциты (метаморфизованные ленточные кремни) и мраморизованные известняки. Голубые сланцы комплекса детально охарактеризованы Н.Л. Добрецовым и Л.Г. Пономаревой (1965 г.). Среди метаморфитов установлены значительного объема (до нескольких километров) блоки слабоизмененных массивных базальтов и пиллоу-лав, а также миндалекаменных базальтов и их туфов. В базальтах высокие (более 1 %) содержания калия и титана (2–5 %), что составляет характерную особенность базальтов океанических островов. Об этом же свидетельствуют тренды распределения редких элементов.

Ar-Ar возраст мусковита (фенгита) из кварцитов (возраст метаморфизма) ранний палеозой (в пределах 460–547 млн лет, Ханчук и др., 1992). Комплекс рассматривается как фрагмент океанического дна с вулканическими постройками.

Хинантынупский комплекс образован полосчатыми габбро и гипербазитами. Последние распространены мало, встречаются обычно в подошвах пластин и превращены в серпентинитовый меланж.

В верховьях р. Харитоня пластина, сложенная габбро и гипербазитами, перекрывает метаморфиты ильпенейского комплекса. В целом моноклинальное падение контакта на северо-запад местами осложнено синформным и антиформным перегибами. В частности, на водоразделе рек Харитоня, Бол. Упупкин и Ганычалан установлена синформная складка, ядро которой сложено габбро, а крылья – метаморфитами ильпенейской свиты. К контактам приурочены зоны серпентинитового меланжа, имеющие встречные относительно пологие (до 30°) падения.

По реликтам первичных минералов серпентиниты разделяются на гарцбургиты и плагиоклазовые перидотиты. В габброидной части встречаются относительно слабо измененные оливиновые габбро, габбро-нориты, габбро, роговообманковые габбро и горнблендиты. Среди габбро залегают «слои» цоизитовых амфиболитов и амфибол-гранат-кварцевых сланцев. Парагенезис магнезиального оливина и анортита в оливиновых габбро – типичный для океанических офиолитов. В габброидах встречается первичная магматическая роговая обманка, которая замещается метаморфической роговой обманкой, отражающей сравнительно высокотемпературный метаморфизм хинантынупского комплекса. По гранат-амфибол-кварцевому и амфиболовому геотермобарометрам температура метаморфизма около 625°, а давление 8,8–10 кбар. Ar-Ar возраст роговой обманки из габбро 559±3 млн лет, роговой обманки из гранат-амфибол-кварцевых сланцев – около 550 млн лет (Ханчук и др., 1992). Комплекс интерпретируется как фрагмент океанической коры.

Эльгеминайский комплекс примыкает с запада-северо-запада к габбро и гипербазитам хинантынупского комплекса и образован преимущественно стратифицированными ордовикскими породами. В бассейне р. Харитоня контакт между ними тектонический, и к нему приурочена мощная зона крутопадающего разлома, вероятно, сдвига. Предположение, что эльгеминайский комплекс занимает верхнее структурное положение в Ганычаланском субтеррейне, обосновывается тем, что ордовикские породы слагают ядро упоминавшейся выше синформы верховий р. Харитоня на ее юго-западном продолжении.

По-видимому, в основании ордовика залегают диабазы, образующие изолированный блок в бассейне р. Харитоня в 4 км выше руч. Олений. Не исклю-

чено, что эти диабазы принадлежат комплексу параллельных даек, однако собственно дайки в обнажениях невозможно распознать из-за сильного катаклаза пород.

Выше по разрезу залегают: 1) пиллоу-базальты, межподушечное пространство которых нередко выполнено красно-бурыми карбонатами или яшмовидными кремнями; базальты содержат прослои (до 5 м) красно-коричневых, реже бледно-зеленых кремнистых туффитов и кремней с остатками проблематики и радиолярий (мощность до 1000 м); 2) светло-серые известняки мощностью до 100 м с прослоями темно-серых и черных плитчатых кремней. По латерали известняки частично или полностью замещаются черными, буровато-серыми и желтовато-серыми кремнями. В известняках собраны ископаемые конодонты, трилобиты и брахиоподы. Наиболее узкий возрастной интервал верхнего лландейло–нижний карадок среднего ордовика получен по конодонтам; 3) полимиктовые валунно-галечные конгломераты с прослоями брекчированных известняков, гравелитов, песчаников и глинистых сланцев мощностью до 200 м. В последних обнаружены среднеордовикские граптолиты. Гальки и валуны в конгломератах хорошо окатаны и представлены известняками (до 50 %), кремнями, реже базальтами и песчаниками. В гальках и валунах известняков и кремней обнаружены остатки среднеордовикских конодонтов и проблематики, аналогичные таковым в породах подстилающего горизонта. Кроме того, много галек и валунов известняков с остатками археоциат, карбонатных водорослей и проблематики, позволяющих датировать известняки ботомским веком раннего кембрия (Журавлев, 1988; Ханчук и др., 1992); 4) песчаники, глинистые сланцы и филлиты с редкими линзовидными прослоями известковистых песчаников и известняков, реже гравелитов, конгломератов и эффузивов среднего состава (мощность до 1500 м). Они охарактеризованы фауной верхнеордовикских граптолитов. На участках выклинивания нижележащего горизонта конгломератов (правобережье р. Ганычалан) темно-серые кремни постепенно переходят в терригенную толщу. Переходный горизонт мощностью 1,2 м сложен черными аргиллитами с прослоями зеленовато-серых глинистых кремней (до 3 см).

По геохимическим особенностям базальты эльгеминайского комплекса соответствуют базальтам СОХ (Ханчук и др., 1992). По составу кластики (в том числе и тяжелой фракции) ордовикские песчаники относятся к грауваккам активных континентальных окраин (Геосинклинальный литогенез..., 1987).

Ильпенейский и хинантынупский комплексы сформировались, вероятно, в результате коллизии океанического острова с активной континентальной окраиной в раннем кембрии. Эльгеминайский комплекс – это фрагмент океанического или задугового бассейна, который в среднем–позднем ордовике был аккретирован к этой же окраине. Отмеченный выше постепенный переход от кремней к терригенным породам отвечает, по-видимому, времени приближения фрагмента океанической коры к зоне поступления обломочного материала с активной континентальной окраины.

Усть-Бельский субтеррейн слагает северную часть Пенжино-Анадырского террейна и состоит из нескольких тектонических пластин снизу вверх (Александров, 1978, см. рис. 4.19):

1) пластина Отрожная, состоящая из офиолитов, представленных метаморфизованными ультраосновными породами, габбро, диабазами, базальтами, вулканическими брекчиями и залегающими на них кремнями, карбонатными песчаниками, туфами и известняками, содержащими средне-позднедевонскую и раннекаменноугольную ископаемую фауну; перечисленные компоненты прорваны дайками диабазов, плагиогранитов и диоритов, K-Ar возраст которых 180–304 млн лет;

2) пластина серпентинитового меланжа;

3) мавринская пластина, образованная прибрежно-морскими песчаниками и алевролитами, переслаивающимися с конгломератами и известняками, содержащими ископаемую среднеюрскую фауну;

4) самая верхняя пластина, сложенная переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержащими остатки позднеюрско-раннемеловой фауны.

Субтеррейн интерпретируется как фрагмент раннемезозойской аккреционной призмы, содержащей блоки верхнепалеозойских–раннемезозойских офиолитов.

Майнский субтеррейн располагается на северо-восточном окончании террейна. От располагающегося юго-восточнее Корякского орогенного пояса он отделен Березовским левым сдвигом, последние движения по которому происходили, вероятно, в начале кайнозоя. Вдоль южной границы субтеррейна с Алькатваамским террейном Корякского орогенного пояса прослежен крупный надвиг. Субтеррейн имеет сложное чешуйчато-надвиговое строение и объединяет (см. рис. 4.19): 1) осадочные, вулканические и плутонические образования позднетриасово-среднеюрской островной дуги, выступающие либо в виде крупных пластин в серпентинитовом меланже, либо в виде глыб и олистоплак в юрско-неокомовом вулканогенном флише; 2) комплекс позднеюрской–неокомовой островной дуги (чирынайская серия), местами залегающий на серпентинитовом меланже; 3) неокомовые флишоидные отложения задугового бассейна, распространенные к северу от собственно островодужного комплекса (великореченский комплекс; Заборовская, 1978; Филатова, 1988).

Магматические комплексы раннеорогенного и позднеорогенного этапа Охотско-Корякского пояса охарактеризованы в следующей главе, в разделе, посвященном Удско-Мургальскому поясу.

ЯНО-КОЛЫМСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС

В состав пояса входят Куларо-Нерский, Омулевский, Приколымский и Мунилканский террейны, иногда объединяемые в так называемый Индигиро-Омолонский супертеррейн (Шпикерман, 1998). Пояс протягивается в северо-западном направлении почти на 2000 км при ширине от 200 до 1000 км вдоль северо-восточного края Северо-Азиатского кратона. На востоке он граничит со среднемеловым Олойско-Чукотским орогенным поясом и Омолонским кратонным блоком, а на юге обрамляется Вилигинским террейном Охотско-Корякского орогена. На рассматриваемой территории находится юго-восточное замыкание комплексного пояса, ограниченное с юго-запада Охотским кратонным блоком (рис. 4.21).

Формирование пояса началось в поздней юре, а завершилось в середине неокома в обстановке коллизии между Индигиро-Омолонским супертеррейном и Северо-Азиатским кратоном. Эти события сопровождались умеренно барическим зональным ме-

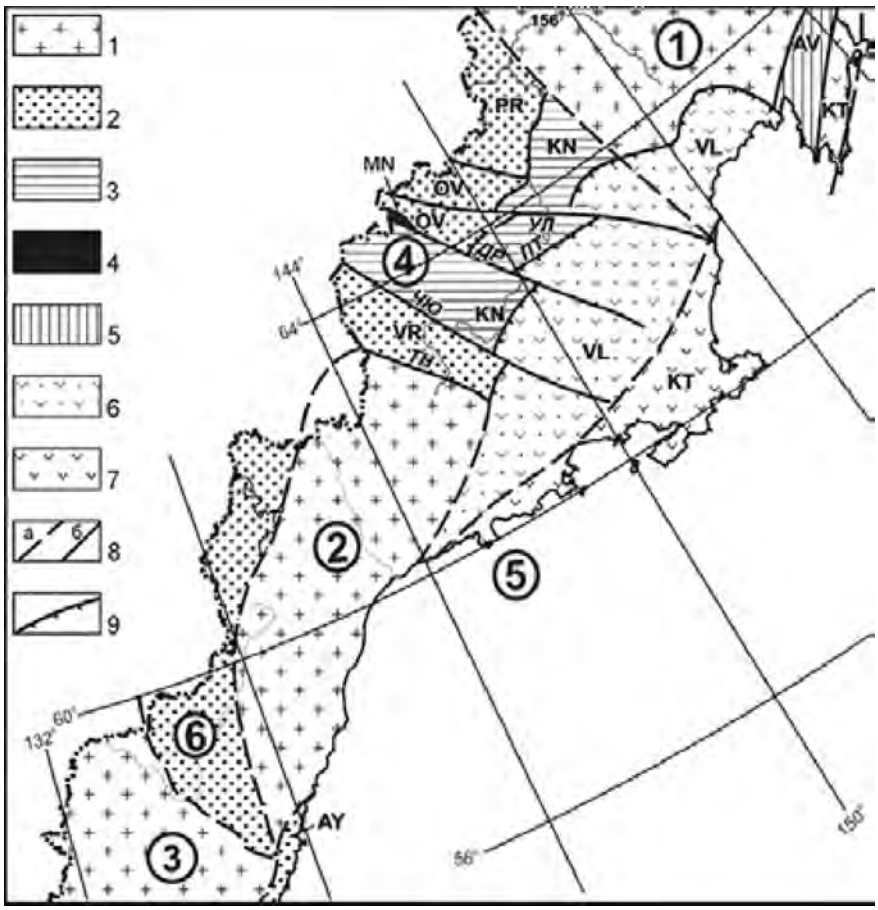


Рис. 4.21. Схема расположения террейнов северо-западного обрамления Охотского моря.

1 – кратоны и фрагменты кратонов; 2 – террейны – фрагменты пассивных континентальных окраин; 3 – турбидитовые террейны; 4 – террейны – фрагменты палеозойской океанической коры; 5 – террейны – фрагменты палеозойской активной окраины; 6 – террейны – фрагменты позднепалеозойского–раннемезозойского задугового бассейна; 7 – террейны – фрагменты фронтальной части позднепалеозойской–раннемезозойской островной дуги; 8 – сдвиги и сбросы предполагаемые (а) и установленные (б); 9 – надвиги.

Цифрами в кружках обозначены: 1 – Омолонский и 2 – Охотский кратонные террейны; 3 – Алдано-Становой шит; VR – Верхоянская пассивная окраина; 4 – Яно-Колымский орогенный пояс, включающий Приколымский (PR), Омулевский (OV), Куларо-Нерский (KN) и Мунилканский (MN) террейны; 5 – Охотско-Корякский орогенный пояс, включающий Авековский (AV), Кони-Тайгоносский (KT), Вилигинский (VL) и Аянский (AY) террейны; 6 – Верхоянская пассивная окраина.

Разломы: УЛ – Улаханский, ПТ – Паутовский, ДР – Дарпир, ЧЮ – Чай-Юрьинский и ТН – Тинкинский

таморфизмом начальных ступеней амфиболитовой фации и интенсивным гранитным магматизмом конца поздней юры–первой половины неокома (155–135 млн лет). Гранитоиды слагают протяженный Главный батолитовый пояс, и их ^{40}Ar–^{39}Ar возраст 145–135 млн лет (Layer et al., 2001).

Куларо-Нерский турбидитовый террейн, по Л.М. Парфенову (1995), или Яно-Колымский, по С.Г. Бялобжескому и Г.М. Сосунову (1994 г.) и В.Н. Шпикерману (1998), сложен терригенными породами пермского, триасового и юрского возраста (рис. 4.22). Отсутствие ясно выраженной сортировки пород, наличие следов оползания, флишоидность, а в некоторых случаях – глубоководные черты осадков (вплоть до кремнистых раннеюрских) и т. д. соответствуют обстановкам континентального склона или его подножия и позволяют относить эти отложения к турбидитам (Натапов, Сурмилова, 1986; Бергер, 1990). Для верхней части разреза (бат–поздняя юра) типична заметная примесь вулканического материала, увеличивающаяся к северо-востоку (Натапов, Сурмилова, 1986) и юго-востоку (Чехов, 1976). Углисто-глинистые сланцы характеризуются повышенными содержаниями органического углерода (до 3,5 %) и некоторыми исследователями относятся к черносланцевым образованиям (Злобин, 1992). А.Д. Чехов (1976, 1990) в составе осадочных пород, выполняющих коллизионную зону, выделяет завершенный формационный ряд, состоящий из аспидной, флишевой и шлировой формаций.

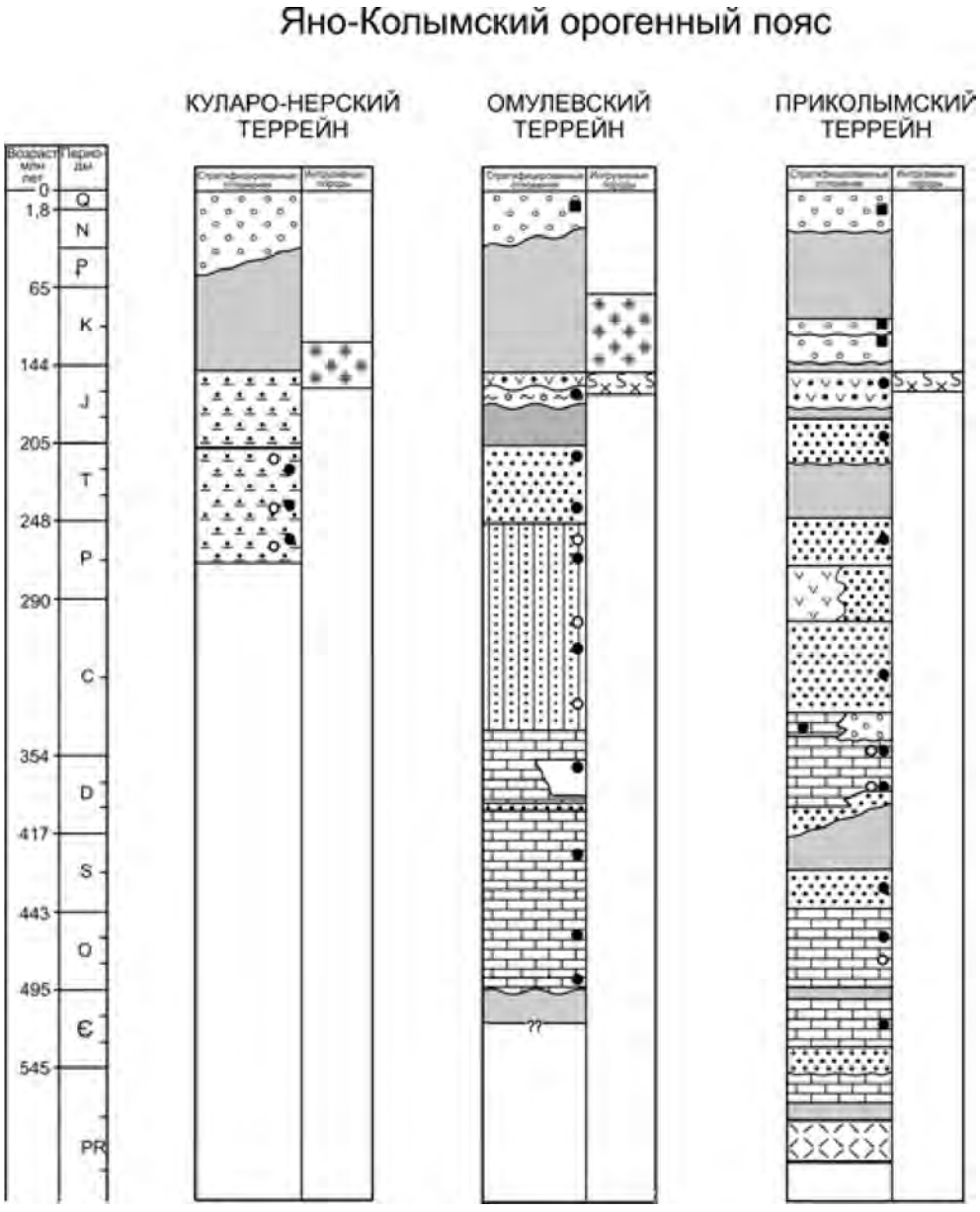


Рис. 4.22. Тектоно-стратиграфические колонки для террейнов Яно-Колымского орогенного пояса.

Условные обозначения см. на рис. 4.8

Отмечаются признаки поперечной зональности прогиба – с запада на восток осадки омолаживаются. При этом отмечается «омоложение» самых глубинных фаций от черносланцевых пермских отложений на западе к средне- и позднеюрским турбидитам, дистальным гравититам дальнего переноса и суспензитам на востоке и северо-востоке (Натапов, 1990; Натапов, Сурмилова, 1986, 1992). В верхнетриасовых отложениях вдоль юго-западного борта этого прогиба установлены маломощные прослои кластолав плагиориолитов (Недосекин и др., 1991), а в нижнеюрских слоях – горизонты кремнистых сланцев и туфов (Бычков, 1962).

Мезозойские осадочные комплексы Куларо-Нерского террейна испытали заметный неравновесный метаморфизм и представляют собой сложный комплекс складчатых и разрывных структур, прорванных многочисленными магматическими телами. Эти отложения смяты в интенсивные линейные, гребневидные и иногда опрокинутые складки северо-западного простирания (Чехов, 1976); менее типичны брахиформные структуры.

Иньяли-Дебинский синклинорий занимает значительную часть Куларо-Нерского террейна, а на рассматриваемой территории представлен своим восточным окончанием. Детально он был изучен А.Д. Чеховым (1976, 1990), который выделил в нем юго-западное и северо-восточное крылья и осевую зону, разделенные крупными разломами. Юго-западное крыло образовано ритмично-слоистой толщей верхнего триаса, смятой преимущественно в линейные складки шириной 7–12 км и длиной до 60 км (Чехов, 1976) с общим наклоном зеркала складчатости в сторону осевой зоны (Чехов, 1990). Осевая зона состоит из юрских флишоидных толщ, смятых в линейные сильно сжатые складки. Для северо-восточного крыла, сложенного триасово-юрскими породами, предполагается мозаично-блоковая складчатая структура (Чехов, 1990). В нем также широко развиты надвиги. Юго-западное крыло и осевая зона вмещают многочисленные дайки и интрузии гранитов (особенно на юго-восточном фланге), а для северо-восточного крыла типичны крупные батолиты гранитов.

Осадочные породы испытали неравномерный метаморфизм начальных ступеней зеленосланцевой фации (индекс-минералы: хлорит, серицит, стильпномелан и биотит). Метаморфизму терригенных толщ орогенного пояса уделялось достаточно много внимания (Гельман, 1973, 1976, 1977; Гельман и др., 1980; Бергер, Мамонов, 1988; Федорова, 1989, 1991; Шупиков, Никонов, 1989). Эти исследователи разработали методики картографирования слабоизмененных осадочных пород региона и составили ряд схематических карт метаморфической зональности по отдельным районам орогенного пояса – Колымскому (М.Л. Гельман и М.П. Крутоус; Г.С. Мирзеханов), Индигирскому (С.С. Федорова; В.А. Шупиков и В.Н. Никонов) и Адычанскому (В.И. Бергер и С.В. Мамонов; С.С. Федорова). Сводка этих данных, приведенная в работе Н.А. Горячева (1998), позволила выявить общее северо-западное простирание зон максимального регионального метаморфизма с индекс-минералом биотитом и приуроченность отдельных (но не всех!) зон к главным разломам и к ареалам плутонических пород, на что ранее указал М.Л. Гельман.

По степени метаморфизма пород и наличию индекс-минералов можно выделить контактово- и регионально-метаморфизованные породы. Среди последних М.П. Крутоус различает регионально-метаморфические и регионально-плутоно-метаморфические. Все авторы отмечают для регионально-метаморфизованных пород неравновесность парагенезисов минералов – фактически зоны метаморфизма устанавливаются только по индекс-минералам, составляющим первые проценты, реже десятки процентов объема пород. Типичный парагенезис для зон с максимальным проявлением метаморфизма – ассоциация маложелезистого биотита с порфиробластами ильменита (Гельман, 1977), однако основной парагенезис – ассоциация хлорита с серицитом и альбитом. По данным микрозондового анализа (Федорова, 1991), метаморфический биотит обладает невысокой железистостью (f = 57–59 %), содержанием двуокиси титана 3,64–4,08 %, двуокиси натрия – 0,11–0,14 %, а хлориты характеризуются близкой железистостью (52–56 %). В процессе метаморфизма на фоне общей изохимичности устанавливается относительное увеличение роли калия (Федорова, 1991; Федорова, Грачев, 1991). По данным термографического анализа органического вещества регионально-метаморфизованных пород, температура метаморфизма 450–620 °С (Федорова, 1991) или 400–600 °С (Шупиков, Никонов, 1989). Согласно Шупикову, Никонову (1989), в центральных частях зон плутоно-метаморфизма температуры выгорания углеродистой составляющей пород более 700 °С. Отсутствие индекс-минералов метаморфических фаций повышенных давлений позволяет считать рассматриваемый метаморфизм низкобарическим.

Важную роль в строении орогена играют крупные разломы, например Улахан, Дарпир, Чай-Юрьинский, Адыча-Тарынский. Все они имеют единое северо-западное генеральное простирание и плоскости падения, наклоненные под разными углами на северо-восток (Чехов, 1973; Гусев, 1979). Отмечаются также субмеридиональные, субширотные и северо-восточные простирания разломов (Чехов, 1973).

Адыча-Тарынский (или Адыча-Эльгинский) разлом прослежен от устья р. Адыча до верховьев

р. Тарын (Гусев, 1979) и далее на юго-восток (под названием Тенькинского разлома) до Охотско-Чукотского пояса на расстояние около 2000 км. Этот разлом контролирует мощности и фации триасово-юрских отложений, размещение гранитоидных интрузий и золотое оруденение. Он уверенно дешифрируется на космоснимках (Архипов и др., 1981), геофизическими методами (Гуторович и др., 1978) и проявляется в виде системы субпараллельных взбросов, иногда переходящих в надвиги с плоскостями падения на северо-восток шириной от 15 до 40 км (Архипов и др., 1981).

Чай-Юрьинский разлом детально описан А.Д. Чеховым (1973, 1976) и Г.С. Гусевым (1979). Этот разлом протяженностью около 1000 км отделяет юрские отложения «Дебинского трога» от пермских и триасовых в Аян-Юряхском антиклинории и Адыча-Эльгинской зоне, т. е. служит границей Куларо-Нерского террейна. Плоскость разлома наклонена к северо-востоку, вертикальная амплитуда 1–3 км, а правосторонние сдвиговые перемещения достигают десятков километров (Чехов, 1973). Мощность зоны дробления и смятия около 1 км. Геофизически разлом отчетливо выражен гравиметрической ступенью.

Разлом *Дарпир* отчетливо прослеживается в северо-западном направлении на расстояние более 800 км от низовьев р. Таскан до р. Догдо и служит границей Омулевского террейна (Шпикерман, 1997). Он выражен зоной интенсивного дробления рассланцевания и милонитизации шириной 0,3–3 км, с падением сместителя на северо-восток под углами 60–80° и вертикальной амплитудой 3–5 км (Чехов, 1973). Местами его плоскость выполаживается, и разлом превращается в надвиг (Чехов, 1973) с перемещением отдельных блоков на юго-запад до 40–50 км (Мальков, 1976; Шпикерман, 1997). Между этими разломами располагается серия более мелких – Кунтук (Умарский), Бургандинский и др. – в основном взбросо-сдвиги с перемещениями до 1 км.

Разломов субширотного простирания также много, но они значительно менее протяженные по сравнению с разломами северо-западного простирания. Наиболее крупный из них – Паутовский (Чехов, 1973).

Паутовский разлом отделяет Иньяли-Дебинский синклинорий Куларо-Нерского террейна от Балыгычанского поднятия Вилигинского террейна и служит фрагментом юго-восточной границы синклинорной зоны. Он представлен широкой полосой сближенных нарушений и многочисленных аномалий силы тяжести и магнитных полей (Озерцова, Радзивилл, 1964). Этот разлом представляет собой надвиг с плоскостью падения сместителя на юг (Мальков, 1976; Корольков, Гельман, 1992).

Омулевский террейн (фрагмент палеоконтинентального склона и его подножия) сложен карбонатными и терригенно-карбонатными толщами нижнего–среднего палеозоя (см. рис. 4.22), местами содержащими покровы и силлы позднедевонских базитов. В качестве особого структурного подразделения юго-восточного фланга Омулевского террейна выделяется Сударский субтеррейн, отличающийся присутствием девона, а также, помимо карбонатных пород, субаквальных трахибазальтов и песчаников. С фамена до нижнего триаса в субтеррейне преобладают глубоководные породы: алевролиты, фтаниты, кремни с небольшим количеством туфов андезитов и базальтов (Шпикерман, 1998). По данным В.И. Шпикермана (1998), в субтеррейне можно предполагать перерывы в осадконакоплении. Верхнепалеозойские отложения (кроме верхней перми) насыщены силлами позднепалеозойских диабазов, которые смяты в складки вместе с вмещающими породами.

Приколымский террейн (фрагмент докембрийско-палеозойской пассивной окраины) представляет собой крупный вытянутый в меридиональном направлении блок со сложной структурой, в котором обнажены в основном породы докембрия и палеозоя. На востоке и юго-востоке по Ярходонскому шву он граничит с Омолонским террейном и восточным продолжением Куларо-Нерского, а на юго-западе – с Омулевским террейном. На западе и севере его границы скрыты под верхнемезозойско-кайнозойским перекрывающим комплексом. Приколымский террейн включает следующие основные единицы (см. рис. 4.22): 1) метаморфизованные в амфиболитовой фации гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы, по радиологическим датировкам, вероятно, раннепротерозойские; возраст гнейсов согласно Pb-Pb датировкам цирконов 2360±90 млн лет, гранитов – 1735±120 млн лет (Беус, Миледин, 1990); 2) рифейские, вендские и кембрийские мелководно-морские обломочные и карбонатные породы, обнаженные в осевой части террейна; 3) ордовикские и нижнесилурийские мелководно-морские карбонатные и обломочные породы западной части террейна; 4) девонские и нижнекаменноугольные мелководно-морские известняки, доломиты, мергели, алевролиты и конгломераты; 5) верхнедевонский–верхнепалеозойский комплекс обломочных, в том числе грубообломочных пород центральной и восточной частей террейна, на восточной окраине сменяющийся мощным комплексом морских тонкослоистых терригенных и вулканокластических пород с подчиненным количеством карбонатных, с микро- и макрофауной позднего девона, раннего и среднего карбона и поздней перми; 6) позднекаменноугольные и раннепермские рифтогенные щелочные базальты, туфы и дайки, силлы и штоки щелочных габброидов (чахаданский комплекс); 7) верхнетриасовые и нижнеюрские мелководно-морские отложения: сланцы, алевролиты, песчаники юго-западной части террейна. Террейн перекрывается позднеюрскими вулканитами и

прорван одновозрастными им гранитами Уяндино-Ясачненского вулкано-плутонического комплекса. Он разбит многочисленными разломами преимущественно субмеридионального простирания, часть которых представляет собой надвиги и взбросы, на востоке погружающиеся на запад, а на западе – на восток.

Мунилканский террейн (фрагмент среднепалеозойской океанической коры) обнажен в виде тектонических пластин офиолитов, выделенных ранее в качестве протяженного (900 км) офиолитового пояса хр. Черского (Долгов и др., 1983; Архипов, 1984; Оксман и др., 1994). В пределах рассматриваемой территории обнажен лишь один фрагмент террейна – Гырбыньинская пластина. В целом же террейн состоит из метаморфизованных мафических и ультрамафических пород, ассоциирующих с метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами, среднего палеозоя (Ar-Ar возраст 450–312 млн лет; Оксман и др., 1994). Офиолиты интенсивно и неоднократно метаморфизованы (T=560–670 °C; 450–600 °C; 250–450 °C и P=1–3; 3–6; 1–4 кбар; Плюснина, Некрасов, 1989; Оксман, Куренков, 1996). Ar-Ar возраст метаморфизма 419–430 млн, 312 млн и 174 млн лет. Предполагается, что последняя дата отвечает времени надвигания офиолитов на блоки палеозойских пород Омулевского террейна (Оксман и др., 1994).

ОЛОЙСКО-ЧУКОТСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС

Олойско-Чукотский орогенный пояс включает в себя структуры, возникшие в результате взаимодействия сложной окраины Сибирского континента с Новосибирско-Чукотским континентальным блоком в конце раннего–начале позднего мела (Бялобжеский, Горячев, 2004), благодаря чему был закрыт Южно-Анюйский палеоокеан. Пояс ориентирован в целом субширотно, в него входят Чукотский террейн пассивной континентальной окраины и террейны разновозрастных дуг и зон субдукции. Речь идет о Южно-Анюйском, Яракваамском, Хетачанском, Олойском и Березовском террейнах (рис. 4.23). Коллаж террейнов перекрыт вулканогенно-осадочным комплексом, накопление которого началось на юге в поздней юре и закончилось в позднем мелу, а также рыхлыми кайнозойскими отложениями.

Специфика этого орогена состоит в том, что в нем сохранились слабодеформированные фрагменты островных дуг, пассивных окраин и океанической коры. В связи с этим здесь нет коллизионных S-гранитов, а зональный метаморфизм проявился только в Чукотском террейне.

Чукотский террейн (фрагмент позднепалеозойской–раннемезозойской пассивной окраины) характеризуется присутствием в нижней части разреза интенсивно дислоцированных и метаморфизованных в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях пород докембрия, терригенно-карбонатным составом нижне- и среднепалеозойских отложений, отсутствием или редуцированностью верхнепалеозойских отложений и преобладающим распространением на поверхности мощных терригенных флишоидных толщ триаса. В отдельных впадинах и по южной периферии террейна распространены вулканогенно-терригенные отложения верхней юры–нижнего мела. Северная часть террейна скрыта под водами и донными осадками Восточно-Сибирского и Чукотского морей, на юго-западе он граничит с Южно-Анюйским террейном, а на юге и юго-востоке перекрыт верхнемеловыми вулканитами Чукотского отрезка Охотско-Чукотского вулканического пояса. По особенностям палеозойского и мезозойского разреза Чукотский террейн подразделяется на субтеррейны (с запада на восток): Анюйский, Чаунский и Беринговский. В качестве субтеррейна рассматривается также о-в Врангеля (см. рис. 4.23).

Анюйский субтеррейн в северной части (поднятие Алярмаут) образован главным образом кварц-биотитовыми, кварц-плагиоклаз-биотитовыми, биотит-амфибол-пироксеновыми и слюдяными кристаллическими сланцами с гранатом, ставролитом, андалузитом и кордиеритом, а также мраморами и карбонатными сланцами, содержащими каменноугольные кораллы и брахиоподы. Метаморфические породы образуют купола, окруженные концентрическими и изоклинальными складками, и отделяются от триасовых толщ разломами (Садовский, 1965; Драбкин, 1970; Бычков, 1994). Триас представлен (рис. 4.24): 1) мощной толщей нижнетриасовых кварц-хлоритовых сланцев и основных туфов, сменяющихся вверх по разрезу тонкозернистыми граувакками с подчиненными силлами и дайками диабазов и содержащими остатки пелеципод и аммонитов; 2) средне(?)- и верхнетриасовыми (карний–ранний норий) карбонатными сланцами, переслаивающимися с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками; 3) средне- и верхненорийскими сланцами с подчиненным количеством алевролитов и песчаников, перекрытыми нижнеюрскими (синемюр-геттангскими) сланцами и алевролитами. Характерно чередование участков интенсивной деформации пород (смятых в изоклинальные складки с многочисленными надвигами) и менее деформированных (смятых в простые линейные складки) с южной вергентностью осей складок на юге и северной вергентностью – на севере. На северо-востоке субтеррейна, к западу от Чаунской губы, верхнетриасовые и нижнеюрские отложения несогласно перекрыты верхнеюрскими кварц-полевошпатовыми песчаниками с тефрогенной примесью, сменяющимися нижнемеловыми (берриас-валанжинскими) алевролитами, аргиллитами и песчаниками с линзами

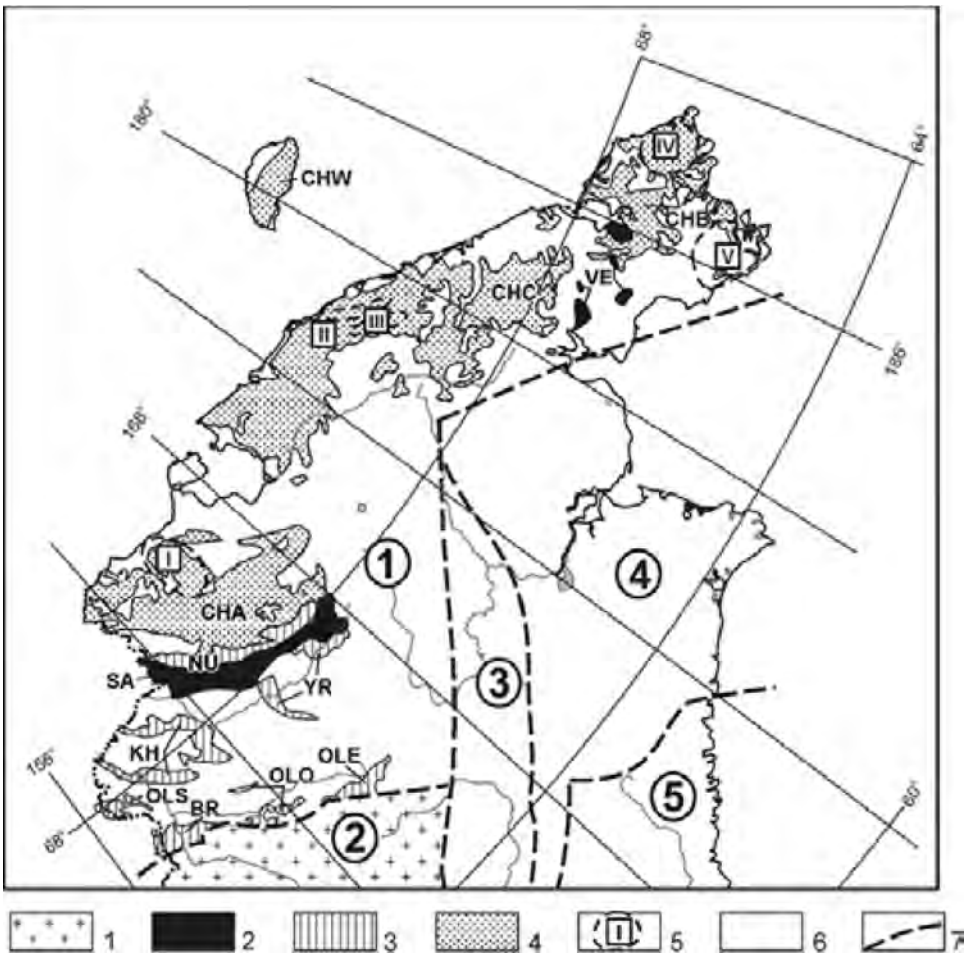


Рис. 4.23. Схема расположения террейнов Олойско-Чукотского орогенного пояса.

1 – кратонные террейны; 2 – террейны – фрагменты океанической коры и зон субдукции; 3 – островодужные террейны; 4 – террейны – фрагменты пассивных окраин; 5 – метаморфические купола: I – Алярмаутский, II – Велиткенайский, III – Куневуньский, IV – Кооленьский, V – Синявинский; 6 – образования перекрывающего комплекса; 7 – разломы.

Кратоны и орогенные пояса (цифры в кружках): 1 – Олойско-Чукотский орогенный пояс, 2 – Омолонский кратонный террейн, 3 – Охотско-Корякский, 4 – Корякский и 5 – Сахалинско-Камчатский орогенные пояса.

Террейны и субтеррейны: Анюйский (CHA), Чаунский (CHC) и Беринговский (CHB) субтеррейны и субтеррейн о-ва Врангеля (CHW) в составе Чукотского террейна; VE – Вельмайский, NU – Нутесынский, SA – Южно-Анюйский, YR –Яракваамский, KH – Хетачанский и BR – Березовский террейны; OLS – Сиверский, OLO – Олойчанский и OLE – Еропольский субтеррейны Олойского террейна

конгломератов. С ними ассоциируют лавы, в том числе субщелочные, дифференцированные от основных до кислых, и их туфы. Местами верхнеюрско-нижнемеловые толщи образуют тектонические покровы (Баранов, 1995).

Чаунский субтеррейн состоит из (см. рис. 4.24): 1) кварц-хлоритовых и серицит-хлоритовых сланцев, филлитов и метапесчаников, вмещающих ордовикские граниты с Rb-Sr возрастом 439±32 млн лет (Тибилов и др., 1986); 2) нижне-среднедевонских субаркозовых и кварцевых песчаников, сланцев, тонкозернистых органогенных известняков, содержащих различную донную фауну, иногда кости рыб и остатки псилофитов; 3) верхнедевонских субаркозовых и аркозовых песчаников, с подчиненным количеством сланцев и фораминиферовых известняков; 4) нижне-среднекаменноугольных аркозовых песчаников и конгломератов с гальками и валунами гранитов и кварцитов, сланцев, карбонатных песчаников и известняков с кораллами, брахиоподами и фораминиферами, несогласно залегающих на верхнедевонских отложениях; 5) верхнекаменноугольно-пермских углистых сланцев и песчаников с растительными остатками; 6) нижне- и среднетриасовых граувакк и сланцев; 7) верхнетриасовых поздненорийских песчаников, конгломератов и глинистых известняков с остатками монотисов.

Триасовые граувакки и сланцы содержат остатки оленекской, карнийской и норийской фауны и трансгрессивно залегают на палеозойских отложени-

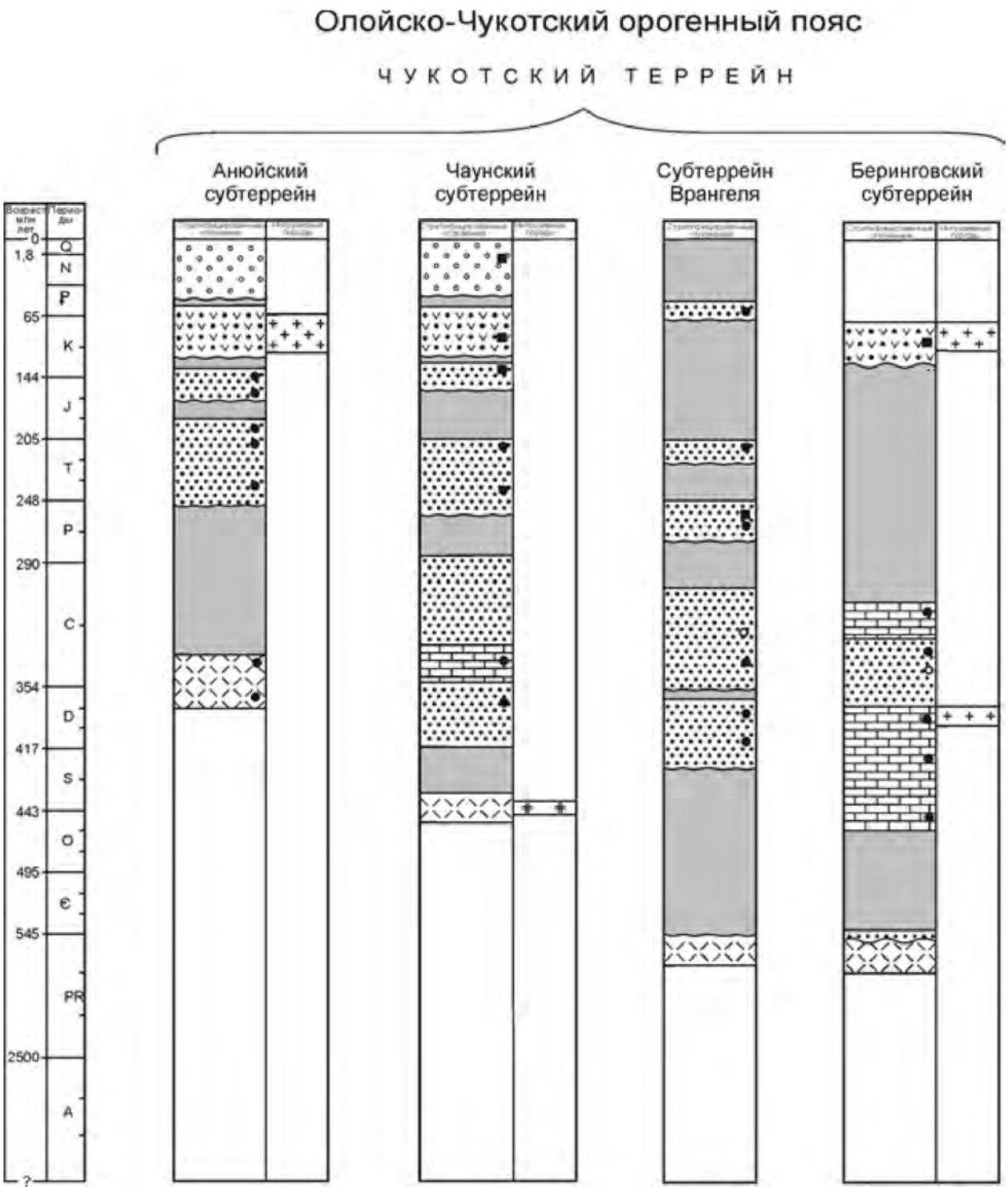


Рис. 4.24. Тектоно-стратиграфические колонки для террейнов Олойско-Чукотского орогенного пояса.
Условные обозначения см. на рис. 4.8

ях. Палеозойские и триасовые отложения смяты в складки, пронизанные силлами диабазов и габбро-диабазов и осложненные надвигами, по которым происходили перемещения на север. Палеозойские образования рассматриваются как отложения континентального шельфа, а триасовые – как турбидиты (Драбкин, 1970; Тильман, 1973; Бычков, 1994).

Анюйский и Чаунский субтеррейны, вероятно, граничат по разлому северо-западного простирания, скрытому под кайнозойскими отложениями юго-восточного побережья Чаунской губы. Южная периферия Чаунского субтеррейна перекрыта позднемеловыми вулканитами Охотско-Чукотского пояса, из-под которых местами обнажены несогласно, с раз-

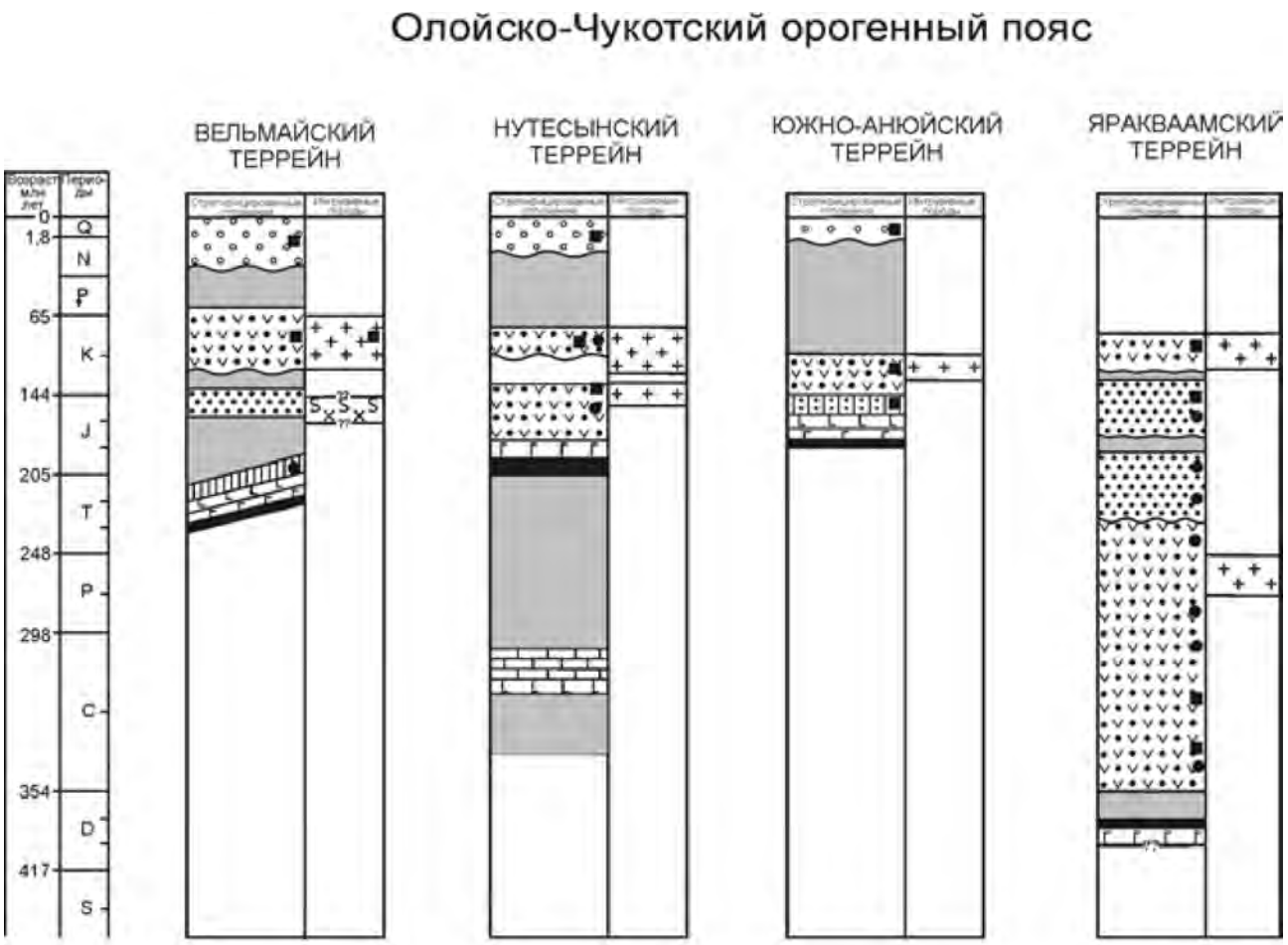


Рис. 4.24. Продолжение

мывом залегающие на породах триаса вулканогенно-осадочные прибрежно-морские и континентальные флороносные отложения верхней части верхней юры и нижнего мела (неоком).

Беринговский субтеррейн объединяет (см. рис. 4.24) интенсивно дислоцированные метаморфические образования и отложения палеозоя полуостровов Чукотский и Сьюард (Аляска, США). На сходство геологического строения полуостровов, разделенных неглубоким Беринговым проливом, еще в 1901 г. обратил внимание К.И. Богданович в «Очерках Чукотского полуострова». В совместных российско-американских работах последнего десятилетия XX в.–начале нынешнего это сходство находит все большее подтверждение (Akinin, Calvert, 2002; Geologic Structure…, 2002; Natal'in et al., 1999). На геологической карте шельфа Берингова и Чукотского морей и тектоно-стратиграфических террейнов прилегающей суши (Geologic Structure…, 2002) плуострова Чукотский и Сьюард объединены в террейн Колдфут. Связующим звеном между западной частью Беринговского субтеррейна и Чаунским субтеррейном служат нижнетриасовые терригенные отложения амгуэмской свиты, прослеживающиеся от побережья Мечигменского залива на востоке до междуречья Вельмай–Амгуэма на западе, с угловым несогласием и размывом залегающие на более древних толщах (Бычков, 1994).

Регионально-метаморфизованные породы зеленосланцевой фации, различных субфаций амфиболитовой и локально гранулитовой фаций обнажены на большой площади на севере Чукотского полуострова в Уэленском поднятии. Значительно меньшие выходы аналогичных пород установлены на юго-востоке полуострова. Небольшие выходы метаморфических пород, от десятка до первых квадратных километров, встречаются также в юго-западной части полуострова среди позднемеловых вулканитов или амгуэмской свиты.

Метаморфические породы Чукотского полуострова традиционно относятся к докембрию. Породы эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций на основании сопоставления с метаморфическими комплексами других регионов, а также по данным K-Ar и Rb-Sr возраста считаются верхнеархейскими (Шульдинер, Недомолкин, 1976; Жуланова, 1990; Котляр и др., 2001), а некоторые толщи, метаморфизованные в зеленосланцевой фации, – верхнедокембрийскими (Иванов, 1995; Крюков, 1977).



Рис. 4.24. Окончание

В Уэленском поднятии метаморфические породы эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и локально гранулитовой фации слагают крупный (более 3000 км^2) Кооленьский купол (Шульдинер, Недомолкин, 1976; Akinin, Calvert, 2002; Geologic Structure…, 2002; Natal'in et al., 1999; Жуланова, 1990), в ядре которого обнажены гранито-гнейсы и биотитовые гнейсы с подчиненными биотитовыми и рогово-обманково-биотитовыми сланцами (до 2,5 км), выделяемые в эттельхвылеутскую серию, а по периферии – разнообразные кристаллические сланцы, амфиболиты и мраморы, образующие лаврентьевскую серию, мощность которой 5–10 тыс. м. Лаврентьевская серия состоит из трех-пяти крупных ритмов, в которых метаосадочные, преимущественно глиноземистые, породы сменяются вверх карбонатными (Шульдинер, Недомолкин, 1976). Лаврентьевская серия вмещает небольшие тела метаморфизованных ультрамафитов. Амфиболиты – метаморфизованные изверженные породы основного состава, а протолитом кварцитов и кварц-графитовых сланцев были кремнистые породы (Шульдинер, Недомолкин, 1976; Akinin, 1995). Rb-Sr возраст пород Кооленьского купола от 2565±150 млн до 764±41 млн лет (Котляр и др., 2001), но некоторыми авторами он ставится под сомнение (Akinin, Calvert, 2002). По некоторым Ar-Ar датировкам пик метаморфизма при формировании Кооленьского купола был перед 104 млн лет, а декомпрессия и эксгумация произошли в интервале 104–84 млн лет (Akinin, Calvert, 2002; Geologic Structure…, 2002).

К западу от Кооленьского купола находится еще один ареал распространения пород эттельхвылеутской и лаврентьевской серий, обнаженных намного хуже. Он также рассматривается как купол (Шульдинер, Недомолкин, 1976; Жуланова, 1990), хотя его структура отнюдь не очевидна. То же самое относится и к Сенявинскому выступу, имеющему в целом северо-западную ориентировку. Породы, обнаженные здесь, объединяются в пенкигнейскую серию (до 5600 м), во многом сходную с лаврентьевской. Здесь также известны метаморфизованные ультрамафиты (Akinin, 1995).

В ядре Кооленьского купола по данным Rb-Sr изохронного метода (Котляр и др., 2001; Жуланова, 1990) и U-Pb метода по цирконам (Natal'in et al., 1999)

присутствуют ортогнейсы с возрастом соответственно 395±24 млн, 369,6±1,2 млн и 374,8±0,5 млн лет, указывающие на внедрение их в девоне, скорее всего позднем. Кооленьский купол, Нешканский и Сенявинский выступы прорваны многочисленными крупными телами гранитоидов, возраст которых по данным K-Ar определений по валовым пробам соответствует второй половине раннего мела и позднему мелу.

К верхнему докембрию в Уэленском поднятии отнесена толща (1000–1400 м) интенсивно дислоцированных мелко- и тонкозернистых кварц-хлоритовых, кварц-хлорит-биотитовых, хлорит-кварцевых, кварц-хлорит-мусковитовых, иногда с гранатом, сланцев, рассланцованных алевролитов, слюдистых и известковистых мелкозернистых песчаников и тонкозернистых мраморизованных известняков, содержащих прослои порфиритоидов и апобазальтовых сланцев, выходы которой обрамляют с востока Нешканский выступ высокометаморфизованных пород (Иванов, 1995; Крюков, 1977). Толща в целом погружается к востоку и юго-востоку и на побережье Чукотского моря тектонически подстилает известняки верхнего ордовика. Метаосадочные породы зеленосланцевой фации, не содержащие фауны, но считающиеся девонскими, распространены еще в ряде участков по северной периферии Кооленьского купола.

Палеозойский разрез Чукотского полуострова охватывает стратиграфический интервал от среднего ордовика по нижний, возможно средний, карбон (Борзаковский, Романова, 1968; Недомолкин, 1982; Орадовская, Обут, 1977; Романова, Жукова, 1970). Наиболее полно он представлен на севере Уэленского поднятия между Кооленьским куполом и берегом Чукотского моря. Нижнепалеозойская часть разреза, от среднего ордовика по нижний девон, обнажена на левобережье среднего и нижнего течения р. Чегитунь и ограничена разломами. Внизу разреза залегают доломитизированные известняки и доломиты, сменяющиеся органогенными, пелитоморфными известняками и мергелями с остатками брахиопод, гастропод, трилобитов и иглокожих среднего ордовика (до 540 м). Верхний ордовик – известняки, в том числе рифов с ископаемыми кораллами, брахиоподами и гастроподами (240 м), сменяется плитчатыми известняками и глинисто-известковистыми сланцами с граптолитами нижнего силура (70 м). К верхнему силуру отнесены массивные доломиты и доломитизированные известняки (315 м), перекрытые доломитизированными и битуминозными строматопоровыми известняками нижнего девона (250 м) (Орадовская, Обут, 1977). Более высокие горизонты среднего девона фрагментарно известны на левобережье р. Чегитунь и широко распространены на ее правобережье в нижнем течении и далее к востоку на побережье Чукотского моря. Граница между нижним и средним девоном проходит внутри единой толщи коралловых известняков мощностью до 100 м (Недомолкин, 1982). Эйфельский ярус (1400–1600 м) с ископаемой фауной брахиопод и кораллов представлен переслаиванием серых и черных битуминозных известняков углисто-кремнистых и углисто-глинистых сланцев, часто филлитизированных, количество которых возрастает к востоку и юго-востоку (Борзаковский, Романова, 1968; Недомолкин, 1982). Живетские известняки – массивные биокластические и тонкослоистые битуминозные, содержащие остатки кораллов и брахиопод – надстраивают эйфельские отложения. С известняками переслаиваются пачки углисто-глинистых и известково-глинистых, иногда пестроокрашенных сланцев, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Мощность живетских отложений составляет 400–450 м (Борзаковский, Романова, 1968; Недомолкин, 1982).

Нижнекаменноугольные отложения на севере тяготеют к восточной части Уэленского поднятия и, по-видимому, несогласно залегают на живетских. В основании – известняки (100–250 м) с остатками кораллов и фораминифер визейского яруса, сменяющиеся кверху (200–250 м) чередованием алевролитов, глинисто-известковых сланцев и известняков с прослоями мелкозернистых песчаников, количество которых растет вверх по разрезу. Верхнюю часть нижнекаменноугольного разреза (до 450 м) образует «немая» толща аркозовых и кварцево-слюдистых песчаников, переслаивающихся с углистыми, углисто-глинистыми сланцами и алевролитами и изредка известняками; в верхней части толщи начинают преобладать тонкообломочные породы (Борзаковский, Романова, 1968; Недомолкин, 1982).

Палеозой севера Уэленского поднятия смят в пологие брахиформные складки с северным и северо-восточным простираниями осей, осложненные местами более мелкими складками, и разбит многочисленными крутопадающими разломами на блоки, сложенные фрагментами палеозойского разреза, восстанавливающегося на основании ископаемой фауны.

Палеозойские отложения в средней и южной частях полуострова обнажены фрагментарно и, как правило, метаморфизованы. Они представлены мраморизованными известняками и сланцами и охарактеризованы редкими остатками организмов среднего девона и раннего карбона (Романова, Жукова, 1970), в целом они сходны со средним палеозоем севера полуострова.

Нижнетриасовые отложения (амгуэмская свита) распространены в центральной части полуострова (Колючинско-Мечигменский прогиб) и юго-западной части, где обнажены локально в поднятиях среди вулканитов Чукотской ветви Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса. Северной границей распространения амгуэмской свиты служит разлом

северо-западного простирания, контролирующий размещение неогеновых базальтов и ограничивающий с юга Кооленьский купол и Нешканский выступ метаморфических пород.

В основании амгуэмской свиты на Чукотском полуострове предполагается крупное несогласие (Бычков, 1994). Свита сложена мелкозернистыми полимиктовыми известковистыми песчаниками, доминирующими в ее средней части, алевролитами и глинистыми, реже углисто-глинистыми сланцами, иногда образующими ритмичное переслаивание. Характерны песчано-глинистые стяжения, растительный детрит и иногда углефицированные остатки растений, внутриформационные конгломераты с гальками песчаников, алевролитов и сланцев. В обломочной части песчаников наряду с преобладающим кварцем и полевыми шпатами присутствуют биотит, сфен, циркон, турмалин и обломки пород: слюдистые и глинистые сланцы, кварциты, мраморы, роговики и пегматиты (Крюков, 1980; Романова, Жукова, 1980). Возраст амгуэмской свиты обосновывается редкими остатками раннетриасовых посидоний, флоры, спор и пыльцы триаса (Бычков, 1994). Амгуэмская свита вмещает много пластовых и лакколитообразных тел габбро-диабазов и габброидов, K-Ar возраст которых 233–218 млн лет (В.А. Казинский, 1999 г.). Мощность свиты 1000–2000 м. В западном направлении разрез триаса Чукотского террейна наращивается вниз и вверх (Бычков, 1994).

Мезозойский разрез Беринговского субтеррейна завершают отложения от верхов верхней юры (волжский ярус) до нижней части нижнего мела (нижняя часть неокома), охарактеризованные в большинстве случаев остатками бухий и распространенные по южной его периферии и в отдельных впадинах на севере континентальной части. На Чукотском полуострове верхнеюрские–нижнемеловые отложения установлены на севере, по берегам Колючинской губы, и на юге, где они перекрыты по большей части верхнемеловыми осадочно-вулканогенными толщами Чукотской ветви Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса.

В окрестностях Колючинской губы, главным образом на западном побережье, местами обнажены песчаники и алевролиты с прослоями глинистых сланцев и остатками растений, внизу разреза содержащие конгломераты с гальками спилитов и диабазов. Видимая мощность их более 200 м, а возраст – по остаткам белемнитов и двустворок – позднеюрско-раннемеловой, не древнее апта (В.А. Казинский, 1999 г.). Более высокие горизонты нижнего мела в окрестностях Колючинской губы представлены плохо обнаженной осадочно-вулканогенной толщей мощностью до 500 м, в основании которой залегает мощный (до 100 м) горизонт конгломератов и туфоконгломератов с линзами и прослоями песчаников, туфопесчаников и алевролитов, туфов и кластолав риодацитов и трахириолитов. Вверх по разрезу он сменяется кластолавами и лавами кислого состава. По растительным остаткам эта толща датируется аптом–нижним-средним альбом.

На юге Чукотского полуострова в бассейнах рек Курупка и Эргувеем нижнемеловые отложения, датированные остатками валанжинских бухий, представлены песчаниками, известковистыми и туфопесчаниками, алевролитами, иногда бухиевыми ракушняками (до 30 м) общей мощностью до 300 м. В основании – до 45 м конгломератов, содержащих хорошо окатанные гальки кристаллических и кварц-хлоритовых сланцев, двуслюдяных гранитов и габброидов. Стратиграфически выше располагается горизонт базальтов (550 м), в нижней части которого есть прослои туфопесчаников и кремнистых пород. Выше залегает толща (более 1000 м) андезитов, андезитобазальтов и трахиандезитов с подчиненными туфами, туфопесчаниками и кремнистыми породами. Эта толща несогласно (с базальными конгломератами) перекрыта позднемеловыми вулканитами Чукотской ветви Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса.

Субтеррейн Врангеля (о-в Врангеля) состоит из (см. рис 4.24): 1) верхнепротерозойских обломочных и метавулканических пород, которые содержат небольшие тела рассланцованных метадиабазов, метагаббро и гранитов. U-Pb возраст цирконов 633 млн лет для метавулканических пород и 699 млн лет для силлов порфировых гранитов. Все породы метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях; 2) верхнесилурийских и девонских конгломератов, аркозовых и субаркозовых песчаников, реже филлитов, сланцев, алевролитов и кварцевых песчаников, содержащих остатки брахиопод, пелеципод, бриозоа и кораллов; 3) верхнедевонских и нижнеаменноугольных конгломератов, кварцевых песчаников, мергелей и доломитов с линзами гипса; 4) нижне- и среднекаменноугольных криноидных и глинистых известняков, песчаников, алевролитов и сланцев, содержащих остатки брахиопод, кораллов, бриозоа, гониатитов и фораминифер; 5) пермских аргиллитов и биокластических известняков, содержащих колымский комплекс пелеципод и фораминифер и трансгрессивно залегающих на каменноугольных образованиях; 6) триасовых песчаников, алевролитов и сланцев с фосфатными и глинистыми конкрециями, которые содержат норийские монотисы. Субтеррейн разбит на серию тектонических пластин, разделенных надвигами северной вергентности.

Важным элементом строения Чукотского террейна являются гранитно-метаморфические купола, представляющие собой продукты зонального метаморфизма, сопровождавшего формирование орогенного пояса.

Зональные метаморфические преобразования наиболее интенсивно проявлены в палеозойских и нижнетриасовых породах и детально изучены М.Л. Гельманом (1961, 1977, 1995). Они формируют монометаморфические купола – «валы», в ядрах которых устанавливаются парагенезисы амфиболитовой фации (терригенные и карбонатные отложения палеозоя и силлы диабазов триаса превращены в кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты), а на крыльях и в апикальных частях слабоэродированных куполов мезозойские (триасовые) песчано-сланцевые отложения метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях (Гельман, 1961; Гельман и др., 1980). В некоторых наиболее эродированных куполах (Алярмаутском, Куэквуньском и особенно Велиткенайском, см. рис. 4.23) известны поля мигматитов калиевого профиля.

По характеру преобразования пород (минеральные ассоциации, индекс-минералы, минеральная термобарометрия) метаморфизм, по оценке М.Л. Гельмана (1996), Алярмаутского купола относится к фации умеренных давлений (парагенезисы с жедритом) с T = 490–660 °C и P = 5–8 кбар (оптимально 5–6,5 кбар). В ядрах куполов отмечены обособления анатектоидных гранитоидов размером в десятки сантиметров и своеобразные пластовые залежи и дайки интрузивных диоритов и биотит-амфиболовых гранодиоритов и гранитов (Гельман, 1963, 1995). Их рассекают более поздние жилы и штоки биотитовых гранитов. Интрузивы сопровождаются контактовыми преобразованиями метаморфических пород с разложением граната, кордиерита и жедрита и замещением их биотитом, силлиманитом или андалузитом (Гельман, 1961; Давыдов, 1979). Возраст метаморфизма – ранний мел (жедрититы и амфиболиты), а внедрение поздних калиевых гранитов и контактовый метаморфизм (биотитовые сланцы) датируются серединой мела (табл. 4.1). Рассчитанная по нашим данным K-Ar изохрона отвечает возрасту 95,5 млн лет при незначительном избытке аргона.

Вельмайский террейн (фрагмент раннемезозойской зоны субдукции) объединяет локально распространенные на Чукотском полуострове выходы верхнетриасовых отложений, резко отличающихся от верхнего триаса остальной части Чукотского террейна и не датированных фауной подводных осадочно-вулканогенных образований, которые древнее раннего мела и с которыми часто пространственно ассоциируют блоки серпентинизированных гарцбургитов, пироксенитов, габбро и плагиогранитов.

Верхнетриасовые отложения, представленные чередованием туфов основного состава, туфоалевролитов и туфопесчаников с прослоями известняков с остатками поздненорийских пелеципод (см. рис. 4.24) известны к северу от зал. Креста в истоках р. Вельмай. Они слагают несколько небольших блоков, выступающих из-под Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса. На юго-западном побережье Колючинской губы в ряде мест центральной части Чукотского полуострова среди нижнемеловых и нижнетриасовых терригенных пород известны выходы метаморфизованных базальтов, иногда с шаровой отдельностью, кремнистых и карбонатно-кремнистых сланцев с остатками радиолярий, туфов основного состава и граувакк, структурное положение которых не установлено (Воеводин и др., 1978). Субтеррейн рассматривается как фрагмент раннемезозойской зоны субдукции (Nokleberg et al., 1998).

Нутесынский террейн (фрагмент позднеюрской-раннемеловой островной дуги) образует узкую полосу, с юга примыкающую к Анюйскому субтеррейну, и состоит (см. рис. 4.24) из: 1) нижней единицы – серпентинитов и серпентинизированных пери-

Таблица 4.1

K-Ar возраст метаморфических и гранитоидных пород Алярмаутского купола Западной Чукотки

Порода, минерал	Номер образца	Калий, мас.%	Аргон-40, нг	Возраст, млн лет
Кристаллический сланец	834/1	4,87	33,7±0,3	97±1
Биотит	834/1	7,45	51,3±1,1	97±2
Кристаллический сланец	836	2,13	14,6±0,1	97±1
Биотит	836	6,93	47,3±0,3	96±1
Амфибол	840/3	0,41	3,4±0,1	116±4
Амфиболит	840/3	0,36	3,2±0,7	124±28
Жедритит*	74/64	1,35	14,6	146
Гранит*	667/3	4,12	32,7	108
Гранит*	638/1	2,88	21,05	100
Гранит*	694/2	3,01	27,4	123
Сиенодиорит*	74/43	3,14	23,1	100

* Данные М.Л. Гельмана (1963).

Примечание. Все определения выполнены в лаборатории СВКНИИ, аналитик А.Д. Люскин.

дотитов и метагаббро и 2) верхней единицы – базальтов, андезибазальтов, андезитов, туфов, гипабиссальных дацитов, риодацитов, вулканокластических песчаников, конгломератов и сланцев, содержащих остатки позднеюрско-раннемеловой фауны и отпечатки среднеюрской растительности. В основании позднеюрских вулканических пород отмечены известняки, содержащие остатки позднекаменноугольных кораллов (Сизых и др., 1977; Натальин, 1984).

Южно-Анюйский террейн (фрагмент юрско-раннемеловой зоны субдукции) состоит из двух главных тектонических единиц (см. рис 4.24): 1) комплекс сильно деформированных пиллоу-базальтов MORB-типа, ассоциирующих с граувакками, сланцами и кремнями, которые содержат скелеты оксфорд-келловейских радиолярий и, редко, остатки позднеюрской макрофауны. Этот комплекс содержит также небольшие тела глаукофановых сланцев и тектонически разобщенные пластины офиолитов; 2) турбидитов, включающих остатки берриас-валанжинской и готеривской макрофауны. Турбидиты содержат редкие прослои конгломератов с линзами углей и остатками древесины. Террейн несогласно перекрыт меловыми континентальными вулканическими породами и конгломератами Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса (Сеславинский, 1970, 1979; Довгаль, Палымский, 1972; Пинус, Стерлигова, 1973; Натальин, 1984; Лычагин и др., 1991).

Яракваамский террейн (фрагмент позднепалеозойской–раннемезозойской островной дуги) включает снизу вверх (см. рис. 4.24): 1) тектонические пластины девонских полосчатых габбро, пироксенитов, перидотитов и амфиболитов (Громадненский массив), расположенные в северной части террейна и представляющие основание вулканической дуги; 2) конгломераты, вулканомиктовые гравелиты и песчаники, кремнистые и карбонатные аргиллиты, карбонатные песчаники и алевролиты, в подчиненном количестве известняки, основные и кислые лавы, а также тонко- и грубозернистые туфы с фауной раннего и позднего карбона и остатками раннесреднекаменноугольной растительности; 3) пермско-раннетриасовые конгломераты и известняки, содержащие конодонты, базальты, андезиты, дациты, риолиты и их туфы. Породы прорваны интрузиями пермо-триасовых тоналитов, кварцевых диоритов, плагиогранитов, габбро-норитов, габбро, пироксенитов, перидотитов и анортозитов.

Фрагментом Яракваамского террейна является, по-видимому, выход так называемых Алучинских офиолитов, располагающийся юго-западнее Громадненского массива. В их составе выделяются (Лычагин и др., 1989) дунит-гарцбургитовая, пироксенит-габбро-верлитовая и габброидная породные ассоциации, а также комплекс параллельных даек. С офиолитами пространственно ассоциируют блоки измененных базальтов, альбитофиров и кремнистых пород предположительно среднепалеозойского возраста, вмещающих тела диоритов и тоналитов, туфотерригенных пород среднего карбона–ранней перми, мелководно-морские верхнетриасовые и нижнеюрские обломочные породы, содержащие примесь хромшпинелидов и гальки тоналитов (Лычагин и др., 1989; Сеславинский, Гедько, 1990).

Залегающие несогласно перекрывающие комплексы представлены юрскими мелководно-морскими обломочными породами, сменяющимися на севере турбидитами и туфами, которые являются частью индигирско-олойского осадочно-вулкано-плутонического комплекса, а также мел-палеоценовыми образованиями Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса (Афицкий, 1970; Радзивилл, 1972; Лычагин и др., 1991; Бычков, Соловьев, 1991).

Хетачанский террейн (фрагмент триасово-юрской островной дуги) образован нижнемезозойскими толщами (см. рис. 4.24), выступающими из-под осадочно-вулканогенных образований индигиро-олойского комплекса в двух крупных блоках на правобережье нижнего течения р. Омолон – северном и южном. В северном блоке обнажены интенсивно деформированные мощные вулканические и осадочные толщи верхнего триаса и нижней юры, включающие: 1) норийские туфы, вулканомиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты с подчиненными лавами основного и среднего состава: шошонитовыми трахибазальтами, базальтами, андезибазальтами, меньше – андезитами, трахиандезитами и дацитами, переслаивающимися с алевролитами, аргиллитами и известняками; 2) нижнеюрские вулканокластические алевролиты, песчаники и конгломераты, переслаивающиеся с базальтами, андезитами и их туфами. Северная граница блока скрыта под рыхлыми кайнозойскими отложениями. В южном блоке обнажены верхнетриасовые (карний–средний норий) вулканокластические песчаники, аргиллиты, алевролиты, гравелиты и конгломераты с гальками вулканических пород (Афицкий, Лычагин, 1987; Натапов, Шульгина, 1991).

Олойский террейн (фрагмент палеозойской островной дуги) объединяет Сиверский, Олойчанский и Еропольский блоки у северной окраины Омолонского кратонного террейна, окруженные образованиями индигиро-олойского осадочно-вулкано-плутонического комплекса. Стратиграфически разрезы этих блоков несколько отличаются друг от друга, поэтому они рассматриваются в качестве субтеррейнов.

Сиверский субтеррейн состоит в основном из (см. рис. 4.24): 1) слюдисто-кварц-альбитовых сланцев неясного происхождения и возраста; 2) среднедевонских полого залегающих риолитов, туфов и известняков с кораллами; 3) средне-позднекаменно-

угольных мелководно-морских песчаников, гравелитов, конгломератов и базальтов, андезибазальтов, туфов и кремней; 4) тектонических линз пермских и позднетриасовых алевролитов, песчаников, гравелитов и туфов среднего состава. Сиверский субтеррейн несогласно перекрыт позднеюрскими вулканическими и осадочными породами индигиро-олойского комплекса (Натапов, Шульгина, 1991; Дылевский, 1992).

Олойчанский субтеррейн состоит из (см. рис. 4.24): 1) кристаллических сланцев и мраморов (вначале считавшихся докембрийскими, а позднее определенных как раннепалеозойские), девонских метаморфизованных карбонатных пород, кремней и субщелочных базальтов; 2) базальтов, андезитов, туфоалевролитов и вулканомиктовых песчаников, содержащих средне- и позднекаменноугольную ископаемую фауну; 3) несогласно залегающих мелководно-морских обломочных отложений с прослоями спонголитов и известняков, содержащих пермские фораминиферы и пелециподы; 4) тектонических линз норийских морских туфов, песчаников и алевролитов. Олойчанский субтеррейн перекрыт позднеюрскими вулканическими и осадочными породами Олойского вулканического пояса (частью индигиро-олойского комплекса; Натапов, Шульгина, 1991).

Еропольский субтеррейн состоит из (см. рис. 4.24): 1) средне-верхнепалеозойских известково-щелочных вулканических пород основного, среднего и кислого состава (включающих субвулканические тела риолитов и риодацитов), кремнистых и карбонатных аргиллитов, туфов, вулканокластических песчаников, конгломератов, гравелитов, пелитоморфных, биокластических и органогенных известняков с остатками фораминифер, брахиопод, кораллов и пелеципод средне-позднедевонского, раннесреднекаменноугольного и раннепермского возраста, а также флоры пермского и каменноугольного возраста. Девонские вулканические и осадочные породы прорваны небольшими гранитными плутонами допозднедевонского возраста; 2) несогласно залегающих на более древних отложениях средне-позднетриасовых вулканомиктовых песчаников и известняков. Еропольский субтеррейн перекрыт среднеюрско-раннемеловым индигиро-олойским осадочно-вулкано-плутоническим комплексом на севере и позднемеловыми образованиями Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса на востоке (Лычагин и др., 1989).

Березовский террейн (фрагмент палеозойского задугового бассейна) представляет собой серию тектонических пластин, надвинутых к югу на северную окраину Омолонского террейна. Нижние части разреза террейна (см. рис. 4.24) состоят из глубоководных и мелководно-морских базальтов, риолитов, кремнистых алевролитов, кремней, песчаников и конгломератов. Осадочные породы содержат позднедевонские конодонты и остатки радиолярий, а также раннекаменноугольных фораминифер, конодонты и ископаемую макрофауну. Средне-позднекаменноугольно-раннеюрские кремни, алевролиты, аргиллиты и сланцы содержат прослои пелитоморфных известняков и глинисто-карбонатных конкреций, включающих остатки брахиопод и гониатитов. Березовский террейн и прилегающая окраина Омолонского несогласно перекрыты позднеюрскими полого-залегающими мелководно-морскими отложениями индигиро-олойского осадочно-вулкано-плутонического комплекса (Шульгина, 1980; Терехов и др., 1984; Гагиев, Шульгина, 1987; Натапов, Шульгина, 1991).

РАННЕМЕЛОВЫЕ ОРОГЕННЫЕ ПОЯСА

К раннемеловым отнесены Корякский и Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенные пояса, включающие фрагменты активных и трансформных окраин юрского и раннемелового времени, прорванные и перекрытые позднемеловыми образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского вулкано-плутонических поясов.

КОРЯКСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС

Корякский орогенный пояс сложен террейнами – фрагментами активных окраин позднеюрского–раннемелового возраста, которые несогласно перекрыты позднемеловыми и эоцен-олигоценовыми осадочными, в том числе грубообломочными и вулканогенно-осадочными образованиями (Соколов, 1992). В этот пояс включены Западно-Пекульнейский, Пекульнейский, Таловский, Алганский, Золотогорский, Майницкий, Алькатваамский, Эконайский и Янранайский террейны.

Западно-Пекульнейский террейн (фрагмент раннемеловой островной дуги на континентальном основании) образует западные отроги Пекульнейского хребта Корякского нагорья и сложен серией тектонических пластин меридионального простирания, круто погружающихся на запад. Он разделен на западную и восточную тектонические пластины. Западная пластина включает ограниченные разломами комплексы (рис. 4.25), в том числе 1) мощную смятую в складки толщу лав и вулканокластических пород среднего, основного и, реже, кислого состава, ассоциирующих с аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами и, реже, известняками, содержащими остатки берриас-валанжинских бухий и апт-альбских ауцеллин; 2) готерив-барремские хаотические образования с глыбами и обломками габбро, ультраосновных пород, яшм и базальтов и

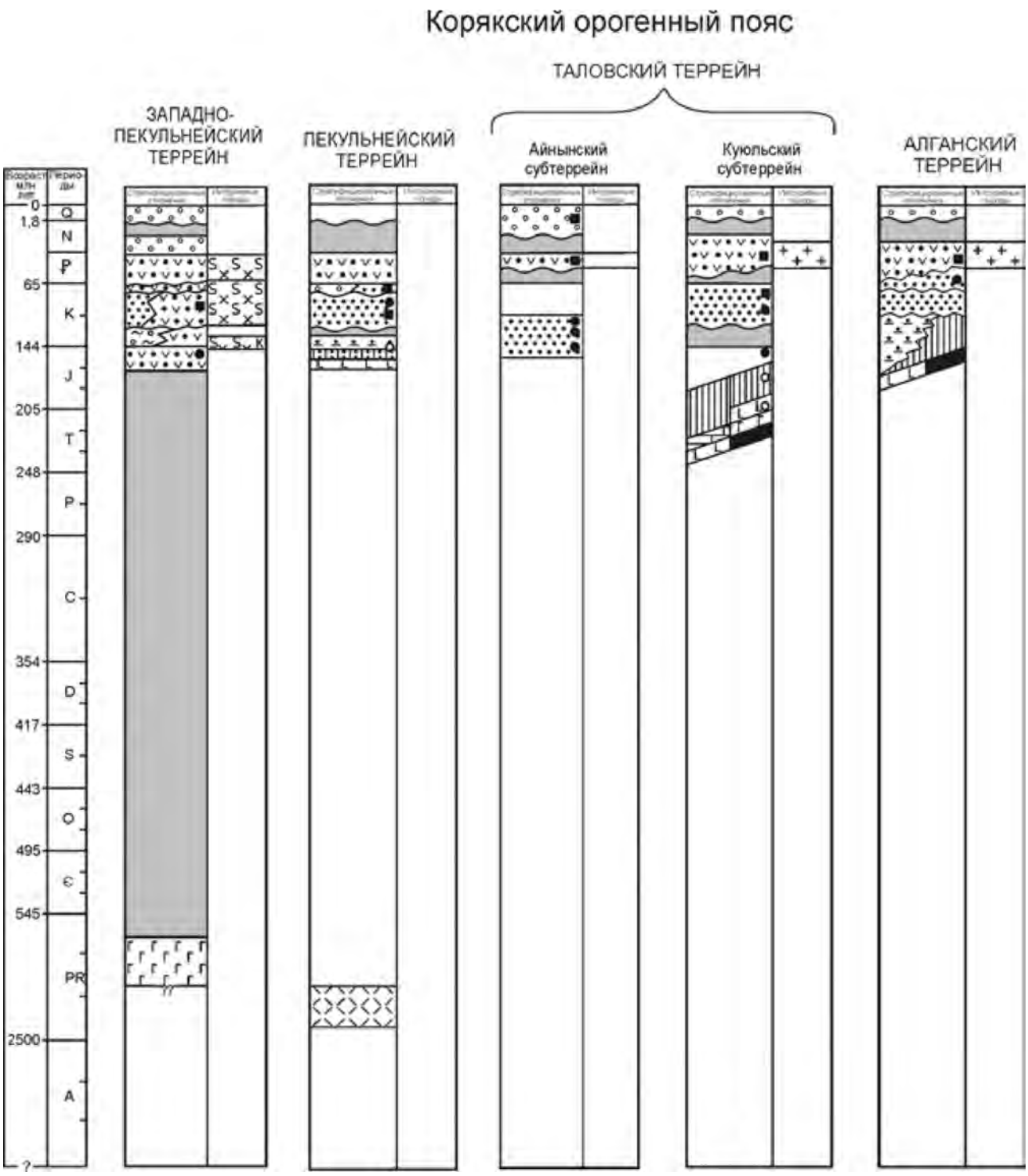


Рис. 4.25. Тектоно-стратиграфические колонки для террейнов Корякского орогенного пояса.
Условные обозначения см. на рис. 4.8

3) раннемеловые плагиограниты и габбро. Восточная пластина также состоит из ограниченных разломами комплексов, в том числе 1) амфибол-пироксеновых сланцев и оливиновых габбро, Pb-Pb возраст которых 1200–2900 млн лет; 2) полосчатых габбро, изменяющихся от плагиоклазовых ультраосновных пород до габбро-анортозитов и, в небольшом количестве, блоков слюдисто-графитовых сланцев; 3) пироксен-амфиболовых габбро и амфиболовых микрогаббро, прорванных тоналитами, плагиогранитами, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми габбро. Западно-Пекульнейский террейн перекрыт породами мел-палеоценового Охотско-Чукотского и раннетретичного Камчатско-Корякского вулкано-плутониче-

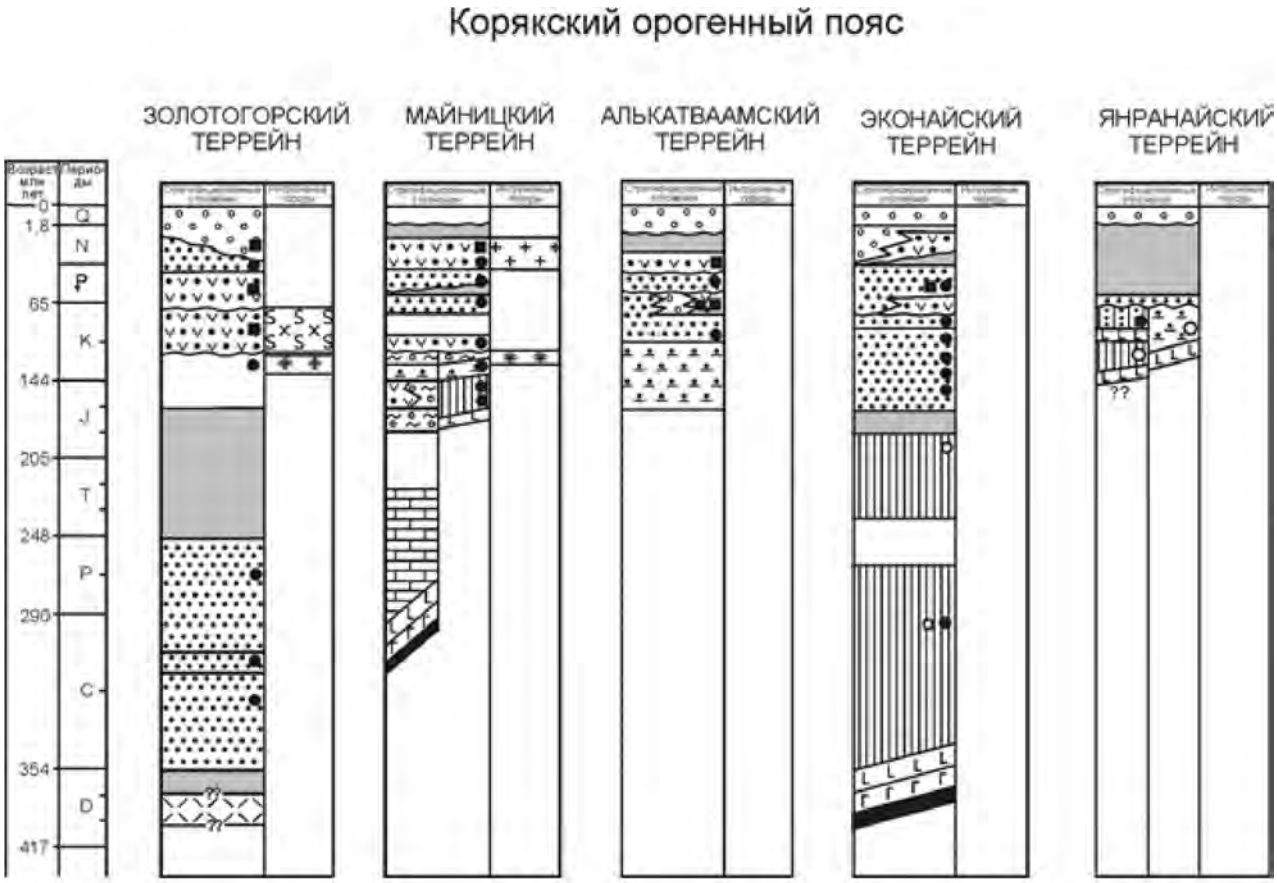


Рис. 4.25. Окончание

ских поясов (Некрасов, Сумин, 1987; Жуланова, Перцев, 1987).

Пекульнейский террейн (фрагмент мезозойской аккреционной призмы с пластинами докембрийских метаморфических пород), как и Западно-Пекульнейский, представляет собой тектоническую зону меридионального простирания. Он разделен на западную и восточную части. Западная часть включает серию тектонических пластин, образованных снизу вверх (см. рис. 4.25): 1) серпентинитовым меланжем, содержащим фрагменты метаморфических пород, включая зеленые сланцы, глаукофановые сланцы и пикритовые базальты; 2) метаморфическим комплексом, состоящим из амфиболитов и сланцев, образовавшихся по дунитам, шпинелевым перидотитам и клинопироксенитам, Pb-Pb возраст которых 1600–1800 млн лет, и включений эклогита с возрастом 2400–1900 млн лет; 3) завершает эту последовательность позднеюрско-раннемеловая пекульнейская свита, сложенная базальтами, туфами, гиалокластитами, радиоляриевыми кремнями, алевролитами и песчаниками. Базальты являются частью пикрит-диабаз-базальтового комплекса, который включает дайки, небольшие интрузивы, жилы меймечитов и готеривские вулканогенные образования – туфы, агломераты, алевролиты и сланцы (Марков, Некрасов, 1979; Паланджян и др., 1982; Некрасов, Сумин, 1987; Марковский, Богданов, 1985; Жуланова, Перцев, 1987).

Восточная часть террейна сложена мощными апт-туронскими флишоидными отложениями. Постаккреционные образования представлены позднемеловыми прибрежно-морскими и континентальными обломочными породами и раннетретичными вулканитами Камчатско-Корякского пояса.

Таловский террейн включает в себя офиолиты Куюльского субтеррейна, который может рассматриваться и как самостоятельный террейн, и позднеюрско-раннемеловой терригенный комплекс большой мощности, выделенный в качестве Айнынского субтеррейна (Соколов, Бялобжеский, 1996; рис. 4.26). Вдоль северной границы террейна проходит надвиг, по которому Ганычаланский субтеррейн Охотско-Корякского террейна надвинут на краевую часть Айнынского субтеррейна (см. рис. 4.20). С юго-востока Таловский террейн ограничен протяженным Куюльско-Парапольским разломом.

Айнынский субтеррейн занимает большую часть Пенжинских гор (см. рис. 4.26) и представлен главным образом верхнеюрскими–раннемеловыми терригенными (преимущественно вулканокластическими граувакками), значительно меньше – вулканогенными породами (рис. 4.27, см. рис. 4.25) общей мощностью до 9500 м. Возраст почти всех уровней

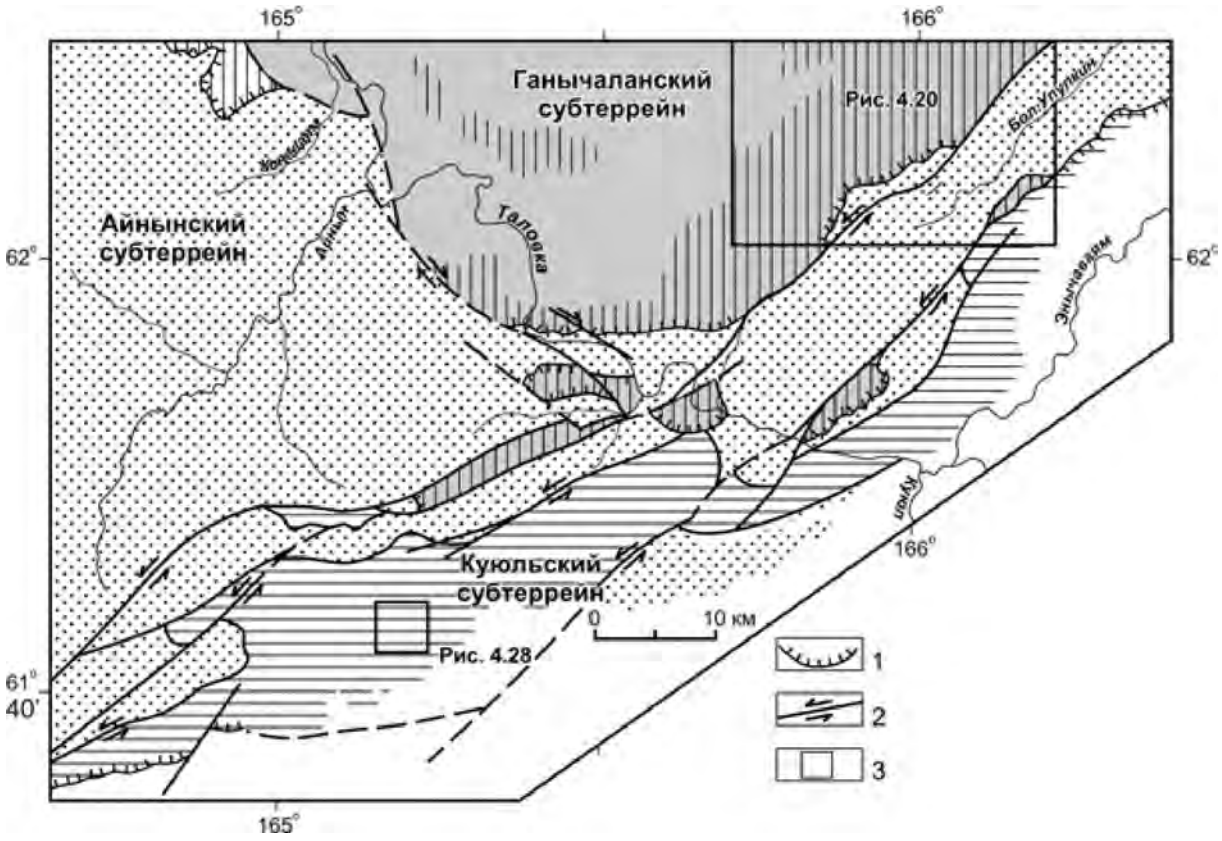


Рис. 4.26. Геолого-структурная схема бассейна р. Таловка.

1 – надвиги; 2 – сдвиги с указанием направлений перемещения блоков. 3 – расположение участков, показанных на рис. 4.20, 4.28

стратиграфического разреза (от титона до позднего альба) подтвержден находками остатков двустворок и аммонитов (Авдейко, 1968; Похиалайнен, Василенко, 1971; Мишин, 1988; Полещук, Мерцалов, 1993).

Наиболее интенсивная изоклинальная складчатость этих образований развита вблизи юго-восточного и северного обрамлений субтеррейна, а в центральной его части породы образуют куполовидные складки с падениями слоев обычно до 30°. Субтеррейн интерпретируется как фрагмент внешнего склона акивной континентальной окраины (Голозубов, 2004).

Куюльский субтеррейн обнажен в виде полосы северо-восточного простирания протяженностью около 120 км при ширине от 3–5 до 10–12 км от среднего течения р. Бол. Упупкин на северо-востоке до горы Плоская левобережья р. Куюл на юго-западе (см. рис. 4.26). Краевые северо-западная и юго-восточная полосы образованы серпентинитовым меланжем, а на участках «пережимов» зоны меланжа сливаются. Лишь в центральной наиболее широкой части полосы, в бассейнах рек Ганкуваям и Мялекасын в осевой ее части сохранились две относительно монолитные тектонические пластины: нижняя, Ганкуваямская, в строении которой участвуют фрагменты офиолитов, и верхняя, Водораздельная, сложенная гипербазитами.

Ганкуваямский разрез офиолитов представляет собой редкий пример полного разреза океанической коры, который наблюдается, можно сказать, в одном обнажении (Ханчук и др., 1990). Этот разрез образует ядро синформы (рис. 4.28), северное крыло которой осложнено сдвигами и надвигами, а в южном видна слабо нарушенная последовательность пород (рис. 4.29), включающая (снизу вверх): 1) гарцбургиты (более 420 м), 2) аподунитовые серпентиниты (до 50 м), 3) расслоенный комплекс габброидов, верлитов и троктолитов (340 м), 4) плагиограниты (40 м), 5) параллельные дайки (до 400 м), 6) пиллоу-лавы (более 300 м).

Нижняя и верхняя границы расслоенного габбро-троктолит-верлитового комплекса осложнены субпослойными срывами, и первоначальные мощности могли быть несколько большими.

Возраст эффузивной части офиолитов рассматривается как средне-позднеюрский на основании определения радиолярий из туффитовой яшмы в межподушечном пространстве брекчиевидных базальтов верховьев р. Ганкуваям и из яшмы, отобранной из русловых галек этой же реки на участке, где она пересекает Ганкуваямскую пластину (Вишневская и др., 1992).

Серпентинитовый меланж представляет собой тектоническую смесь, в которой глыбы и пластины

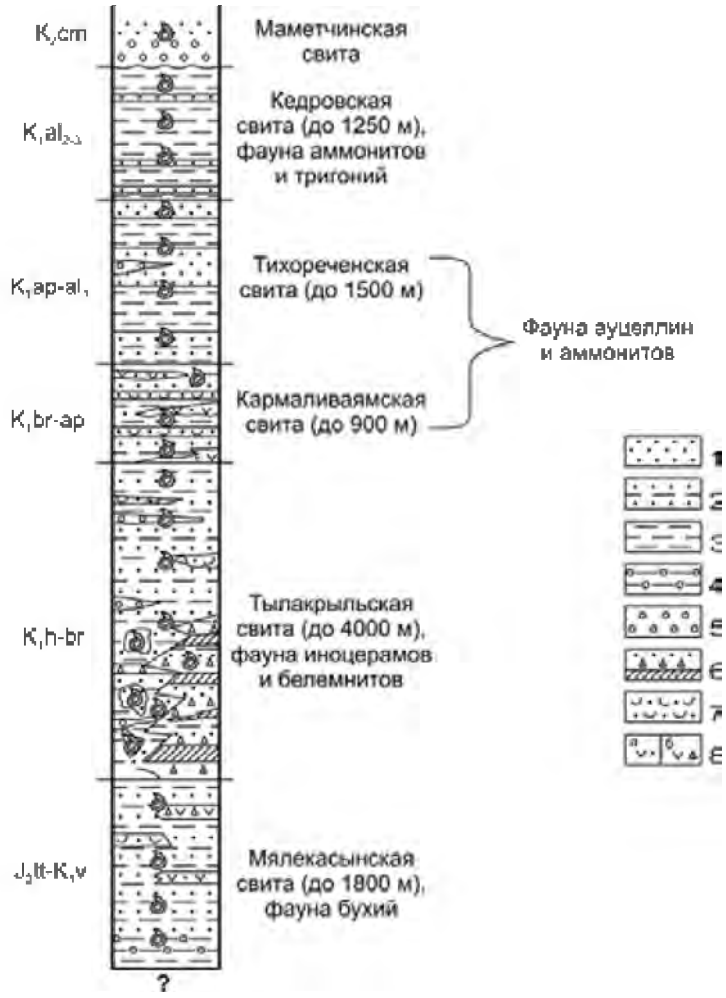


Рис. 4.27. Стратиграфическая колонка верхнеюрских и нижнемеловых отложений Айнынского субтеррейна.

1 – песчаники; 2 – переслаивание алевролитов и песчаников; 3 – алевролиты; 4 – алевролиты с включениями песчаников; 5 – конгломераты, гравелиты; 6 – серпентинизированные гарцбургиты, серпентинитовые брекчии, песчаники и алевролиты; 7 – туффиты; 8 – туфы андезитов и базальтов псаммитовые (а) и агломератовые (б)

различного размера «плавают» в серпентинитовом матриксе. По мере приближения к глыбам и пластинам степень катаклаза серпентинитов нарастает и непосредственно у контактов в зонах мощностью от первых метров до 30–40 м наблюдаются породы, состоящие из дресвяно-песчано-глинистых продуктов перетирания серпентинитов. Наиболее крупные пластины – длиной до 8 км при ширине 1–3 км – образованы обычно фрагментами офиолитового разреза, и лишь в Ганкуваямской пластине этот разрез практически полный. Обычно пластины образованы одной породой, например диабазами комплекса параллельных даек, пиллоу-базальтами либо гарцбургитами и габброидами. Нередки также крупные пластины, образованные пиллоу-базальтами, перекрытыми кремнями и известняками. Относительно редки в меланже глыбы и блоки пород, не обнаруживающих прямой связи с офиолитами. Таковыми являются блоки гнейсовидных плагиогранитов, ортоамфиболитов, слюдистых кристаллических сланцев и мраморов. По всей видимомости, эти породы, по крайней мере частично, представляют собой фрагменты ильпенейской свиты Ганычаланского террейна. Кроме того, встречаются глыбы и блоки осадочных слабоизмененных пород – алевролитов и граувакковых песчаников. В одном из таких относительно крупных блоков на левом берегу р. Таловка обнаружены многочисленные остатки титон-берриасских бухий.

Достаточно часто серпентинитовый меланж Куюльского террейна явно структурирован, когда полосы пород одного состава группируются в «струи» шириной от первых сотен метров до нескольких километров.

Кингивеемский комплекс включает разрезы кремнисто-базальтовой ассоциации, образующих значительную часть описанных выше блоков и пластин в серпентинитовом меланже. До наших исследований эти образования объединялись в кингивеемскую свиту, которая первоначально датировалась триасом и юрой по остаткам радиолярий (Жамойда и др., 1963). Начиная с работы Г.П. Авдейко (1968) господствовала, однако, точка зрения о позднеюр-

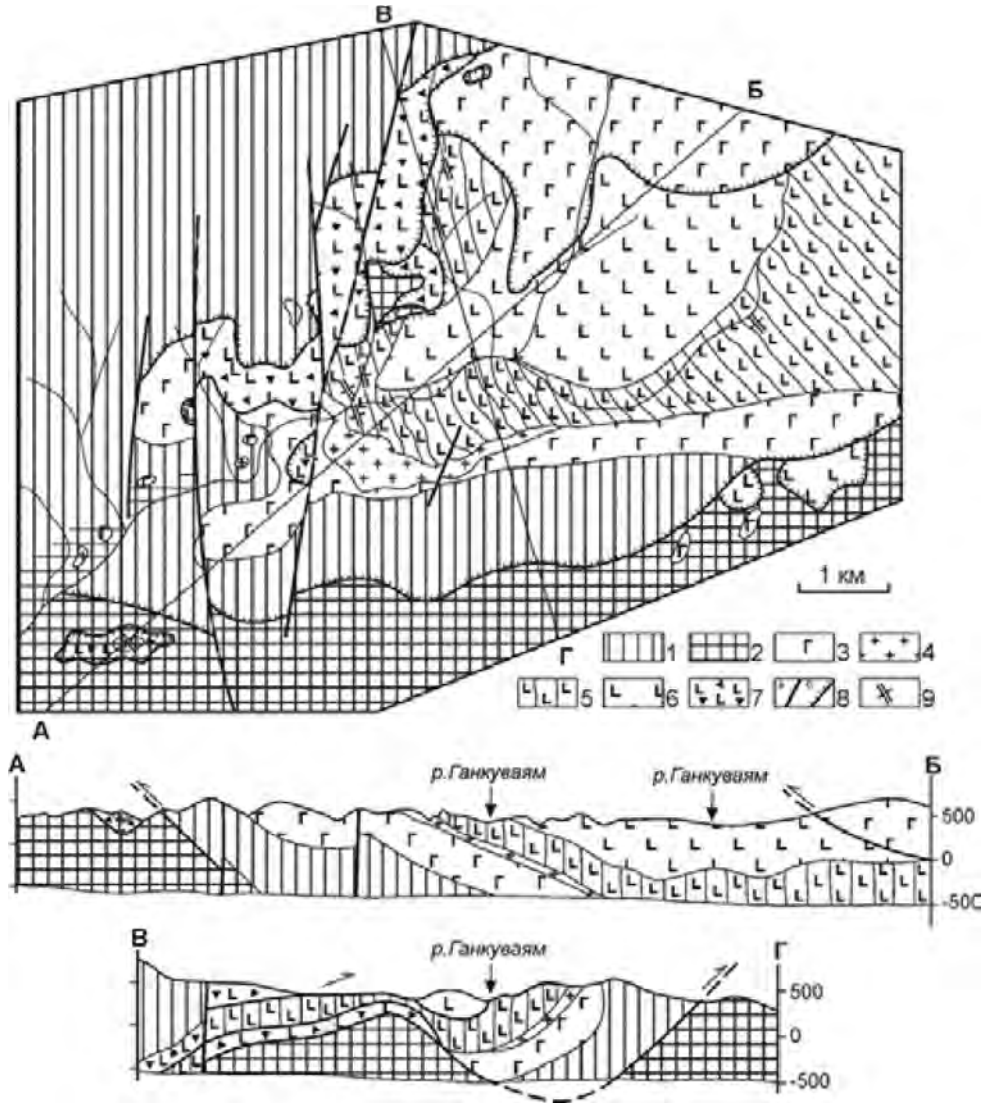


Рис. 4.28. Геологическая карта бассейна среднего течения р. Ганкуваям.
Расположение участка см. на рис. 4.26.

1 – серпентинизированные гарцбургиты; 2 – серпентинитовый меланж; 3 – габбро; 4 – плагиограниты; 5 – диабазы и габбро-диабазы комплекса параллельных даек; 6 – пиллоу-базальты; 7 – брекчии, состоящие из обломков плагиогранитов, диабазов, базальтов и габбро; 8 – сдвиги (а) и надвиги (б); 9 – ориентировки параллельных даек

ском–берриасском возрасте свиты и считалось, что она представляет собой наиболее древнюю часть раннемелового разреза Пенжинских гор. Однако отложения кингивеемской свиты теснейшим образом связаны с Куюльскими офиолитами. При этом выделяются различные фации этих образований.

Первый тип образован базальтами, перекрытыми толстоплитчатыми светлыми известняками с линзами диагенетических кремней (мощность 10–15 м), перекрытых, в свою очередь, плитчатыми яшмами или серыми и светло-серыми кремнями (мощность до 25 м). Такие разрезы наблюдаются в бассейне р. Веселая и в береговых обнажениях вдоль р. Таловка выше руч. Милутваям. В известняках И.Е. Пральниковой обнаружены и определены остатки карнийско-норийских конодонтов и радиолярий, в то время как из яшм выделены радиолярии норийско-байосского возраста (Григорьев и др., 1995). Мощность базальтов, образующих единые разрезы с перекрывающими известняками и кремнями, не превышает нескольких метров. Более нижняя часть эффузивного разреза сохранилась в меланже, по-видимому, в виде изолированных блоков базальтов, которые по петрохимическому составу близки к нормальным океаническим толеитам (Ханчук и др., 1990).

Второй фациальный тип сложен примущественно эффузивами, меньше – кремнями (без известняков). Он изучен в бассейне руч. Встречный, где значительный по мощности разрез, образованный исключительно пиллоу-базальтами, перекрыт кремнями и яшмами мощностью до первых десятков метров, из которых И.Е. Пральниковой выделены и оп-

ределены остатки позднетриасовых–среднеюрских радиолярий. Петрохимический состав базальтов также близок составу базальтов спрединговых зон океана (Григорьев и др., 1995).

Третий фациальный тип представлен чередованием базальтов и менее мощных радиоляриевых яшм. Наиболее полный разрез такого рода изучен в бассейне р. Гальмоваям (левый приток р. Куюл), где он охарактеризован остатками бат-титонских радиолярий. Почти все базальты из разрезов этого фациального типа обогащены титаном и железом, а некоторые из них – калием и фосфором, что сближает их с базальтами внутриплитных геодинамических обстановок (Ханчук и др., 1990; Григорьев и др., 1995).

Следует отметить, что наличие тектонических пластин в Куюльском меланже отмечалось многими исследователями, которые рассматривали их как следствие дезинтеграции офиолитовой ассоциации (Александров, 1978; Алексеев, 1981; Чехов, 1982). Приведенные выше данные о гетерогенности образующих глыбы и пластины комплексов свидетельствуют, скорее, о тектоническом их совмещении. В целом же субтеррейн рассматривается как фрагмент аккреционной призмы с офиолитами.

Тектонические пластины, слагающие Куюльский субтеррейн, несогласно перекрыты позднемеловыми прибрежно-морскими отложениями маметчинской свиты и кайнозойскими вулканитами Камчатско-Корякского пояса.

Алганский террейн (фрагмент аккреционной призмы Удско-Мургальской островодужной системы) располагается восточнее Таловского и имеет клиновидную форму, расширяясь к северу. Он образован пекульнейвеемской свитой позднеюрско-неокомового возраста, представленной граувакками и субаркозами, которые подстилаются и в нижней части чередуются с зеленокаменно измененными базальтами и диабазами, яшмами и кремнями с остатками радиолярий от средней юры до валанжина (см. рис. 4.25). Свита разбита на серии чешуй преимущественно юго-восточной вергентности, в основании которых иногда присутствуют серпентиниты и метагабброиды.

В перекрывающем комплексе установлены терригенные отложения позднего альба–турона, с размывом и несогласием залегающие на верхнеюрско-нижнемеловых и содержащие редкие прослои кислых туфов. Они также участвуют в строении надвиговых чешуй.

Золотогорский террейн (фрагмент метаморфизованной континентальной окраины) образован тремя резко различающимися комплексами (см. рис. 4.25). Наиболее древний комплекс представлен зонально метаморфизованными девонскими (?) кварц-хлорит-слюдисто-плагиоклазовыми сланцами с небольшим количеством актинолитовых, андалузи-

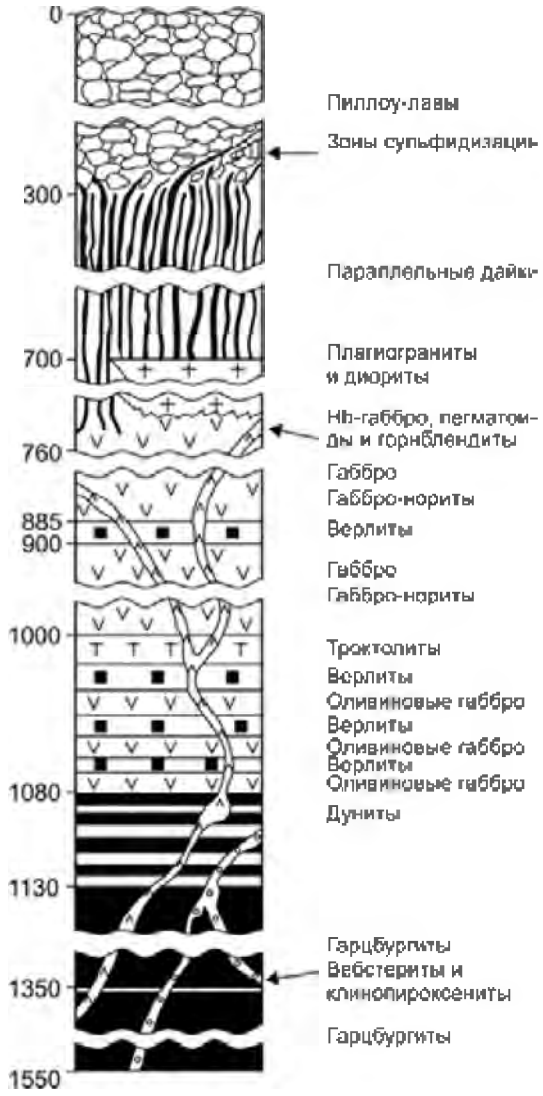


Рис. 4.29. Разрез офиолитов в бассейне р. Ганкуваям

товых, кордиеритовых, силлиманитовых, ставролитовых и гранатовых сланцев, мраморов и метавулканических пород. Среднее возрастное положение занимают каменноугольно-пермские кварц-полевошпатовые и граувакковые песчаники, алевролиты, карбонатные алевролиты и песчаники, а также известняки, содержащие остатки кораллов, брахиопод, мшанок и криноидей. В составе раннего перекрывающего комплекса установлены залегающие с размывом и несогласием позднеюрско-раннемеловые (валанжинские) конгломераты с гальками кварцитов, известняков и метавулканических пород, меньше базальтов, основных туфов, карбонатных сланцев, алевролитов, песчаников, известняков и органогенно-обломочных известняков, содержащих ископаемые бухии. Золотогорский террейн прорван раннемеловыми гранитами и перекрыт позднемеловыми вулканитами Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса.

Майницкий террейн (фрагмент позднеюрско-среднемеловой островной дуги и аккреционной призмы), занимая центральное положение на северо-востоке орогенного пояса, граничит с Алганским по Березовскому левому сдвигу, последние движения по которому происходили, вероятно, в начале кайнозоя. Он имеет сложное чешуйчато-надвиговое строение. В составе пластин установлены (см. рис. 4.25): 1) серпентиниты и серпентинитовый меланж, в который заключены фрагменты позднепалеозойских и раннемезозойских офиолитов и известняков в ассоциации со спилитами и плитчатых яшм, содержащих остатки средне- и позднеюрских радиолярий; 2) плитчатые кремни, граувакки, алевролиты и туфы, содержащие редкие остатки берриас-валанжинских бухий. Среди терригенных отложений отмечаются хаотические горизонты, содержащие глыбы и обломки офиолитов, известняков с пермскими и триасовыми фораминиферами, плагиогранитов, андезитов и риолитов, которые метаморфизованы в пумпелиитовой фации. Наиболее крупные глыбы представлены кремнями, содержащими остатки позднетриасовых радиолярий; 3) мощный комплекс позднеюрско-раннемеловых островодужных вулканических и осадочных пород, включающих толеитовые базальты, андезито-базальты, риолиты, туфы, брекчии, песчаники, алевролиты и кремни, содержащие остатки келловей-кимериджских и титон-готеривских радиолярий.

Майницкий террейн включает также целый ряд тектонически разобщенных офиолитовых покровов. В центральной его части это Ягельский меланж позднеюрско-раннемелового (келловей-готеривского) возраста, состоящий из дунитов, перидотитов, габбро, диабазов и пиллоу-базальтов с гиалокластитами и кремнями в серпентинитовом матриксе. Кроме того, в меланже отмечаются фрагменты даек и потоков лав, аналогичные океаническим толеитам и более молодым островодужным вулканитам. В северной части террейна описано несколько тектонических пластин, сложенных дунитами, гарцбургитами, габбро и ультраосновными породами, которые структурно перекрываются островодужными вулканическими породами. В южной части террейна известен комплекс позднеюрско-раннемеловых (неокомских) туфов и граувакк с экзотическими блоками палеозойских и раннемезозойских осадочных и изверженных пород.

Алькатваамский террейн (фрагмент раннемеловой аккреционной призмы, сложенной переимущественно турбидитами) также имеет складчато-чешуйчатое строение и состоит из многочисленных тектонических пластин (иногда подстилаемых маломощным серпентиновым меланжем), различающихся полнотой флишоидного разреза, в целом охватывающего интервал от поздней юры до верхнего мела–палеоцена (см. рис. 4.25). Разрез может быть подразделен на два комплекса: нижний – от верхней юры до альба включительно и верхний, верхнемеловой, несогласно перекрывающий более древние образования. Верхнемеловой комплекс следует, по-видимому, относить к перекрывающему. Маастрихт-датские и палеоценовые прибрежно-морские и континентальные терригенные отложения составляют верхнюю часть этого комплекса. Среди маастрихт-палеоценовых отложений участками установлены горизонты вулканитов и вулканогенно-обломочных пород (каканаутская свита и ее аналоги).

Эконайский террейн (фрагмент мелового аккреционного клина с офиолитами) погружается под Алькатваамский в северо-восточной части орогена и имеет покровно-складчатое строение. Нижний комплекс покровов образован (см. рис. 4.25) пластинами зеленокаменно измененных основных пород, различных кремней, реже пелагических и биогермных известняков позднего палеозоя (от раннего карбона до перми) и триаса–ранней (?) юры, содержащих ископаемую тетическую фауну. С ними ассоциируют пластины серпентинитового меланжа с блоками гарцбургитов, габброидов, плагиогранитов и изредка метаморфических сланцев. Верхний комплекс покровов образован отложениями поздней юры–мела (до сенона включительно), сходными с одновозрастными отложениями Алькатваамского террейна, но отличающимися меньшей мощностью, большим количеством грубообломочных пород и многочисленными размывами. На отдельных участках северной части Эконайского террейна перечисленные комплексы несогласно перекрыты надсубдукционными вулканитами и вулканогенно-обломочными породами маастрихт-датского возраста, которые, однако, также участвуют в деформациях последней фазы надвиго- и складкообразования.

Янранайский террейн (фрагмент позднеюрской–меловой аккреционной призмы) слагает ядра антиформ Эконайского террейна в бассейне нижнего течения р. Хатырка и также имеет покровно-складчатое строение. На юго-западе пакет образующих террейн покровов надвинут на сенонские толщи Укэлаятского террейна.

Террейн состоит из двух структурных комплексов (см. рис. 4.25). Верхний комплекс включает позднеюрско-меловые (кампанские) океанические базальты, пелагические осадочные породы – кремни и, реже, карбонатные породы с конденсированными разрезами радиоляритов и яшм титонского, берриасового и валанжинского возраста. Базальты представлены подушечными и массивными океаническими толеитами и щелочными оливиновыми разностями, которые по своим геохимическим характеристикам соответствуют базальтам MORB-типа. Редкоземельные элементы переслаивающихся с базальта-

ми кремней типичны для океанических осадочных пород. Нижний структурный комплекс образован нижне- и верхнемеловыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками, в подошве которых – горизонты переслаивания океанических базальтов, гиалокластитов и кремней, содержащих ископаемые альб-сеноманские и кампан-сантонские радиолярии и небольшие тела железо-марганцевых конкреций. Кроме того, в террейне участками отмечены кремни, карбонатные породы, калькаренитыи ракушняки, содержащие остатки кампанских иноцерамов и гастропод, а также позднесеноманские хаотические образования с глыбами и обломками палеозойских, раннемезозойских и позднеюрско-раннемеловых осадочных и вулканических пород, заключенных в алевроаргиллитовый матрикс. Мощность отдельных тектонических пластин 100–1500 м. Террейн несогласно перекрыт позднемаастрихтскими обломочными породами.

СИХОТЭ-АЛИНЬ-СЕВЕРО-САХАЛИНСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС

Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский среднемеловой орогенный пояс протягивается полосой северо-восточного простирания на расстояние около 1500 км при ширине до 600 км от южных границ Приморья до Нижнего Приамурья и северной оконечности о-ва Сахалин. С Бурея-Ханкайским орогенным поясом он граничит на юге по Арсеньевскому разлому, а на севере – по Куканской зоне разломов. От Монголо-Охотского пояса он отграничен Пауканским разломом. Пояс образован террейнами – фрагментами юрских и раннемеловых аккреционных призм (Самаркинским, Наданьхада-Бикинским, Хабаровским, Баджальским, Таухинским и Киселевско-Маноминским террейнами), а также раннемеловых островодужных систем (Кемского, Шмидтовского и Камышового террейнов) и раннемелового синсдвигового турбидитового бассейна, Журавлевско-Амурского террейна (рис. 4.30). Формирование пояса началось в неокоме и продолжалось вплоть до позднего альба в обстановке трансформной окраины, на фоне складчатых и разрывных деформаций, связанных с крупномасштабными левосторонними перемещенями по системе окраинно-континентальных сдвигов (Голозубов, 2004). Внедрение больших объемов гранитоидных магм хунгарийского и татибинского комплексов завершило формирование новообразованной континентальной литосферы. Постаккреционными образованиями пояса являются раннемеловые вулканиты Хингано-Охотского, позднемеловые – Восточно-Сихотэ-Алинского поясов, а также комплекс кайнозойских вулканитов и угленосных терригенных пород. Пояс продолжается на Японских и Филиппинских островах (Мазарович, 1985; Парфенов, 1984; Симаненко, 1986; Натальин, 1991; Ханчук и др., 1989; Ханчук и др., 1995; Khanchuk, 2001; Kojima, 1989; Matsukawa et al., 1997; Natal'in, Zyabrev, 1989; Yang et al., 1993; Кемкин, Филиппов, 2002).

Самаркинский террейн (фрагмент юрской аккреционной призмы) протягивается в северо-восточном направлении от южного побережья Приморья до правобережья нижнего течения р. Амур полосой шириной до 100 км (см. рис. 4.30). На северо-востоке Китая и в Приамурье он продолжается Наданьхада-Бикинским, Хабаровским и Баджальским террейнами. В его составе известны юрские слоистые и хаотические терригенные образования с аркозовой кластикой, содержащие много аллохтонных пластин, глыб и обломков – фрагментов преимущественно позднепалеозойской и раннемезозойской океанической коры (рис. 4.31). Предполагается, что аркозовый терригенный матрикс и фрагменты океанической коры – базальты, кремни и известняки перемешивались при формировании аккреционной призмы в процессе субдукции (Ханчук, 1993; Ханчук и др., 1995).

Относительно однородные комплексы террейна первоначально рассматривались в качестве свит, датировавшихся по остаткам фораминифер из известняков (или по положению в разрезе) от силура–девона до поздней перми (Геология СССР, 1969). Позднее было установлено, что известняки – экзотические образования в олистостромах, а в кремнистых породах были обнаружены раннемезозойские радиолярии (Елисеева и др., 1976; Голозубов, Мельников, 1986; Волохин и др., 1990; и др.). К настоящему времени в терригенном матриксе террейна выявлены остатки юрских и позднеюрских–берриасских радиолярий (Ханчук и др., 1988, 1989; Кемкин, 1989; Кемкин, Ханчук, 1992, 1993; и др.).

Особый интерес представляют редкие случаи, когда аллохтонные пластины сложены в нижней части кремнями, согласно и постепенно переходящими в алевроаргиллиты (с обязательным переходным горизонтом кремнистых аргиллитов). Маломощные, но долго накапливавшиеся, по-видимому в пелагиали, радиоляриты по мере приближения к зоне субдукции попадали, вероятно, в область поступления кластики с континента. Время формирования переходных слоев позволяет, таким образом, приблизительно датировать процесс субдукции на конкретных участках окраины. Детальные исследования таких переходных слоев показали, что верхняя возрастная граница накопления кремнистых пород Самаркинского террейна меняется от ранней до поздней юры, включая самые поздние ее века (Кемкин, Филиппов, 2002), т. е. аккреционная призма формировалась за довольно длительный отрезок времени.

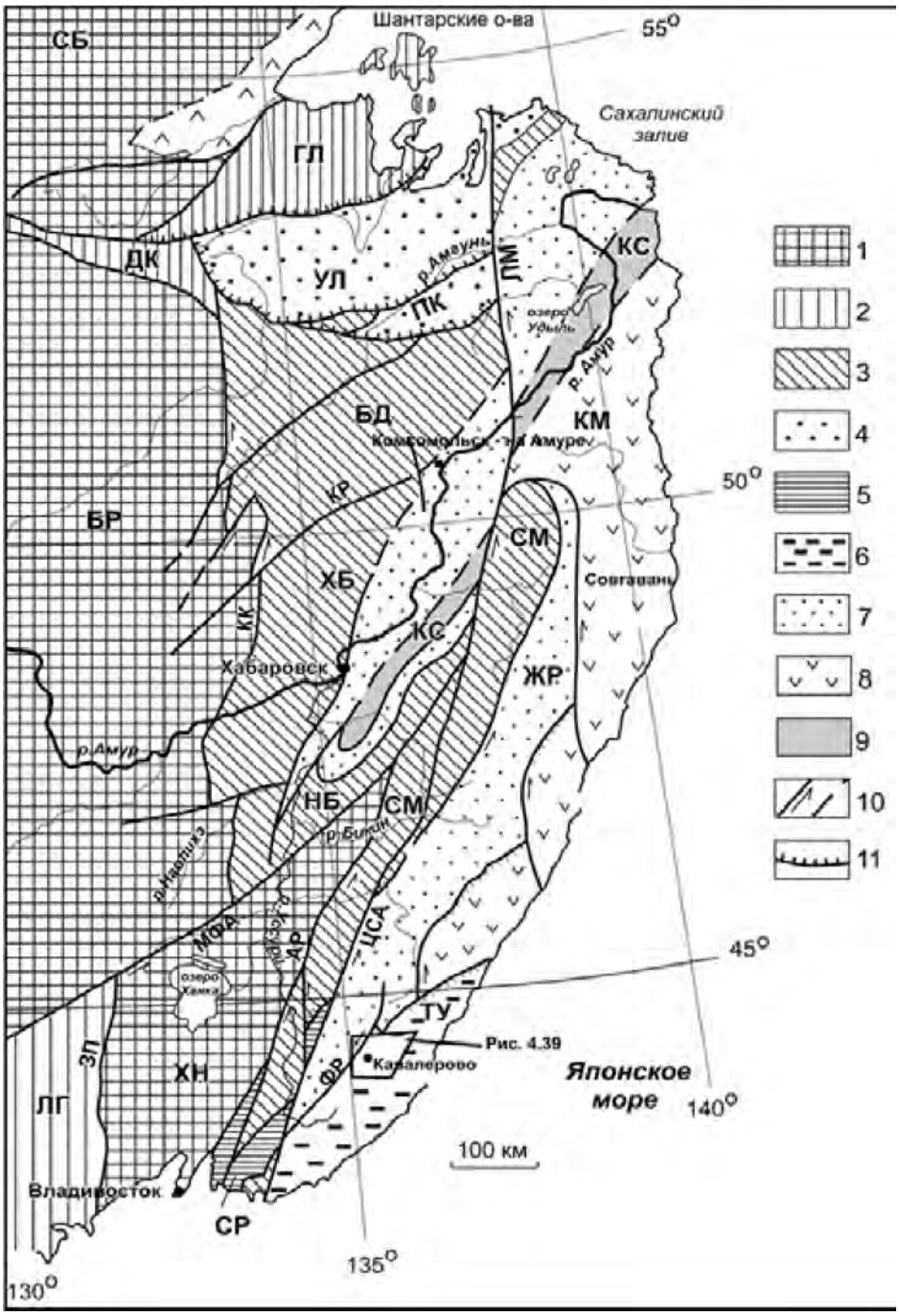


Рис. 4.30. Террейны Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий.

1 – докембрийские и раннепалеозойские кратоны и супертеррейны: СБ – Сибирский, БР – Буреинский, ХН – Ханкайский; 2 – палеозойские террейны: ДК – Джагдинско-Кербинский, ГЛ – Галамский, ЛГ – Лаоелин-Гродековский; 3, 4 – юрские террейны: 3 – фрагменты аккреционных призм (СМ – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, ХБ – Хабаровский, БД – Баджальский), 4 – приконтинентального турбидитового бассейна (УЛ – Ульбанский); 5 – фрагменты докембрийского–раннепалеозойского континента, включенные в структуры юрской аккреционной призмы и испытавшие вместе с ними цикл син- и постаккреционных преобразований (СР – Окраинско-Сергеевский комплекс Самаркинского террейна); 6–9 – раннемеловые террейны – фрагменты: 6 – неокомской аккреционной призмы (ТУ – Таухинский), 7 – приконтинентального синсдвигового турбидитового бассейна (ЖР – Журавлевско-Амурский), 8 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский), 9 – альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский); 10 – левые сдвиги, в том числе: КК – Куканский, КР – Курский, ЛМ – Лимурчанский, МФА – Мишань-Фушуньский (Алчанский), Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ЗП – Западно-Приморский, ФР – Фурмановский; 11 – надвиги, в том числе: ПК – Пауканский



Рис. 4.31. Тектоно-стратиграфические колонки для террейнов Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса.

Условные обозначения см. на рис. 4.8

В настоящее время не существует общепринятых методов расчленения и картографирования фрагментов аккреционных призм. Накопленный нами опыт изучения Самаркинского террейна показывает, что оптимально выделение здесь не свит, а тектоно-стратиграфических комплексов, представляющих собой залегающие на различных структурных уровнях пластообразные геологические тела, существенно отличающиеся по составу, возрасту, структурам и количественным соотношениям пород матрикса и аллохтонных образований от подстилающих и перекрывающих тел, которые формировались на различных этапах становления аккреционных призм. Аналогичные принципы расчленения и картирования аккреционных комплексов разработаны достаточно давно (Hsu, 1968; Nakae, 1993), однако в практике российской геологической съемки до настоящего времени они не применялись. Ниже на примере наилучшим образом изученного в структурном и биостратиграфическом отношении участка террейна на правобережье р. Уссури продемонстрировано использование этих принципов на практике.

Тектоно-стратиграфические комплексы в верховьях р. Уссури и бассейнах рек Журавлевка, Павловка и Малиновка. Известная здесь последовательность юрских тектоно-стратиграфических единиц в раннем мелу была смята в серию складок северо-восточного простирания, нарушенных многочисленными продольными надвигами и левыми сдвигами север-северо-восточного простирания при сохранении присущих каждой из этих единиц особенностей структуры и состава (Голозубов, Мельников, 1986). Наиболее крупной положительной структурой района является Кокшаровско-Малиновская брахиантиклиналь, в широкой (до 10 км) приосевой части которой установлены пологие (до горизонтальных) залегания, сменяющиеся на крыльях более крутыми (до вертикальных) падениями слоев (рис. 4.32). Вдоль Меридионального разлома – крупного левого сдвига – восточная приосевая часть брахиантиклинали перемещена на север на расстояние около 40 км (Силантьев, 1963). Последовательность тектоно-стратиграфических единиц показана на примере блока, располагающегося западнее Меридионального разлома в районе приустьевых частей рек Журавлев-



Рис. 4.31. Продолжение

ка и Павловка, а также верховий р. Малиновка. Аккреционная призма на этом участке террейна расчленена на шесть тектоно-статиграфических комплексов (снизу вверх): тудовакский, усть-журавлевский, удековский, себучарский, окраинско-сергеевский и ариадненский.

Тудовакский комплекс занимает наиболее низкое структурное положение, располагаясь в осевой части Кокшаровско-Малиновской антиформы. Кроме того, его фрагменты выведены на поверхность по постседиментационным пологим надвигам северо-западного крыла этой структуры, где многократно повторяются пластины кремней (иногда в ассоциации с базальтами), по-видимому, верхних структурных уровней комплекса, перекрытые гидротектонитами и олистостромами вышележащего Усть-Журавлевского субтеррейна (правобережье р. Уссури и приустьевые части рек Журавлевка и Павловка, рис. 4.33). В отличие от конседиментационных, эти надвиги деформируют и породы лежачих боков (в том числе и олистостромы) и к ним нередко приурочены дайки раннемеловых базитов и гипербазитов.

В ядре структуры установлена мощная – до 800 м пачка плитчатых алевролитов и алевроаргиллитов с редкими прослоями песчаников (тудовакский тип разреза), выше которой залегают «чередующиеся» друг с другом пластины алевролитов и сложно дислоцированных кремнистых пород, иногда в ассоциации с базальтами. Суммарная мощность тектоно-стратиграфической последовательности на водоразделе рек Горная и Малиновка более 3200 м, а на южном продолжении структуры западнее Меридионального разлома – более 2000 м. Среди алевролитов выявлены редкие линзовидные горизонты микститов – алевролитов с мелкими изометричными фрагментамии и глыбами песчаников, кремней и базальтов. Мощность таких горизонтов до 130 м, и они составляют до 5 % объема пород субтеррейна. В строении пластин верхних структурных уровней в приустьевой части р. Журавлевка кроме кремней иногда участвуют туфы и лавы базальтов. Химический состав этих базальтов специфичен. Им свойственна высокая титанистость (TiO_2 >2,5 %), магнезиальность (MgO >7 %) и калиевость (K_2O до 4 %). Эти особенности соответствуют щелочным внутриплитным базальтам океанических островов и гайотов, в частности базальтоидам ряда щелочные базальты–гавайиты–муджиериты (Голозубов, Мельников, 1986).

Пластины кремнистых и кремнисто-базальтовых пород имеют мощности от первых метров до 150–800 м. Относительно маломощные, видимые в обнажениях пластины кремней имеют резкие границы, нередко осложненные срывами, а зачастую и без

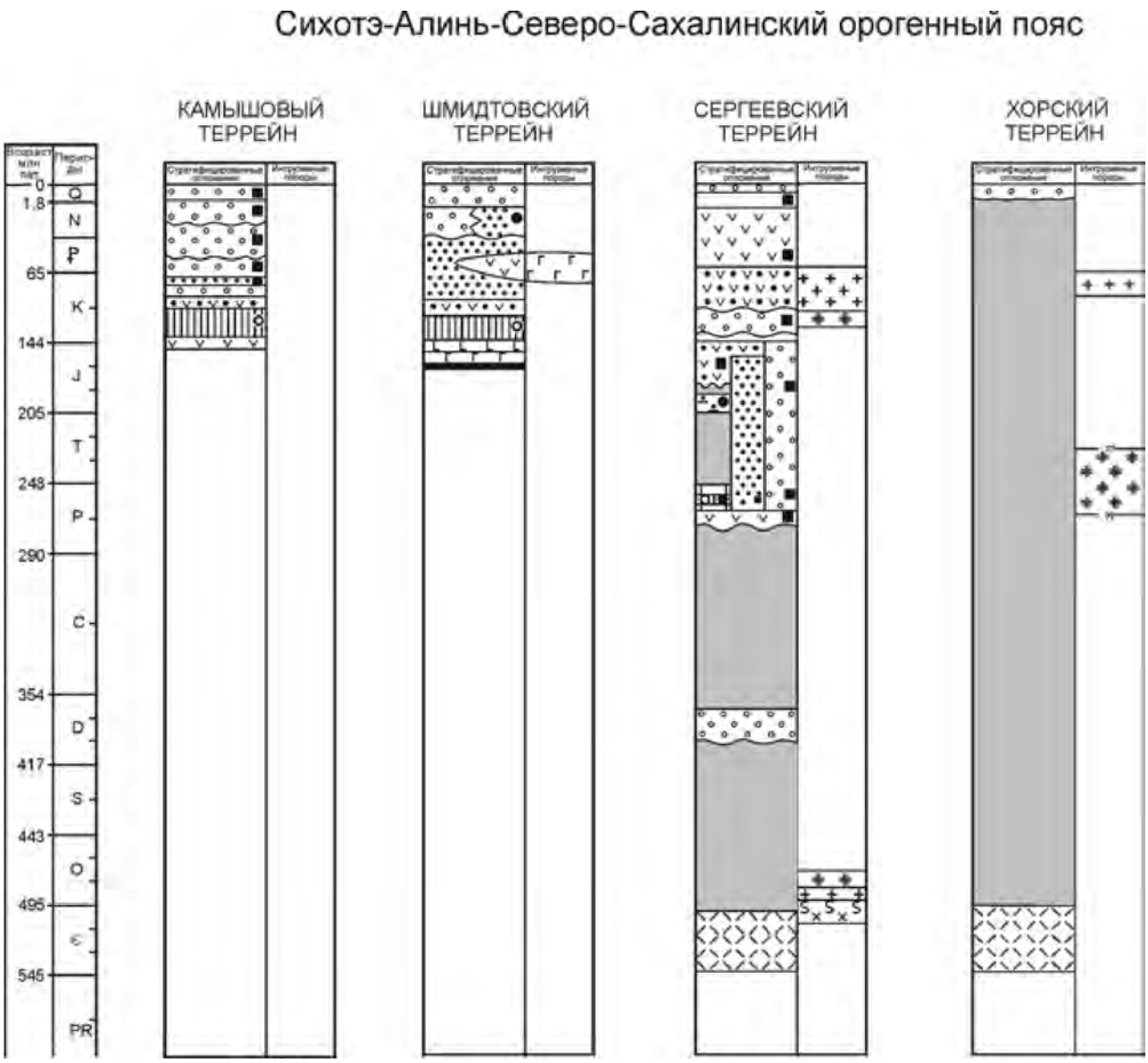
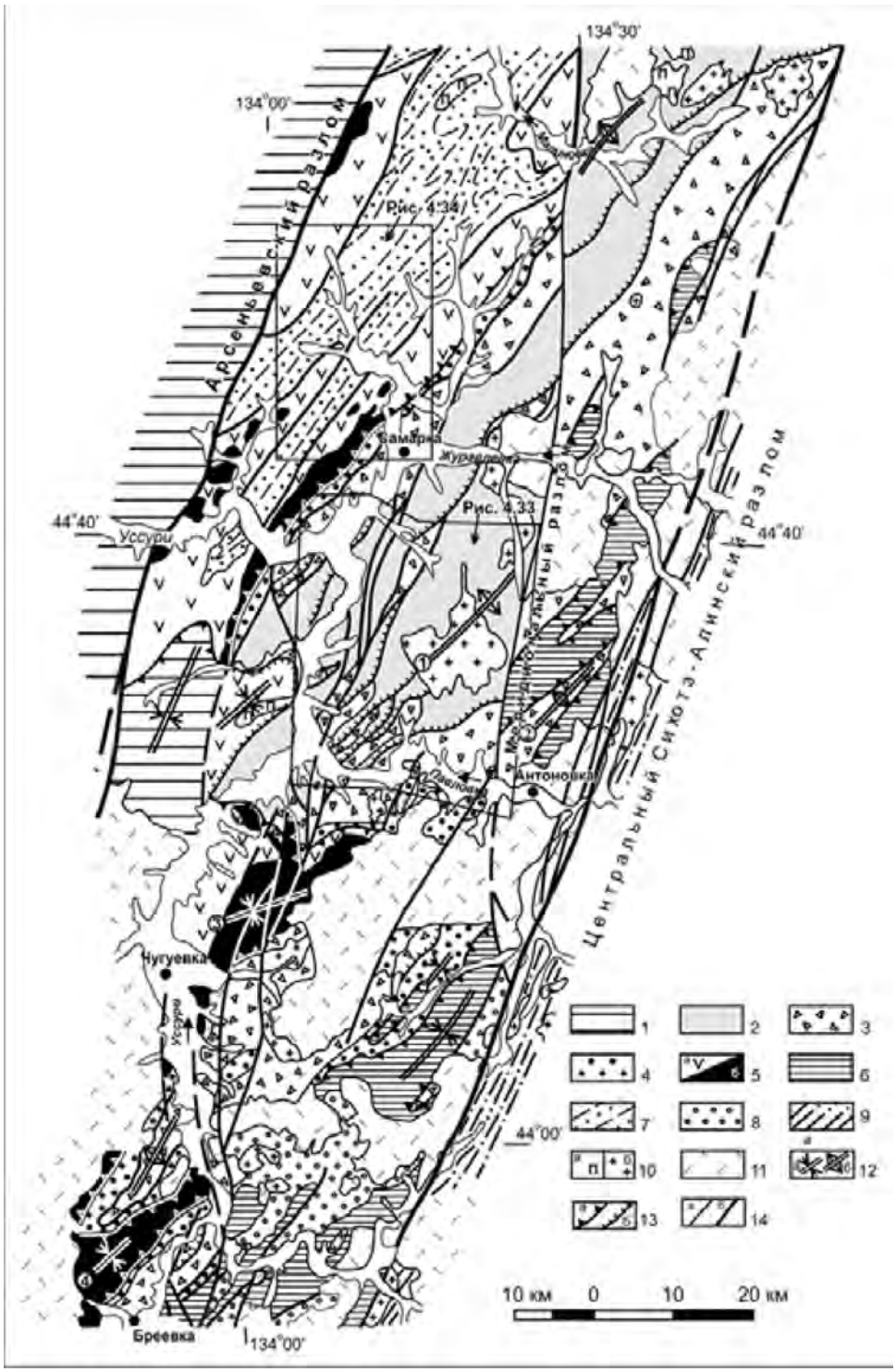


Рис. 4.31. Окончание

них, и их принимали за прослои в терригенной толще. Эти пласты, однако, не являются прослоями, поскольку, как уже говорилось, кремни во всех изученных случаях более древние, чем «вмещающие» их терригенные породы. Такие прослои возможны, однако документально примеров такого рода не установлено.

Радиоляриевые датировки плитчатых кремней на различных уровнях комплекса отвечают анизийскому ярусу среднего триаса – нижнему байосу (Волохин и др., 1990; Кемкин, Голозубов, 1996; Волохин и др., 2003), а возраст вышележащих аркозовых терригенных пород – алевролитов с прослоями песчаников, в отдельных пластинах согласно перекрывающих кремни – от бата до оксфорда.

Возраст кремнистых и терригенных пород самых нижних структурных уровней тудовакского комплекса изучен недостаточно. Породы нижней алевролитовой толщи на всех участках ее распространения в той или иной степени ороговикованы, и выделить из них органические остатки невозможно. Среди кремней первой снизу из залегающих структурно выше тектонических пластин в междуречье Широкая Падь и Прав. Синяя – левые притоки р. Павловка (см. рис. 4.33) в 1976 г. Л.М. Олейник в шлифах определила конодонты и остатки радиолярии *Saturnosphaera gracilis* Kozur, известные из верхнего триаса, а в сургучно-красных кремнисто-глинистых породах этого же выхода кремней ею определен комплекс радиолярий (Голозубов, Мельников, 1986). Использованная Л.М. Олейник систематика радиолярий во многом устарела, однако некоторые из определенных ею видов (например, *Dictiastrum spesiosum* Parona) в настоящее время датируются не древнее титона. В целом же этот комплекс радио-



лярий Л.М. Олейник определила как позднеюрский–раннемеловой. Соответственно, возраст перекрывающих терригенных пород на этом структурном уровне не древнее титонского, т. е. они значительно моложе, чем подошва терригенных пород из описанного выше обнажения на берегу р. Уссури в 3 км выше устья р. Журавлевка.

Таким образом, верхняя возрастная граница кремней омолаживается при перемещении от верхних структурных уровней к нижним в рамках одного тудовакского комплекса. В целом же можно предполагать, что в процессе формирования этого комплекса аккретировались главным образом образования биогенно-осадочного слоя океанической плиты, перекрытые дистальными турбидитами глубоководного желоба. Лишь на верхних структурных уровнях в пластинах появляются фрагменты склонов вулканических построек (когда в разрезе перемежаются

Рис. 4.32. Схема строения южной части Самаркинского террейна в верховьях р. Уссури (по: Голозубов, Мельников, 1986).

1 – комплексы верхнепермского и мезозойского чехла восточной части Ханкайского супертеррейна; 2–7 – Самаркинский террейн: 2 – Тудовакский комплекс (алевролиты, кремни, реже базальтоиды), 3 – Усть-Журавлевский комплекс (гидротектониты и олистостромы с алевролитовым матриксом, реже переслаивания песчаников и алевролитов), 4 – Удековский комплекс (переслаивание песчаников и алевролитов), 5 – Себучарский комплекс (а – базальты, микститы, б – гипербазит-габбровая часть офиолитов Калиновского комплекса), 6 – Окраинско-Сергеевский комплекс (интрузивно-метаморфические породы додевонского основания, перекрытые чехлом пермских, триасовых и юрских терригенных образований и вулканитов), 7 – Ариадненский комплекс (переслаивание песчаников и алевролитов, микститы); 8 – раннемеловые бассейны, выполненные прибрежно-морскими терригенными отложениями; 9 – Журавлевско-Амурский террейн (раннемеловые турбидиты); 10 – раннемеловые интрузии габбро и пироксенитов (а) и гранитов (б); 11 – позднемеловые вулканиты; 12 – оси складчатых структур: синформ (а), антиклиналей и антиформ (б), в том числе: Кокшаровско-Малиновской брахиантиклинали (1), Васильевской антиформы (2), Чугуевской (3) и Бреевской (4) синформ; 13 – надвиги: а – юрские конседиментационные, б – раннемеловые синскладчатые; 14 – левые сдвиги (а), в том числе разграничивающие террейны (б)

внутриплитные базальты и кремнистые породы). Субдукция происходила в целом без затруднений, поскольку конседиментационное меланжирование для этого комплекса малохарактерно.

Усть-журавлевский комплекс («самаркинская свита») распознается по масссовому появлению гидротектонитов (алевролитов с тектонизированными, часто превращенными в будины прослоями и пластинами песчаников и кремней, редко – базальтов) и олистостром с алевролитовым матриксом, в котором содержатся в различной степени деформированные прослои, а порою и пачки аркозовых песчаников мощностью до нескольких сотен метров с линзами гравелитов и конгломератов, а иногда в чередовании со слоистыми алевролитами. Во включениях и пластинах установлены линзовидные, пластообразные и изометричные фрагменты разрезов триасово-юрских, реже верхнепермских кремнистых пород, глыбы и пластины базальтов, редкие глыбы каменноугольно-пермских известняков и, в единичных случаях, гранитоидов и полосчатых габброидов неизвестного возраста. Соотношения пород от места к месту меняются. Мощности наиболее крупных пластин кремней достигают первых сотен метров, и прослеживаются они по простиранию на расстояния до 5–10 км. Суммарная мощность тектоно-стратиграфической последовательности на юго-восточном крыле Кокшаровско-Малиновской антиформы составляет не менее 4000 м.

Глыбы известняков и базальтов (иногда в ассоциации с глыбами габброидов и гранитоидов) обычно локализуются в олистостромовых горизонтах мощностью до 400 м. Размеры глыб достигают десятков и сотен метров, и между ними располагаются алевролиты с разлинзованными плоскими и изометричными включениями песчаников и кремней. Такие горизонты составляют до 15 % объема комплекса, а в основном он образован гидротектонитами – алевролитами с не выдержанными по простиранию тектонизированными (в процессе седиментации или раннего диагенеза) прослоями и пластинами песчаников и кремней.

Для нижнего структурного уровня комплекса характерны глыбы и пластины песчаников, базальтов и кремней, причем кремни во всех исследованных случаях средне-позднетриасовые. Среди глыб аналогичного состава в микститах верхнего структурного уровня впервые появляются верхнепалеозойские известняки, а также кремни с остатками позднекаменноугольных–позднепермских радиолярий и фораминифер, а также конодонтами (Смирнова, Лепешко, 1991). Таким образом, возраст аллохтонных тел в направлении от верхних структурных уровней к нижним омолаживается.

Среди терригенных пород субтеррейна в ряде мест обнаружены остатки макрофауны. В частности, на левобережье р. Горная в непосредственной близости от глыбы пермских известняков Б.А. Иванов нашел остатки юрских моллюсков (Иванов, 1972). В верховьях руч. Сидаев Ключ (окрестности с. Окраинка) среди песчаников, переслаивающихся с гравелитами, В.И. Надежкин нашел *Inoceramus* ex gr. *retroscus* Keys. (определение А.В. Сибиряковой), указывающий на среднеюрский возраст вмещающих пород. В аналогичных породах, обнажающихся у северной окраины с. Уборка, В.Н. Силантьевым обнаружен обломок рострa юрского белемнита (Геология СССР, 1969). Содержащие фауну породы образуют здесь линзовидные прослои или отторженцы среди «фоновых» гидротектонитов и олистостромов.

Алевролиты, образующие матрикс гидротектонитов и олистостромов, в ряде мест охарактеризованы остатками средне-позднеюрских радиолярий (Кемкин, Ханчук, 1992; и др.).

Интенсивное меланжирование пород усть-журавлевского комплекса связано, по-видимому, с тем, что при его формировании субдуцировались гайоты, включая их карбонатные «шапки» (Ханчук и др., 1989), фрагменты которых составляют экзотические глыбы базальтов и известняков. Эти подводные горы представляли собой гигантские сооружения, которые при погружении под континентальную плиту или островную дугу дробились с широким проявлением различных структур сжатия и глинистого диапиризма, поэтому поддвиг океанической плиты в этих случаях был, по-видимому, затруднен и сопровождался время от времени встречным надвиганием нависающей континентальной плиты или ранее аккретированных фрагментов в направлении глубоководного желоба. Фронтальные части образовывавшихся при этом тектонических покровов разрушались с формированием олистостром.

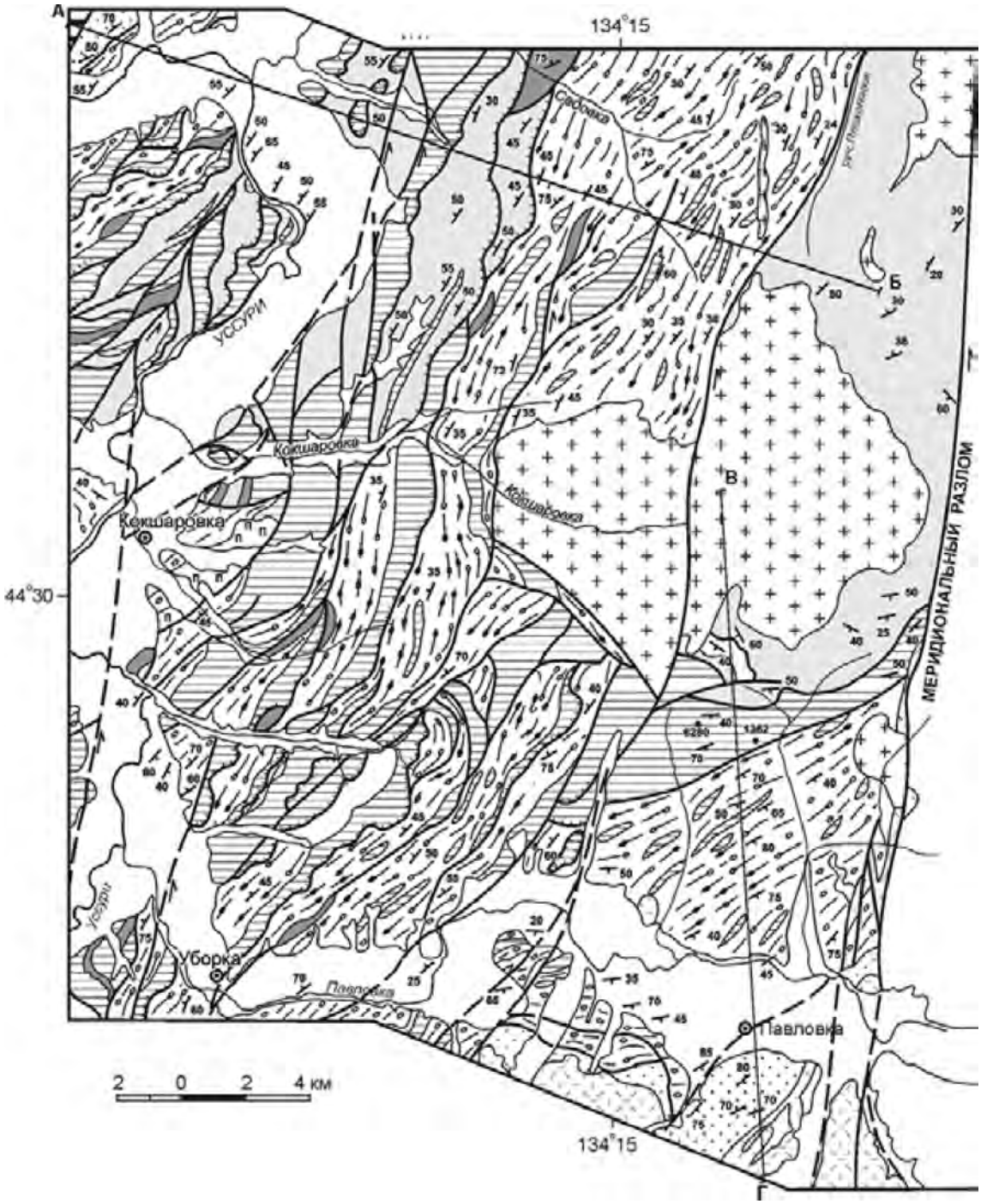


Рис. 4.33. Нижние структурные уровни Самаркинского террейна – фрагмента аккреционной призмы в приустьевой части р. Павловка. Положение района см. на рис. 4.32.

1 – четвертичный аллювий; 2 – алевролиты с редкими прослоями песчаников; 3 – кремни и кремнистые аргиллиты; 4 – базальты; 5 – гидротектониты и олистостромы с алевролитовым матриксом, разлинзованными прослоями песчаников, содержащие обломки, глыбы и пластины песчаников и кремней, реже – базальтов и известняков; 6 – переслаивание песчаников и алевролитов; 7 – габброиды Калиновского комплекса; 8 – раннемеловые граниты; 9 – позднемеловые вулканиты; 10 – ориентировки слоистости; 11 – разломы: а – сдвиги, сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги, б – взбросы и надвиги; 12 – места отбора образцов с остатками радиолярий, упоминаемых в тексте, и их номера

Удековский комплекс образован толщей зеленовато-серых мелкозернистых плитчатых песчаников мощностью до 1000 м, переслаивающихся с алевролитами. Комплекс датирован остатками средне-позднеюрских радиолярий (Лосив и др., 2002). Формирование этого комплекса отвечает эпизоду относительно спокойной средне-позднеюрской терригенной седиментации вблизи ранее аккретированных офиолитов себучарского комплекса.

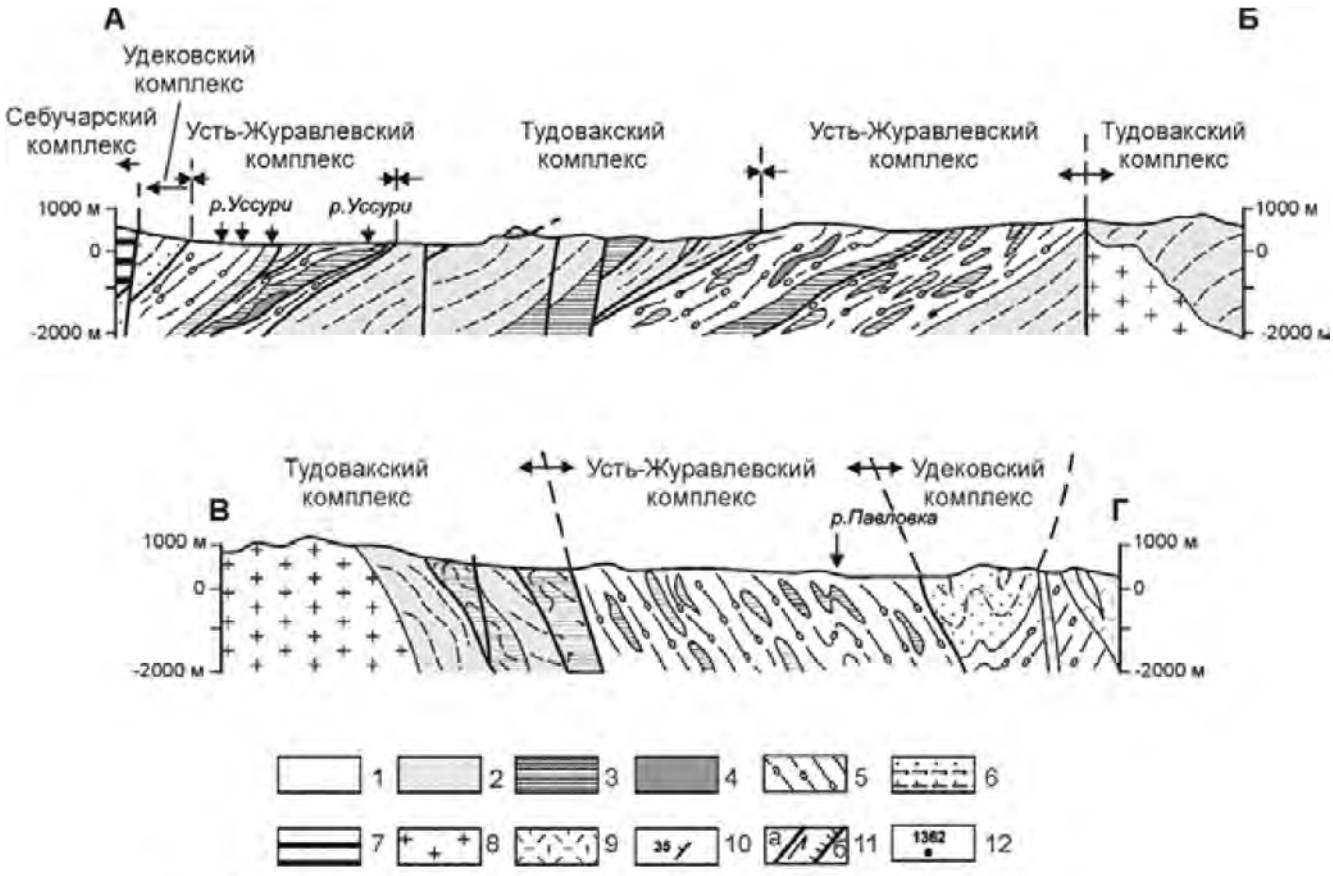


Рис. 4.33. Окончание

Себучарский комплекс включает в себя пластины калиновских офиолитов, перекрытых кремнисто-вулкано-терригенными образованиями, выделявшимися ранее как себучарская свита (Белянский и др., 1984).

Калиновские офиолиты образуют аллохтонную пластину, прослеживающуюся на протяжении около 200 км от правобережья р. Откосная на севере до района с. Бреевка на юге на крыльях и в ядрах серии синформных и антиформных складок и образованную преимущественно полосчатыми габброидами, меньше гипербазитами и базальтоидами (рис. 4.34, см также рис. 4.32 и 4.33). Нижняя часть офиолитов сложена серпентинизированными гарцбургитами, лерцолитами и дунитами. Выше расположен кумулятивный комплекс, состоящий из плагиоклазовых дунитов, верлитов, клинопироксенитов, троктолитов и оливиновых габбро-норитов. Состав залегающей выше габброидной части разреза меняется от двупироксеновых и клинопироксеновых габбро до амфиболовых. На последних залегают базальты, а контакт между ними везде тектонический. В зоне перехода описаны жилы гранофировых плагиогранитов с низкими содержаниями K_2O (0,28 %). Осадочная часть офиолитов сложена гиалокластитами, эдафогенными образованиями, перекрытыми кремневыми или карбонатными отложениями. Пачка кремней мощностью до 35 м, перекрывающая базальты (вдоль контакта прослой эдафогенных образований – продуктов размыва базальтов – мощностью 15–20 см), изучена на правобережье руч. Степанов Ключ. Из кремней подошвы разреза здесь выделены конодонты позднего девона, выше по разрезу – раннего и среднего карбона, а в кровле разреза – ранней перми (Кемкин, Ханчук, 1993). Карбонатные постройки образованы как массивными известняками, так и карбонатными брекчиями, состоящими из обломков известняков и базальтов. В ряде случаев глыбы и обломки известняков сцементированы эдафогенным осадком, образовавшимся за счет разрушения эффузивов. В карбонатных брекчиях и известняках одного из выходов на правобережье руч. Степанов Ключ А.П. Никитина обнаружила и определила фораминиферы визейского века раннего карбона, среднего и позднего карбона и ранней перми (Никитина, 1971).

Определение K-Ar возраста мусковита и турмалина из пегматитовой жилы в габброидах руч. Каменский (Голозубов, Мельников, 1986), а также роговой обманки из пегматоидных роговообманковых габбро (окраина с. Медвежий Кут (Ханчук, 1993) – 405–410 млн лет (ранний девон). С учетом этих данных офиолиты в целом можно считать девонскими, а их осадочной части – позднедевонскими–раннепермскими.

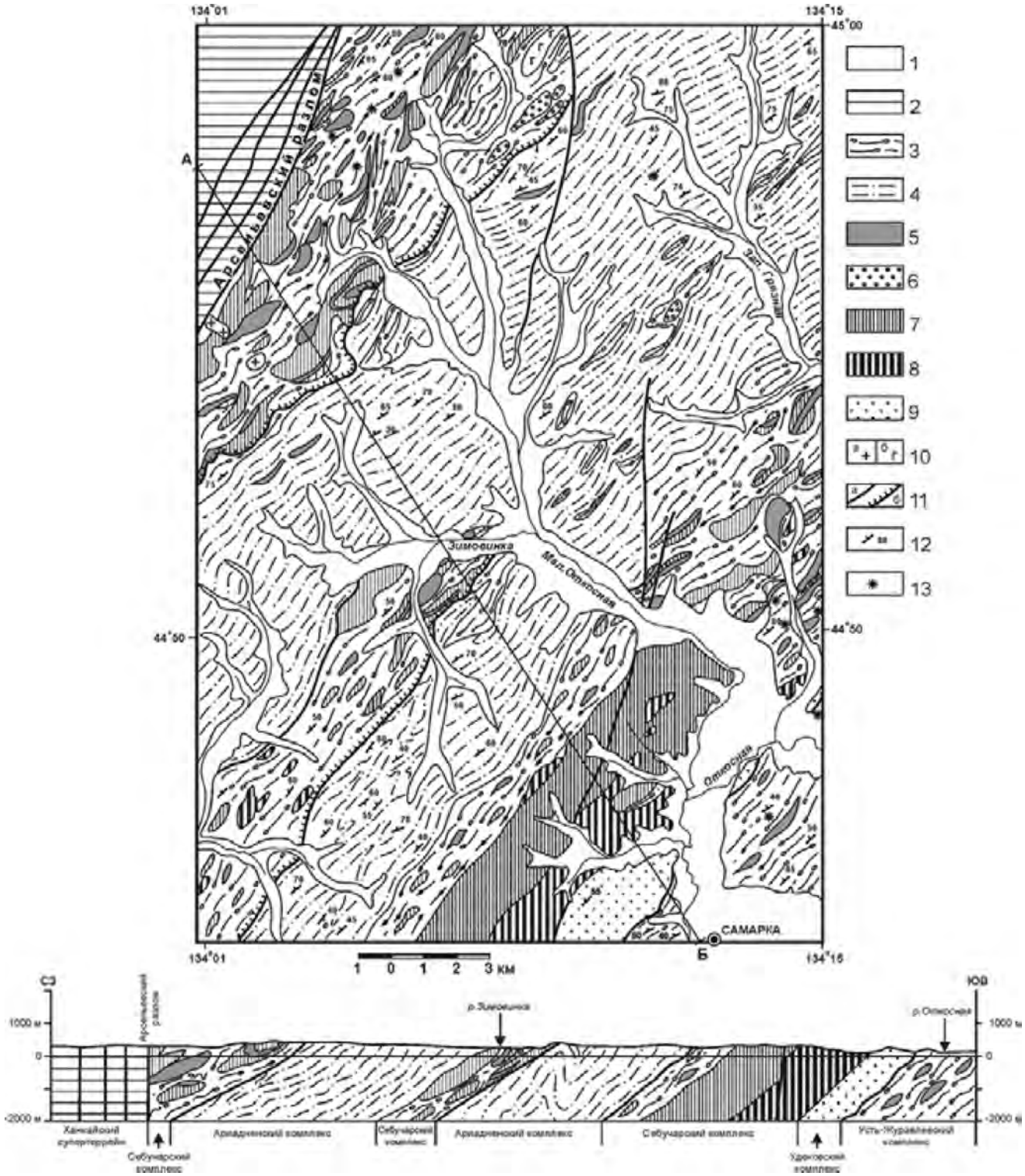


Рис. 4.34. Верхние структурные уровни Самаркинского террейна на правобережье приустьевой части р. Журавлевка. Положение района см. на рис. 4.32.

1 – четвертичный аллювий; 2 – комплекс пермского и триасового чехла Ханкайского супертеррейна; 3 – гидротектониты и олистостромы с алевролитовым матриксом, разлинзованными прослоями песчаников, содержащие обломки, глыбы и пластины песчаников, кремней, базальтов, редко – известняков; 4 – песчаники, алевролиты, кремнистые туффиты; 5 – кремни; 6 – туфогенно-обломочные породы; 7, 8 – калиновские офиолиты: 7 – базальты, 8 – габброиды; 9 – переслаивание песчаников и алевролитов; 10 – раннемеловые граниты (а), габбро и пироксениты (б); 11 – разломы: сдвиги, сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги (а), взбросы и надвиги (б); 12 – ориентировки слоистости; 13 – места находок определимых радиолярий

Кремнисто-вулкано-терригенные образования перекрывают и замещают по латерали пластины калиновских офиолитов. В их составе в переменных соотношениях установлены в той или иной мере тектонизированные алевролиты и кремнистые туффиты (матрикс) с глыбами и пластинами кремней, базальтов, редко – габброидов и известняков с карбон-нижнепермскими фораминиферами. В ряде мест в матриксе обнаружены остатки ранне- и среднеюрских радиолярий (Кемкин, 2003).

Можно считать, таким образом, что при формировании себучарского комплекса на первых порах аккретировались фрагменты подводных гор позднепалеозойского возраста и перекрывающих их известняковых шапок, а также вулкано-терригенных пород склонов этих гор. Меньше аллохтонного материала, образованного базальтами и кремнями вулканических построек триасового возраста. Завершает формирование себучарского комплекса аккретирование позднепалеозойского океанического плато (калиновские офиолиты). В отличие от нижележащих комплексов, в рассматриваемом отрезке времени, призма формировалась на фоне вулканизма (кремнистые туффиты, содержащие до 20 % кислого пепла). Поддвиг океанической плиты, как и в ранее описанном случае усть-журавлевского комплекса, был, по-видимому, затруднен и сопровождался время от времени встречным надвиганием нависающей континентальной плиты или ранее аккретированных фрагментов в направлении глубоководного желоба. Одним из фрагментов нависающей континентальной плиты, включенных в аккреционную призму, является, по-видимому, описанный ниже окраинско-сергеевский комплекс.

Окраинско-сергеевский аллохтонный комплекс обнажен в юго-восточной, прилегающей к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому части рассматриваемой территории от с. Окраинка (см. рис. 4.32) на юг до междуречья Партизанка–Киевка. Вблизи побережья выходы комплекса значительно расширяются и занимают пространство западнее Центрального Сихотэ-Алинского разлома вплоть до восточного побережья Уссурийского залива. В его составе выделяются породы фундамента (докембрийские–раннепалеозойские габброиды, меньше гранитоиды и метаморфические породы) и осадочного, меньше вулканогенного чехла девонского, пермского, триасового и юрского возраста. Эти породы обнажены в крупных аллохтонных пластинах (фрагментах нависающей континентальной плиты), включенных в состав Самаркинской аккреционной призмы на определенном этапе ее формирования и испытавших весь комплекс деформаций, присущих средне-позднеюрским терригенным породам матрикса этой призмы (Мельников, Голозубов, 1980; Голозубов, Мельников, 1986; Голозубов, 2004). Мощность этих пластин, образованных нередко многократно дуплексированными последовательностями, от 600 м до нескольких километров.

Аллохтонные пластины, образующие окраинско-сергеевский комплекс, надвигались и перемещались от континента в направлении к желобу, по-видимому, при частичном заклинивании зоны субдукции в процессе аккреции океанического плато (частью которого являются калиновские офиолиты). В условиях непрекращающегося давления океанической плиты самой слабой могла оказаться зона срыва у подошвы чехла нависающей континентальной плиты. Выдвинутые на поверхность фрагменты этой плиты вовлекались в гравитационное скольжение вниз вплоть до глубоководного желоба. Это объясняет нахождение практически на одном структурном уровне себучарского и окраинско-сергеевского комплексов.

Ариадненский комплекс образован почти исключительно песчаниками и алевролитами, порою часто чередующимися, объединенными в одноименную свиту. Верхний структурный уровень сложен преимущественно алевролитами, иногда с прослоями кремнистых туффитов, а также микститов – плохо сортированных алевролитов, замусоренных разнозернистым песчаным материалом и содержащих разновеликие включения песчаников, базальтов, кремней и кремнистых туффитов. Алевроаргиллиты образуют матрикс, в котором располагаются глыбы и блоки кремнисто-базальтового, вулкано-терригенного и известняково-кремнистого состава карбон-пермского возраста. Этим же возрастом датированы отдельные блоки, образованные туфоконгломератобрекчиями, содержащими остатки мшанок и криноидей (Силантьев, 1964). В матриксе Л.М. Олейник обнаружила остатки среднеюрских радиолярий (Лосив и др., 2002).

Судя по имеющимся данным, при формировании комплекса аккретировались фрагменты позднепалеозойских подводных гор и их склонов. Некоторые аллохтонные тела (пермские туфоконгломератобрекчии), вероятно, первоначально составляли часть нависающей континентальной плиты. Накопление ариадненской свиты отражает, по-видимому, спокойную терригенную седиментацию у подножья континентального склона.

Таким образом, расчленение Самаркинского террейна – фрагмента аккреционной призмы на комплексы дает основу для средне- и крупномасштабного картографирования этих образований. При этом каждый из комплексов отвечает какому-либо этапу формирования призмы и может прослеживаться на значительные расстояния. Так, комплексы, образованные субдукционным меланжем и олистостромами (в нашем случае – усть-журавлевский и себучарский), могут коррелировать с эпи-

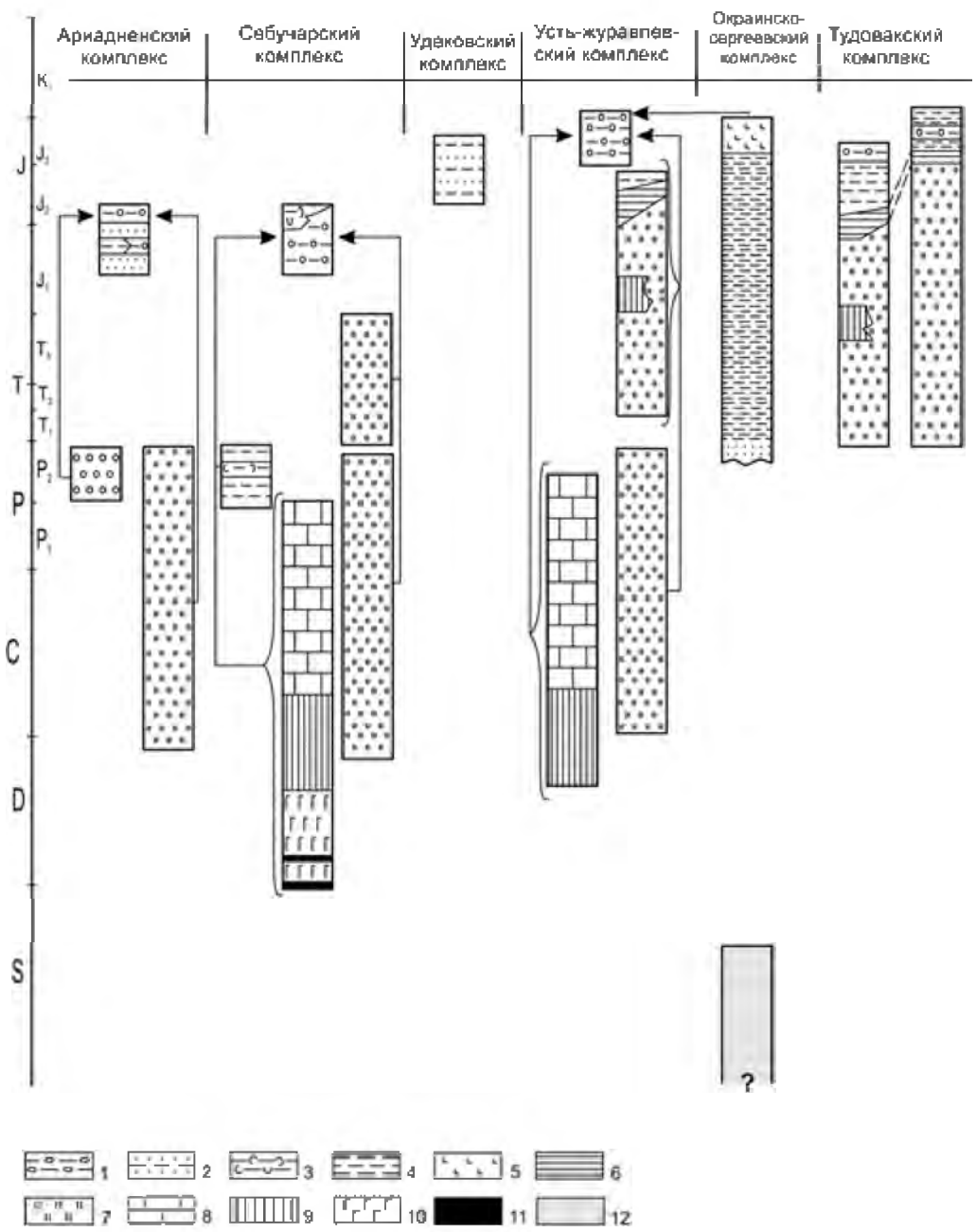


Рис. 4.35. Возрастные соотношения тектоно-стратиграфических комплексов южной части Самаркинского террейна.

1 – алевролиты с разлинзованными прослоями песчаников, включениями, глыбами и пластинами песчаников, кремней, реже базальтов и известняков (гидротектониты и олистостромы); 2 – песчаники и алевролиты; 3 – кремнистые туффиты; 4 – алевролиты; 5 – щелочные базальтоиды; 6 – кремнистые аргиллиты; 7 – туфовые гравелиты; 8 – известняки; 9 – базальты; 10 – габброиды; 11 – гипербазиты; 12 – метаморфические породы, габброиды и гранитоиды

зодами затрудненной субдукции при поддвиге подводных возвышенностей и гор, фрагменты которых они обычно содержат. Выделяются также этапы относительно спокойной субдукции, когда комплексы образованы преимущественно слоистыми терригенными образованиями (удековский и тудовакский комплексы).

Приведенные выше материалы по возрастным взаимоотношениям выделенных тектоно-стратиграфических комплексов (они сведены на рис. 4.35) демонстрируют ясно выраженную тенденцию омоложения возраста как матрикса, так и аллохтонных тел от верхних структурных уровней к нижним. Можно считать, таким образом, доказанной модель формирования Самаркинской аккреционной призмы путем последовательного причленения (с поддвиганием) все более молодых фрагментов океанической плиты в ходе субдукции.

Наданьхада-Бикинский террейн (фрагмент юрской аккреционной призмы) расположен в бассейне нижнего течения р. Уссури от устья р. Черная Речка до устья р. Наолихэ (см. рис. 4.30). Он протягивается вдоль северо-западного края клинообразного выступа Ханкайского супертеррейна полосой северо-восточного простирания шириной около 60 км на расстояние почти 350 км. Западной и южной его границами, отделяющими от Буреинского и Ханкайского супертеррейнов, служат Дахечженьский и Мишань-Фушун-Алчанский разломы, а северной и восточной, отделяющими его от Хабаровского и Самаркинского террейнов, являются, соответственно, разломы Ляолихэ и Арсеньевский. На рассматриваемой территории обнажена северо-восточная, Бикинская, часть террейна, где широко развиты кремнистые, терригенные и меньше вулканогенные образования, которые первоначально объединялись в самурскую серию и датировались поздним палеозоем по фораминиферам в известняках (Геология СССР, 1969). Эти известняки, как потом оказалось, являются экзотическими глыбами. Исследования частных разрезов показывают, что кремневые породы, слагают, как правило, ограниченные разломами пластообразные тела, залегающие среди песчано-глинистых отложений. В единичных случаях переходы от кремней к терригенным породам постепенные, представленные кремнистыми аргиллитами. Возраст кремней от триаса по среднюю юру, а терригенных пород – средне-позднеюрский (Филиппов, 1990). Таким образом, мы имеем здесь пакет тектонического чередования разрозненных фрагментов некогда единой кремнисто-терригенной последовательности. Отдельные пачки терригенных отложений, главным образом в юго-восточной части района, содержат прослои основных вулканитов и горизонты хаотического строения. Вся эта совокупность вулканогенно-кремнисто-терригенных образований смята в сжатые разноамплитудные и асимметричные складки северо-восточного (на отдельных участках субмеридионального) простирания. Центральная и северо-восточная части террейна сложены породами нижнего структурного уровня, а юго-восточная и западная – более верхними (рис. 4.36). Детальное литолого-биостратиграфическое изучение отложений (Филиппов, 1990) показывает, что строение нижних и верхних структурных уровней несколько отличается. Выделяется три типа разреза: 1) карбонатно-кремнисто-терригенный (нижняя структурная единица), 2) кремнисто-терригенный (средняя структурная единица) и 3) вулканогенно-кремнисто-терригенный (верхняя структурная единица).

Первый тип разреза (Улиткинский) установлен в центральной и северо-восточной частях района и протягивается от правобережья р. Шивка через бассейны верховьев рек Улитка, Бира, Левый и Правый Подхоренок. Этот тип характеризуется наличием линз и прослоев (до 150 м мощностью) пелитоморфных и мелкозернистых известняков на позднекарнийско-норийском интервале кремневой части разреза. Переходы кремней в карбонатные породы представлены частым чередованием слойков и линз (3–10 см) известковистых кремней и кремнистых известняков. Краевые части карбонатных прослоев содержат кремневые желваки величиной до 20. Наиболее типичные фрагменты такого разреза изучены в междуречье Улитка–руч. Золотой Ключ (рис. 4.37). Он представлен единой кремнисто-терригенной последовательностью, в которой кремни постепенно сменяются глинистыми кремнями, затем кремнистыми аргиллитами и аргиллитами и, далее, алевролитами, с прослоями песчаников.

Второй тип разреза (Уссурийский) распространен в западной части района на правобережье р. Уссури в междуречье Змеинка–Бира. Он представлен кремневыми и терригенными отложениями. Среди последних отмечаются редкие маломощные горизонты хаотических образований, глыбы и обломки в которых сложены главным образом песчаниками, редко кремнями.

Третий тип разреза (Хорский) распространен в юг-юго-восточной, восточной и частично юго-западной частях района от междуречья Хоран–Змеинка через междуречье Улитка–Алчан до бассейна р. Хор. Главной особенностью этого типа разреза является присутствие среди терригенных пород горизонтов вулканитов и вулканогенно-осадочных пород, а также хаотических горизонтов с экзотическими обломками – каменноугольно-пермскими известняками, базальтами, пермскими и триасовыми кремнями.

Примечательно, что возраст переходных (от кремней к терригенным) слоев на нижнем структурном уровне – средняя юра (бат–келловей), а в вулканогенно-кремнисто-терригенном типе разреза верхнего структурного уровня – ранняя юра (плинсбах). Таким образом, и здесь прослеживается характерное для аккреционных призм омоложение возраста комплексов от верхних структурных уровней к нижним.

Хабаровский террейн (фрагмент юрской аккреционной призмы) расположен вдоль восточной окраины северной части Буреинского супертеррейна и протягивается полосой шириной 100–130 км в северо-восточном направлении от долины р. Наолихэ на юге до хр. Вандан на севере (см. рис. 4.30). Западной и северной его границами служат Куканская зона разломов и Курский разлом, а южной и восточной – разлом Ляолихэ и Амурская система разломов соответственно. Выделяется террейн достаточно условно, его строение во многом аналогично строению описанных выше Самаркинского и Наданьхада-Бикинского террейнов. Стратифицированные отложения террейна объединялись Б.А. Натальиным в хаба-

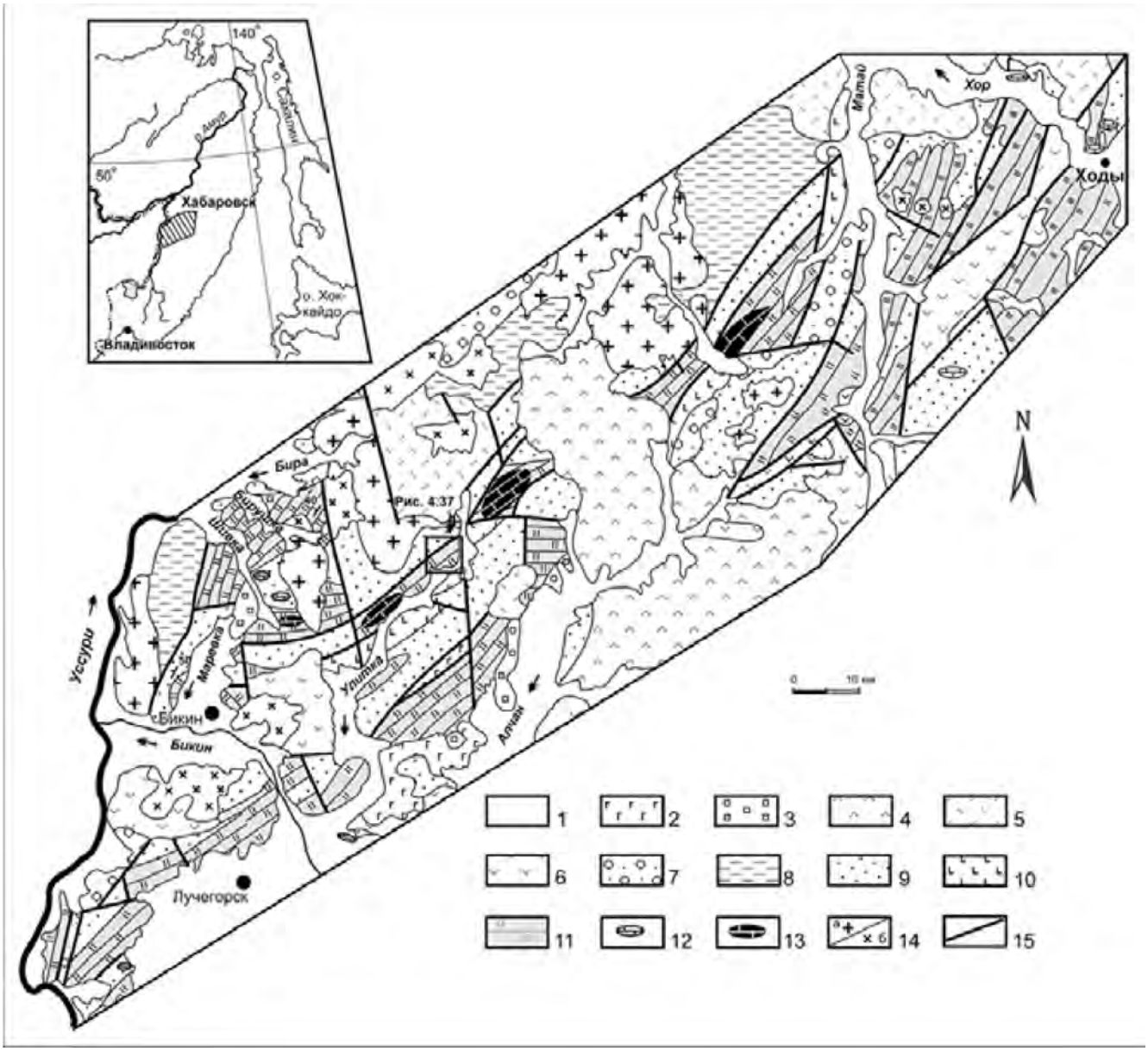


Рис. 4.36. Геологическая схема Бикинского фрагмента Наданьхада-Бикинского террейна**.** Правобережье р. Уссури между нижними течениями рек Бикин и Хор (по: Мартынюк и др., 1988; Филиппов, 1990).

1–8 – постаккреционные образования: 1 – четвертичные отложения, 2 – неогеновые базальты, 3 – кайнозойские терригенные континентальные отложения, 4–6 – вулканиты (4 – палеогеновые, 5 – позднемеловые, 6 – альбские), 7 – терригенные мелководные отложения апт-альба; 8 – берриас (?)-валанжинские турбидиты северного продолжения Журавлевско-Амурского террейна; 9–11 – вулканогенно-осадочные образования Наданьхада-Бикинского террейна с преобладанием: 9 – обломочных, 10 – вулканогенных и 11 – кремневых пород; 12 – глыбы и блоки позднепалеозойских известняков; 13 – слои позднетриасовых известняков в кремнях; 14 – граниты: а – раннемеловые и б – позднемеловые; 15 – разломы

ровский комплекс – фрагмент раннемеловой аккреционной призмы (Натальин, Зябрев, 1989). На этот возраст указывали предварительные данные С.В. Зябрева о готерив-барремском возрасте радиолярий, остатки которых были извлечены из матрикса хаотических образований (Натальин, Зябрев, 1989; Зябрев, Натальин, 1990), а также данные Н.Ю. Брагина (1992) о раннемеловых радиоляриях из карбонатно-марганцевых конкреций, спорадически встречающихся в алевролитовых прослоях турбидитов, и предположительно берриас-валанжинских радиоляриях из обломков кремней в хаотических образованиях (Шевелев, 1987). Вместе с тем имевшиеся уже тогда данные о возрасте терригенных и кремнисто-глинистых пород (Шевелев, 1987; Микститы…, 1988; Kojima et al., 1991), а также недавние переопределения возраста радиолярий из карбонатно-марганцевых конкреций турбидитовых горизонтов (Zyabrev, Matsuoka, 1999) и новые находки позднеюрских радиолярий в туфосланцах среди терригенных

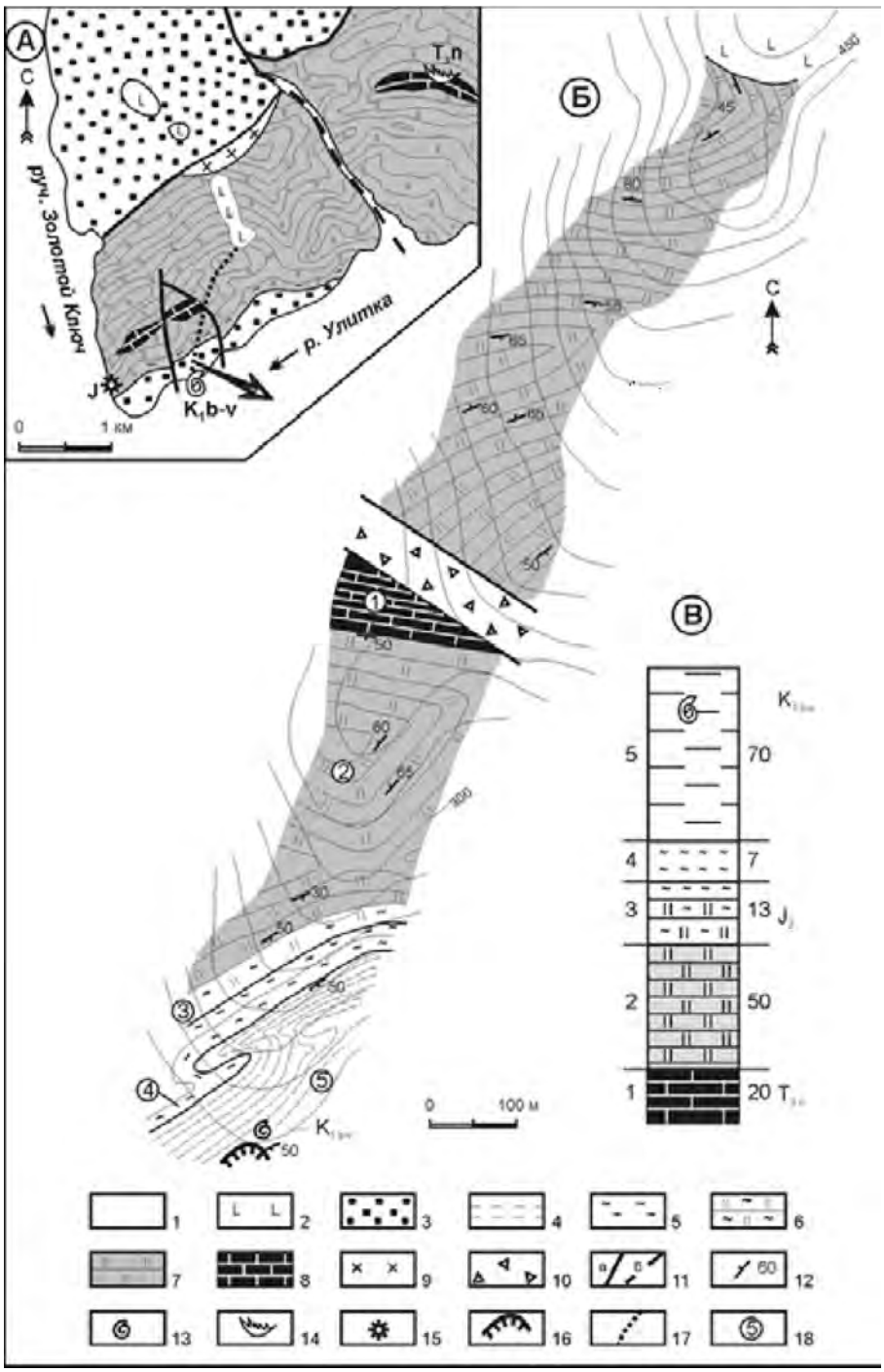


Рис. 4.37. Фрагмент разреза кремнисто-терригенной толщи в междуречье р. Улитка и руч. Золотой Ключ (по: А.Т. Кандауров и др., 1974 г.). Расположение участка см. на рис. 4.36.

А – геологическая карта междуречья Улитка–Золотой Ключ; Б – геологический план водораздела р. Улитка и руч. Золотой Ключ; В – стратиграфическая колонка.

1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые базальты; 3 – алевролиты и песчаники; 4 – алевролиты и аргиллиты; 5 – кремнистые аргиллиты; 6 – глинистые кремни; 7 – плитчатые кремни; 8 – известняки; 9 – диоритовые порфириты; 10 – зона дробления; 11 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – ориентировка слоистости; 13–15 – места находок фауны и возраст пород: 13 – двустворок, 14 – конодонтов, 15 – радиолярий; 16 – карьер; 17 – линия горных выработок; 18 – номера слоев. Слева от стратиграфической колонки – номера слоев, справа – их мощность

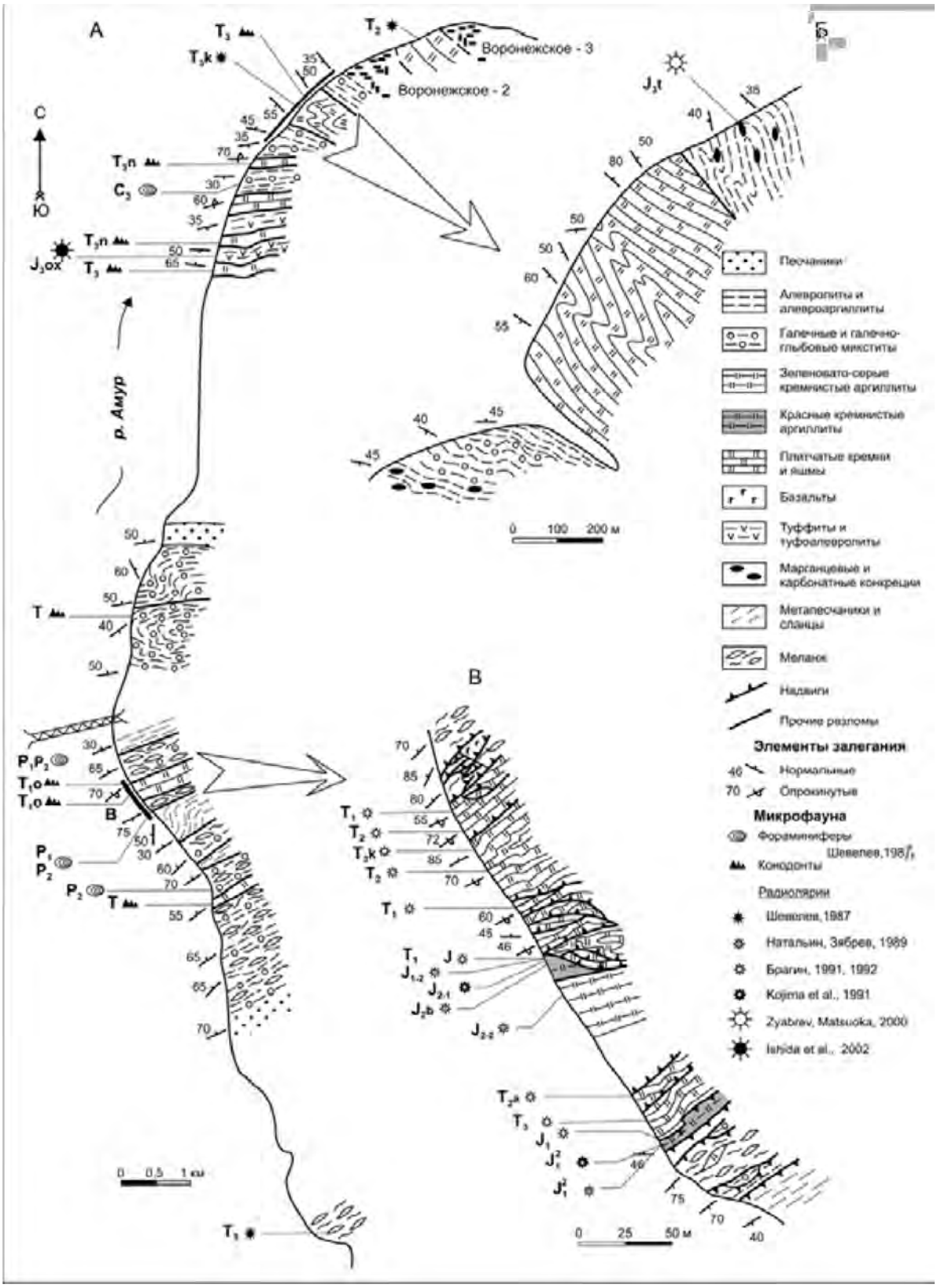


Рис. 4.38. Строение аккреционного комплекса в окрестностях г. Хабаровска (по: Zyabrev, Matsuoka, 1999)

пород (Ishida et al., 2002) свидетельствуют, что комплекс формировался в юрское время, и, следовательно, это фрагмент юрской аккреционной призмы. В целом хабаровский комплекс представляет собой пакет чередования пластин различного литологического состава (рис. 4.38) – терригенных, меланже-

вых, кремневых и кремнисто-глинистых пород. Этот пакет смят в асимметричные разноамплитудные, нередко опрокинутые складки северо-восточного простирания и разбит на тектонические блоки и пластины многочисленными нарушениями, преимущественно сдвигами и надвигами.

Баджальский террейн (фрагмент юрской аккреционной призмы) расположен к северу от Хабаровского террейна (см. рис. 4.30). Западной и северной его границами служат Куканская зона разломов и Пауканский разлом, а восточной и юго-восточной – соответственно Центральный Сихотэ-Алинский и Курский разломы. Образующий террейн мощный комплекс вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений (см. рис. 4.31) первоначально был разделен на серию (более 10) последовательно перекрывающих друг друга свит, датировавшихся по фауне фораминифер в известняковых телах карбоном–пермью (Романчук, Майборода, 1974; Решения..., 1982, 1994). После проведенных в 1986–1989 гг. литолого-биостратиграфических работ стало ясно, что известняки представляют собой экзотические глыбы в алевролитовом матриксе, содержащем также глыбы и пластины кремней, из которых были выделена как пермская, так и триасовая (всех трех отделов) ископаемая микрофауна (Шевелев, Кузьмин, 1990). В Комсомольском районе (Горинском синклинории), кроме того, был установлен и юрский возраст как терригенных пород, так и отдельных кремневых пластин (Заблоцкий и др., 1990; Тихомирова, Заблоцкий, 1991). Совокупность этих данных послужила основанием для пересмотра схемы строения Баджальского террейна. Как и другие террейны – фрагменты юрской аккреционной призмы, он представляет собой чередование пачек слоистых терригенных пород (от 50 до 400 м мощностью), сложенных ритмично переслаивающимися песчано-алевритовыми породами, и горизонтов хаотического строения (от 100 до 600 м мощностью), содержащих разновеликие глыбы и обломки базальтов, каменноугольно-пермских известняков, пермских и триасовых кремней, сцементированных алевропсаммитовым и (или) алевропелитовым материалом, а также относительно крупных пластин последних (ширина выходов до 300 м). Возраст терригенных и хаотических образований, с учетом ископаемой фауны в глыбах и обломках, принимался ими как послетриасовый. Мощность этого комплекса отложений оценивалась более чем в 4 км, хотя не исключается, что отдельные фрагменты разреза могли быть сдвоены по разломам.

Недавние совместные геологосъемочные и ревизионные работы геологов ФГУГГП «Хабаровскгеология» и ВСЕГЕИ, в рамках программы «Баджало-Комсомольский полигон», подтвердили эти представления. В частности, в междуречье Горин–Кур (приблизительно в 100 км западнее г. Комсомольска-Амуре) был установлен ряд разновозрастных тектоно-стратиграфических комплексов, характеризующихся сложным чешуйчато-надвиговым строением (Забродин и др., 2002; Кириллова, 2002). Однако, как правильно отметила Г.Л. Кириллова (2002), интерпретация их дана в рамках традиционной геосинклинальной концепции – они объединены в несколько свит и толщ, последовательно наращивающих друг друга, хотя все контакты между ними тектонические. Каждое из вновь выделенных стратиграфических подразделений сложено многократно чередующимися в различных соотношениях пластинами окраинно-континентальных отложений (песчано-алевролитовые породы и хаотические образования) и палеоокеанических пород (главным образом кремни и кремнистые аргиллиты). При этом кремни триас-раннеюрские, кремнистые аргиллиты – раннесреднеюрские, а терригенные породы – среднепозднеюрские (Забродин и др., 2002). На отдельных структурных уровнях террейна встречаются крупные (до 7 км длиной при ширине 1 км) пластины, сложенные вулканитами основного состава, ассоциирующими с кремнями и карбон-пермскими известняками (правобережье р. Кур). Вероятно, эти уровни являются аналогами вышеописанного себучарского комплекса Самаркинского террейна. Внутри пластин породы смяты в изоклинальные, нередко лежачие складки северо-восточного простирания, которые осложнены многочисленными син- и постскладчатыми надвигами и сдвигами.

Таухинский террейн (фрагмент неокомской аккреционной призмы) располагается в юго-восточной прибрежной части Приморья (см. рис. 4.30), где образует фундамент слабо нарушенных покровов позднемеловых и палеоценовых вулканитов и обнажен среди последних в изолированных «окнах». Доступная для наблюдения его часть прослеживается в северо-восточном направлении на расстояние около 300 км при ширине до 70 км. Северо-западной границей террейна служат крупные левые сдвиги – Центральный Сихотэ-Алинский и Фурмановский разломы, за которыми располагаются соответственно Самаркинский и Журавлевско-Амурский террейны. Юго-восточная граница террейна скрыта под водами Японского моря. Структурные наблюдения вблизи северо-восточного окончания террейна показали, что развитые здесь складчатые и надвиговые дислокации обнаруживают отчетливую северо-западную вергентность, свидетельствующую о надвигании с юго-востока на северо-запад (Голозубов, Мельников, 1986). Можно предполагать, таким образом, что северо-восточная часть Таухинского террейна надвинута на Журавлевско-Амурский террейн.

Террейн образован тремя перекрывающими друг друга тектоническими пластинами – субтеррейнами (Парфенов и др., 1998). В Кавалеровском и

Дальнегорском рудных районах это (снизу вверх) Силинский, Горбушинский и Устиновский субтеррейны (Голозубов, Ханчук, 1995). Их аналоги прослеживаются и южнее, в бассейне р. Аввакумовка (Ольгинский район), и в междуречье Киевка–Черная (Голозубов и др., 1992). Надвигание субтеррейнов друг на друга предшествовало складчатости, поскольку они конформно смяты в систему сложных складок. Зеркало складчатости в этом районе полого погружается на юго-восток, поэтому нижний Силинский субтеррейн обнажен на северо-западе региона, в бассейне рек Кавалеровка и Мирная, а более высокие структурные единицы – юго-восточнее, в бассейнах рек Высокогорская и Рудная (Голозубов и др., 1992; Голозубов, Ханчук, 1995; Ханчук и др., 1995; Голозубов, 2004; рис. 4.39, 4.40).

Силинский субтеррейн образован сдвоенным разрезом средней и верхней юры и берриаса–валанжина, конформно смятым в серию складок, нередко опрокинутых на северо-запад. Юрская часть разреза (до 170 м) представлена базальтами, перекрытыми кремнистыми туффитами и кремнями с остатками радиолярий от келловея до титона включительно. Берриас–валанжин общей мощностью до 3500 м представлен аркозовыми преимущественно алевролитовыми турбидитами с редкими остатками бухий и гастропод, в кровле которого – валанжинская олистострома с глыбами и пластинами палеозойских и раннемезозойских известняков, кремней, базальтов и терригенных пород.

Горбушинский субтеррейн сложен многократно повторяющимся разрезом кремнистых пород с остатками триасово-юрских микрофоссилий (50–70 м), согласно перекрытых преимущественно песчаниковыми турбидитами (берриас–валанжин, до 700 м). В кровле разрезов – олистострома до 1100 м с глыбами такого же состава и возраста, как и в Силинском субтеррейне.

Устиновский субтеррейн образован терригенными слоистыми породами берриаса–валанжина (конгломератами, песчаниками и алевролитами с остатками брахиопод, бухий и флоры, более 550 м), перекрытыми олистостромой (более 500 м).

В результате совмещения перечисленных субтеррейнов создана тектоно-стратиграфическая последовательность около 13 000 м мощностью (рис. 4.41).

Таухинский террейн коррелирует с террейном Южный Чичибу Юго-Восточной Японии, а также с террейнами островной системы Рюкю и Филиппинских островов. Менее уверенна корреляция Таухинского террейна с поясом Ошима на о-ве Хоккайдо и террейном Северный Китаками на о-ве Хонсю (Голозубов и др., 1992; Кемкин, 2003).

Киселевско-Маноминский террейн (по: Натальин, 1991) или Нижнеамурский (Ханчук и др., 1994; Khanchuk, 1994) – фрагмент среднемеловой аккреционной призмы (Маркевич и др., 1997; Маркевич и др., 2000; Филиппов, 2001) – расположен на лево- и правобережье нижнего течения р. Амур и протягивается узкой полосой северо-восточного простирания шириной 5–20 км от приустьевой части р. Уссури до побережья Сахалинского залива (см. рис. 4.30). Большая часть террейна перекрыта кайнозойскими и позднемеловыми вулканитами, а слагающие его комплексы образуют три изолированных выхода. Это северо-восточный или Киселевский (левобережье р. Амур от с. Киселевка до оз. Удыль), центральный или Маноминский (правобережье р. Амур, бассейны нижнего течения рек Манома и Анюй) и юго-западный или Вяземский (правобережье приустьевой части р. Уссури юго-восточнее пос. Вяземский). Террейн представляет собой (см. рис. 4.31) пакет тектонических пластин, сложенных либо кремнями с базальтами и известняками, либо кремнями и кремнисто-глинистыми породами, переходящими в алевролиты, либо терригенными породами, в том числе с участками хаотического строения. Этот пакет смят в асимметричные, часто опрокинутые складки северо-восточного простирания с изломами до субмеридионального и субширотного. Террейн интерпретируется как фрагмент среднемеловой аккреционной призмы. Наиболее полно террейн изучен в Киселевском блоке, а в Маноминском и Вяземском изучена только его вулканогенно-кремнистая часть.

Киселевский блок обнажен на левобережье р. Амур юго-западнее с. Киселевка и вдоль южного берега оз. Удыль.

В районе с. Киселевка террейн представлен плитчатыми кремнями, чередующимися со щелочными вулканитами и известняками. Ранее (Геология СССР, 1966) эта ассоциация относилась к позднетриасово-юрской киселевской свите. Более поздними работами (Ханчук и др., 1994; Зябрев, 1994) было установлено, что кроме остатков юрских радиолярий кремни содержат и раннемеловые (от раннего валанжина до середины баррема), а кремнистые аргиллиты охарактеризованы радиоляриями позднебарремско-раннеаптского и альбского возраста. Согласно данным С.В. Зябрева (1994), в районе с. Киселевка обнажен пакет из четырех тектонических пластин (рис. 4.42), каждая из которых сложена сургучно-, вишнево- и коричнево-красными кремнями, переходящими в зеленовато-серые кремнистые аргиллиты, связанные постепенными переходами с темно-серыми аргиллитами и алевролитами. В пластинах кремни чередуются со щелочными базальтами и известняками. Возраст кремневой части разреза, согласно С.В. Зябреву (1994), готтанг–средний баррем. Переходные гемипелагические кремнистые аргиллиты, фиксирующие приближение палеоокеани-

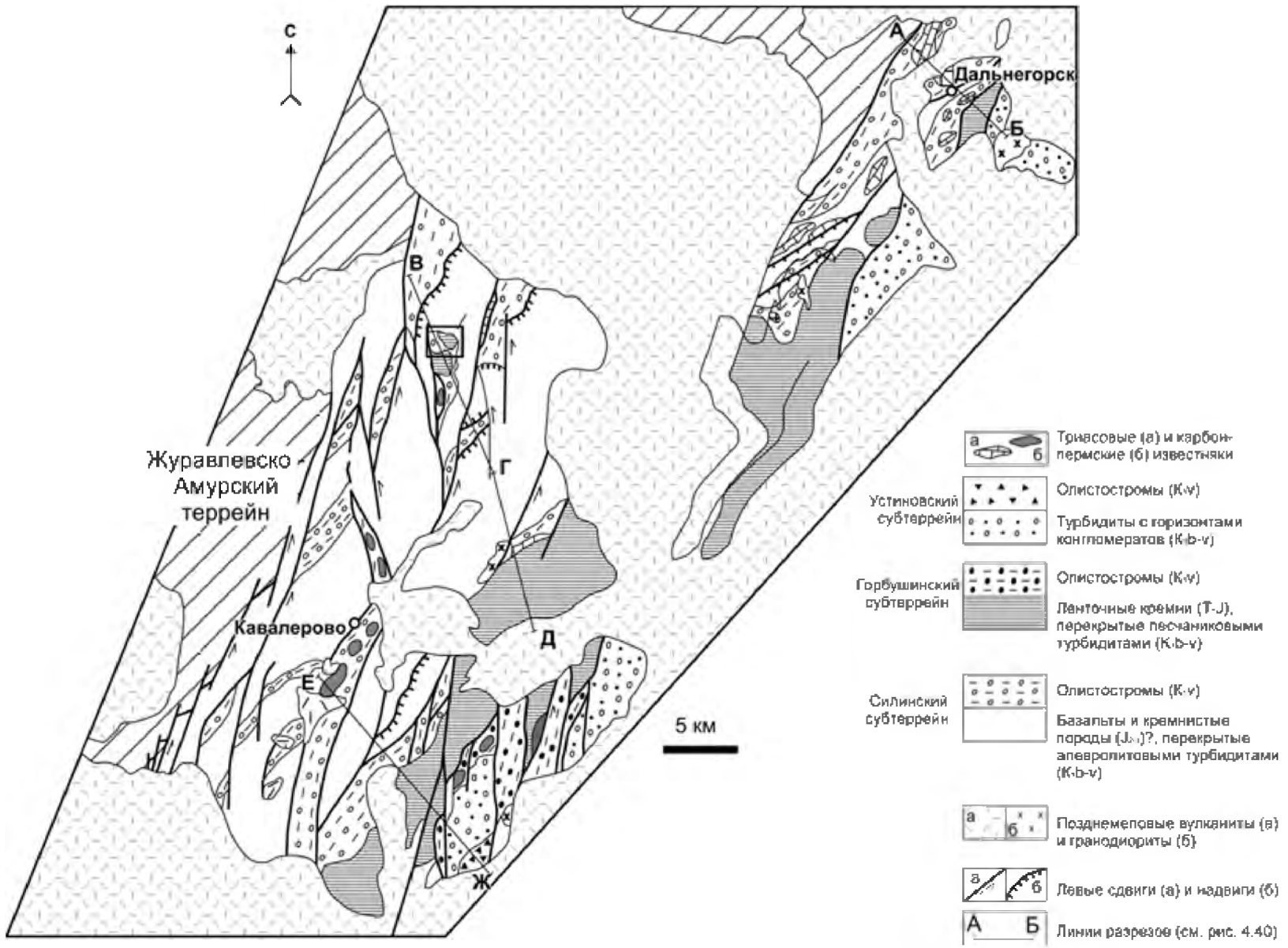


Рис. 4.39. Субтеррейны Таухинского террейна в Кавалеровском и Дальнегорском рудных районах (Южный Сихотэ-Алинь). Положение района см. на рис. 4.30

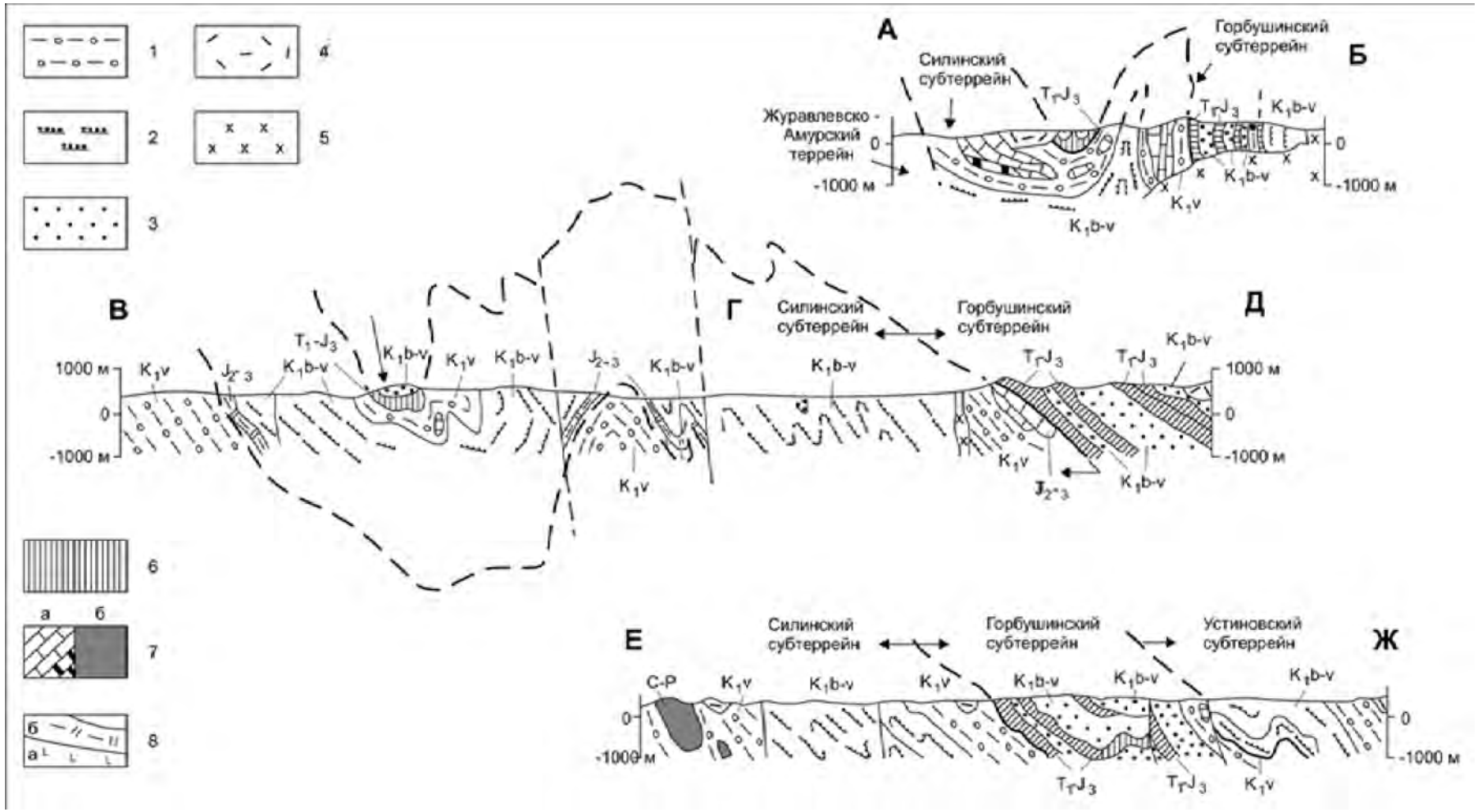


Рис. 4.40. Геологические разрезы к рис. 4.39.

1 – алевролиты с включениями, глыбами и пластинами песчаников, кремней, реже базальтов и известняков; 2 – алевролиты, флиш; 3 – песчаники; 4, 5 – позднемеловые вулканиты (4) и интрузии гранодиоритов (5); 6 – кремнистые породы; 7 – известняки верхнего триаса (а) и карбона–перми (б); 8 – кремнистые породы средней (а) и верхней (б) юры, перекрывающие базальты

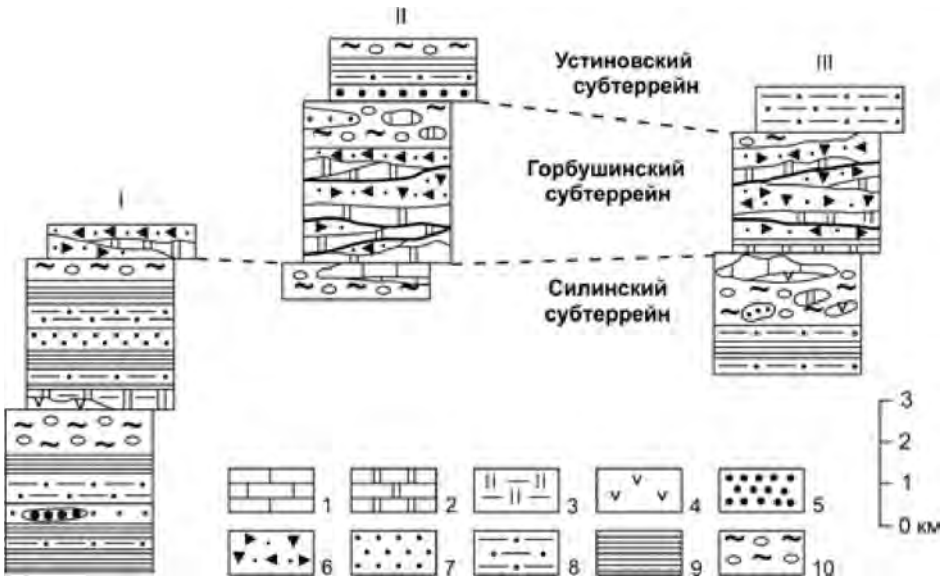


Рис. 4.41. Тектоно-стратиграфические колонки Таухинского террейна.

I, II – Кавалеровский рудный район: I – к разрезу вдоль линии В–Г–Д на рис. 4.39; II – к разрезу вдоль линии Е–Ж на рис. 4.39; III – Дальнегорский рудный район, к разрезу вдоль линии А–Б на рис. 4.39.

1 – известняки; 2 – кремни; 3 – кремнистые аргиллиты и кремнистые туффиты; 4 – базальты; 5 – конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники; 6 – разнозернистые песчаники с угловатыми включениями алевролитов; 7 – равномернозернистые песчаники; 8 – флиш; 9 – алевролиты с прослоями песчаников; 10 – микститы с алевролитовым матриксом, включениями, глыбами и пластинами песчаников, кремней, известняков и базальтов

ческой плиты к конвергентной границе, и обломочные породы, характеризующие обстановку желоба, – позднебарремско-альбские.

В ходе недавних совместных российско-японских исследований киселевского разреза возраст слагающих его породных ассоциаций был несколько уточнен (Sakai et al., 2002). Согласно этим данным, возраст кремней от геттанга ранней юры до берриаса раннего мела. При этом в титоне был перерыв седиментации. Хаотические образования, содержащие крупные глыбы и обломки базальтов и известняков, охарактеризованы валанжин-готеривским комплексом радиолярий.

В районе оз. Удыль наиболее полно представлена терригенная часть разреза Киселевско-Маноминского террейна, а кремневая описана в одной крупной тектонической пластине и ряде мелких разрозненных тектонических линз в зонах меланжа (Маркевич и др., 1996, 1997, 2000). Из глинистых яшм кремневой части разреза выделены ископаемые ранне-средневаланжинские и средневаланжинские радиолярии, а из кремнистых аргиллитов – готерив-барремские. Терригенные породы разделены (Маркевич и др., 1996, 1997) на четыре толщи: 1) кремнистых аргиллитов и алевроаргиллитов, 2) алевролитов и микститов, 3) песчаников, 4) алевроаргиллитов и алевролитов. Терригенные породы, в отличие от таковых описанных выше в террейнах пояса, – ярко выраженные граувакки. Из аргиллитов первой и алевролитов второй толщи выделены многочисленные остатки альб-раннесеноманских радиолярий.

Маноминский блок образован пластинами преимущественно кремнистых пород. Их первичный разрез реконструирован А.Н. Филипповым (Маркевич и др., 2000; Филлипов, 2001) на двух участках: 1) на правобережье р. Манома ниже устья руч. Малые Холми и 2) в карьере вдоль лесовозной дороги, соединяющей пос. Лидога и верховье р. Анюй. Разрез включает красновато-коричневые, сургучно-красные и зеленовато-серые плитчатые яшмы и кремни, содержащие на различных стратиграфических уровнях щелочные высокотитанистые базальты. Яшмы и кремни с постепенным переходом перекрываются кремнистыми аргиллитами. Возраст пород блока, согласно микрофаунистическим данным от геттанга ранней юры до позднего апта–раннего альба.

Вяземский блок очень плохо обнажен, поэтому в нем изучено лишь несколько фрагментов разреза. В карьере на северо-западном склоне горы Известковая обнажены светло-серые известняки, сменяющиеся кверху кремнями и глинистыми кремнями. Известняки мощностью около 70 м оолитовые, пелитоморфные, органогенные и органогенно-обломочные. Переход известняков в кремни представлен чередованием слойков и линз кремнистых известняков и известковистых кремней (толщиной первые миллиметры). В 1989 г. в кремнях по шлифам были определены средне-позднеюрские радиолярии (от келло-

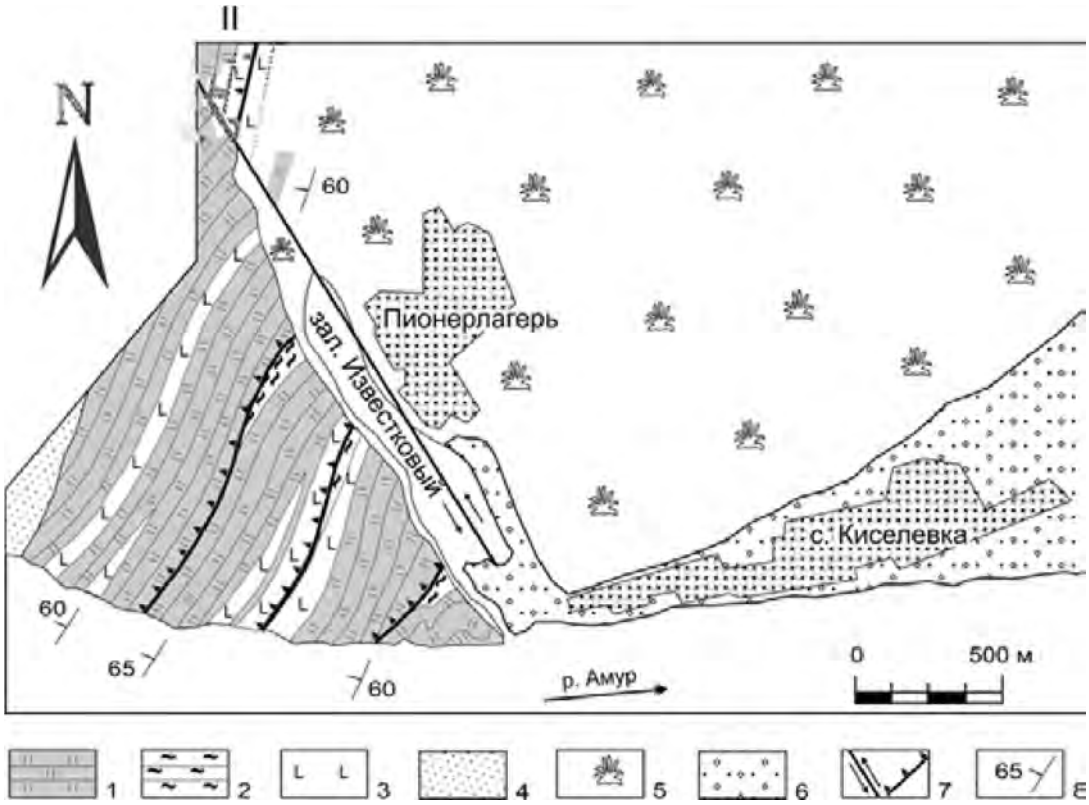


Рис. 4.42. Фрагмент разреза вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений Киселевско-Маноминского террейна в районе с. Киселевка (по: Зябрев, 1994).

1 – плитчатые кремни; 2 – кремнистые аргиллиты; 3 – базальты; 4 – терригенные отложения; 5 – задернованный участок; 6 – четвертичные отложения; 7 – сдвиги и надвиги; 8 – элементы залегания пород

вея до титона), а в известняках были найдены остатки средне(?)-позднеюрских синезеленых водорослей и фораминифер (Решения…, 1994). Позднее из кремнистых пород были выделены остатки позднеюрско-раннемеловых радиолярий (от титона до валанжина, по предварительным данным А.Н. Филиппова и И.В. Кемкина).

Приведенные данные показывают, что нижние части стратиграфического разреза Киселевско-Маноминского террейна сложены пелагическими планктоногенными отложениями (плитчатыми кремнями, яшмами и их глинистыми разновидностями). Присутствие среди кремней пелитоморфных известняков и известковистых кремнистых пород свидетельствует о кратковременных понижениях уровня карбонатной компенсации либо о седиментации на поднятых выше этого уровня участках, например на склонах вулканических подводных гор. Биогермные известняки из глыб в хаотических горизонтах – это, вероятно, фрагменты карбонатных «шапок» подводных гор. Верхняя (терригенная) часть разреза террейна сложена граувакковыми преимущественно вулканокластическими турбидитами и хаотическими образованиями (Маркевич и др., 1997), что указывает на субдукцию палеоокеанической плиты не под континент, а под островную дугу, служившую барьером для аркозовой кластики.

Журавлевско-Амурский террейн (фрагмент окраинного синсдвигового турбидитового бассейна) занимает большую часть хр. Сихотэ-Алинь и представляет собой полосу северо-восточного простирания протяженностью около 800 км и шириной до 80 км (см. рис. 4.30). От расположенного северо-западнее Самаркинского террейна он отделен системой разрывов крупного левостороннего сдвига – Центрального Сихотэ-Алинского разлома или одного из его ответвлений. С юго-востока к Журавлевско-Амурскому террейну примыкают Таухинский террейн – фрагмент раннемеловой аккреционной призмы – и расположенный севернее широты 45° Кемский террейн – фрагмент баррем-альбской островодужной системы (Ханчук и др., 1995). В северном Сихотэ-Алине в бассейне р. Гур Журавлевско-Амурский террейн выклинивается, однако его продолжения предполагаются западнее Центрального Сихотэ-Алинского разлома вдоль право- и левобережья р. Амур вплоть до приустьевой части р. Уссури.

Журавлевско-Амурский террейн сложен главным образом (см. рис. 4.31) аркозовыми песчаниками и алевролитами раннемелового возраста общей мощностью около 15 тыс. м (Голозубов и др., 1992; Голозубов, Ханчук, 1995). Древнейшие в террейне, по-видимому, зеленые и сургучно-красные кремнисто-глинистые породы, иногда в ассоциации с ба-

зальтами, известные в ряде мест осевой части террейна, в частности в приустьевой части р. Колумбе, и содержащие остатки верхнеюрских радиолярий (Тихомирова, 1986). Взаимоотношения этих пород, являющихся, по-видимому, аналогом океанических образований Таухинского террейна (эрдагоуской свиты), с вмещающими раннемеловыми терригенными породами, к сожалению, не ясны.

Колонка нижнемеловых отложений Журавлевско-Амурского террейна, составленная на примере Кавалеровского района и частично правобережья р. Журавлевка, показана на рис. 4.43. Однако главные особенности состава и мощностей отдельных стратиграфических подразделений прослеживаются без существенных изменений и в более северные районы террейна, по крайней мере до верховий рек Бикин и Самарга, т. е. широты 48° (Маркевич и др., 2000). Прежде всего отчетливо разделяются берриас-валанжинская и готерив-альбская части разреза. В нижней, берриас-валанжинской, части (журавлевской и ключевской свитах) значительно преобладают алевролиты и алевроаргиллиты с горизонтами эндоолистостромов – алевролитов с разлинзованными прослоями («гидробудинами»), обломками и глыбами песчаников, представляющими собой, по-видимому, результат конседиментационных деформаций и связанных с этим процессом оползневых явлений. Экзотические глыбы кремней и верхнепалеозойских известняков встречаются в единичных случаях и только в журавлевской свите (Силантьев, 1964; Маркевич и др., 2000). На отдельных участках журавлевская свита содержит высокотитанистые пикриты и базальты внутриплитного типа (Левашов и др., 1989). Журавлевская и ключевская свиты охарактеризованы ископаемой фауной преимущественно бухий и немного реже аммонитов.

Важная особенность берриас-валанжинского времени – высокая скорость седиментации – около 500 м/млн лет, и ее следует относить к лавинной (Лисицын, 1988). С учетом вероятного уплотнения осадка вследствие его обезвоживания при диагенезе можно предполагать, что первичная его мощность была значительно больше. По-видимому, эндоолистостромы – прямой показатель аномально высоких скоростей лавинного осадконакопления.

Характерной особенностью готерив-альбской части разреза на востоке террейна является значительная роль песчаников и наличие многочисленных горизонтов двух- и трехкомпонентного флиша. Разрез состоит из четырех мегаритмов (в основаниях которых доминируют песчаники, а в кровле – алевролиты) мощностью 1,5–3 тыс. м, состоящих из ритмов более высоких порядков. Нижний мегаритм слабо охарактеризован органическими остатками – в ряде мест установлены лишь призматические слои и единичные сохранившиеся раковины готерив-барремских иноцерамов. Для апт-нижнеальбского уровня разреза типичны достаточно многочисленные ауцеллины и значительно реже – аммониты. В среднем–позднем альбе ауцеллины исчезают и появляется характерный тригониево-актеонелловый комплекс

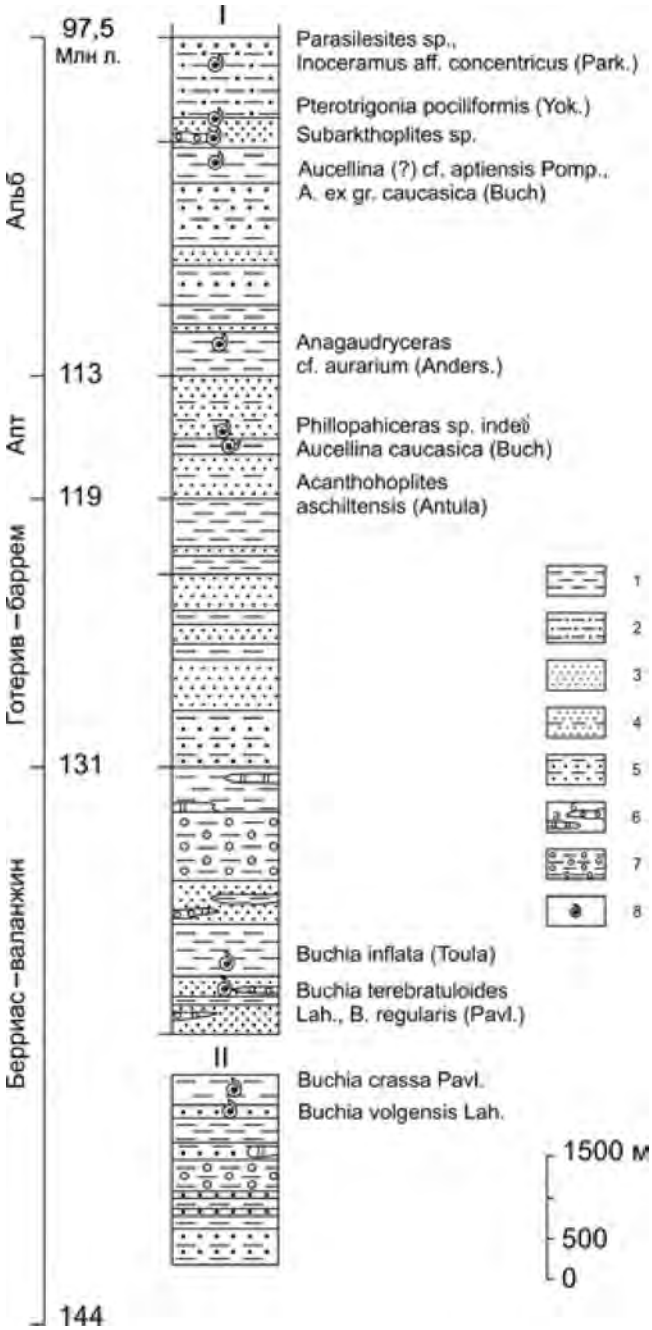


Рис. 4.43. Колонка нижнемеловых отложений Журавлевско-Амурского террейна (по: Голозубов и др., 1992). I – Кавалеровский рудный район, II – левобережье р. Журавлевка у руч. Тайменный.

1 – алевролиты с прослоями песчаников; 2 – песчанистые алевролиты, алевропесчаники; 3 – песчаники; 4 – песчаники с прослоями алевролитов; 5 – флиш; 6 – глинистые кремни (а), конгломераты (б); 7 – алевролиты с разлинзованными прослоями и включениями песчаников; 8 – места находок фауны моллюсков (справа от колонки – наиболее характерные ее виды)

ископаемой фауны, нередко образующий в нижней части завершающего мегаритма прослои ракушняков.

Эти толщи, по-видимому, накапливались скачкообразно, о чем свидетельствуют многочисленные следы внутриформационных размывов в основаниях ритмов. В частности, песчаники часто содержат включения от микроскопических до дресвы и мелкого щебня алевроаргиллитов, составляющие в основаниях ритмов до 10–20 % объема пород. Эти включения представляют собой фрагменты кровли нижележащих ритмослоев, успевших литифицироваться до степени, достаточной для дробления и попадания в породы вышележащих уровней. Вероятно, такими достаточно продолжительными перерывами можно объяснить вдвое меньшую (чем в берриасе–валанжине) среднюю скорость седиментации – около 250 м/млн лет.

Обращает на себя внимание относительная неизменность средней скорости лавинной седиментации в это время. Так, мощность готерива и баррема (12 млн лет) составляет около 3000 м, а апта (6 млн лет) – 1500 м. В наиболее продолжительное альбское время (15,5 млн лет) накопилась и наибольшая мощность – около 4000 м.

По составу обломочной части нижнемеловые песчаники достаточо однообразны и представляют собой аркозы, граувакковые аркозы, реже граувакки (Голозубов и др., 1992). Мелкозернистые разности – это чаще аркозы, на 80–100 % состоящие из обломков кварца, кислого плагиоклаза и калиевых полевых шпатов; постоянна также примесь обломочного биотита (до 5 %). С увеличением зернистости песчаников в них все большее значение приобретают обломки пород, как осадочных (алевролитов, кремней, редко – известняков), так и изверженных и метаморфических (гранитов, риолитов, реже – базальтов, слюдистых сланцев и кварцитов). Грубообломочные породы содержат хорошо окатанные гальки и гравий почти исключительно кремней, редко – песчаников и алевролитов, а угловатые обломки (включения) сложены всегда алевролитами и алевроаргиллитами. Преимущественно аркозовый состав раннемеловой кластики указывает на то, что она является продуктом перемыва, главным образом гранитно-гнейсового слоя континентальной коры.

Раннемеловые образования Журавлевско-Амурского террейна смяты в сложную систему тесно сжатых складок и чрезвычайно фрагментированы в процессе левосторонних перемещений по серии новообразованных сколов север-северо-восточного простирания, происходивших главным образом в позднем альбе. Поэтому восстановление первичных координат и конфигурации палеобассейна, где эти осадки накапливались, с достаточной определенностью пока невозможно. Однако вполне вероятно, что раннемеловые турбидиты накапливались на океаническом основании вдоль границы континентальной и океанической плит. Как известно, преимущественно на таких участках происходит современная лавинная турбидитовая седиментация, приуроченная обычно к приустьевым частям рек-гигантов (Лисицын, 1988). Предположение о том, что рассматриваемый палеобассейн примыкал к континенту, определяется аркозовым составом раннемеловой кластики. Древнейшие породы террейна – верхнеюрские радиоляриевые кремнисто-глинистые породы и базальты приустьевой части р. Колумбе – представляют собой, по-видимому, фрагменты верхней части палеоокеанической коры.

Вполне определенно можно судить о положении запад-северо-западной границы палеобассейна и палеоокеана. На значительном протяжении она проходит по Центральному Сихотэ-Алинскому разлому, а севернее долины р. Бикин – субпараллельному ему Бикино-Анюйскому. Западнее этой границы в Самаркинском и Сергеевском террейнах раннемеловые терригенные отложения с признаками эпиконтинентального происхождения распространены локально, часто угленосны (например, Партизанский угольный бассейн) и относительно слабо дислоцированы. В некоторых районах раннемеловые шельфовые терригенные отложения (ключевская, соколовская и холминская свиты) с размывом и угловым несогласием перекрывают юрские и более древние породы Самаркинского террейна (Маркевич и др., 2000). Для рассматриваемого палеобассейна эти краевые разломы являются, по-видимому, синседиментационными со сбросовой составляющей. В процессе накопления раннемеловых толщ вдоль разломов происходили, по-видимому, и леволатеральные перемещения, на что указывает их прямолинейность, фациальная выдержанность толщ к востоку от них при весьма значительной их мощности и практическом отсутствии переходных шельфовых фаций. Важным дополнительным подтверждением доминанты раннемеловых левосдвиговых перемещений на рассматриваемом участке восточноазиатской окраины является формирование вдоль крупных разломов окраинно-континентальной системы Тан-Лу многочисленных бассейнов синсдвигового растяжения (pull-apart basins) и синсдвигового сжатия (pull-push basins) (Голозубов и др., 2002; Голозубов, 2004; и др.). Эти бассейны формировались в обстановке левосторонних перемещений по разломам. Главные импульсы перемещений, фиксируемые как по появлениям таких бассейнов, так и проявленным в них несогласиям, установленным для готеривского, апт-альбского и поздний альб-раннесеноманского времени (Голозубов, Ли, 1997; Голозубов и др., 2002; Голозубов, 2004). В Журавлевско-Амурском террейне готеривские перемещения коррелируют с резкой сменой режима седиментации, о которой говорилось выше, а апт-

альбский импульс соответствует началу формирования верхнего мегаритма (см. рис. 4.43). Позднеальбское–раннесеноманское время – этап прекращения седиментации, синсдвиговой складчатости и гранитного магматизма.

Таким образом, Журавлевско-Амурский террейн формировался и аккретировался в обстановке левосдвиговых дислокаций, связанных, по-видимому, со скольжением океанической плиты вдоль континента с юга на север (Engebretson et al., 1985). Соответственно, на этом участке окраины для раннего мела реконструируется трансформный тип границы континент–океан.

Камышовый террейн (фрагмент раннемелового задугового бассейна). В Камышовом хребте (западного побережья о-ва Сахалин) распространены альбские (по остаткам иноцерамов и радиолярий) терригенные отложения с горизонтами базальтов и андезитов островодужного типа (Геология СССР, 1970; Симаненко, 1986; Зябрев, 1992), которые залегают на раннемеловых образованиях океанического типа (см. рис. 4.31). Террейн, вероятно, является оторгнутым фрагментом Кемского террейна Сихотэ-Алиня – фрагмента раннемеловой островодужной системы.

Шмидтовский террейн (фрагмент раннемеловой фронтальной части островной дуги и аккреционной призмы; Малиновский и др., 2002; Симаненко и др., 2004) занимает мыс Шмидта на северной оконечности о-ва Сахалин. Состоит из трех меридионально вытянутых тектонических блоков: Западно-Шмидтовского, Елизаветинского и Восточно-Шмидтовского (Рождественский, 1988). Западно-Шмидтовский блок образован известково-щелочными андезитами, базальтами и их туфами, а также кремнистыми туффитами с остатками раннемеловых радиолярий (Государственная геологическая карта…, 2001). Елизаветинский блок сложен позднемеловыми туфотерригенными толщами, с блоками пород позднеюрской–раннемеловой спилит-диабазово-яшмовой ассоциации (Рождественский, 1988). Восточно-Шмидтовский блок образован серпентинитовым меланжем, включающим блоки гарцбургитов, кумулятивных габбро, даек высокотитанистых базальтов и позднеюрско-раннемеловых радиоляриевых кремней. Меланж интерпретируется как фрагмент аккреционной призмы с офиолитами. Перечисленные блоки интенсивно дислоцированы, порою состоят из сложных изоклинально-чешуйчатых структур и перекрыты позднемеловыми и кайнозойскими терригенными, туфо-терригенными и вулканическими тощами, которые порою также интенсивно дислоцированы, особенно в зонах преимущественно меридиональных разломов.

Кемский террейн (фрагмент раннемелового задугового бассейна) располагается вдоль восточной прибрежной части Сихотэ-Алиня севернее широты 45° в виде полосы север-северо-восточного простирания протяженностью около 900 км (вплоть до правобережья р. Амур) при ширине 80–150 км (см. рис. 4.30). Как и Таухинский, этот террейн обнажен в изолированных «окнах» среди позднемеловых и третичных вулканитов Восточного Сихотэ-Алиня. С запада-северо-запада к Кемскому террейну последовательно причленяются (с юга на север) Журавлевско-Амурский, Самаркинский и Киселевско-Маноминский террейны.

Кемский террейн образован баррем-альбскими терригенными, главным образом флишевыми отложениями с вулканитами преимущественно основного, значительно реже – среднего и кислого состава (см. рис. 4.31).

Кемский террейн доступен для наблюдения в бассейне рек Кема и Самарга и междуречье Гур–Тумнин и Амур. Ниже дана его краткая характеристика на примере бассейна р. Кема.

В бассейне р. Кема вдоль русла реки и ее крупных правых притоков – рек Холмогорка, Смеховка и Порожистая обнажены меандровская и кемская свиты (Малиновский и др., 2002, рис. 4.44). Несколько южнее, в междуречье Кема–Таежная обнажена также лужкинская свита, образующая верхнюю часть нижнемеловых отложений террейна.

Меандровская и кемская свиты общей мощностью более 4800 м сложены преимущественно терригенным флишем, главными компонентами которого являются песчаники, алевролиты и аргиллиты, реже гравелиты и конгломераты. Отдельные горизонты сложены подводно-оползневыми брекчиями, состоящими из глыб, щебня и дресвы алевролитов, базальтов, гравелитов и песчаников в глинисто-алевролитовом матриксе. Редкие находки ископаемых ауцеллин и аммонитов позволяют датировать эти свиты баррем-альбом. В составе галек преобладают сростки кварца и полевых шпатов, алевролиты и песчаники, а иногда значительную роль играют базальты и кремнистые породы. В гальках кремней И.В. Кемкиным обнаружены остатки триасовых и юрских радиолярий, что подразумевает размыв юрских–раннемеловых аккреционных призм, подобных образующим Самаркинский и Таухинский террейны. Средняя часть разреза кемской свиты образована преимущественно туфами и лавами базальтов с переменным соотношением этих пород на различных участках района. Туфы агломератовые и псефито-псаммитовые, иногда они градационно сортированы и содержат прослои алевролитов, насыщенных вулканомиктовым материалом. Базальты часто имеют текстуру пиллоу-лав с подушечными обособлениями 0,5–2,5 м в диаметре. В основании потоков они часто насыщены бесформенными включениями осадочного материала, а в кровле массивные. Маломощные

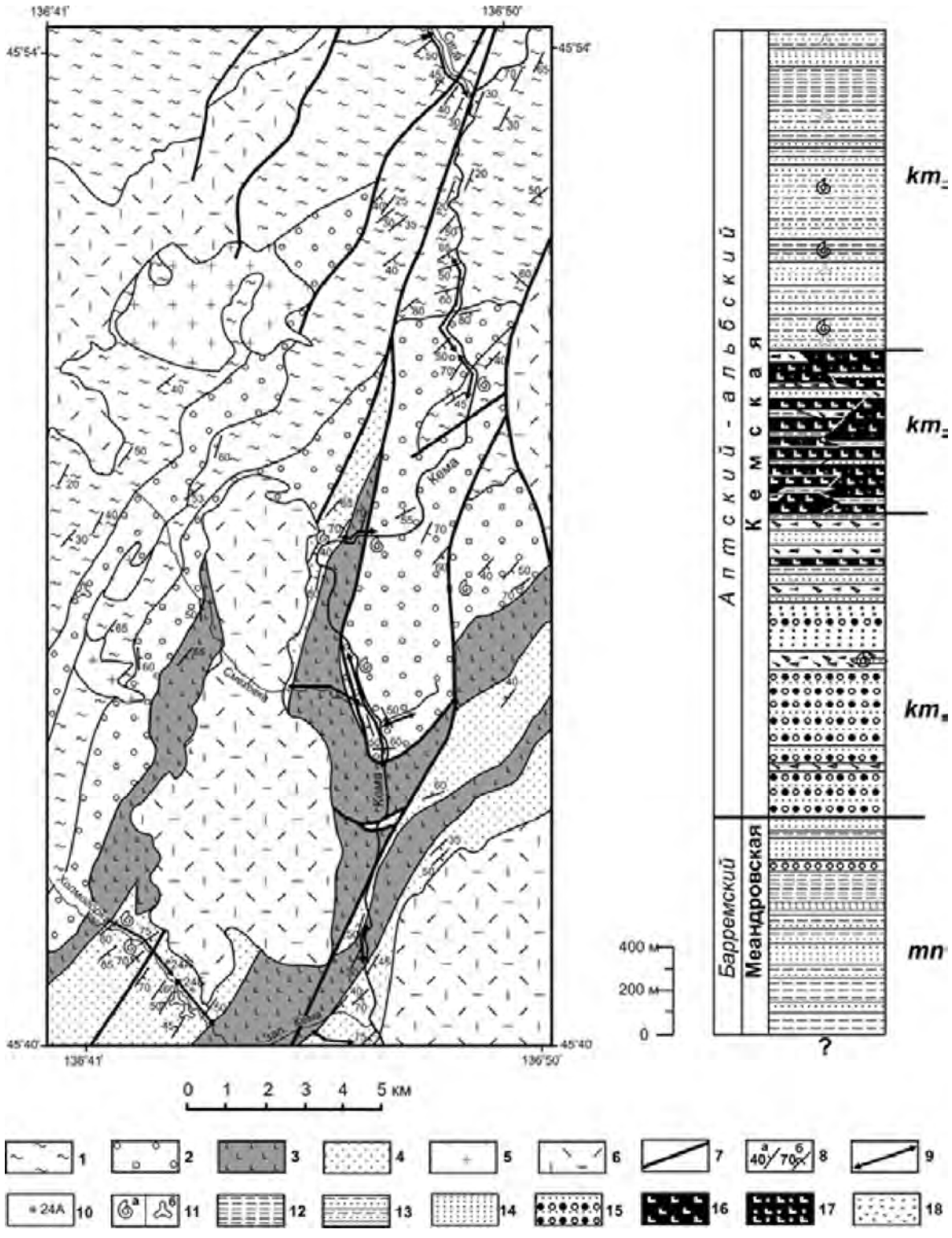


Рис. 4.44. Строение Кемского террейна в бассейне р. Кема.

1 – меандровская свита; 2–4 – кемская свита: 2 – нижняя, 3 – средняя и 4 – верхняя подсвиты; 5, 6 – позднемеловые граниты (5) и вулканиты (6); 7 – разломы; 8 – нормальное (а) и опрокинутое (б) залегание пород; 9 – участки детального описания обнажений; 10 – участки распространения микрооползневых складок, показанные на рис. 4.45; 11 – точки сборов ископаемой фауны (а) и палинофлоры (б); 12–18 – условные обозначения к колонке: 12–14 – флиш с преобладанием алевролитов (12), с равными соотношениями песчаников и алевролитов (13), с преобладанием песчаников (14); 15 – конгломераты, гравелиты с прослоями песчаников; 16 – базальты; 17 – туфы и тефроиды базальтов; 18 – микститы

(до 1 м) базальты, по-видимому, в результате соприкосновения с морской водой растрескивались и расщеплялись на сегменты, трещины между которыми заполнены алевролитом, временами «выплескивавшимся» на поверхность лавы. В других случаях в алевролиты включены базальтовые «капли» или «бомбы», по краю которых развиты стекловатые корки или цеолитовые оторочки. Между лавами иногда залегают горизонты терригенного флиша, мощность которых составляет порою 0,5–1,5 м. Лавы, следовательно, изливались на неконсолидированный морской осадок. Петрогеохимические особенности базальтов указывают на их принадлежность к высококалиевой субщелочной (шошонитовой) и, реже, высококалиевой известково-щелочной сериям, формировавшимся в тыловых частях островных дуг на заключительных этапах их развития (Симаненко, 1991; Симаненко и др., 2004).

Лужкинская свита (550 м) состоит из среднемелкозернистых песчаников с редкими конгломератами, гравелитами и алевролитами, а в нижней части – туфами и лавами андезибазальтов. Она охарактеризована многочисленными местонахождениями очень характерной ископаемой фауны тригоний и иноцерамов.

Средне- и мелкозернистые песчаники меандровской и кемской свит относятся к полевошпатово-кварцевым грауваккам и полевошпатовым аркозам, т. е. они формировались благодаря перемыву в значительной мере сиалического материала (Малиновский и др., 2002). Влияние синседиментационного базальтового вулканизма сказывается в том, что среди обломков пород песчаников доминируют базальты, а также в преобладании типично островодужной ассоциации тяжелых минералов (орто- и клинопироксенов, роговой обманки и магнетита). В некоторых песчаниках обильна примесь растительного детрита, который иногда образует прослои углей мощностью до 30 см. Основными агентами транспортировки и осаждения обломочного материала были гравитационные потоки различной плотности, что, как и горизонты обвально-оползневых брекчий, указывает на склоновую обстановку седиментации, осложненную вулканическими процессами. Выяснить направление движения гравитационных потоков позволяют оползневые дислокации, установленные нами порою в массовых количествах на различных уровнях меандровской свиты и верхнекемской подсвиты. Так, в бассейне р. Холмогорка на северо-западном крыле синклинали (см. рис. 4.44) обнажен ритмослой, часть которого деформирована во фронтальной части оползня (рис. 4.45). Более литифицированный слой песчаника основания ритма в ходе седиментации (еще относительно «жидкого» глинистого слоя) был смят в каскад опрокинутых микроскладок, наползающих друг на друга. На юго-вос-

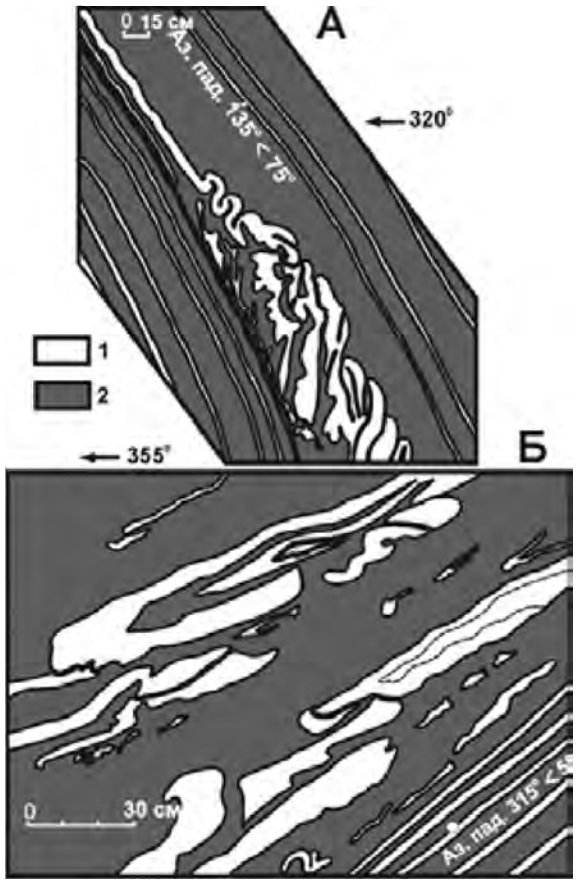


Рис. 4.45. Микрооползневые складки в верхней подсвите кемской свиты на левобережье р. Холмогорка.

А – северо-западное, Б – юго-восточное крылья синклинали (см. рис. 4.44). Зарисовки по фотографиям обнажений. 1 – песчаники, 2 – алевролиты, аргиллиты

точном крыле этой же синклинали приблизительно на этом же стратиграфическом уровне также встречен горизонт, содержащий серию лежачих оползневых складок. Шарниры таких складок во всех наблюдавшихся случаях близгоризонтальные, ориентированные вдоль простирания синклинали (35–45°), что совпадает с простиранием подводного склона, на котором накапливались осадки. Вергентность оползневых микроскладок на обоих крыльях синклинали свидетельствует о гравитационном скольжении материала с юго-востока на северо-запад. При реконструировании палеосклона следует, по-видимому, учесть, что первичные простирания складчатых структур Сихотэ-Алиня, по В.П. Уткину (1980), были восток-северо-восточными (70–80°). Современные северо-восточные простирания слоев – результат их вращения против часовой стрелки в процессе более поздних перемещений вдоль серии окраинно-континентальных левых сдвигов север-северо-восточного простирания. Таким образом, снос обломочного материала происходил не с северо-запада, со стороны края Азиатского континента, а с юга-юго-востока, по-видимому, со стороны выдвинутого в

сторону океана фрагмента континентальной плиты, включающей ранее аккретированную юрскую–раннемеловую аккреционную призму. Этот фрагмент должен был быть достаточно обширным, чтобы служить поставщиком огромного количества обломочного материала, и он, по крайней мере частично, был поднят выше поверхности моря, о чем свидетельствуют остатки наземной древесной растительности в песчаниках.

Предполагается что Кемский террейн в целом составляет фрагмент тыловой части Монероно-Самаргинской палеоостроводужной системы (Симаненко, 1991; Малиновский и др., 2002). Фрагменты фронтальной части этой палеодуги обнажены на севере о-ва Сахалин, на островах Ребун и Монерон и частично на юго-западе о-ва Хоккайдо и в северной части о-ва Хонсю (террейны Северный и Южный Китаками; Kawamura et al., 1990).

Монероно-Самаргинский палеовулкано-плутонический пояс является частью одноименной островодужной системы (Симаненко, 1984; Малиновский и др., 2002), выделенной в структурах континентального и островного обрамления Японского моря (рис. 4.46). Фрагменты этой системы (Кемский террейн) известны в Сихотэ-Алине, а восточнее – на западе и севере о-ва Сахалин (Камышовый и Шмидтовский террейны). К югу пояс продолжается на островах Хоккайдо и Хонсю, где он известен как Монеронская, Ребун-Кабато-Монеронская (Ikeda, Komatsu, 1986; Nagata, Kito, 1986; Kiminami et al., 1992) или Ошима-Сахалинская (Рождественский, 1993) островодужная система. В Монероно-Самаргинской системе распознаются все главные островодужные элементы: осевая зона вулканической дуги (вулкано-плутонический пояс), задуговый (тыловой) и преддуговый (передовой) бассейны, а также аккреционный клин (Парфенов, 1984).

Осевая зона вулканической дуги (см. рис. 4.46), сложенная раннемеловыми вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями, тянется вдоль восточного края Сихотэ-Алиня в фундаменте позднемелового Восточно-Сихотэ-Алинского пояса и восточнее, в Ребуно-Монеронском хребте, горах Кабато на о-ве Хоккайдо и поясе Северный Китаками на о-ве Хонсю. К этой же зоне, видимо, относится и островодужный блок мыса Марии на п-ове Шмидта на Сахалине (Рождественский, 1988). Большая же часть осевой зоны скрыта Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом, а также осадками Татарского пролива и Японского моря. Осадочные и вулканогенно-осадочные отложения задугового бассейна окраинного моря (Малиновский и др., 2002; Кудымов, 2001) (Кемский террейн) развиты к западу от осевой зоны дуги и прослеживаются вдоль всего Сихотэ-Алиня. Фрагментом аккреционной призмы этой дуги являются, по-видимому, Киселевско-Маноминский террейн Северного Сихотэ-Алиня и зона Идоннапу на юге центрального Хоккайдо (Khanchuk, Panchenko, 1997; Рихтер, 1986; Kiyokawa, 1992). Приокеанические элементы палеодуги реконструируются на востоке о-ва Сахалин по поясу глаукофансланцевого метаморфизма, гипербазитов, олистостромов и серпентинитовому меланжу, который продолжается на о-ве Хоккайдо (пояс Камуикотан) и интерпретируются как Хоккайдо-Сахалинская палеозона субдукции (Ota et al., 1993).

Ниже приводится краткая характеристика магматизма отдельных фрагментов Монероно-Самаргинского вулкано-плутонического пояса.

Фрагмент мыс Марии расположен на северо-западе п-ова Шмидта о-ва Сахалин (Ратновский, 1960; Рождественский, 1988). Раннемеловые островодужные магматические образования представлены здесь марийским вулкано-плутоническим комплексом, включающим вулканические и вулканогенно-осадочные образования марийской свиты и связанные с ними субвулканические и экструзивные образования. На побережье Сахалинского залива этот комплекс, мощностью свыше 1500 м, надвинут по разлому на кайнозойские отложения. Марийская свита внизу сложена массивными и миндалекаменными базальтами и андезито-базальтами, лавобрекчиями и гиалокластитами того же состава, а вверху – вулканическими брекчиями, туфами, туффитами, кремнистыми туфоалевролитами с остатками валанжин-альбских радиолярий и андезитами. Вулканиты интрудированы штоками и дайками андезитов, монцогаббро и долеритов. Базальты главным образом афировые и слабопорфировые, иногда мегапорфировые. Редкие кристаллы в них представлены клинопироксеном, плагиоклазом и измененным оливином. Преобладающими структурами основной массы являются интерсертальная, микролитовая и микродолеритовая. Все породы в значительной степени зеленокаменно метаморфизованы.

По химическому составу (табл. 4.2) вулканиты марийской свиты относятся к низкотитанистому умеренно глиноземистому типу, а по соотношению FeO^*–FeO^*/MgO и SiO_2–FeO^*/MgO принадлежат к островодужной толеитовой серии.

По соотношению щелочей и кремнезема они попадают в группу субщелочных и щелочных пород, что связано со спилитизацией этих базальтов. Для них характерно дифференцированное распределение несовместимых микроэлементов при высоком содержании крупноионных литофильных и дефиците высокозарядных элементов, а также глубокая отрицательная ниобиевая аномалия на спайдердиаграммах. На различных дискриминантных диаграммах, характеризующих геодинамические обстановки проявления магматизма (рис. 4.47–4.50), они располагаются внутри полей базальтов активных континенталь-

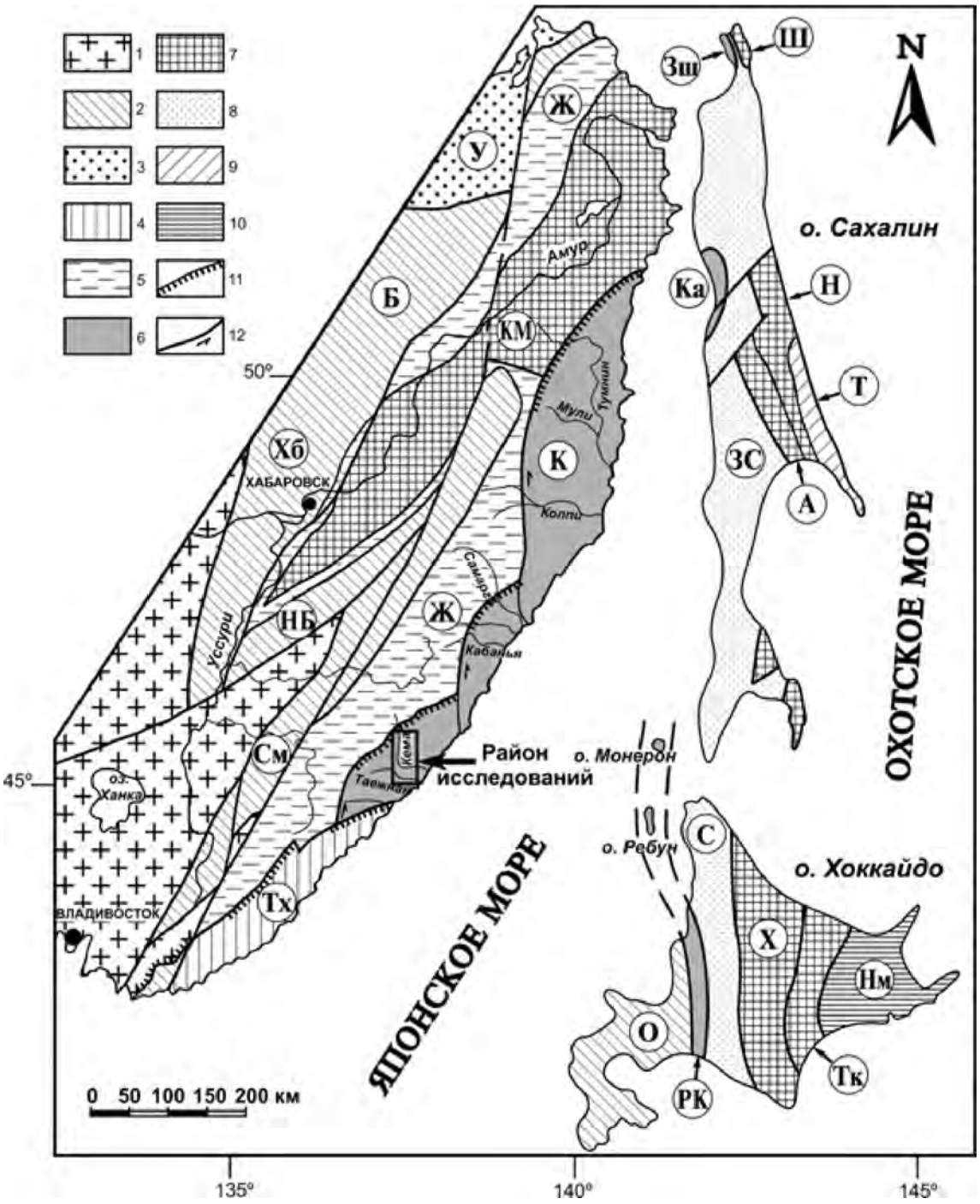


Рис. 4.46. Схема тектонического районирования юга Дальнего Востока России и прилегающих территорий, по А.И. Ханчуку (1999 г.).

1–10 – террейны: 1 – домезозойские; 2, 3 – юрские: 2 – аккреционной призмы, 3 – турбидитовые; 4–6 – раннемеловые: 4 – аккреционной призмы, 5 – турбидитовые, 6 – островодужные; 7–9 – ранне-позднемеловые: 7 – аккреционной призмы, 8 – турбидитовые, 9 – островодужные; 10 – позднемеловые–палеогеновые; 11, 12 – разломы: 11 – надвиги, 12 – сдвиги. Стрелками показано направление движения вдоль сдвигов.

Террейны: См – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, Хб – Хабаровский, Б – Баджальский, У – Ульбанский, КМ – Киселевско-Маноминский, Тх – Таухинский, Ж – Журавлевско-Амурский, К – Кемский, ЗС – Западно-Сахалинский, АГ – Анивский, Н – Набильский, Ш – Шмидтовский, Зш – Западношмидтовский, Ка – Камышовый (Рождественский), Т – Терпения, О – Ошима, РК – Ребун-Кабато, С – Сорачи-Йезо, Х – Хидака, Тк – Токоро, Нм – Немуро

Таблица 4.2

Химический состав базальтов марийской свиты п-ова Шмидта на Сахалине (коллекция Н.М. Левашевой)

Параметры	Номер образца								
	М4706	М4707	М4710	М4736	М4778	Н709	Н723	Н727	Н738
SiO_2	52,04	49,94	54,16	59,06	50,02	50,60	49,84	50,30	48,58
TiO_2	0,50	0,50	0,61	0,57	0,60	0,90	0,52	0,67	0,59
Al_2O_3	15,06	14,30	14,11	13,37	15,26	15,23	14,60	15,63	15,52
Fe_2O_3	5,10	6,14	5,82	6,80	6,86	7,07	5,76	7,30	8,02
FeO	4,10	3,74	4,17	2,87	4,24	4,67	3,59	2,59	1,94
MnO	0,18	0,20	0,17	0,15	0,20	0,16	0,18	0,14	0,13
MgO	7,47	7,76	5,66	3,03	5,78	5,82	7,84	5,78	4,04
CaO	5,32	6,55	6,89	5,43	5,71	4,40	8,60	6,92	9,60
Na_2O	5,25	5,53	5,41	6,18	5,68	4,85	4,48	5,10	4,55
K_2O	0,35	0,22	0,06	0,30	1,12	2,80	0,10	0,24	0,30
P_2O_5	0,08	0,08	0,08	0,10	0,22	0,31	0,06	0,06	0,12
CO_2	0,80	1,20	0,2	<0,20	<0,20	0,20	4,34	0,60	1,20
п.п.п.	4,44	4,47	3,06	2,12	4,26	3,54	0,40	4,84	5,92
Сумма	99,89	99,70	100,02	99,98	99,95	100,45	99,55	99,57	99,31
Ni	40	44	5	4	4	18	14	27	24
Co	40	43	38	27	42	32	52	44	30
Cr	150	130	36	48	39	48	31	290	40
V	270	260	320	310	345	260	300	48	300
Rb	7,2	4,7	<1	3,0	17	44	3,0	5,3	7,0
Sr	410	430	120	120	170	300	390	160	240
Ba	99	66	48	86	280	680	165	46	71
Nb	<1	1,4	1,3	1,5	1,9	5,8	2,0	2,7	1,3
Zr	30	29	34	30	33	120	41	38	34
Y	15	15	17	17	14	20	17	16	14
Th	<1	<1	1,0	<1	1,3	1,6	<1	<1	1,2

Примечание. Микроэлементы определены рентгеноспектральным анализом.

ных окраин и островных дуг. Низкие Zr/Y (1,5–2,5) и Ba/Sr (1,4–3) отношения, при пониженных концентрациях циркония и стронция, сближают их с базальтами энсиматических островных дуг.

В северной части Западно-Сахалинских гор, вблизи г. Александровск-Сахалинский, нижнемеловые вулканогенно-осадочные образования входят в состав самохинской свиты мощностью 900 м, детальный литолого-стратиграфический разрез которой составлен Л.И. Казинцевой и В.С. Рождественским (1982). Свита сложена глубоководными кремнисто-глинистыми и кремнисто-вулканогенными отложениями с горизонтами диабазов, спилито-диабазов и габбро-диабазов. Эти отложения согласно перекрываются альб-сеноманской побединской свитой мощностью 1400 м алевролитов и аргилитов с прослоями песчаников, туфопесчаников, туфов и туффитов средне-основного состава. Более поздними исследованиями было установлено чешуйчато-надвиговое строение самохинской свиты, осложненное сдвигами, и предложено рассматривать их в качестве рождественского разреза Западно-Сахалинских гор (Зябрев, Брагин, 1987). Нижние 40 м разреза состоят из нескольких десятков маломощных потоков миндалекаменных базальтов с подушечной отдельностью. Возраст базальтов по ископаемым радиоляриям в кремнистых прослоях – берриас–валанжин (Зябрев, Брагин, 1987). С.В. Зябрев (1992), исследовавший литолого-стратиграфические особенности, палеогеографию и палеотектонику Западно-Сахалинского прогиба, рассматривал эти базальты в качестве океанического фундамента, на котором заложился прогиб. А.А. Степашко (1995), изучивший химический, петрохимический состав и структуру базальтов, пришел к выводу о неокеанической природе магматитов рождественского разреза.

Наши данные (табл. 4.3, 4.4) показывают, что вулканиты самохинской свиты дифференцированы от базальтов до андезитов, обладают умеренной глиноземистостью, низкими содержаниями титана, элементов группы железа, циркония и ниобия и низкими величинами отношений Th/Y и Ta/Y. Вместе с

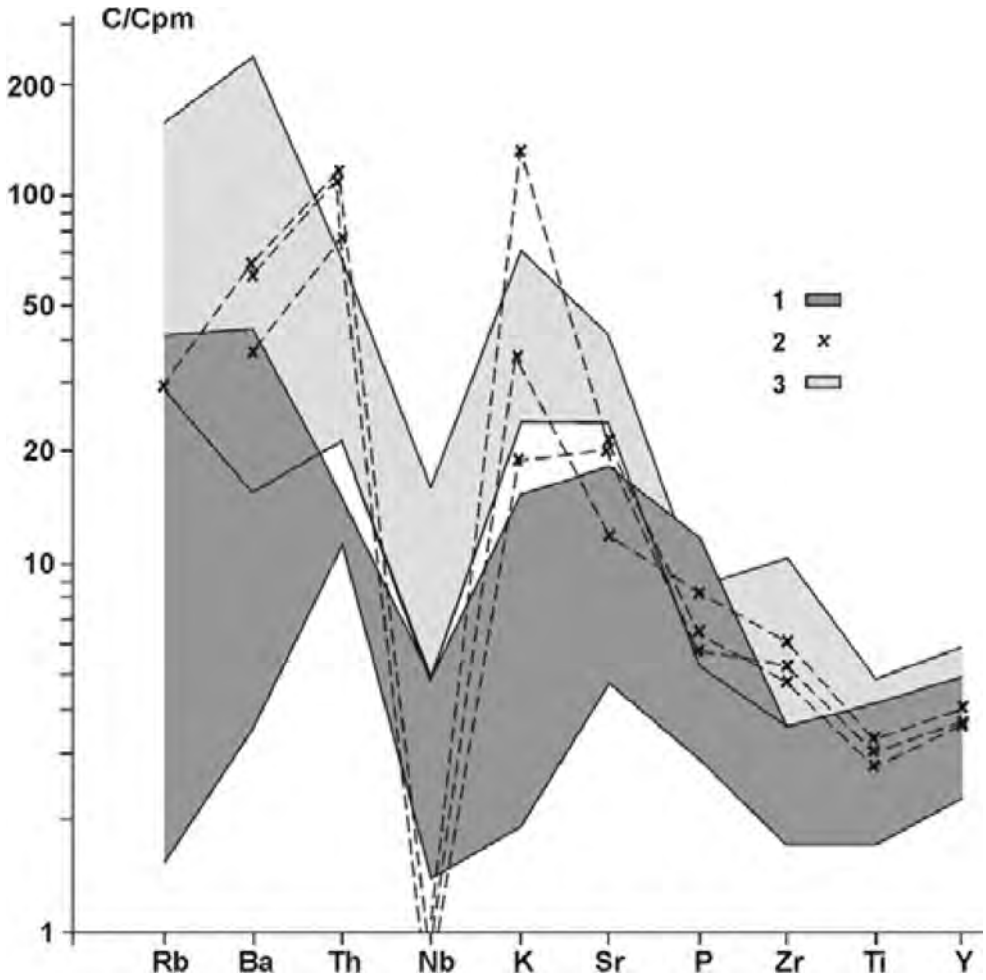


Рис. 4.47. Концентрации микроэлементов, нормированные к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), в базальтах марийской свиты (1), рождественского разреза (2) на Сахалине и кемской свиты (3) в Сихотэ-Алине

тем им свойственны аномально высокие концентрации стронция (3200–7800 г/т) и бария (до 1340 г/т). По соотношению FeO*–FeO*/MgO и SiO_2–FeO*/MgO они относятся к толеитовой серии. На различных классификационных диаграммах (рис. 4.48, 4.49) они соответствуют базальтам островных дуг и близки вулканитам марийской свиты. На спайдердиаграммах (рис. 4.50, 4.51) они также укладываются в поле базальтов островных дуг. Это позволяет рассматривать данный район как один из фрагментов Монеро-но-Самаргинского пояса.

Ребуно-Монеронский фрагмент приурочен к одноименному подводному хребту протяженностью около 300 км и шириной 50 км, частью выступающему на поверхность в виде островов Теури, Рисири, Ребун и Монерон (Основные черты…, 1978). Остров Монерон расположен в северной части Японского моря, в 45 км к западу от о-ва Сахалин. Судя по материалам параметрического бурения и изучения береговых обнажений (Пискунов, Хведчук, 1978; Основные черты…, 1978), в его строении принимают участие вулканогенно-осадочные породы трех комплексов. Верхний комплекс мощностью 340 м сложен продуктами подводного и надводного вулканизма миоценового возраста. Верхнемеловой комплекс, сложенный вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями туфобрекчий, туффитов и туфов, вскрыт на глубине 341–1481 м. В осадочных породах комплекса обнаружены позднемеловые ископаемые радиолярии. Позднеюрско-раннемеловые островодужные образования находятся на глубине 1481–4215 м и представлены чередованием лавопирокластических, вулканогенно-осадочных и вулканомиктовых образований основного состава. Нижняя часть комплекса сложена альбитизированными диабазами, диабазовыми и базальтовыми порфиритами, горизонтами туфов, туффитов, вулканомиктовых песчаников и алевролитов, а средняя и верхняя части – чередованием лав и лавобрекчий базальтов и андезито-базальтов, горизонтами туфов и туфобрекчий, вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Вверху островодужного разреза встречаются единичные потоки трахиандезитов и трахиандезито-базальтов.

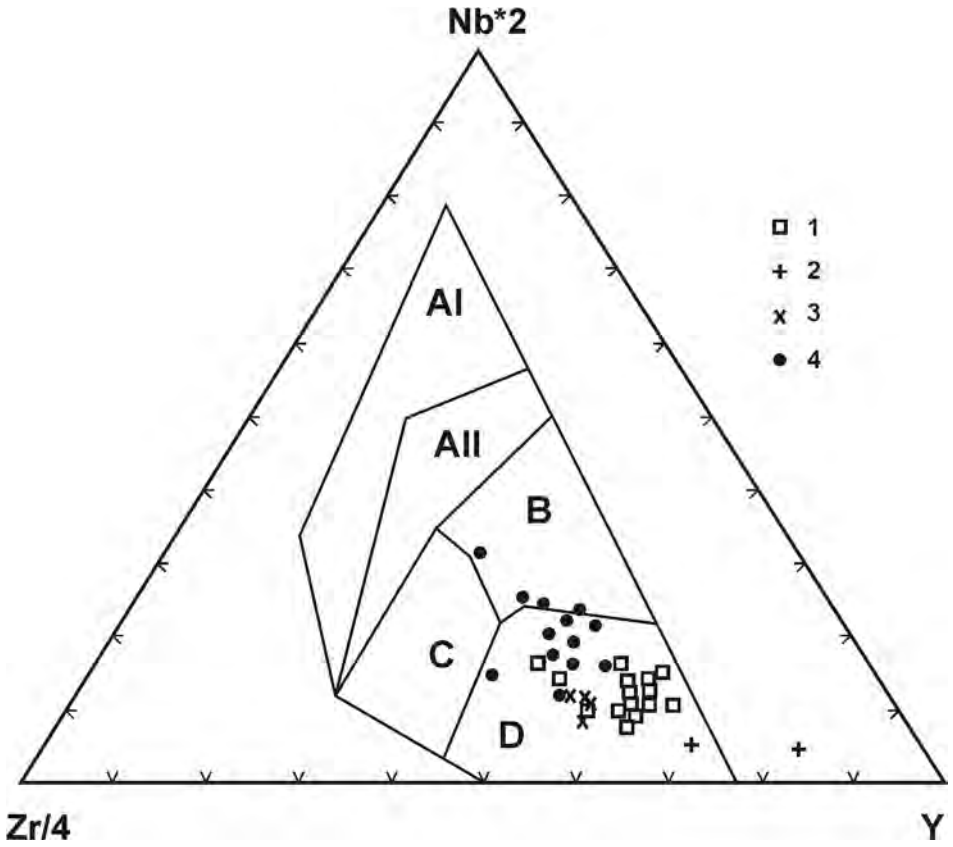


Рис. 4.48. Диаграмма Zr/4–N×2–Y Монероно-Самаргинского вулкано-плутонического пояса.

Точки состава базальтов: 1 – марийской свиты, 2 – рождественского разреза, 3 – о-ва Монерон, 4 – кемской свиты. AI – внутриплитные щелочные базальты, AII – внутриплитные щелочные базальты и внутриплитные толеиты, B – E-тип MORB, C – внутриплитные толеиты и базальты океанических дуг, D – N-тип MORB и базальты океанических дуг

В интервале глубин 1500–1660 м K-Ar определения абсолютного возраста, выполненые в ИГиГ СО РАН, 98±12 млн, 118±7 млн, 103±13 млн лет, в интервале 2002–2760 м – 59±13 млн, 90±7 млн, 85 ±1млн лет, в интервале 3886–3870 м – 141±3 млн, 77±3, 86±5 млн лет. Высокие значения абсолютного возраста отвечают времени формирования вулканогенной толщи (конец поздней юры–конец раннего мела), а низкие объясняются интенсивным изменением пород вторичными процессами или наличием молодых секущих силлов и даек (Пискунов, Хведчук, 1978).

Вулканические породы островодужного разреза скважины большей частью представлены афировыми или мегапорфировыми базальтами с массивной или миндалекаменной текстурой. Меньше мелкозернистых диабазов и диабазовых порфиритов. Вкрапленники представлены плагиоклазом (лабрадор-андезином), клинопироксеном (авгитом и титан-авгитом), реже оливином. Основная масса гиалиновая, микролитовая и микродолеритовая. Породы в разной степени спилитизированы с развитием соссюрита, альбита и эпидота по плагиоклазам, по пироксенам – хлорита, а по оливину – иддингсита. По основной массе и в миндалинах развиваются карбонаты, хлорит, цеолиты и кварц. Породы по всему разрезу скважины рассечены сетью тонких кварц-альбитовых, карбонатных и пренит-тремолитовых прожилков.

Вулканиты характеризуются повышенной глиноземистостью и щелочностью за счет натрия. На основании этого Б.Н. Пискунов, И.И. Хведчук (1978) пришли к выводу о сходстве разреза скважины с поднятиями океанических островов, нижние части которых сложены толеитовыми, а верхние – щелочными оливиновыми базальтами. Однако по коэффициенту глиноземистости, океаничности и титанистости, низким содержаниям микроэлементов группы железа и высокозарядных элементов, соотношениям FeO*–FeO*/MgO, SiO_2–FeO*/MgO, отношениям Zr/Y, Ba/Sr, Cr/Y и др. и по положению на различных геохимических диаграммах (рис. 4.48, 4.49), характеризующих геодинамические обстановки, эти вулканиты соответствуют островодужным толеитам.

Остров Ребун, расположенный к северо-западу от о-ва Хоккайдо, сложен раннемеловыми продуктами базальтового и андезитового вулканизма (группа Ребун) мощностью 2300 м, которые разделяются на

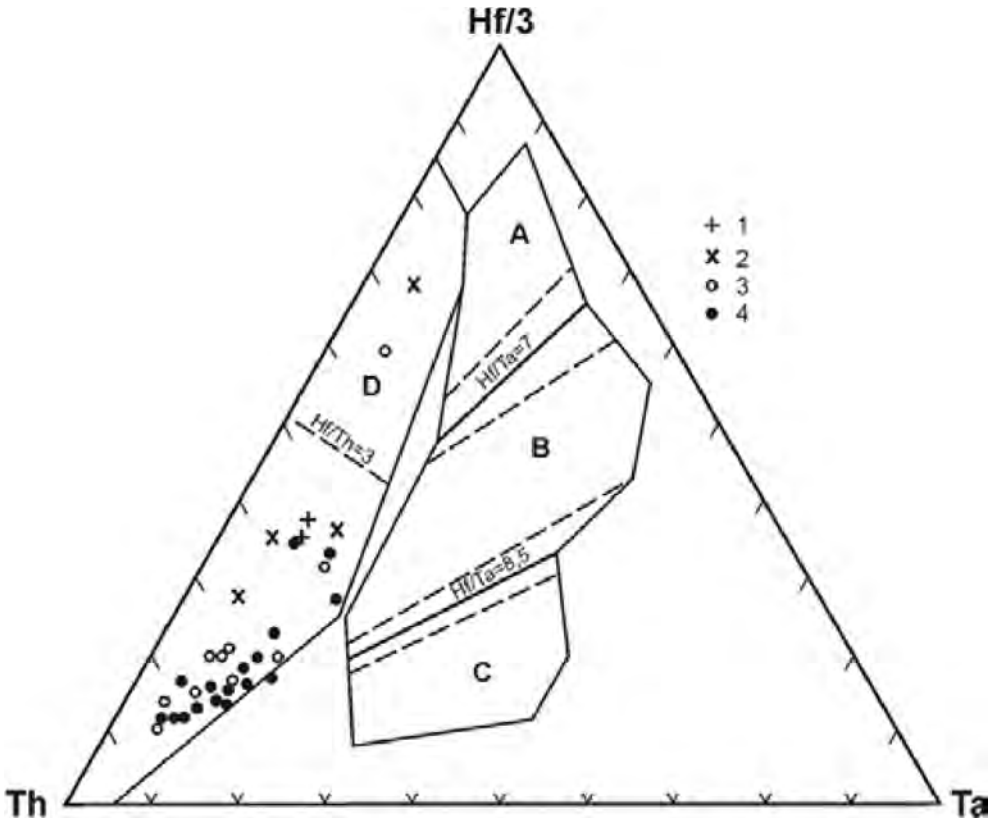


Рис. 4.49. Диаграмма Th–Hf–Ta состава базальтов Монероно-Самаргинского вулкано-плутонического пояса.

Точки составов базальтов: 1 – рождественского разреза, 2 – о-ва Монерон, 3 – бассейна р. Самарга, 4 – кемской свиты. A – N-тип MORB, B – E-тип MORB и внутриплитные толеиты, C – щелочные внутриплитные базальты, D – базальты островных дуг

пять формаций: Джизайва (*Jizoiva*), Уеннаи (*Uennai*), Анама (*Anama*), Неиро (*Nairo*) и Ребундаке (*Rebundake*); каждая из этих формаций характеризуется преобладанием ассоциаций брекчиевых лав, агломератов, вулканобрекчий, вулканогенных осадков и/или вулканоконгломератов (Ikeda, Komatsu, 1986). Агломераты и брекчии формаций Джизайва и Анама содержат известковые интерстиции с остатками валанжин-барремской фауны. Среди вулканитов группы Ребун преобладают андезиты с подчиненным количеством островодужных толеитовых базальтов. В формации Ребундаке кроме вулканитов установлены пласты габбро и диоритов. Известковые интерстиции, подушечные лавы, хорошая сортированность песчаников и сланцев указывают, что группа Ребун накопилась в прибрежной обстановке. Считается, что она коррелирует с вулканогенными разрезами о-в Монерон, группой Куманешири гор Кабато (о-в Хоккайдо) и гранитоидными формациями пояса Китаками (о-в Хонсю). Предполагается, что перечисленные образования являются фрагментами единой островодужной вулканической цепи.

Раннемеловые островодужные образования группы Куманешири (*Kumaneshiri Group*) гор Кабато на о-ве Хоккайдо разделяются на четыре формации (Nagata et al., 1986). Формация Куманеширияма (*Kumaneshiriyama*) мощностью 1250 м состоит главным образом из гиалокластитов и эпикластических вулканомиктовых песчаников и алевролитов, содержащих отдельные потоки пиллоу-лав и пласты кислых туфов. Формация Кийоучизава (*Kyouchizawa*) мощностью 550 м согласно залегает на формации Куманеширияма и сложена алевролитами, содержащими пласты гиалокластитов и кислых туфов. Формация Ураусуяма (*Urausuyama*) мощностью 1300 м также согласно лежит на формации Кийоучизава и состоит из вулканомиктовых песчаников, алевролитов и гиалокластитов. Формация Сотчигава (*Sotchigawa*) мощностью около 1000 м сложена алевролитами с примесью песчаников и туфов. Берриас-барремский возраст группы Куманешири установлен по остаткам радиолярий, обнаруженным во всех формациях. Ar-Ar возраст базальтовых гиалокластитов формации Куманеширияма 101±2,7 млн лет. Вулканогенно-осадочная толща группы Куманешири накапливалась в подводных условиях. С вулканитами гор Кабато тесно ассоциируют дайки, штоки и небольшие массивы габбро, долеритов, диоритов и кварцевых монцонитов. По основным петрохимическим характеристикам большинство магматитов группы

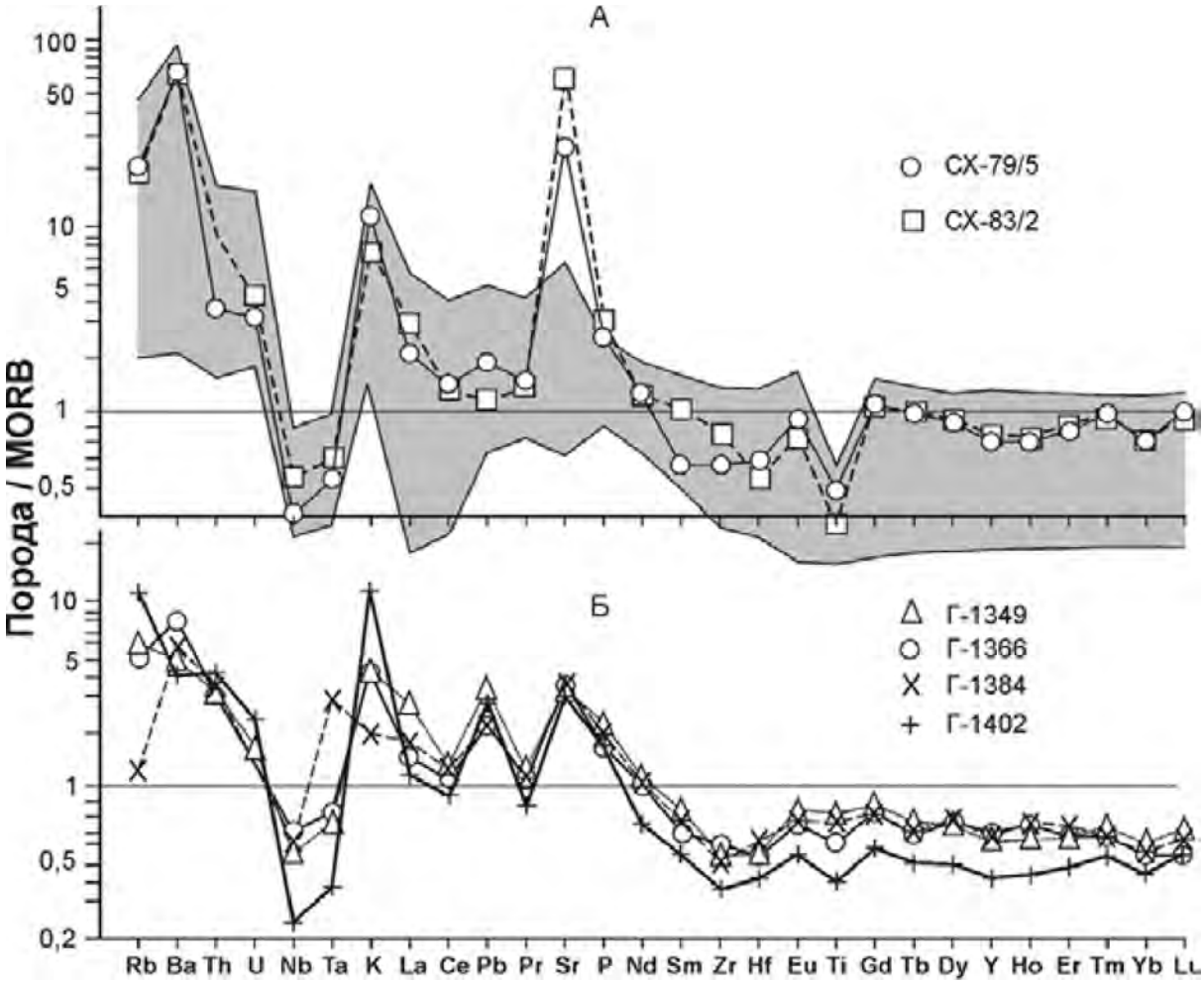


Рис. 4.50. Спайдердиаграммы микроэлементов, нормированные к MORB (по: Sun, McDonough, 1984), в базальтах рождественского разреза на Сахалине (А) и Монеронской скважины (Б).
Затенено поле островодужных базальтов Филиппиноморского региона (по: Tarney et al., 1981)

Куманешири соответствует островодужной толеитовой серии, а некоторая часть принадлежит известково-щелочной.

На территории северного Хонсю расположен террейн Северный Китаками с раннемеловыми (готерив-барремскими) островодужными вулканитами андезит-риолитовой ассоциации, с которыми тесно связаны гранитоидные интрузии. Возраст островодужных вулканитов формации Харачияма (*Harachieama*) террейна Китаками 114–119 млн лет, а ассоциирующих с ними гранитоидов 135–109 млн лет. Магматиты принадлежат известково-щелочной серии. Сравнение геохимических характеристик магматических поясов Ребун–Кабато и Китаками (Ikeda, Komatsu, 1986) указывает на их близость, но породы пояса Ребун–Кабато более толеитовые. Поэтому рассматриваемые вулканиты Северного и Южного Китаками относятся этими авторами к известково-щелочной серии, сформированной на юрском аккреционном комплексе (террейн Северный Китаками) и континенте (террейн Южный Китаками) в тылу вулканической дуги Ребун–Кабато.

В Кемском террейне Сихотэ-Алиня исследованы магматиты нескольких ареалов.

В северной части Сихотэ-Алиня, в бассейнах рек Уктур, Удоми, Уини, Тумнин и Мули, островодужные вулканические и вулканогенно-осадочные образования устанавливаются в баррем-альбской уктурской свите, где представлены базальтами, андезитами, их туфами и широким «набором» вулканогенно-осадочных и осадочных пород, состав кластики которых соответствует составу лав. В районе пос. Высокогорный горизонты базальтов, андезито-базальтов, андезитов и диабазов составляют 30–40 % разреза средней подсвиты уктурской свиты. По минералого-петрографическим особенностям вулканиты относятся к базальт-андезитовой формации островных дуг и подразделяются на умеренно глиноземистые породы толеитовой серии, залегающие внизу разреза, и высокомагнезиальные известково-щелочной серии – вверху. Для известково-щелочных вулканитов отмечается «бонинитовая» тенденция, выражающаяся в повышенной магнезиальности и вы-

Таблица 4.3

Химический состав базальтов Монеронской скважины

Параметры	Номер образца								
	Г-1347	Г-1349	Г-1366	Г-1384	Г-1388	Г-1392	Г-1396	Г-1399	Г-1402
	Интервал, м								
	1481–1486	1501–1507	2106–2112	2801–2804	3070	3353–3355	3686–3689	3867–3870	4010–4011
SiO_2	40,81	46,97	47,30	49,63	55,60	53,60	51,80	43,00	51,33
TiO_2	1,08	1,24	0,91	1,15	1,24	1,44	0,61	1,25	0,60
Al_2O_3	16,93	19,79	18,45	18,56	13,41	16,59	18,76	21,50	17,87
Fe_2O_3	7,61	3,48	3,37	3,44	3,03	2,44	1,00	3,30	1,67
FeO	3,44	6,61	5,84	6,79	7,88	7,90	7,00	8,02	6,44
MnO	0,15	0,17	0,16	0,22	0,17	0,21	0,16	0,24	0,16
MgO	6,64	3,90	4,38	4,83	4,66	3,86	4,28	5,98	4,62
CaO	9,28	9,85	9,32	7,57	6,07	5,78	7,32	7,69	8,18
Na_2O	1,70	3,25	3,06	3,31	4,35	3,48	3,86	2,01	3,19
K_2O	0,60	0,64	0,48	0,31	0,46	0,98	0,52	1,54	1,78
P_2O_5	0,27	0,28	0,22	0,25	0,32	0,35	0,28	0,32	0,22
H_2O^-	4,30	0,30	0,52	0,24	–	–	0,16	0,49	0,48
п.п.п.	7,20	3,54	5,35	3,13	2,05	3,03	3,68	4,08	2,95
Сумма	100,02	100,02	99,36	99,43	99,24	99,67	99,41	99,42	99,49
Ni	75	19	26	11	31	12	22	24	16
Co	130	30	31	30	52	46	29	49	31
Cr	80	38	53	32	24	11	23	29	24
V	210	210	259	306	310	130	170	110	160
Rb	2	12	9,5	2,62	9	16	15	59	23
Sr	381	398	443	424	181	362	400	330	360
Ba	60	106	162	114	103	150	70	286	85
Y		21,62	24,6	23,75					15,28
Zr	27	50	54	47	38	32	3	23	34
Nb		1,98	2,51	2,14					0,85
Hf		1,36	1,34	1,51					0,99
La	7	5,8	5,0	5,64	12	–	6	9	4,0
Ce	7	14	12,2	13,5	9	6	13	6	9,3
Pr		1,81	1,69	1,77					1,17
Nd	5	9,61	8,5	8,9	11	11	13	–	6,19
Sm		2,82	2,35	2,62					1,85
Eu		1,09	0,9	0,95					0,67
Gd		3,25	3,05	3,01					2,2
Tb		0,55	0,49	0,51					0,37
Dy		3,44	3,52	3,51					2,34
Ho		0,63	0,77	0,78					0,45
Er		1,98	2,03	2,24					1,45
Tm		0,34	0,31	0,31					0,25
Yb		2,06	1,92	1,94					1,56
Lu		0,32	0,25	0,30					0,24
Ta		0,14	0,15	0,53					0,07
Th		0,66	0,59	0,70					0,83
U		0,18							0,24

Таблица 4.4

Химический состав вулканитов Самаргинского фрагмента Кемского террейна Монероно-Самаргинского пояса

Параметры	Номер образца								
	С1–7	С1–16	С1–23	С1–27	С1–83	С1–87	С1–90	С1–91	С1–98
SiO_2	54,71	46,58	52,64	53,03	63,63	53,99	50,99	54,49	53,20
TiO_2	0,93	1,08	0,81	0,90	0,56	1,25	0,73	1,50	0,72
Al_2O_3	17,34	14,47	18,49	18,14	16,40	18,76	17,27	16,02	17,39
Fe_2O_3	2,82	2,50	4,81	5,46	3,50	3,35	5,56	3,69	3,24
FeO	4,28	7,90	2,62	2,75	1,21	4,10	3,91	4,99	4,77
MnO	0,30	0,24	0,16	0,21	0,11	0,15	0,18	0,15	0,30
MgO	3,86	7,76	4,76	3,07	1,14	1,96	5,17	4,22	5,11
CaO	3,69	10,84	8,28	5,84	2,32	6,60	9,24	5,37	7,21
Na_2O	4,26	1,37	1,81	2,44	3,06	3,44	2,02	2,41	2,89
K_2O	2,00	0,72	2,61	1,24	3,18	1,17	1,93	2,58	0,95
P_2O_5	0,52	0,36	0,40	0,35	0,21	0,32	0,41	0,70	0,44
H_2O^-	0,28	0,59	0,12	0,29	0,34	0,7	0,00	0,10	0,25
п.п.п.	4,69	6,12	2,14	3,84	2,51	4,61	2,40	4,36	3,07
Сумма	99,70	100,53	99,67	99,95	99,57	100,40	99,81	100,57	99,59
Ni	10	21	35	27	6	10	24	24	42
Co	25	25	38	38	10	19	23	23	27
Cr	4	6,4	23	8	4	4,3	25	25	25
V	150	155	200	130	37	125	220	220	370
Cu	150	75	100	23	25	55	165	165	169
Pb	29	11	8	3,7	11	5,5	4	4	15
Zn	290	170	180	145	90	117	150	150	200
Sn	1,2	0,7	0,9	1,2	0,9	0,5	2,0	2,0	4,0
Ag	0,075	0,050	0,30	0,018	0,010	0,010	0,025	0,025	2,4
Rb	1	12	9	5	54	34	11	51	28
Sr	457	464	545	335	244	535	606	337	637
Ba	552	128	496	414	652	434	454	596	220
Zr	72	31	39	68	72	79	50	136	38
Nb	–	–	–	–	1	3	1	–	3
La	23,1	7,6	9,93	10,2	10	8,81	9,4	32,1	10,1
Ce	30	14,8	34	20,7	32	26,6	36,6	55	28
Sm	5,15	3,11	3,66	3,91	3,61	3,89	3,50	6,79	4,1
Eu	1,3	0,84	0,81	1,02	0,93	1,2	0,98	1,91	1,02
Tb	–	–	–	0,5	0,75	0,81	–	0,99	–
Yb	2,32	–	1,05	1,9	2,07	4,05	1,43	1,74	1,11
Lu	0,38	–	0,35	0,37	0,40	0,45	0,33	0,47	0,425
Ta	0,3	0,4	0,45	0,3	0,3	0,60	0,72	0,31	0,71
Hf	2,0	3,05	2,55	2,7	3,3	4,85	3,10	3,5	3,6
Th	3,5	3,4	6,45	3,3	4,0	2,70	3,21	6,4	5,1

Примечание. Окислы определены классическим химическим анализом (аналитик С.П. Славкина); Rb, Sr, Ba, Zr, Nb – рентгенрадиометрическим методом (аналитик М.В. Войтышина ЦХЛ ПГО); Ni, Co, Cr, V, Cu, Pb, Zn, Sn, Ag – количественным спектральным анализом в лаборатории ДВГИ ДВО РАН; La, Sm, Ce, Eu, Tb, Yb, Lu, Ta, Hf, Th – нейтронно-активационным методом в ИГиФМ АН Украины (аналитик Л.В. Кононенко).

соких (500–1000 г/т) концентрациях хрома при повышенной их кремнекислотности, что сближает эти вулканиты с высокомагнезиальными андезитами Японии (Tatsumi, Ishizaka,1982) и адакитами Алеутской островной дуги. Рубидий-стронциевые характеристики также указывают на их принадлежность к энсиалической островодужной ассоциации [$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$=0,70426] с возрастом 101±6 млн лет (Симаненко и др., 1995).

Южнее, в верховьях рек Бута, Коппи, Иггу и Бюленей, среди турбидитов Кемского террейна (Кудымов, 2001) много мелких интрузий и штоков мон-

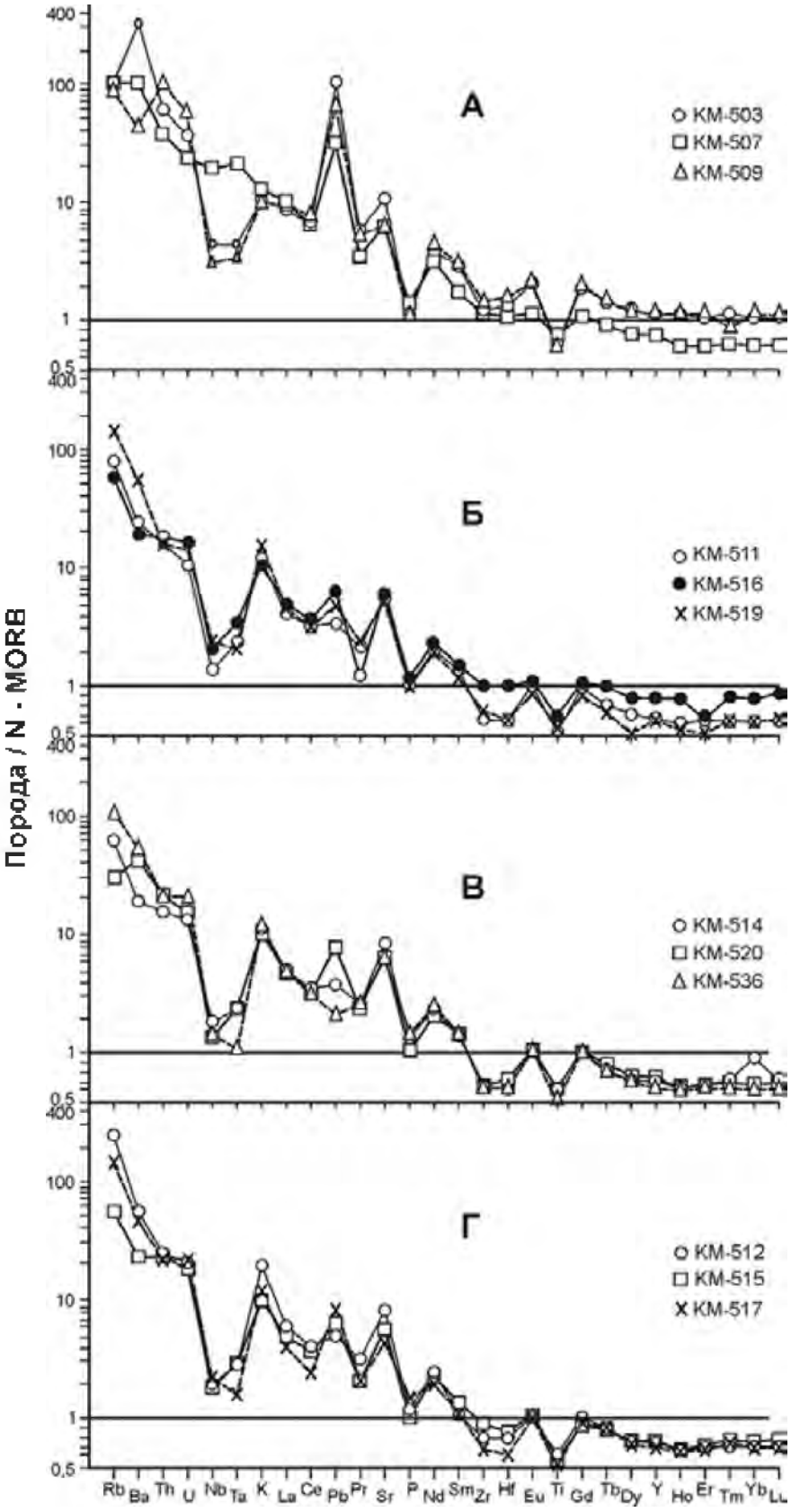


Рис. 4.51. Спайдердиаграммы базальтов кемской свиты:

А – оливин-клинопироксеновых, Б – двупироксеновых, В – оливин-клинопироксен-плагиоклазовых, Г – клинопироксен-плагиоклазовых

цонитоидов, изохронный возраст которых от 110±1,6 млн до 130±3,1 млн лет, а начальное $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ отношение равно 0,70423–0,70468, т. е. одинаковое с островодужными вулканитами бассейна р. Мули (Симаненко и др., 1997).

В среднем Сихотэ-Алине апт-альбские вулканические и вулканогенно-осадочные образования протягиваются полосой шириной до 60 км от верховьев рек Бикин и Сукпай до среднего течения рек Единка и Самарга и далее в верховья р. Ботчи. Они разделяются на два комплекса: апт-альбский и верхнеальбский (Коваленко, 1980; Вулканические пояса…, 1984). Апт-альбский комплекс объединяет вулканогенно-флишевые отложения мощностью от 850 до 3600 м. Нижняя часть комплекса сложена переслаиванием мощных (до 50 м) грубозернистых граувакк, а верхняя – ритмичным переслаиванием песчаников и алевролитов с пластами базальтов, андезито-базальтов, андезитов и их туфов, диабазов, гиалокластитов, туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов.

В верхнеальбский комплекс выделены вулканогенно-молассовые отложения мощностью до 1000 м. Этот комплекс сложен чередованием агломератовых туфов, брекчий, туфоконгломератов и грубозернистых туффитов, пепловых туфов и тефроидов и редкими пластами базальтов, андезито-базальтов и андезитов.

Для вулканитов характерен мегапорфировый облик. Во вкрапленниках преобладают пироксены (авгит и авгит-пижонит) и плагиоклазы (лабрадор–андезин), реже – оливин. По составу (см. табл. 4.4) они дифференцированы от базальтов до дацитов, обладают низкими содержаниями титана, элементов группы железа, высокозарядных элементов и высокими – глинозема, щелочей (в особенности калия) и крупнокатионных элементов. По соотношениям SiO_2–FeO^*/MgO и FeO–FeO^*/MgO соответствуют толеитовой серии, а по соотношению кремнезема и щелочей – известково-щелочной, высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой сериям.

На различных диаграммах (см. рис. 4.47, 4.48, 4.49), отображающих геодинамическую принадлежность магматитов, они располагаются в областях островодужных магм.

С вулканитами здесь тесно связаны интрузии гранитоидов венюковского комплекса, представленные массивами монцогаббро, монцогаббродиоритов, монцодиоритов, кварцевых диоритов и кварцевых монцонитов (Симаненко и др., 1997), по составу и возрасту близкие монцонитоидам Бута-Коппинского района.

В бассейне р. Кема вулканогенная часть разреза сложена базальтами, а также разнообразными по размерности и сортированности туфами и тефроидами, содержащими редкие горизонты турбидитов, песчаников и микститов. Базальты часто имеют текстуру пиллоу-лав с подушечными обособлениями размером до 0,5–2,5 м. В основаниях потоки обычно насыщены включениями осадочного материала, а в кровле приобретают массивную текстуру. Судя по геологическим особенностям, они накопились в подводных условиях.

Базальты хорошо раскристаллизованы и содержат от 10 до 35 % вкрапленников темноцветных минералов и плагиоклаза до 8 мм. Среди пиллоу-лав встречаются амигдалоидные базальты с миндалинами 1–5 мм, выполненными хлоритом и кальцитом, редко цеолитами. Преобладают толеитовая, витрофировая, интерсертальная и микролитовая стуктуры основной массы; редко встречается диабазовая структура. По количеству и соотношению вкрапленников различаются клинопироксен-плагиоклазовые, оливин-клинопироксен-плагиоклазовые, оливин-клинопироксеновые и двупироксеновые базальты. Ядра клинопироксенов в оливин-клинопироксеновых базальтах соответствуют диопсиду или салиту, а краевые части – авгиту. Клинопироксены замещаются амфиболами актинолит-тремолитового ряда, агрегатами хлорита с рудной пылью и карбонатами. Оливины и ортопироксены почти целиком замещены вторичными минералами. Оливин замещается смесью слоистых силикатов (хлорита, вермикулита, талька и серпентина) или тальком, карбонатом и бурым веществом, похожим на хлорофеит. Ортопироксен замещен хлорит-серпентин-пренитовыми агрегатами и титаномагнетитом. Плагиоклазы образуют идиоморфные кристаллы и гломерокристаллы с оливином и клинопироксеном. Некоторые плагиоклазы содержат включения остаточного стекла. Ядра плагиоклазов имеют состав $An_{75–86,}$ а края – An_{50}. Остаточное стекло из включений в плагиоклазе имеет состав (в мас. %): SiO_2 – 61,92; TiO_2 – 0,62; Al_2O_3 – 18,58; Cr_2O_3 – 0,40; FeO – 1,92; MnO – 0,07; MgO – 0,50; CaO – 1,60; Na_2O – 1,66; K_2O – 9,98.

Основная масса базальтов состоит из микролитов плагиоклаза, ортоклаза, клинопироксена, магнетита и вулканического стекла. Оливин-клинопироксеновые базальты в мезостазисе содержат чешуйки биотита. Клинопироксены мезостазиса обладают низкой магнезиальностью (m# = 0,62), а микролиты ($An_{45–50}$) близки плагиоклазам из краевых зон вкрапленников. Вулканическое стекло мезостазиса по кремнекислотности близко андезиту (SiO_2=56,4–56,9 %), обладает высоким содержанием глинозема (Al_2O_3=17,6–20,8 %) и щелочей (K_2O=2,4–3,1 %, Na_2O=3,8–4,5 %). Стекло мезостазиса замещается хлоритом и карбонатами, а на отдельных участках по стеклу развиваются цеолиты и анальцим.

Породы характеризуются (табл. 4.5) низкими содержаниями SiO_2 и TiO_2, умеренными содержаниями MgO и высокими содержаниями Al_2O_3 и K_2O.

Таблица 4.5

Содержания главных, малых и редких элементов в базальтах кемской свиты

Параметры	Номер образца							
	1	2	3	4	5	6	7	8
	КМ-503	КМ-507	КМ-509	КМ-511	КМ-516	КМ-519	КМ-514	КМ-520
SiO_2	46,40	44,80	48,80	49,30	48,80	50,66	48,40	46,00
TiO_2	0,93	1,10	0,78	0,75	0,99	0,80	0,83	0,84
Al_2O_3	15,10	15,60	15,70	15,80	18,50	17,80	17,70	18,30
Fe_2O_3	2,05	3,50	2,51	1,94	4,83	3,10	3,90	4,70
FeO	5,74	5,37	6,38	7,52	4,20	4,20	3,60	3,30
MnO	0,15	0,15	0,15	0,16	0,12	0,12	0,13	0,18
MgO	8,85	6,92	5,80	5,83	4,60	4,70	5,47	5,30
CaO	8,42	11,00	9,02	9,66	8,80	8,80	12,40	12,50
Na_2O	2,80	1,80	4,30	2,40	3,50	2,80	2,50	2,20
K_2O	1,50	2,00	1,45	1,85	1,64	2,30	1,70	1,60
P_2O_5	0,32	0,39	0,31	0,28	0,33	0,26	0,35	0,30
H_2O^-	0,21	1,36	0,34	0,45	0,28	0,03	0,31	0,42
п.п.п.	7,11	5,65	4,00	4,02	3,10	4,00	3,06	3,95
Сумма	99,58	99,64	99,84	99,96	99,69	99,51	100,35	99,49
Sc	49,1	24,8	53,4	35,1	25,2	27,6	35,7	26,2
V	150	170	200	240	230	220	300	260
Cr	170	210	80	91	20	100	145	62
Co	24	34	27	29	18	16	37	23
Ni	130	150	50	54	29	73	81	62
Cu	118	55,6	135	45,4	83,6	50,2	110	97,4
Zn	131	63,2	103	53,4	55,6	41,2	50,8	56,1
Ga	8	12	12	13	10	11	16	12
Rb	60,7	59,7	49,4	44	31,2	86	33,4	16,7
Sr	997	575	581	532	588	491	749	567
Y	30,9	20	33,6	19,2	24,7	17,8	20,4	21,2
Zr	102	88,6	106	49	74,3	55,4	47,8	47,8
Nb	10,8	45,1	6,91	3,66	5,0	5,64	4,44	3,39
Mo	1,6	2,5	–	–	–	1,5	1,6	–
Ag	1,6	0,11	10	0,32	0,46	0,60	0,10	0,20
Sn	4	3	2	3	3	2	2	1
Ba	2121	657	268	162	122	334	122	266
Hf	2,94	2,32	3,38	1,31	2,08	1,34	1,25	1,53
Ta	0,61	2,86	0,48	0,32	0,46	0,29	0,32	0,32
W	0,25	0,07	0,55	0,05	0,03	0,17	0,07	0,09
Pb	32,1	9,6	18,9	1,02	1,96	1,52	1,21	2,42
Th	6,88	4,39	12,0	2,04	2,15	2,10	1,94	2,53
U	1,72	1,10	2,56	0,54	0,78	0,71	0,67	0,77
La	22,4	26,3	24,1	10,9	12,8	12,1	13,1	12,0
Ce	51,8	47,3	59,0	23,3	27,9	24,7	27,3	25,4
Pr	6,96	5,23	7,29	3,11	3,73	3,09	3,55	3,33
Nd	29,1	22,4	33,7	15,6	18,2	14,8	17,4	16,1
Sm	6,83	4,25	7,24	3,43	3,93	3,17	3,58	3,63
Eu	2,20	1,31	2,16	1,02	1,24	0,99	1,15	1,17
Gd	7,53	4,15	7,44	3,61	4,38	3,30	3,83	3,89
Tb	1,02	0,63	1,13	0,54	0,67	0,49	0,56	0,59
Dy	5,57	3,45	5,83	3,25	3,97	2,23	3,32	3,45
Ho	1,21	0,69	1,32	0,66	0,88	0,61	0,69	0,72
Er	3,17	1,90	3,77	1,89	2,45	1,72	2,02	2,05
Tm	0,57	0,31	0,64	0,31	0,42	0,29	0,34	0,32
Yb	3,45	1,99	4,23	1,92	2,64	1,87	2,19	2,13
Lu	0,52	0,29	0,57	0,29	0,42	0,31	0,34	0,32

Окончание табл. 4.5

Параметры	Номер образца						
	9	10	11	12	13	14	15
	КМ-536	КМ-538	КМ-563/3	КМ-512	КМ-515	КМ-517	КМ-517/1
SiO_2	48,30	48,90	47,00	49,50	48,6	49,10	49,5
TiO_2	0,70	0,80	1,20	0,82	0,80	0,73	0,70
Al_2O_3	19,70	18,50	19,40	17,50	18,80	16,40	15,50
Fe_2O_3	3,80	1,80	3,40	1,89	4,70	4,60	4,20
FeO	4,20	6,10	3,60	6,80	2,90	3,06	3,20
MnO	0,12	0,13	0,08	0,13	0,11	0,18	0,17
MgO	4,80	5,10	3,60	4,81	3,90	4,70	4,20
CaO	10,10	9,10	10,40	6,70	11,10	9,10	11,40
Na_2O	2,50	2,70	2,80	2,80	3,12	3,50	2,60
K_2O	2,60	3,50	2,40	3,94	2,05	2,60	1,60
P_2O_5	0,40	0,28	0,33	0,34	0,28	0,42	0,26
H_2O^-	0,10	0,14	0,27	0,23	0,6	0,38	0,92
п.п.п.	2,80	2,60	5,30	4,00	2,60	5,44	5,42
Сумма	100,12	99,61	99,79	99,46	99,56	100,21	99,67
Sc	26,2	31,3	26,5	27,6	25,9	28,0	25,2
V	290	230	170	230	260	260	180
Cr	34	83	59	63	50	43	88
Co	21	24	18	19	23	15	23
Ni	45	58	49	44	55	33	62
Cu	99,0	85,2	31,8	61,8	91,7	76,4	45
Zn	31,2	43,3	47,4	55,9	47,7	41,6	41,1
Ga	12	16	11	16	15	11	12
Rb	66,5	89,3	53,5	142	29,8	93,8	25,7
Sr	594	486	449	753	525	410	351
Y	17,9	20,2	17,6	21,5	21,6	19,8	19,0
Zr	47,8	44,1	60,8	59,1	70,0	49,3	51,6
Nb	3,49	5,37	7,64	4,65	4,46	3,13	2,57
Mo	–	–	1,5	–	–	–	1,5
Ag	0,46	0,16	1,20	0,59	0,20	0,25	0,20
Sn	3	2	3	2	2	2	3
Ba	329	455	355	335	146	285	232
Hf	1,32	1,36	1,44	1,60	1,77	1,24	1,24
Ta	0,26	0,49	0,65	0,37	0,38	0,23	0,21
W	0,14	0,33	0,09	0,12	0,07	0,18	0,08
Pb	0,67	2,58	2,66	1,54	1,98	2,68	5,82
Th	2,53	2,71	2,32	3,01	2,84	2,55	4,06
U	0,98	0,92	0,59	0,95	0,85	1,02	0,98
La	12,2	12,1	12,1	15,1	12,7	10,2	13,1
Ce	26,8	26,3	26,0	31,5	28,0	21,8	26,9
Pr	3,56	3,43	3,15	4,13	3,60	2,89	3,29
Nd	17,9	17,1	15,3	19,0	16,8	14,6	15.1
Sm	3,80	3,77	3,46	4,00	3,48	3,30	3,35
Eu	1,08	1,08	1,22	1,11	1,12	1,01	0,96
Gd	3,68	4,00	3,64	3,95	3,77	3,52	3,51
Tb	0,54	0,59	0,55	0,61	0,58	0,56	0,54
Dy	3,14	3,41	3,06	3,46	3,49	3,25	3,15
Ho	0,64	0,70	0,64	0,74	0,73	0,68	0,67
Er	1,94	2,03	1,77	2,11	2,16	2,06	1,91
Tm	0,29	0,33	0,28	0,33	0,36	0,34	0,31
Yb	1,88	2,120	1,72	2,19	2,32	2,16	1,98
Lu	0,29	0,33	0,26	0,33	0,36	0,33	0,31

Примечание. 1–3 – оливин-пироксеновые базальты, 4–6 – двупироксеновые базальты, 7–11 – оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты, 12–15 – клинопироксен-плагиоклазовые базальты.

По соотношению щелочей и кремнезема (Peccerillo, Taylor, 1976) базальты относятся к высококалиевой известково-щелочной и субщелочной сериям. Оливин-клинопироксеновые и двупироксеновые базальты соответствуют абсарокитам, а оливин-клинопироксен-плагиоклазовые и клинопироксен-плагиоклазовые базальты отвечают либо шошонитовым базальтам с пониженными содержаниями магния (MgO<5 %), либо высококалиевым базальтам. Отношение FeO*/MgO в абсарокитах составляет 0,86–1,48 и увеличивается в пироксен-плагиоклазовых базальтах до 1,6–1,9.

Сходство и различие микроэлементного состава базальтов (см. табл. 4.5) наглядно демонстрируют спайдердиаграммы (рис. 4.51), на которых отчетливо видна обогащенность кемских базальтов относительно N-MORB крупноионными литофильными элементами (LIL) и обедненность высокозарядными (HFS) и тяжелыми редкоземельными (HREE) элементами. Все типы пород имеют положительные аномалии по Rb, Ba, Th, U, K, Pb, Sr и отрицательные – по Ta, Nb, P, Zr, Hf и Ti. При этом оливин-клинопироксеновые базальты (абсарокиты) относительно других петрографических типов базальтов богаче LIL, HFS и HREE элементами. С одной стороны, это указывает на образование всей кемской базальтовой серии из наиболее примитивных абсарокитовых магм путем дифференциации с фракционированием оливина и пироксена, а с другой – на надсубдукционную природу магм. Другие диаграммы (Rollinson, 1994) и величины индикаторных отношений мироэлементов указывают на принадлежность кемских базальтов к островодужному типу магм. На диаграммах TiO_2–FeO*/MgO и V–Ti породы располагаются в полях базальтов задуговых басейнов.

При сопоставлении химического состава магматитов различных фрагментов Монероно-Самаргинского вулкано-плутонического пояса выявляется петрохимическая зональность, которая выражается в преимущественном развитии пород толеитовой островодужной и известково-щелочной серий в террейнах островов Сахалин, Монерон, Ребун, Хоккайдо и Хонсю и высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой серий в Кемском террейне Сихотэ-Алиня. В соответствии с этой зональностью магматиты о-ва Монерон пояса Ребун–Кабато–Китаками, в разрезах которых преобладают вулканические породы толеитовой и известково-щелочной серий при угнетенной роли терригенного материала, могут рассматриваться как образования осевой части дуги. Вулканические породы п-ова Шмидта и рождественского разреза на Сахалине, ассоциирующие с кремнисто-терригенными осадками, относятся к образованиям фронтальной части дуги. Вулканиты Кемского террейна, ассоциирущие с турбидитами подножья островодужного склона (Малиновский и др., 2002; Маркевич и др., 2000), являются продуктами тыловой части дуги. Подтверждением этому служит распределение микроэлементов. Часть пород Кемского террейна на диаграммах Zr/4–Nb×2–Y, Ti–V (Rollinson, 1994) располагается в поле базальтов островных дуг, а часть – в поле E-типа базальтов. Сахалинские базальты на этих диаграммах лежат только в области островных дуг. Не исключено, что появление высококалиевых магм в Кемской зоне связано с рассеянным рифтингом в тыловых частях островных дуг, примыкающих к окраинному морскому бассейну.

Сергеевский террейн (фрагмент палеозойско-мезозойской пассивной окраины, включенный в структуры юрской аккреционной призмы и испытавший вместе с ними цикл син- и постаккреционных преобразований) располагается в южной прибрежной части Приморья и продолжает описанный выше окраинско-сергеевский комплекс Самаркинского террейна. Он представляет собой крупную аллохтонную пластину. Автохтонные комплексы Самаркинского террейна обнажены в нескольких тектонических «окнах» внутри террейна, а также в его обрамлении (Коваленко, Ханчук, 1991). В террейне выделяются фундамент и вулканогенно-осадочный чехол. Фундамент представлен: а) синтектоническими мигматитовыми габбро-гнейсами и кварцевыми диоритами, содержащими порою крупные (до нескольких сот метров в поперечнике) ксенолиты амфиболитов, кварцитов, мраморов, слюдяных и карбонатных сланцев; гнейсовая структура в габбро и диоритах параллельна сланцеватости в ксенолитах (U-Pb датировки по цирконам показывают, что возраст интрузивных пород 500–527 млн лет); б) раннеордовикскими биотит-мусковитовыми гранитами (тафуинский комплекс), Ar-Ar возраст которых по мусковитам 491 млн лет (Ханчук и др., 1988; Синица, Ханчук, 1991; Ханчук, 1993; Ханчук и др., 1995). Граниты образуют тектоническую пластину, перекрывающую габброиды. Чехол представлен (см. рис. 4.31): а) локально распространенными среднепозднедевонскими туфами риолитов, конгломератами, песчаниками и алевролитами с растительными остатками; б) пермскими конгломератами, песчаниками, алевролитами, базальтами, андезитами, риолитами и рифогенными известняками, залегающими в большинстве случаев на гранитах фундамента (тафуинском комплексе); в) триасово-среднеюрскими мелководно-морскими песчаниками и алевролитами; г) средне-позднеюрскими риолитами, андезитами и базальтами. Перечисленные комплексы смяты в складки различных размеров и морфологии и с размывом и угловым несогласием перекрыты раннемеловыми толщами Партизанско-Суходольского угленосного бассейна, представляющими собой ранний из перекрывающих комплексов.

Хорский террейн расположен в Самаркинском террейне, образуя узкий, ограниченный разломами клин вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома в бассейне р. Хор (Мартынюк и др., 1988). Он состоит (см. рис. 4.31) из гнейсов, кварцитов и метаморфических сланцев, метаморфизованных в зеленосланцевой и амфиболитовой фации. Также присутствуют плагиограниты и лейкограниты. Rb-Sr возраст гнейсов 227 млн лет. Предполагается, что Хорский террейн является перемещенным по левым сдвигам фрагментом Сергеевского террейна (Ханчук, 2000).

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ ПОЯСА

Кайнозойские орогенные пояса – Сахалинско-Камчатский и Восточных полуостровов Камчатки – располагаются вдоль непосредственной границы Евразиатского континента с Тихоокеанской плитой.

САХАЛИНСКО-КАМЧАТСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС

Сахалинско-Камчатский раннекайнозойский орогенный пояс сложен террейнами – фрагментами позднемезозойских аккреционных призм, а также позднемеловых и палеоценовых террейнов – фрагментов островных дуг и турбидитовых бассейнов. Постаккреционными являются позднеэоценовые, олигоценовые и миоценовые терригенные и вулканогенные образования различной геодинамической природы. В этот пояс включены Западно-Сахалинский, Аниво-Гомонский и Набильский террейны, террейн Терпения на о-ве Сахалин, а также Западно-Камчатский, Олюторско-Камчатский, Срединно-Камчатский, Ганальский, Ирунейский и Ветловский террейны на п-ове Камчатка и на юго-востоке Корякского нагорья.

Западно-Сахалинский террейн (фрагмент ранне-позднемелового преддугового бассейна) прослежен в меридиональном направлении вдоль западного побережья о-ва Сахалин южнее широты 51°. Восточным ограничением террейна является зона Тымь-Поронайского разлома. Его южным продолжением является пояс Сорачи-Йезо на о-ве Хоккайдо. Террейн образован мощной толщей турбидитов с горизонтами туфов кислого состава, формировавшейся с апта по маастрихт. Эти турбидиты согласно перекрывают кремнистые породы неоком-аптского возраста, формировавшиеся в обстановке океанической плиты (Зябрев, 1992; Зябрев и др., 2004). Перечисленные породы смяты в систему складок меридионального простирания и несогласно перекрыты мощным комплексом кайнозойских прибрежно-морских и континентальных, местами угленосных отложений (Гладенков и др., 2002).

Аниво-Гомонский террейн (фрагмент среднепозднемеловой аккреционной призмы; Ханчук, 1993) слагает центральную часть о-ва Сахалин. По зонам надвигов он граничит на западе с Западно-Сахалинским прогибом, а на востоке – с Набильским террейном (Ханчук, 1993). В этот террейн объединены выделенные А.В. Рихтером (1986) Сусунайско-Армуданская подзона, Мерейско-Тымовская и Анивско-Гомонская зоны, в строении которых принимают участие турбидиты и хаотические образования в сочетании с пластинами палеоокеанических пород (рис. 4.52). Пластины палеоокеанических фрагментов сложены большей частью вулканогенно-кремнисто-терригенным непрерывным разрезом от среднего триаса до альба (Рихтер, 1986; Брагин, 1991). Вулканические породы представлены толеитовыми и щелочными базальтами, сформированными как в спрединговых хребтах, так и горячих точках. На базальтах залегают кремнистые и терригенные породы, переходящие кверху во флиш, чередующийся с песчаниками и туфами, которые охарактеризованы остатками позднемеловых и палеогеновых (?) радиолярий. Отдельные структурные уровни сложены хаотическими образованиями с пластинами, глыбами и обломками палеоокеанических фрагментов.

В южной части террейна (на Тонино-Анивском полуострове), кроме того, широко распространены пластины, состоящие из метаморфизованных габбро-гипербазитов и щелочных высокотитанистых базальтов сосунайского комплекса в ассоциации с триасовыми известняками (Рихтер, 1986; Ханчук и др., 1988). Последние интерпретируются как аккретированные фрагменты палеоокеанического плато (Ханчук и др., 1988; Kimura et al., 1992). Эти породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. K-Ar возраст метаморфизма 55–60 млн лет. В подошве тектонических покровов установлен серпентинитовый меланж с блоками офиолитов, эклогитов, K-Ar возраст которых 133 млн лет, а также амфиболитов с возрастом 206 млн и 178 млн лет и глаукофановых сланцев возрастом 90–95 млн лет.

В западной части Восточно-Сахалинских гор расположен лангерийский метаморфический комплекс, состоящий из тектонических пакетов, включающих фрагменты серпентинитового меланжа, а также юрско-раннемеловых вулканических пород с редкими прослоями кремней и позднемеловых ламинитов, метаморфизованных в пренит-пумпелиитовой и зеленосланцевой фациях. K-Ar возраст биотита этих пород 71–58 млн лет. Серпентинитовый меланж в подошвах тектонических пластин содержит блоки ультраосновных пород, амфиболитов, амфибол- и кварц-слюдяных сланцев, метаморфизованных в фации голубых сланцев с K-Ar возрастом 92 млн лет.

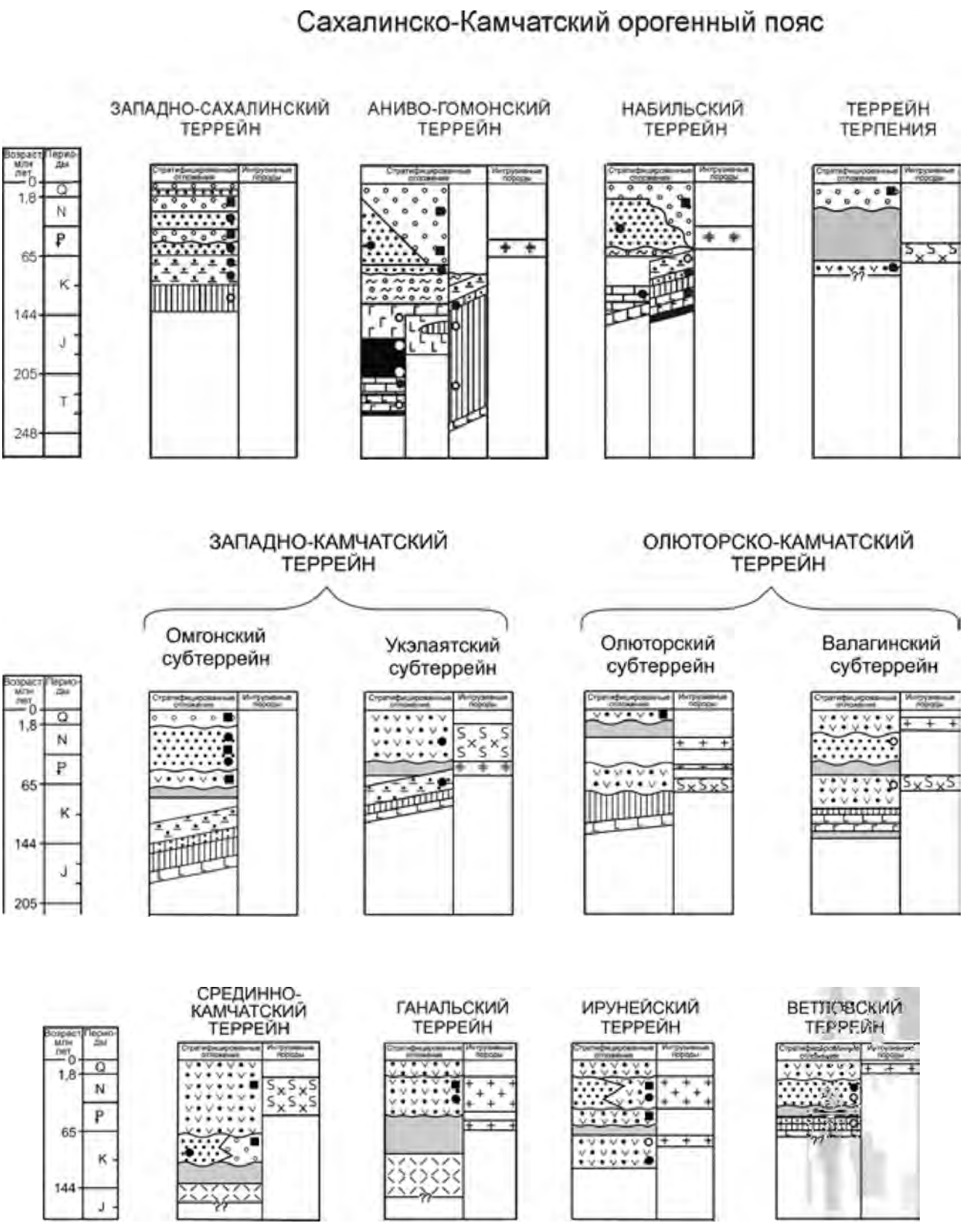


Рис. 4.52. Тектоно-стратиграфические колонки для террейнов Сахалинско-Камчатского орогенного пояса.
Условные обозначения см. на рис. 4.8

Набильский террейн (фрагмент позднемеловой аккреционной призмы с фрагментами океанической коры) слагает восточную часть о-ва Сахалин и образован турбидито-меланжевыми образованиями, включающими тектонические пластины, сложенные фрагментами океанической коры (Рихтер, 1986; Ханчук, 1993; см. рис. 4.52). Наиболее распространены пластины офиолитовой ассоциации с преобладанием гипербазитов, часто очень слабо измененных. Полных разрезов офиолитов нет, однако в различных пластинах выделены все их составные части, включая комплекс параллельных даек (Разницин, 1982). Среди аллохтонов, сложенных базальтами, выделяются спрединговые толеиты и их субщелочные высокотитанистые разности – щелочные базальты и пикриты (Ханчук и др., 1989). С последними часто ассоциируют рифогенные известняки, охарактеризованные позднеюрско-раннемеловыми тетическими кораллами (Краснов, Савицкий, 1973), которые интерпретируются как фрагменты палеогайотов (Ханчук и др., 1989).

В районе слияния рек Набиль и Правый Набиль одна из аллохтонных пластин размером 1,5×8,0 км образована метаморфическими породами эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (Ханчук, 1993). В пластине описаны эпидотовые амфиболиты, редко гранатовые и эпидот-амфиболовые метаморфические сланцы, а также мусковитовые кварциты с прослоями гранат-мусковитовых сланцев средних температур и повышенных давлений. K-Ar возраст этих пород по мусковиту составляет 130–148 млн лет. По геохимическим характеристикам метаморфические породы аналогичны разрезу верхней части океанической коры (Ханчук и др., 1989). Залегающие внизу разреза высокотитанистые амфиболиты (метабазальты) соответствуют базальтам внутриплитных океанических толеитов.

Возраст турбидито-меланжевых образований Набильского террейна позднемеловой на основании остатков ранне- и позднемеловых радиолярий в пластинах и глыбах кремней и в матриксе субдукционного меланжа (Разницин, 1982; Рождественский, 1983). Кроме того, в районе слияния рек Набиль и Правый Набиль в одной пластине в глинистых кремнях, залегающих на океанических толеитах, найдены остатки юрско-меловых, а в сменяющих их выше по разрезу глинистых яшмах – раннемеловых (аптских) радиолярий.

Террейн Терпения (фрагмент позднемеловой островной дуги) расположен вдоль юго-восточного побережья о-ва Сахалин и образован мощной зоной тектонического меланжа с фрагментами разрезов сантон-кампанских глубоководно-морских и наземных осадочных и вулканических пород (см. рис. 4.52; Геология СССР, 1970; Ханчук и др., 1988; Ханчук, 1993). Осадочные породы содержат ископаемую фауну иноцерамов и радиолярий. Вулканические породы представлены островодужными толеитовыми, известково-щелочными и шошонитовыми базальтами. Некоторые базальты близки океаническим. В террейне развиты многочисленные интрузии перидотит-пироксенитовых габбро и габбро-плагиогранитов, которые сформировались в магматических камерах островной дуги.

Западно-Камчатский террейн (фрагмент ранне-позднемелового турбидитового бассейна на океаническом основании) прослежен вдоль западной части п-ова Камчатка и на юге Корякского нагорья. Он образован юрскими и меловыми турбидитами и включает Омгонский и Укэлаятский субтеррейны.

Омгонский субтеррейн прослежен в нескольких локальных выходах вдоль западной части Камчатского полуострова. Он состоит из интенсивно деформированных юрско-нижнемеловых массивных и пиллоу-базальтов, переслаивающихся с кремнистыми, глинистыми и карбонатными породами и туфами (см. рис. 4.52). Выше несогласно залегают готерив-барремские глинистые сланцы, переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками, которые сменяются вверх по разрезу ранне-позднемеловыми турбидитами. Внизу разреза есть горизонты конгломератов, содержащих гальки метаморфических и вулканических пород (Шанцер и др., 1985; Бондаренко, Соколов, 1990).

Укэлаятский субтеррейн образует юго-восточную часть Корякского нагорья и сложен терригенными (граувакковыми и субаркозовыми) флишоидными толщами позднего мела–палеоцена (см. рис. 4.52), которые накопились у подножья континентального склона на океаническом основании. По нашим наблюдениям (С.Г. Бялобжеский, Ю.А. Колясников, 1985 г., письм. сообщ.), в нижней части сенонского (сантон-кампанского) разреза на востоке Укэлаятского террейна есть тектонические пластины базальтоидов и карбонатно-кремнистых пород с остатками позднемеловых радиолярий и обломками призматического слоя иноцерамид. Смена фаций с юга на север – от относительно глубоководных до шельфовых, следовательно, обломочный материал поступал с севера. Турбидиты интенсивно дислоцированы с образованием веерообразных сжатых складок, складок с вертикальными шарнирами, а также встречных надвигов. Укэлаятский террейн предлагается рассматривать как фрагмент турбидитового бассейна, граничившего с Олюторской островодужной системой. Интенсивные деформации турбидитов связаны, по-видимому, с надвиганием этой островной дуги на северо-запад – на Укэлаятский субтеррейн, в конце эоцена (?).

Олюторско-Камчатский террейн (фрагмент позднемезозойской–ранненекайнозойской островной дуги) включает Олюторский и Валагинский субтеррейны.

Олюторский субтеррейн слагает крупный покров, надвинутый на Укэлаятский субтеррейн Западно-Камчатского террейна. Он образован океаническими базальтами и кремнями альб-кампанского возраста (ватынская серия), перекрытыми маастрихт-палеоценовыми вулканическими и обломочными островодужными породами (ачайваямская и ивтигинская свиты, см. рис. 4.52). Субтеррейн прорван интрузиями, состав которых изменяется от дунитов и клинопироксенитов до габбро (Алексеев, 1982; Пущаровский, Тильман, 1982; Богданов и др., 1987; Коваленко, 1992).

Валагинский субтеррейн занимает восточную часть Камчатского полуострова. В нем установлены (см. рис. 4.52) 1) локальные выходы серпентинитового меланжа, содержащего глыбы и блоки среднемеловых яшм, базальтов, габбро и ультраосновных пород, 2) позднекампан-раннемаастрихтские островодужные образования (хапитский комплекс), представленные базальтами, андезитами, туфами, туфогенными алевролитами, вулканокластическими песчаниками и туфогенными яшмами и 3) маастрихт-палеоценовые туфогенные и обломочные отложения. Перечисленные комплексы образуют сложную покровно-складчатую структуру север-северо-восточного простирания (Шапиро, 1976; Шапиро и др., 1984; Цуканов, Зенкевич, 1987; Цуканов, Федорчук, 1989; Зинкевич и др., 1988, 1989, 1990; Цуканов, 1991; Зинкевич и др., 1993).

Срединно-Камчатский метаморфический террейн (поздний мезозой) расположен в центральной части Камчатского полуострова и включает несколько метаморфических комплексов. Нижний комплекс состоит из (см. рис. 4.52): 1) домеловых гнейсов, плагиогнейсов, в меньшей мере гранатовых амфиболитов, мраморов (колпаковская свита) и, реже, гранитов. Возраст этих образований ранее считался докембрийским, однако недавние Rb-Sr датировки дали цифру в 141 млн лет, что указывает на раннемеловое время метаморфизма; 2) залегающих на них двуслюдяных сланцев (шихтинская свита), содержащих гальки подстилающих гнейсов и 3) несогласно залегающих на них амфиболовых, амфибол-биотитовых и клинопироксен-амфиболовых сланцев и амфиболитов (образовавшихся по ультраосновным и основным породам), а также небольшого объема конгломератов (андрияновская свита). Более молодые комплексы террейна представлены 4) метаморфизованными песчаниками, алевролитами, реже аргиллитами, конгломератами и гравелитами (хейванская свита); 5) залегающими на них амфиболовыми сланцами, образованными по ультраосновным и основным вулканическим породам, и кварцитами (алисторская свита), а также 6) метаморфизованными вулканическими и осадочными отложениями с глаукофаном неустановленного возраста (квахонский комплекс). Террейн несогласно перекрыт 1) нижне-верхнемеловыми обломочными отложениями с базальными конгломератами в основании (барабская и кихсинская свиты) и 2) ранне-позднекайнозойскими островодужными вулканическими породами Центрально-Камчатского и Камчатско-Корякского вулканических поясов (Шульдинер и др., 1987; Савостин и др., 1993).

Ганальский метаморфический террейн (поздний мел–ранний кайнозой) расположен в южной части Восточно-Камчатского хребта. Он состоит из двух комплексов полиметаморфических образований неясного возраста, образующих самостоятельные тектонические пластины. Первый комплекс включает гнейсы, переслаивающиеся с амфиболитами, сланцами, кварцитами и мраморами (ганальская серия), а второй – метавулканиты в фации зеленых сланцев, содержащие горизонты кварцитов по кремням (стеновая серия) и небольшие субвулканические тела кварцевых кератофиров и гранофиров. Вдоль границ тектонических пластин развиты плагиограниты, K-Ar возраст которых 65 млн лет. Перекрывающие образования представлены вулканитами и ассоциирующими с ними породами Курило-Камчатской вулкано-плутонической дуги (Львов, 1986; Лучицкая, Рихтер, 1989; Рихтер, 1991).

Ирунейский террейн (фрагмент ранне-позднемеловой островной дуги) располагается в южной части п-ова Камчатка. На одних участках (в Лесновском и Тигильском поднятии) он сложен (см. рис. 4.52) пиллоу-базальтами, кремнистыми сланцами, туфами и яшмами альб-сеноманского возраста, которые перекрыты позднемеловыми туфами, яшмами и вулканическими брекчиями основного и среднего состава. На Срединном хребте террейн образован верхнемеловыми тонкозернистыми и грубообломочными кислыми туфами и базальтами (ирунейской свитой), перекрытыми известково-щелочными вулканитами и туфогенно-осадочными породами. Завершается разрез маастрихтскими кремнистыми алевролитами с остатками фораминифер (Шапиро и др., 1984; Шанцер и др., 1985).

Ветловский террейн (фрагмент поздний мел-палеоценовой аккреционной призмы, «родственной» Олюторско-Камчатской островной дуге) располагается в восточной части п-ова Камчатка и имеет чешуйчато-надвиговое строение. Тектонические пластины состоят (см. рис. 4.52) главным образом из маастрихт-раннеэоценовых глубоководных кремней, аргиллитов, карбонатных пород и базальтов MORB-типа (Ветловский комплекс). Перекрывающие комплексы представлены конгломератами, песчаниками и алевролитами (тушевская свита) и раннетретичными вулканитами Камчатско-Корякского вулканического пояса (Цуканов, Федорчук, 1989; Федорчук и др., 1990; Зинкевич и др., 1990; Цуканов, 1991).

ОРОГЕННЫЙ ПОЯС ВОСТОЧНЫХ ПОЛУОСТРОВОВ КАМЧАТКИ

Этот пояс сложен островодужными сантон-среднеэоценовыми образованиями. Время аккреции островной дуги к континенту и формирование пояса по возрасту внедрения гранитоидов около 40 млн лет.

Столбовской террейн (фрагмент поздний мел-палеоценовой островной дуги) расположен в северной части п-ова Камчатка и образован (рис. 4.53) слабо деформированными вулканическими, осадочными и туфогенно-осадочными отложениями маастрихт-палеоценового возраста. Нижняя часть разреза сложена туфогенно-осадочными отложениями с прослоями кремней, которые перекрываются обломочными породами, содержащими прослои туфов и лавы основного и среднего состава (столбовская серия) (Борзунова и др., 1969; Хотин, 1976; Geist et al., 1991, 1994).

Кроноцкий террейн (фрагмент поздний мел-палеоценовой островной дуги) расположен на Кроноцком и Шипунском полуостровах восточного побережья Камчатки. Образован комплексом коньяк-палеоценовых островодужных базальтов, лаво- и туфобрекчий, содержащих фрагменты гиалокластитов, основных и кислых вулканических пород, грубозернистых туфов и кремней (комплекс мыса Каменистый и кроноцкая свита). В небольшом количестве присутствует серпентинитовый меланж с фрагментами офиолитов. Комплекс мыса Каменистый имеет покровное строение и перекрыт вулканокластическими и вулканическими отложениями эоцена (кроноцкой свитой). Перекрывающий комплекс представлен раннетретичными терригенными породами тюшевской свиты и вулканитами Восточно-Камчатского пояса (Разницин и др., 1985; Цуканов, 1991).

Террейн Камчатский Мыс (фрагмент позднемезозойской-раннекайнозойской океанической коры) располагается в южной части одноименного полуострова на восточном побережье Камчатки и имеет чешуйчатое строение. В составе пластин установлены 1) габбро, диабазы и базальты (оленегорский комплекс), K-Ar возраст которых указывает на юру и мел, и 2) базальты, сильно деформированные глубоководные кремни, аргиллиты, обломочные породы и туфогенно-осадочные отложения раннемелового и палеоценового возраста, содержащие полосы и линзы серпентинитового меланжа с фрагментами офиолитов (африканский комплекс) (Зинкевич и др., 1985, 1989; Федорчук и др., 1989, 1990; Geist at al., 1991, 1994; Зинкевич и др., 1993).

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ГЛАВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Разнообразие сценариев геотектонического развития региона в последние десятилетия прошлого века во многом было обусловлено произвольной, часто противоречивой оценкой латерально-временных позиций отдельных геоблоков в течение фанерозоя.

В области торцового сочленения разнонаправленных Монголо-Охотского (МО) и Сихотэ-Алинского (СА) орогенных поясов, а также в коллизионных зонах на стыке Сибирской и Северо-Китайской платформ широко проявлены разновозрастные и геологически разнородные структурно-фациальные зоны (террейны), которые в разных сочетаниях иногда объединяются под названием Амурской плиты (Зоненшайн и др., 1990). Они образуют сложную мозаику геоблоков, геотектоническая позиция которых не находит своего объяснения вне рамок представлений о террейнах и их тесной связи в прошлом с аналогичными по генезису геологическими объектами, установленными на соседних территориях Китая, Кореи и Монголии. Самостоятельность этих структур либо их принадлежность к Китайской и/или



Рис. 4.53. Тектоно-стратиграфические колонки для террейнов Восточных полуостровов Камчатки орогенного пояса

Условные обозначения см. на рис. 4.8

Сибирской платформам часто является предметом дискуссий. Представляется, что этот регион – ключевой объект для познания и расшифровки тектонической истории взаимодействия геоблоков на стыке Сибирской, Тихоокеанской и Северо-Китайской плит. Объективное решение этой проблемы возможно путем привлечения геофизических методов, в частности палеомагнитного, базирующегося на специальных полевых и лабораторных экспериментальных исследованиях. Палеомагнитные данные – базовые для геодинамических построений, без которых невозможно обеспечить современный уровень тектонических исследований.

Несмотря на общее повышение интереса к истории геологического развития на базе представлений тектоники плит, аккреционной тектоники и террейнового анализа, палеомагнитные исследования на Дальнем Востоке России до недавнего времени велись спорадически и недостаточно интенсивно. Если не считать имеющихся приемлемых по качеству палеомагнитных данных для мезо-кайнозойских эффузивов Приморья и Приамурья (Bretshtein, 1988; Сокарев, 1989; Климова, Бретштейн, 1992; и др.), практически до середины 1990-х годов единичные работы, в которых рассматривались пермско-мезозойские комплексы и содержались ссылки на палеомагнитные данные (в основном зарубежные), носили преимущественно обзорнолитературный и обобщающий характер по Тихоокеанскому региону в целом либо в них приводились результаты, не отвечающие принятым в настоящее время критериям качества лабораторных чисток и применения различных тестов для выявления характеристических компонент намагниченности и оценки пригодности палеомагнитных коллекций (Устрицкий, Храмов,1987; Захаров, Сокарев, 1991).

До недавнего времени достаточно хорошо изученными (да и то лучше всего в петромагнитном отношении) оставались лишь вулканические породы Приморья и Приамурья, Сахалина, Курильских и Командорских островов, а также ряда островов и дна окраинных морей Азиатско-Тихоокеанской окраины (Бретштейн, 1988; Bretshtein, 1988; Бретштейн, Климова, 1990; Бретштейн и др., 1990; Климова, Бретштейн, 1992; Бретштейн и др., 1996). Лишь в последнее время рекогносцировочными палеомагнитными исследованиями терригенных пород удалось охватить некоторые районы юга Дальнего Востока (рис. 4.54), в результате чего были получены первые палеомагнитные данные для терригенно-карбонатных палеозойских и мезозойских пород Приморья, Приамурья и Восточного Забайкалья (Бретштейн и др., 1997; Куриленко и др., 1999; Бретштейн и др., 2003).

Следует отметить, что ряд негативных обстоятельств, в частности недостаточно точное обоснование возраста геологических разрезов (во многих случаях с точностью до отдела, чаще – до периода), существенно осложняет, а иногда лишь запутывает интерпретацию и корреляцию палеомагнитных данных, в особенности из-за широкого распространения перемагниченных пород (см. ниже), вследствие чего в практике палеомагнитных исследований утвердились такие понятия, как геологический и палеомагнитный возраст. Абсолютные оценки возраста для многих магматических пород Приморья из-за большого разброса значений интерпретируются весьма неоднозначно (Назаренко, Бажанов, 1987), а фаунистические определения для осадочных комплексов иногда допускают весьма широкий возрастной диапазон их накопления, на протяжении которого могли происходить неоднократные смены полярности и многочисленные тектонические события, способствовавшие перемагничиванию пород. Эта проблема остается актуальной и сегодня.

Другим отрицательным фактором является то, что многие фаунистически хорошо охарактеризованные и даже достаточно магнитостабильные комплексы пород нельзя использовать, ввиду их принадлежности к неслоистым хаотическим образованиям, и наоборот, прекрасно структурированные слоистые породы часто практически немагнитны (их намагниченность измеряется на пределе чувствительности самой современной аппаратуры), при этом точность определения возраста также оставляет желать лучшего. Многие породы к тому же часто полностью перемагничены современным геомагнитным полем.

По этой причине на ряде объектов около половины отобранной и обработанной коллекции обычно приходится исключать из дальнейшего рассмотрения в процессе анализа.

Наконец, актуальной остается проблема уровня сопоставимости сравниваемых палеомагнитных данных – положения палеополюса для террейнов складчатых поясов Дальнего Востока России, Сибирской и Северо-Китайской плит. Как будет показано ниже, достоверные палеозойские палеомагнитные данные для последней базируются на немногочисленных и часто достаточно противоречивых данных для Северного Китая и Кореи (при точности градации геологического возраста, сопоставимой с нашей). При этом для обоих регионов вполне реально смещение возрастов в ту или иную сторону.

Перечисленные выше обстоятельства, даже несмотря на достаточно большой объем лабораторных чисток и применение современных методов графоаналитической обработки результатов, предопределяют предварительный характер многих получаемых данных, которые должны все время пополняться, тщательно анализироваться, периодически пересматриваться и в целом постоянно подвергаться жесткому отбору.

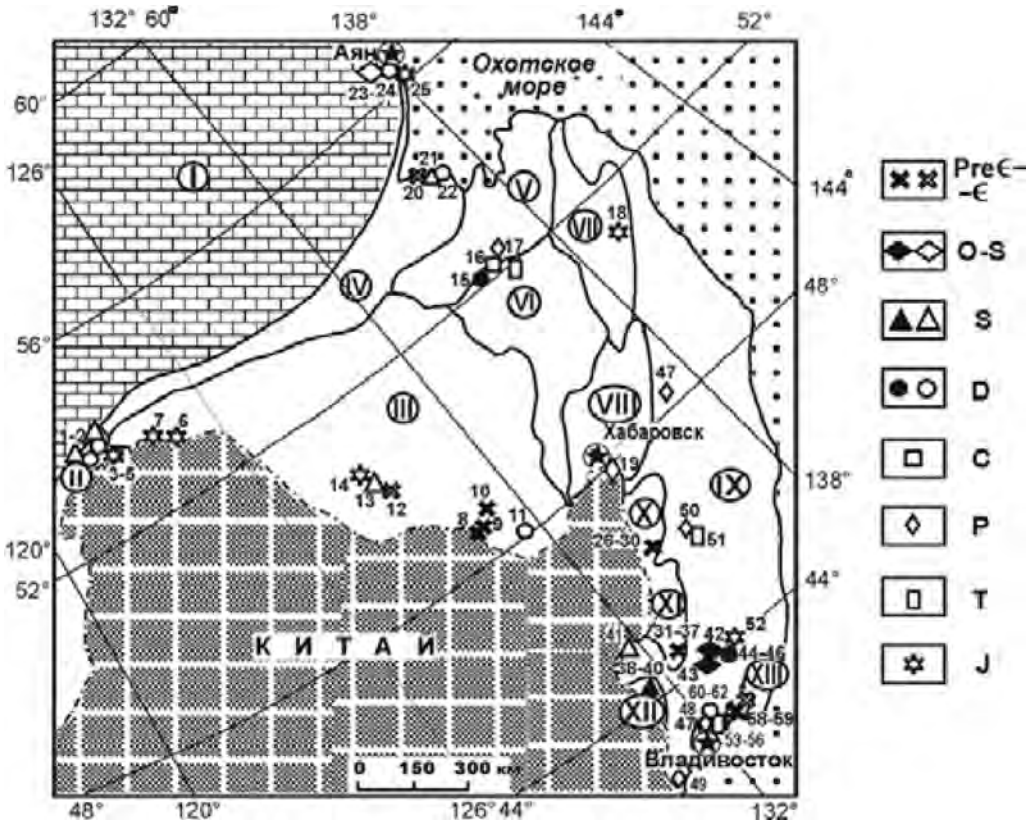


Рис. 4.54. Схема палеомагнитной изученности фанерозойских осадочно-метаморфических пород в пределах основных структурных единиц Дальнего Востока России.

I – Сибирская платформа. Террейны: II – Ольдойский (О), III – Хингано-Буреинский (ХБ), IV – Аяно-Шевлинский и Галамский (АГ), V – Ульбанский и Кербинский (УК), VI – Баджальский (БА), VII – Киселевско-Маноминский (КМ), VIII – Хабаровский (Х), IX – Сихотэ-Алинский аккреционный субтеррейн (СА) и Синегорская зона «сшивающих» террейны коллизионных комплексов (СЗ), X – Нахимовский (Н), XI – Спасский (С), XII – Лаоелин-Гродековский (Л), XIII – Сергеевский (СР). Указанная в скобках аббревиатура для краткости изложения используется в тексте и на других рисунках. Условными значками обобщенно показаны основные районы исследований и геологический возраст пород (номера соответствуют перечню в табл. 4.7). Залитые (полые) значки обозначают районы (геологические разрезы), где частично сохранилась (не сохранилась или проблематична) доскладчатая намагниченность

Представленные в этом разделе материалы касаются палеомагнитных данных только для терригенных пород, изученных авторами преимущественно в Бурея-Ханкайской, Аргунской и восточной ветви Монголо-Охотского и Охотско-Корякского орогенных поясов, а также блоков, относимых к опущенным окраинам Сибирского кратона. Мы сознательно ограничились лишь *геофизической* интерпретацией петромагнитных и палеомагнитных данных, главным образом палеозойского возраста, уделив основное внимание анализу магнитных характеристик и обоснованию возможности их использования для геотектонических построений, что обычно остается за пределами внимания многих геологов-тектонистов, вынужденных из-за отсутствия во многих работах первичных данных часто некритически использовать любые опубликованные палеомагнитные результаты. При этом сделан акцент на ряде нерешенных методических проблем с целью показать всю сложность получения качественных палеомагнитных определений, от которых зависит объективная геотектоническая интерпретация. Приведена библиография наиболее современных зарубежных работ палеомагнитного профиля по Северо-Восточному Китаю и рассматриваемому региону, в целом касающихся исследования только фанерозойских терригенных пород. Результаты изучения мезозойских пород в главе не рассматриваются, а даются лишь ссылки на соответствующие публикации. В заключение приводится общая оценка предпочтительного, на наш взгляд, варианта кинематики террейнов в палеозое без детального геолого-тектонического анализа истории развития региона.

На основе полученных палеомагнитных результатов, характеризующих различную степень распространения в породах до-, син- и постскладчатой намагниченности, выполнен предварительный анализ пространственно-временного тренда развития склад-

чатости в Монголо-Охотском (включая прилегающие к нему террейны Аргунского орогенного пояса) и Бурея-Ханкайском орогенном поясе.

Лабораторные (в том числе контрольные) измерения и экспериментальные исследования производились на современной аппаратуре – криогенных магнитометрах, рок-генераторах, различных размагничивающих установках в российских и зарубежных лабораториях: ИТиГ ДВО РАН, ГИН РАН, ИФЗ РАН, ИГиГ СО РАН, ДВГУ, Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН, Институте геофизики НАН Украины, Институте тектоники Калифорнийского университета (США) и Университета Монпелье (Франция). Они включали весь современный комплекс экспериментальных методов, в том числе ступенчатую термочистку до 690 °С – $\mathbf{I_n(T)}$ и чистку в переменном магнитном поле величиной до 1000 эрстед – $\mathbf{I_n\ (\tilde{H})}$. На основе термомагнитного анализа исследовались носители естественной остаточной намагниченности $\mathbf{I_n}$: определялись различные магнитно-минералогические и магнитно-структурные характеристики ферримагнитных минералов – коэрцитивные параметры $\mathbf{H_c}$, величина и температурные зависимости намагниченности насыщения $\mathbf{I_{rs}}$, изотермической нормальной намагниченности $\mathbf{I_r(H)}$, магнитной восприимчивости **æ(T).**

Обработка палеомагнитных данных производилась на основе современных статистических (аналитических и графических) методов с использованием компонентного анализа (Zijderveld, 1967; Kirschvink, 1980), пересечения кругов перемагничивания (Halls, 1978; Храмов и др., 1982), в том числе с выделением сектора оценки среднего направления (McFadden, McElhinny, 1988), различных модификаций теста складки (McFadden, Jones, 1981; McFadden, 1990; Watson, Enkin, 1993; Шипунов, 1995; Шипунов, Муравьев, 2000) и теста обращения (McFadden, McElhinny, 1990; и др.), ряда полевых тестов (конгломератов, обжига), а также разработанных способов обработки векторных палеомагнитных характеристик для выделения до-, син- и постскладчатой компонент естественной остаточной намагниченности (Шипунов, 1995; Шипунов, Бретштейн, 1999). Компьютерная обработка данных проводилась на основе использования набора пакетов современных прикладных программ В.Н. Завойского, С.В. Шипунова и Р. Энкина.

На рис. 4.55 представлены графики, характеризующие спектр ферримагнитных минералов, ответственных за намагниченность пород. Для точной идентификации носителей $\mathbf{I_n}$ использован набор физических параметров, характеризующих соответствующие минералы, в том числе их магнито-структурные характеристики (состав и размер зерен) и их количественные соотношения в породах.

Основными носителями намагниченности в исследованных породах, как очевидно по блокирующим температурам («точкам Кюри»), являются магнетит, гематит и пирротин. С последним, как правило, связана относительно низкотемпературная намагниченность, обусловленная вторичными наложенными процессами в период складкообразования – прогревами и привносом флюидов. Гематит – наиболее магнитостабильный, «жесткий» антиферромагнетик – представлен (особенно в песчаниках) одно- и псевдооднодоменными зернами, образующими в породах тонкую рассеянную межзерновую пигментацию. Он является носителем как постскладчатой намагниченности (чаще), так и до- или синскладчатой. Первая характерна для ордовик-силурийских алевропесчаников Приохотья (Аянский террейн) и силурийских песчаников среднего течения р. Зея.

Кембрийские породы Кимканского терригенно-карбонатного наложенного прогиба в Приамурье, как и девонские алевропесчаники в Синегорской постколлизионной зоне Приморья, сохранили высокотемпературную доскладчатую **ChRM**. В осадочных породах наиболее широко распространен магнетит, концентрация, размер и состав зерен которого определяют соответствующие физические параметры и магнитную (но не палеомагнитную !) стабильность пород.

Для оценки возможного влияния магнитной анизотропии на распределение векторов выделяемой характеристической компоненты **ChRM** естественной остаточной намагниченности изучалась анизотропия магнитной восприимчивости **AMS** и нормальной изотермической намагниченности **AIRM**. Если не считать пионерских работ 1960–1980-х годов в СССР по изучению магнитной анизотропии (Шолпо, 1977; Завойский, 1986), в последние годы внимание к этой проблеме почти угасло. Сейчас палеомагнитные определения в России, как правило, не сопровождаются изучением **AMS** и **AIRM,** не говоря уже об **AAMS** (анизотропии идеальной намагниченности). В редких случаях использование первой носит лишь иллюстративный характер. Сопоставление основных параметров анизотропии с палеомагнитными и структурными характеристиками пород, как правило, не производится. Оценка ее влияния на возможное отклонение вектора $\mathbf{I_n}$ не дается. Оно молча признается небольшим на основании общих теоретических представлений и экспериментальных данных, полученных при изучении относительно сильных ферримагнетиков (Нагата, 1965), которые предполагают несущественное влияние **AMS** на отклонение среднего вектора намагниченности при малой (до 5–10 %) величине анизотропии (составляющее величину порядка нескольких градусов). Вероятно, вследствие этого изучение **AMS** и оценка ее воздействия на $\mathbf{I_n}$ в большинстве лабораторий России не ведется. Пьезодинамическая намагничен-

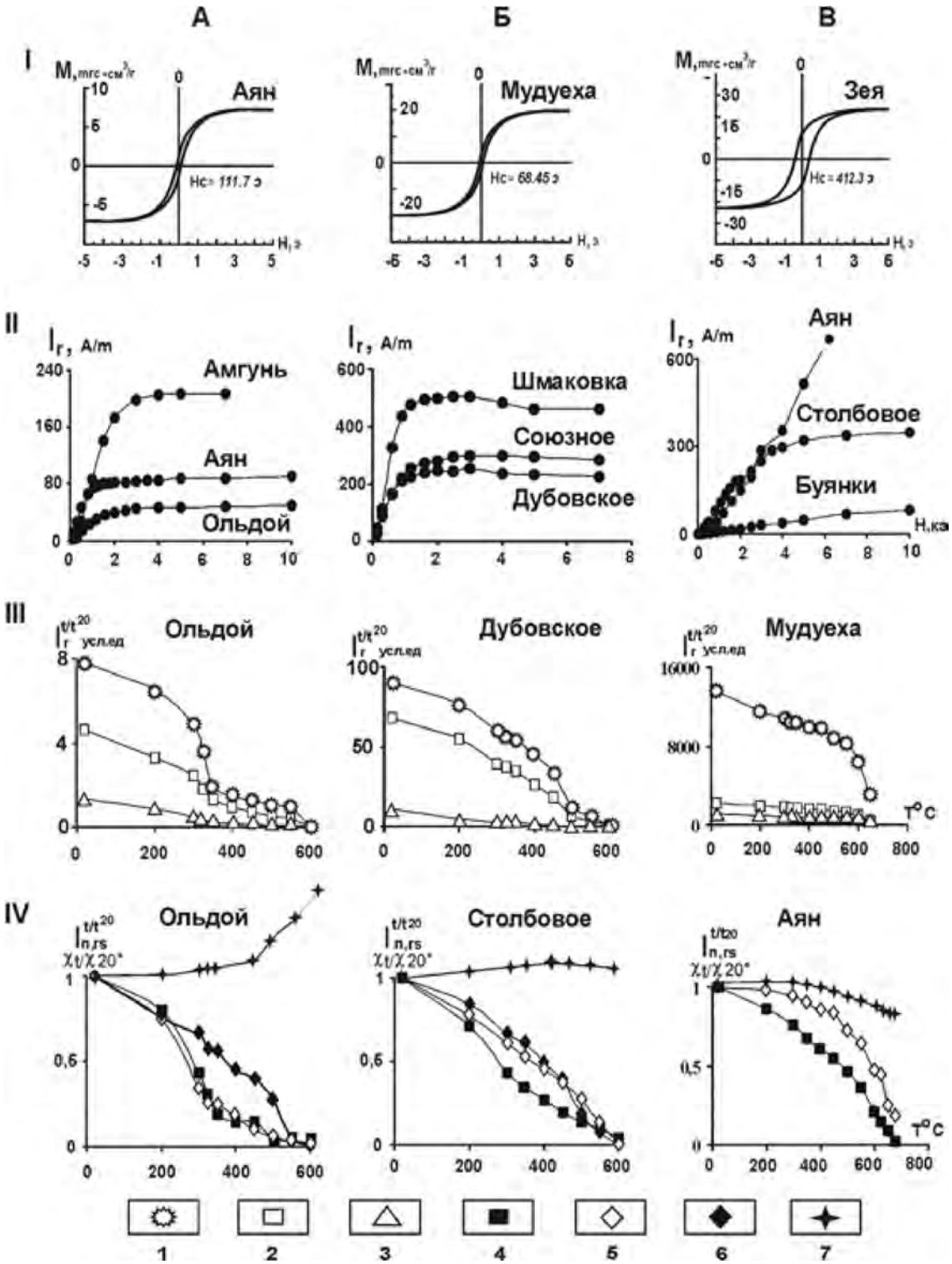


Рис. 4.55. Характеристика ферримагнитных минералов, ответственных за намагниченность горных пород.

I – петли магнитного гистерезиса, II – графики нормального намагничивания $\mathbf{I_r(H)}$, в килоэрстедах, III – графики $\mathbf{I_r}$ **(T)** для различных значений постоянного намагничивающего поля **H**, IV – нормированные кривые температурной зависимости. Условные обозначения: 1 – 10 кэ, 2 – 0,05 кэ, 3 – 0,01 кэ, 4 – $\mathbf{I_n}$ **(T)**, 5 (6) – $\mathbf{I_{rs}}$ **(T)** для первого (второго) нагревов, 7 – $\boldsymbol{\chi}$ **(T)**. Носители намагниченности: А – пирротин, Б – магнетит, В – гематит

ность и косвенные аспекты ее влияния на $\mathbf{I_n}$ ранее изучалась чаще методически и теоретически (Афремов, Белоконь, 1980). Исключением является работа (Митрохин, 1998), где этой проблеме (применительно к интерпретации палеомагнитных данных) уделено заслуженное внимание.

Таблица 4.6

Петромагнитные характеристики палеозойских пород

№ п/п	Террейны и районы	Возраст	N	I_n	$I_n^{350°/20°}$	K	$K^{350°/20°}$	$K^{500°/20°}$	E_m	K_m	Q
1	Ольдойский *Ольдой*	D	10–26	1,05(1,26) 0,12–3,78	0,18(0,10) 0,03–0,33	102(43) 55–98	1,04(0,06) 0,99–1,12	1,29(0,26) 0,91–1,75	1,08	0,07	0,08
2	*Уруша*	D	10–34	0,67(0,55) 0,17–1,98	0,19(0,14) 0,06–0,55	88(83) 30–228	0,99(0,06) 0,90–1,07	1,52(0,93) 0,89–4,00	1,01	0,58	0,45
3	Буреинский *Зея*	S	10–69	6,90(5,95) 1,17–17,71	0,60(0,34) 0,28–1,46	187(44) 119–245	1,10(0,26) 0,96–1,83	1,06(0.35) 0,88–2,04	1,00	0,45	0,37
4	*Столбовое*	∈	7–12	0,56(0,38) 0,78–1,08	0,40(0,28) 0,09–0,94	55(26) 18–114	1,66(1,40) 0,80–4,82	0,87(0,08) 0,81–0,97	1,04	0,52	0,43
5	*Союзное*	∈	5–70	0,65(0,68) 0,11–2,69	0,35(0,24) 0,02–0,94	210(60) 19–329	1,01(0,19) 0,84–1,74	1,08(0,11) 1,01–1,21	1,11	0,44	0,38
6	Баджальский *Амгунь*	P	15-146	0,33(0,16) 0,12–0,76	0,45(0,22) 0,10–0,96	122(38) 36–217	0,98(0,19) 0,56–1,61	1,01(0,08) 0,81–1,62	1,12	0,16	0,16
7	Аяно-Шевлинский *Аян*	O?	5–89	3,57(1,92) 0,41–8,81	0,56(0,16) 0,14–0,90	195(127) 50–284	1,04(0,06) 0,99–1,11	1,35(0,20) 1,01–1,64	1,05	3,69	1,30
8	*Аян*	D	5–40	1,18(1,92) 0,21–4,87	0,20(0,12) 0,03–0,46	96(58) 13–147	1,16(0,24) 0,99–1,51	2,09(0,22) 1,85–2,49	1,02	2,60	1,13
9	Нахимовский *Шмаковка*	Pre∈	7–11	60(30) 35–115	1,00(0,17) 0,64–1,32	877(213) 677–1289	1,02(0,06) 0,95–1,08	1,03(0,06) 0,95–1,12	1,05	0,65	0,50
10	*Свиягино*	Pre∈	4–13	1,50(1,55) 0,14–4,81	0,90(0,21) 0,39–1,17	203(121) 24–318	0,88(0,10) 0,62–1,12	1,03(0,36) 0,54–1,56	1,17	1,60	0,92
11	Спасский *Дубовское*	∈	10–46	2,00(2,29) 0,12–8,10	0,45(0,24) 0,02–0,83	125(32) 24–181	0,91(0,16) 0,73–1,00	0,73(0,16) 0,62–0,94	1,06	0,06	0,06
12	*Высокое*	∈	12-15	5,19(0,36) 4,39–5,61	0,96(0,02) 0,93–1,01	96(7) 83–102	0,99(0,02) 0,99–1,02	0,86(0,20) 0,74–1,28	1,06	0,36	0,31
13	*Буянки*	O–S	12–79	5,80(7,70) 0,60–27,10	0,62(0,23) 0,12–0,94	182(55) 80–306	0,92(0,05) 0,79–1,02	0,57(0,07) 0,52–0,78	1,05	2,72	1,16

Примечание. **N** – количество штуфов, использованных при определении магнитных характеристик. Средние начальные значения: $\mathbf{I_n}$ – естественная остаточная намагниченность (mA/m), **K** – магнитная восприимчивость (10^{-6} ед. SI); $\mathbf{I_n^{350°/20°}}$, $\mathbf{K^{350°/20°}}$, $\mathbf{K^{500°/20°}}$ – соотношение величин $\mathbf{I_n}$ и **K** в различных температурных интервалах. В числителе – среднее (в скобках – стандартное отклонение), в знаменателе – пределы изменения величин. $\mathbf{E_m}$, $\mathbf{K_m}$, **Q** – параметры магнитной анизотропии.

За рубежом исследования **AMS, AIRM** и **AAMS** (сочетающие анализ палеомагнитных и анизотропных параметров) более многочисленны, хотя и там такое изучение используется преимущественно для решения чисто структурных задач (например, Rees, 1965; Hrouda, 1982; Jackson, Tauxe, 1990; и мн. др.). Лишь в отдельных публикациях можно найти попытку такого сопоставления и анализа (но чаще всего – без геодинамической интерпретации), при этом оценка и выводы относительно роли магнитной анизотропии в целом часто бывают неопределенны или противоречивы (см., например, Kirker, McClelland, 1997; Hodych et al., 1999).

В табл. 4.6 представлены некоторые магнитные характеристики изученных терригенных пород, а также метаморфитов из разрезов района сел Шмаковка и Свиягино (южная часть Ханкайского супертеррейна). Не вдаваясь в их детальный анализ, отметим, что полученные значения многих параметров определяются прежде всего концентрацией и характером окисления преобладающих в породе ферримагнитных минералов при нагревах. Например, очевидно присутствие в девонских породах Ольдойского и Аянского террейнов и Шевлинского фрагмента Баладекского блока Сибирской платформы наложенного пирротина и пирита (хотя и в очень низких концентрациях), что отражается в наиболее значительном среди всех пород росте магнитной восприимчивости **K** после нагрева до 500 °C и резком спаде намагниченности $\mathbf{I_n}$ после 350° («прохождения» точки Кюри пирротина). Из других магнитных характеристик отметим преобладание в терригенно-сланцевых толщах большинства террейнов слоистого типа магнитной анизотропии (параметр **Km < 1)**, тогда как некоторые ордовик-девонские красноцветы разрезов Аянского террейна и района с. Буянка (южная часть Ханкайского супертеррейна) характеризуются линейным типом магнитной анизотропии. В целом (за редким исключением) значения $\mathbf{I_n}$ и **K** не превышают первых единиц mA/m и первых сотен 10^{-6}ед. СИ соответственно.

Как показал анализ распределений векторов намагниченности пород и пространственно-временных особенностей развития складчатости (которая,

как предполагается, должна была сопровождаться стрессом и образованием пьезодинамической деформационной намагниченности), а также результатов исследования **AMS** на пилотных объектах (Бретштейн, Климова, 2002), во многих случаях обнаружились явное совпадение или близость элементов падения плоскостей слоистости и/или вторичной сланцеватости **S2**, а также плоскостей **AMS** и **AIRM** осадочных пород со средним направлением вектора выделяемой высокотемпературной **ChRM** компоненты $\mathbf{I_n}$ – часто независимо от возраста, состава, элементов залегания и геотектонических условий формирования породных комплексов (рис. 4.56, А, Б). Это может указывать на существенную роль тектонических напряжений в приобретении определенной пространственной ориентировки среднего вектора **ChRM**. При этом в ряде случаев полученные палеомагнитные результаты вполне отвечают формальным критериям выделения «доскладчатой» компоненты $\mathbf{I_n}$ в исследуемых разрезах (полевые тесты и тест складки при группировании одновозрастных разрезов могут быть положительными), а сама величина магнитной анизотропии может быть относительно невелика (1,05–1,10). Это позволяет предположить, что, возможно, по крайней мере у какой-то части исследованных пород пологие наклонения векторов **ChRM** и соответствующие низкие значения параметра **φm** (палеошироты) могут быть обусловлены не их формированием в низких палеоширотах в процессе седиментогенеза, а влиянием метаморфизма при складкообразовании.

Рекогносцировочные палеомагнитные исследования на многочисленных объектах в различных террейнах Монголо-Охотского и Бурея-Ханкайского орогенных поясов показали довольно широкие масштабы проявления этого феномена. Лежащее на поверхности тривиальное и формальное объяснение этого факта формированием на одних и тех же низких палеоширотах геоблоков, сложенных разновозрастными породами, либо одинаково направленными вращениями и подобными «стандартными» причинами ввиду слишком широкого распространения этого явления – вызывает сомнение. Первоначальная надежда быстро получить на основе применения современного комплекса лабораторно-аналитического тестирования однозначно интерпретируемые данные оказалась сильно поколебленной.

В проведенных нами исследованиях оценке влияния магнитной анизотропии на отклонения вектора **ChRM** уделено существенное внимание. На рис. 4.56 приведены характерные соотношения и зависимости отдельных параметров **AMS** и **AIRM,** в том числе величины наклонения вектора намагниченности **ChRM**, от соотношения в различных магнитных полях скалярных величин осей тензорного эллипсоида анизотропии $\mathbf{K_3/K_1}$, характеризующего степень анизотропии. Результаты предварительны (работа не завершена), однако полученные данные уже позволяют говорить о наличии определенных корреляций разного знака для отдельных геологических разрезов, что намечает путь для поиска отличительных особенностей, позволяющих разделять пологие наклонения, обусловленные древним геомагнитным полем, и наклонения, обязанные анизотропии.

Рисунок 4.57 иллюстрирует способы выделения наиболее стабильных высокотемпературных компонент намагниченности. Отметим, что в последние годы наметилась негативная тенденция в проведении палеомагнитных исследований – формальное отношение к способам выделения т.н. первичной компоненты $\mathbf{I_n}$ (за которую некоторые «оптимисты» полагают вполне возможным принимать доскладчатую **ChRM**), когда считается вполне достаточным использование лишь некоторых выборочных тестов (например, весьма условных численных соотношений статистических параметров кучности в современной и древней системе координат как главного признака соответствия выделенной высокотемпературной **ChRM** доскладчатой намагниченности (см., например, Graham, 1949). В работах (Lee et al., 1996; Huang et al., 2000) вывод о первичности высокотемпературной компоненты делается даже только на основании самого присутствия в породах высокостабильного носителя $\mathbf{I_n}$ – гематита (при неопределенности теста складки и близости к единице соотношения кучностей в древней и современной системе координат). Серьезная дополнительная петрофизическая и структурно-тектоническая информация для анализа выделяемых компонент (которые при динамометаморфизме могут быть достаточно стабильными и фактически неотличимыми от истинно первичных) при палеомагнитных исследованиях востребуется пока незначительно.

На рис. 4.58 представлены результаты ступенчатого терморазмагничивания на примере отдельных геологических объектов. Применение различных палеомагнитных тестов, позволяющих определить время образования намагниченности породных комплексов на уровне геологических разрезов в отдельных террейнах – до или после складчатости, – показано на рис. 4.59. Как хорошо видно на примере разновозрастных разрезов Баджальского террейна, все палеозойские породы здесь перемагничены, по крайней мере не ранее триаса–юры. В отличие от них, протерозойские и кембрийские породы Нахимовского и Спасского террейнов сохранили доскладчатую намагниченность. При группировании разрезов это подтверждается соответствующими тестами – **NFT**-тестом С.В. Шипунова, графиками распрямления и тестом складки в модификации Энкина–Ватсона. В первом случае (для пород Баджальского тер-

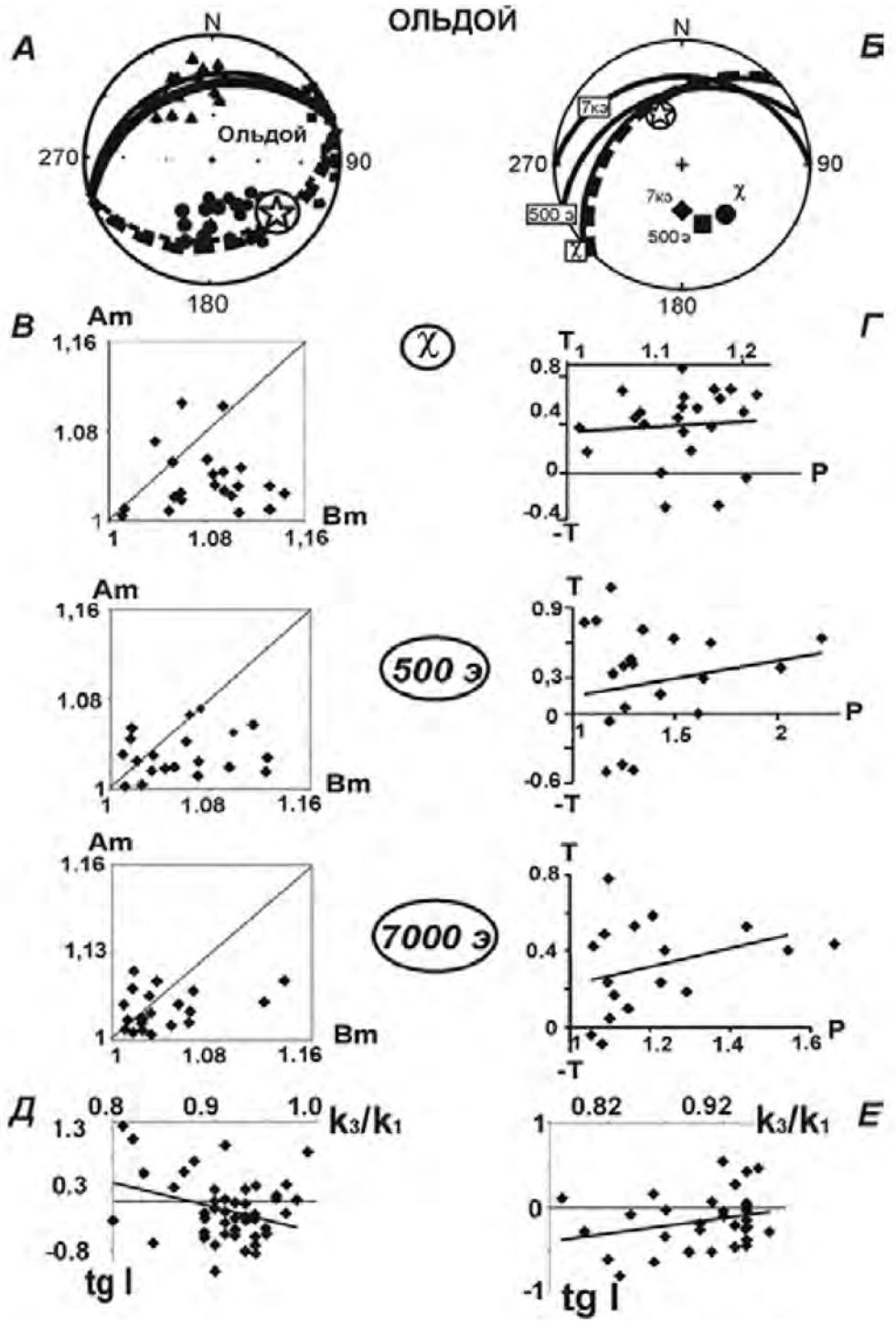


Рис. 4.56. Характеристика анизотропии магнитной восприимчивости и ее соотношение с векторными и скалярными значениями ChRM палеозойских осадочных пород.

А – распределение осей трехосного тензорного эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости (**AMB**) на равнопромежуточной полярной проекции: квадраты, треугольники и кружки – соответственно, большие, промежуточные, малые оси эллипсоида. Б – соотношение плоскостей (линии) и малых осей (значки) эллипсоида **AMB** в различных магнитных полях. Утолщенные (тонкие) линии – проекции плоскостей слоистости (анизотропии). Звездочка в кружке – среднее направление выделенной компоненты **ChRM** с овалом доверия. Залитые (полые) значки, сплошные (штриховые) линии – проекции осей и плоскостей на нижнюю (верхнюю) полусферу. В – диаграммы Флинна. Г – графики зависимости параметров анизотропии **T** и **P.** Д, Е – графики зависимости наклонения векторов **ChRM** от степени магнитной анизотропии (< **tg I = f** (k_3/k_1>). Разрез Ольдой, девон (Д – имачинская свита, Е – большеневерская свита)

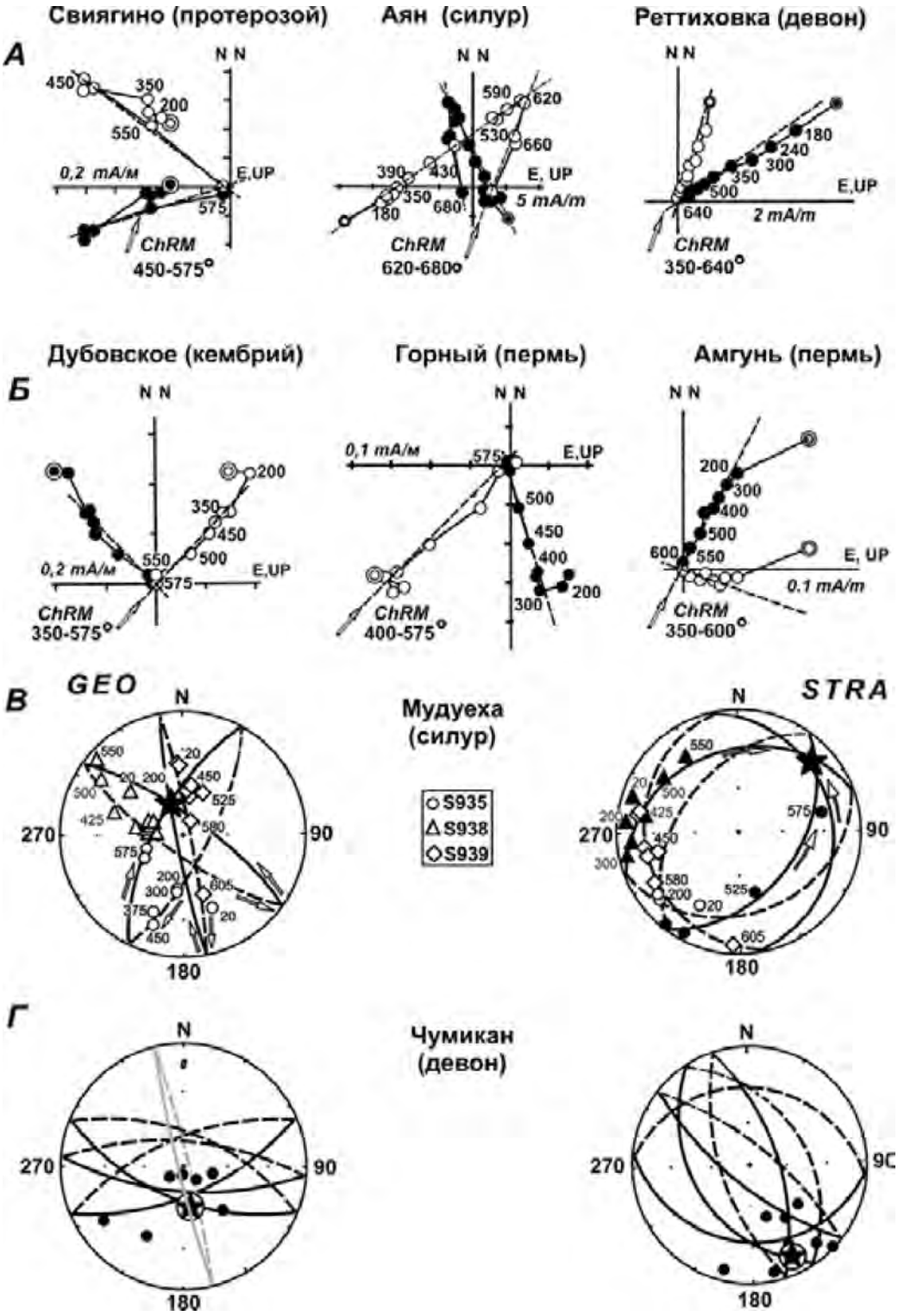


Рис. 4.57. Примеры выделения характеристической компоненты (ChRM) естественной остаточной намагниченности пород при температурной чистке.

А, Б – компонентный анализ (КА) (Zijderveld, 1967; Kirschvink, 1980), *В, Г* – метод кругов перемагничивания (КП) (Храмов, Шолпо, 1967; Halls, 1976) (*В* – для отдельных образцов, *Г* – комбинация методов КА и КП при определении среднего направления для разреза). Цифры у значков – температура нагрева в градусах Цельсия, звездочка – выделенное среднее направление **ChRM.** Залитые (полые) значки: на диаграммах Зийдервильда – проекции векторов $\mathbf{I}_n$ на горизонтальную (вертикальную) плоскость (N – север, E – восток, UP – верх), на стереограммах – проекции соответственно на нижнюю (верхнюю) полусферу. ***GEO*** и ***STRA*** – географическая (современная) и стратиграфическая (древняя) система координат

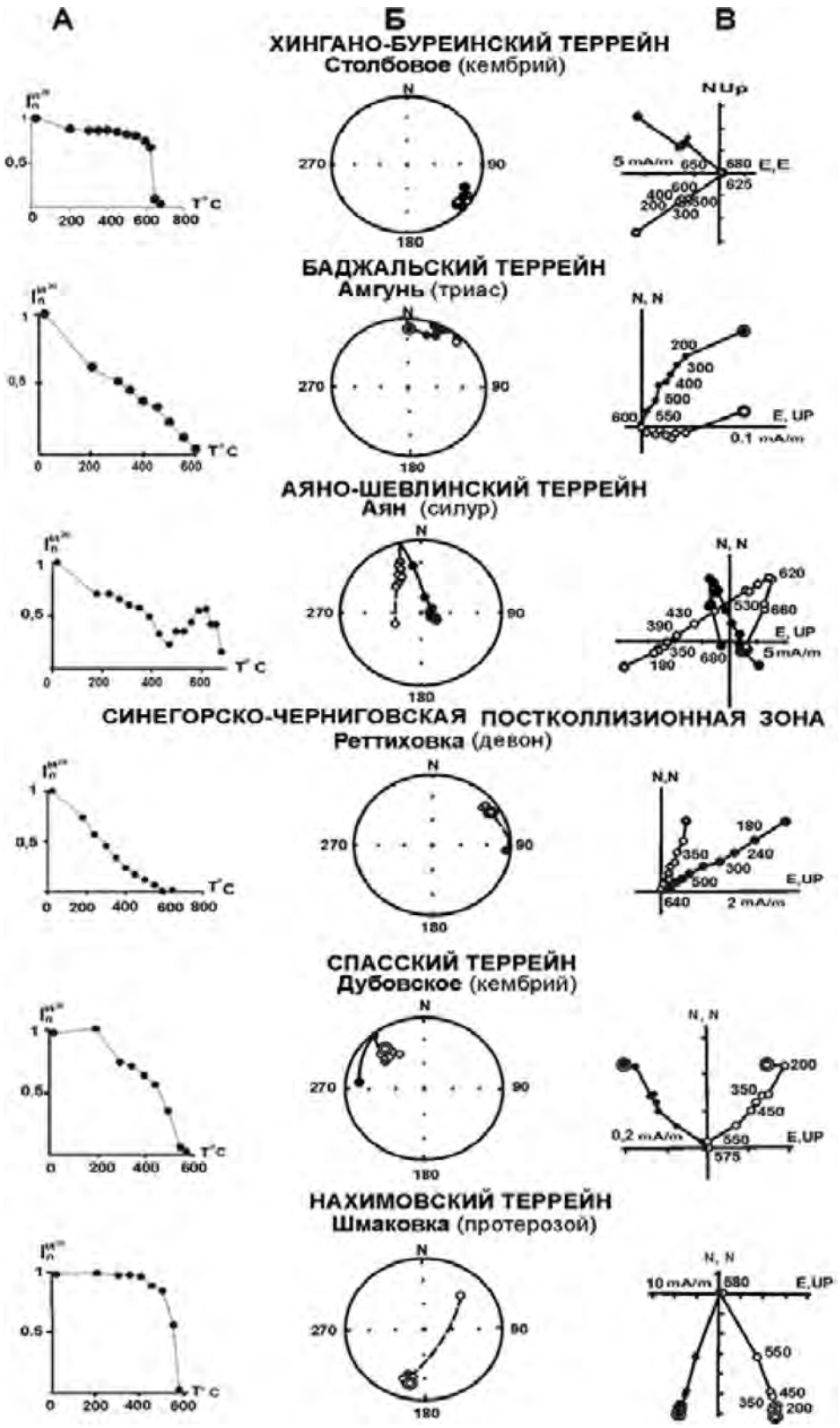


Рис. 4.58. Результаты ступенчатого терморазмагничивания горных пород.

А – типовые графики $\mathbf{I_n}$ **(T)**; Б – стереограммы распределения векторов намагниченности $\mathbf{I_n}$ по результатам терморазмагничивания образцов – проекции векторов $\mathbf{I_n}$ на нижнюю и верхнюю полусферу (соответственно залитые и полые значки); В – диаграммы Зийдервильда – залитые (полые) кружки – проекции векторов $\mathbf{I_n}$ на горизонтальную (вертикальную) плоскость (N – север, E – восток, UP – верх). Двойные кружки – начальные положения векторов $\mathbf{I_n}$. Стратиграфическая (древняя) система координат

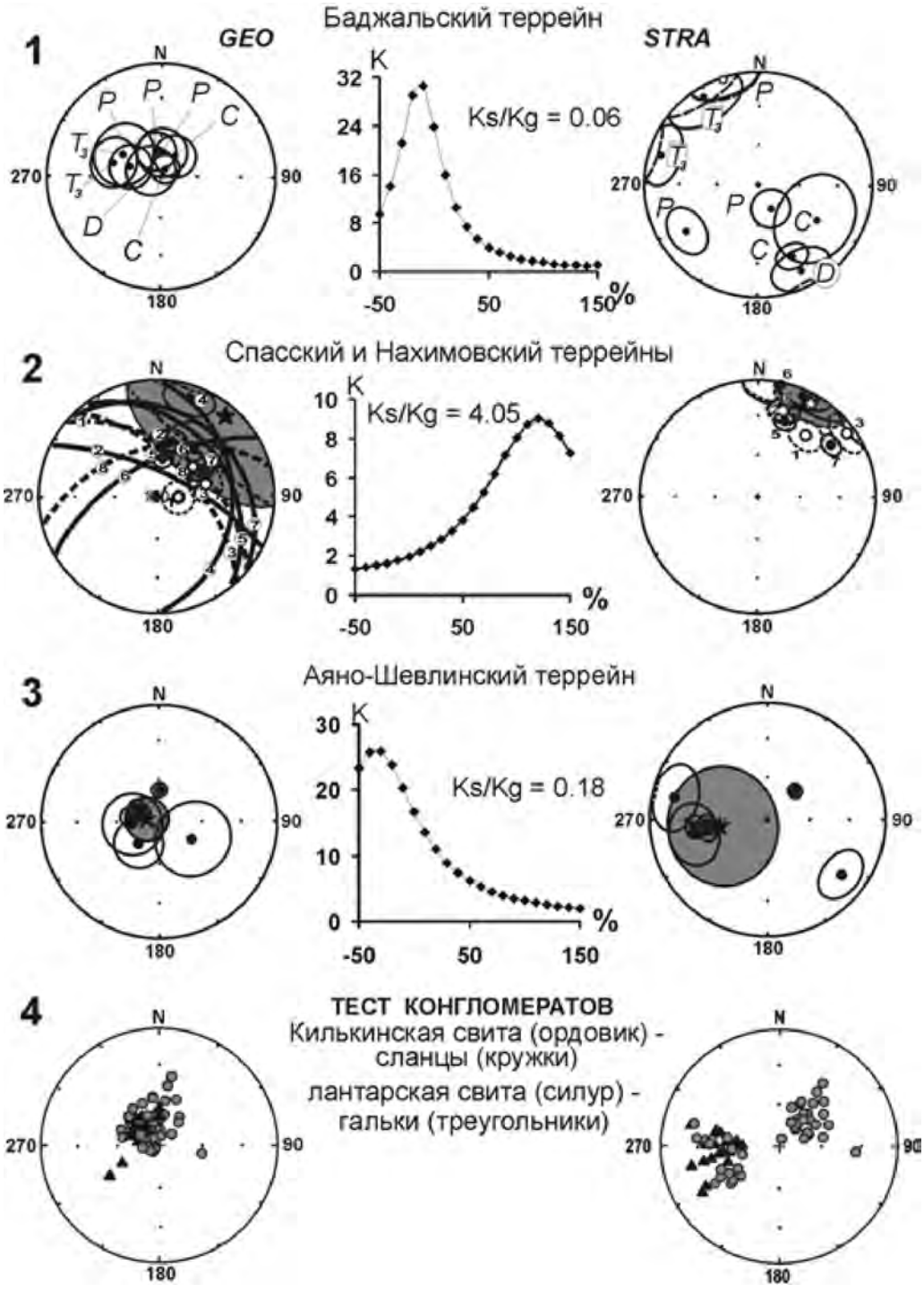


Рис. 4.59. Тест складки (1–3) в модификации (Watson, Enkin, 1993) и тест конгломератов (галек) (Graham, 1949) (4).

GEO и ***STRA*** – географическая (современная) и стратиграфическая (древняя) система координат; геологический возраст пород на отдельных объектах (для 1) показан индексами; цифрами (для 2) обозначены следующие протерозойско-кембрийские геологические разрезы в пределах Приморья: 1 – Дубовское, 2 – Синий Гай, 3 – Кабарга, 4 – Красный Кут, 5 – Шмаковка, 6 – Стрельбище, 7 – Свиягино, 8 – Высокое. Залитые (полые) значки – проекции средних направлений выделенной в породах характеристической компоненты намагниченности (**ChRM**) для отдельных разрезов (кружки на нижнюю (верхнюю) полусферу); круги вокруг значков – овалы доверия при определении среднего направления (p = = 0,95**),** звездочка с затушеванными овалами – среднее по группам для террейна; сплошные (штриховые) линии (для 2) – проекции плоскостей слоистости пород на нижнюю (верхнюю) полусферу; **Ks (Kg)** – кучность (степень разброса) векторов в древней (современной) системе координат. Графики распрямления в тесте складки и отношение **Ks/Kg** характеризуют относительную степень сохранности доскладчатой **ChRM;** 3, 4 – тесты для палеозойских пород района Аяна (Приохотье)

рейна) тест отрицателен, во втором – положителен. Наконец, характерный пример сохранения только послескладчатой намагниченности, подтвержденный тестом конгломератов, – красноцветные магнитостабильные гематитсодержащие ордовик-силурийские песчаники пос. Аян.

Большая разница в средне-, позднепалеозойских палеоширотах Сибирской и Северо-Китайской плит (Печерский, Диденко, 1995; Храмов и др., 1982) предопределяет «промежуточное» положение многочисленных террейнов Монголо-Охотского и Бурея-Ханкайского орогенных поясов в палеозойском азиатском палеоокеане. Начиная с ордовика отмечается существенное расхождение палеопозиций террейнов этих поясов, как и Северо-Китайского кратона, с Сибирской платформой. Приуроченность рассматриваемых террейнов в раннем–среднем палеозое к 20-градусной зоне приэкваториальных субтропических палеоширот (рис. 4.60) удовлетворительно согласуется с новейшими сводками и геодинамическими обобщениями, а также палеобиостратиграфическими данными по Бурея-Ханкайскому орогенному поясу, хотя обнаруженная для перми ангарская флора указывает для некоторых разрезов (например, в Забайкалье) на более высокие, умеренные палеошироты по сравнению с палеомагнитными данными. Подобные расхождения, вероятно, можно объяснить перекрытием различных флористических реперов во времени и пространстве в пределах мигрирующих экотонов либо отнести за счет несоответствия (неточности) возрастных определений для пород сравниваемых объектов (например, в Приморье). В свете сказанного выше о возможных причинах перемагничивания пород нельзя исключить и чисто геофизические причины. Однако в целом следует подчеркнуть, что разброс значений палеоширот в конце палеозоя–начале мезозоя сам по себе примечателен и требует дополнительных исследований. На приводимом рисунке показаны лишь усредненные для всего региона (всех террейнов, где изучены породы соответствующего возраста) значения палеоширот, которые условно отнесены к середине соответствующих геологических периодов. Более детальный анализ палеоширот на данном этапе изученности был бы спекулятивным и недостаточно обоснованным.

В табл. 4.7 представлены протестированные палеомагнитные данные только по основным геологическим разрезам палеозоя и мезозоя Приморья и Приамурья. Не ставя под сомнение качество выполненных в последние годы палеомагнитных определений на смежных зарубежных объектах в террейнах Северо-Восточного Китая (которое достаточно высоко, в том числе в немалой степени благодаря хорошей аппаратуре), следует отметить, что упомянутые последние результаты, как правило, были получены на географически достаточно близких локальных разрезах шовных (складчатых) зон Северо-Китайской платформы (Gao et al., 1983; Lin, 1985; Zhu, He, 1987; He et al., 1988; Meng, Coe, 1992; Zhao et al.,1992, 1993, 1996; Ma et al., 1993; Huang et al.,1999, 2000, 2001; Zhenyu et al., 1999; Yang et al., 2002; Wu et al., 1993). При этом для среднего палеозоя данные вообще сильно расходятся и противоречивы в отношении определяемых положений палеополюса (см., например, Huang et al., 2000; Zhao et al., 1993), хотя это не всегда вызвано предпочтительным выбо-

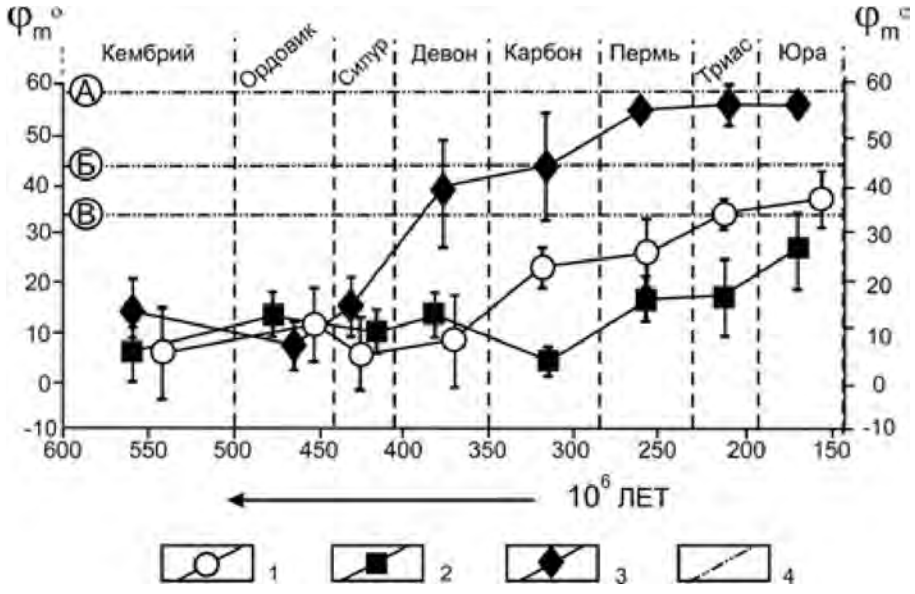


Рис. 4.60. Сопоставление палеоширот формирования террейнов юга Дальнего Востока России (1), Северо-Китайской (2) и Сибирской (3) плит. 4 – средняя современная географическая широта Сибири (А), изучавшихся районов Приморья и Приамурья (Б) и Северного Китая (В)

Таблица 4.7

Палеомагнитные характеристики палеозойских и мезозойских пород Приамурья, Приохотья и Приморья

№ п/п	Объекты, координаты	Возраст	N/n	sys	D	I	K	α95	Ks/Kg	Gm	Λ	Φ	dp	dm
					ОЛЬДОЙСКИЙ ТЕРРЕЙН									
1	*Уруша* 53,9 122,7	S	2/21	g s	*125,7 *128,5	22,7 19,4	3,0 8,0	21,6 11,9	2,7	–11,8 –10,0	356,3 354,9	9,9 12,8	12,2 6,5	22,9 12,4
2	Уруша 53,9 122,7	D	2/22	g s	*122,,0 *120,7	7,1 –10,2	3,5 5,4	19,6 14,8	1,5	–3,6 –5,1	4,0 10,0	15,2 21,8	9,6 9,9	19,0 19,7
3	*Ольдой* 54,0 123,4	S	1/8	g s	*127,7 *130,2	–51,3 –58,8	7,4 10,9	21,8 17,6	1,7	32,0 39,5	24,2 30,6	47,2 53,9	7,6 19,5	15,0 26,2
4	*Ольдой* 54,0 123,4	D	12/135	g s	*131,4 *137,7	–39,7 –4,3	18,1 23,7	10,5 9,1	1,3	22,5 2,2	12,2 358,8	42,0 27,7	7,6 4,6	12,6 9,1
5	*Ольдой* 54,0 123,4	J	1/5	g s	241,9 233,8	35,6 45,3	5,9 18,6	38,2 20,6	3,2	19,7 26,8	67,2 77,2	0,7 3,2	25,6 16,6	44,2 26,1
6	*Толбузино* 53,1 125,5	J_3	1/8	g s	0,5 3,1	15,6 –26,3	19,6 20,5	12,8 12,5	1,0	7,9 –13,9	304,8 302,2	44,8 23,0	6,8 7,3	13,2 13,5
7	*Албазин* 53,4 124,1	J_3	1/8	g s	351,0 343,3	43,8 4,1	3,2 3,4	36,7 35,6	1,0	25,6 2,1	321,2 325,1	61,4 36,8	28,6 17,9	45,8 35,7
					ХИНГАНО-БУРЕИНСКИЙ ТЕРРЕЙН									
8	Союзное 47,9 131,0	Є	2/25	g s	*75,6 *78,8	–1,8 –0,1	3,4 3,8	18,0 16,7	1,1	0,9 0,1	52,4 49,4	–8,9 –7,4	9,0 8,4	18,0 16,7
9	Столбовое 48,0 130,9	Є	2/16	g s	*100,8 *100,6	16,0 –21,3	5,6 7,0	17,1 15,0	1,3	8,2 11,0	27,5 40,5	1,1 15,2	9,1 8,3	17,6 15,8
10	Теплое озеро 49,0 131,8	Є	2/23	g s	*162,2 *74,4	–79,1 –18,1	3,3 7,5	19,1 11,7	2,3	68,9 9,3	114,7 59,8	68,2 –3,0	34,5 6,3	36,3 12,1
11	*Биджан* 47,9 131,8	D	2/25	g s	*195,8 *183,1	–44,5 –11,5	4,0 4,2	16,6 16,2	1,0	26,2 5,8	276,5 307,2	65,0 47,8	13,1 8,3	20,9 16,4
12	*Зея* 52,2 128,2	Є	1/7	g s	316,9 283,4	17,1 18,8	3,3 7,3	39,3 24,1	2,2	8,7 9,7	3,0 33,6	34,2 15,8	21,0 13,1	40,6 25,1
13	*Зея* 52,3 128,2	S	6/75	g s	335,9 209,8	87,4 65,3	41,5 4,3	10,5 36,5	0,1	84,8 47,4	124,3 108,0	56,9 12,8	20,9 47,9	20,9 59,1
14	*Зея* 52,4 128,2	J	3/15	g s	2,6 324,9	69,2 70,4	14,5 8,7	10,0 13,2	0,6	52,8 54,5	197,2 58,6	88,3 69,1	14,5 19,7	17,0 22,8
					БАДЖАЛЬСКИЙ ТЕРРЕЙН									
15	Амгунь 51,9 135,6	D	1/12	g s	241,7 250,4	–14,1 –0,6	6,8 6,8	17,9 17,9	1,0	–7,2 0,3	64,2 61,4	–22,8 –11,7	9,4 9,0	18,3 17,9
16	Амгунь 51,9 135,6	C	5/40	g s	326,0 329,5	–63,3 –11,1	2,3 13,6	66,0 21,5	5,91	–44,8 –5,6	339,4 350,1	–11,1 26,9	82,2 11,1	104,2 21,8
17	Амгунь 52,1 135,9	P	4/31	g s	333,9 327,7	–53,1 –13,9	1,5 26,4	128,0 18,2	17,60	–33,7 –7,1	337,1 351,4	1,4 24,9	123,0 9,5	177,4 18,6
18	Амгунь 52,1 135,9	C+P	9/71	g s	329,7 328,7	–59,4 –12,4	2,2 19,4	46,9 12,0	8,81	–40,2 –6,3	338,4 350,7	–5,8 26,0	52,8 6,2	70,4 12,2
19	*Амгунь* 52,1 135,9	T	6/37	g s	305,0 301,9	70,0 32,1	18,8 2,3	15,9 57,3	0,12	53,9 17,4	71,4 30,9	57,6 33,1	23,5 36,3	27,4 64,5
					ХАБАРОВСКИЙ ТЕРРЕЙН									
20	*Мост* 48,5 135,0	P	1/10	g s	324,3 323,8	63,6 6,9	79,2 13,2	6,6 16,1	0,2	45,2 3,5	50,8 1,3	65,5 35,4	8,3 8,1	10,5 16,2
					ГАЛАМСКИЙ ТЕРРЕЙН									
21	*Чумикан* 54,6 135,7	∈	2/15	g s	119,5 118,2	70,1 28,2	4,0 5,2	21,4 18,4	1,3	54,1 15,0	171,6 194,2	29,5 –3,1	31,8 11,1	36,9 20,2
22	*Чумикан* 54,6 135,7	S	3/27	g s	167,0 153,0	41,0 11,3	5,4 4,6	13,0 14,4	0,9	23,5 5,7	147,8 165,8	–11,1 –25,6	9,6 7,4	15,8 14,6
23	*Чумикан* 54,6 135,7	D	2/17	g s	54,6 28,2	–25,6 –33,0	13,0 11,9	9,6 10,1	0,9	–13,5 –18,0	262,6 288,2	7,8 13,5	5,6 6,5	10,4 11,5

Продолжение табл. 4.7

№ п/п	Объекты, координаты	Возраст	N/n	sys	D	I	K	α95	Ks/Kg	Gm	Λ	Φ	dp	dm
					АЯНО-ШЕВЛИНСКИЙ ТЕРРЕЙН									
24	*Аян* 56,2 138,1	O?kl	5/63	g s	254,0 260,8	26,2 17,3	2,0 6,6	73,4 32,2	3,30	13,8 8,9	69,0 60,7	2,8 2,3	43,0 17,2	79,4 33,3
25	*Аян* 56,2 138,1	$S_{1\ 2}$ ln	1/18	g s	301,9 264,9	71,5 46,2	35,4 26,6	5,9 6,8	0,75	56,2 27,5	73,0 68,3	58,7 19,9	9,1 5,6	10,3 8,7
26	*Аян* 56,2 138,1	D1?uk	5/75	g s	272,1 212,5	82,8 68,2	13,0 2,7	22,0 58,4	0,21	75,8 51,3	113,5 117,2	54,2 20,8	42,0 82,6	43,0 98,2
27	*Аян* 56,2 138,1	J_3-K_1	3/36	g s	353,2 116,3	82,6 65,5	61,7 16,6	15,8 31,2	0,27	75,4 47,7	133,1 180,7	70,6 26,6	30,1 41,2	30,8 50,7
					НАХИМОВСКИЙ ТЕРРЕЙН									
28	Орловка 45,4 133,7	Pre Є	1/17	g s	*101,6 *55,3	–68,3 –49,0	39,5 39,5	7,1 7,1	1,0	51,5 29,9	80,7 88,2	40,2 0,5	10,1 6,2	12,0 9,4
29	Шмаковка 45,3 133,5	Pre Є	1/12	g s	188,7 199,4	–62,5 –31,3	12,0 42,7	13,1 6,8	3,6	–43,8 –16,9	53,6 97,5	–83,6 –57,3	16,0 4,3	20,5 7,6
30	Свиягино 44,9 133,2	Pre Є	1/21	g s	239,4 234,3	–51,3 –23,5	20,9 21,6	7,1 7,0	1,0	–32,0 –12,3	37,7 60,8	–42,8 –33,6	6,5 4,0	9,6 7,5
31	Кабарга 45,4 133,6	Pre Є-Є	1/18	g s	256,2 233,9	54,2 6,2	8,2 8,9	12,8 12,3	1,0	34,7 3,1	77,7 73,1	15,5 –22,0	12,6 6,2	18,0 12,4
32	Стрельбище 45,4 133,7	Pre Є-Є	1/22	g s	*37,4 *11,6	46,0 1,3	3,6 3,6	19,3 19,3	1,0	–27,4 –0,7	62,1 117,4	–55,4 –44,1	15,8 9,7	24,7 19,3
					СПАССКИЙ ТЕРРЕЙН									
33	*Халкидон* 44,3 132,4	Є	2/31	g s	*121,2 *152,7	–69,9 –9,6	34,0 5,9	4,5 11,7	0,2	53,8 4,8	78,4 351,7	51,5 43,8	6,6 6,0	7,7 11,8
34	Высокое 44,3 132,5	Є	1/7	g s	*50,7 *16,2	–56,8 –23,3	13,9 38,0	16,8 9,9	2,7	37,4 12,2	94,5 113,7	3,7 –31,7	17,7 5,6	24,4 10,5
35	Дубовское 44,6 132,9	Є	2/22	g s	*93,3 *37,4	–74,8 –32,8	6,7 8,2	13,0 11,5	1,2	61,5 17,9	94,7 95,2	39,5 18,8	21,6 7,4	23,7 13,0
36	Спасск 44,6 132,8	Є	1/11	g s	*104,5 *17,7	–31,0 –49,2	– –	12,0 12,8	–	16,7 30,1	45,2 117,2	21,9 –13,6	7,5 11,2	13,4 17,0
37	Ключи 44,4 132,8	Є	1/24	g s	299,5 266,4	–62,6 –0,2	8,7 11,7	12,8 11,0	1,3	–44,0 –0,1	352,9 45,3	–13,5 –2,6	15,7 5,5	20,0 11,0
38	Гай 44,5 132,6	Є	1/16	g s	*16,7 *16,5	48,7 –22,5	14,0 17,5	10,3 9,1	1,3	29,6 11,7	85,1 113,5	–70,2 –31,9	8,9 5,1	13,6 9,6
39	Хутор 44,3 132,7	Є	1/16	g s	271,4 277,2	55,3 10,3	43,1 46,5	7,6 7,3	1,1	35,8 5,2	69,3 41,4	25,0 8,8	7,7 3,7	10,8 7,4
					ЛАОЕЛИН–ГРОДЕКОВСКИЙ ТЕРРЕЙН									
40	Старатели 44,1 131,2	S_1	1/17	g s	*51,0 *69,0	58,7 20,7	13,2 9,9	10,2 11,9	0,8	–39,4 –10,7	30,1 48,1	–52,3 –22,5	11,3 6,6	15,2 12,5
41	Мудуеха 44,2 131,4	S_1	1/19	g s	*43,8 *65,8	66,4 0,7	8,4 9,0	12,3 11,8	1,1	–48,9 –0,4	16,8 58,5	–59,9 –17,3	16,6 5,9	20,2 11,8
42	Кордонка 44,3 131,3	S_1	1/13	g s	*52,7 *85,3	–72,7 –24,0	10,1 10,8	12,3 11,8	1,1	58,1 12,6	104,5 53,6	21,3 5,4	19,4 6,7	21,9 12,6
43	*Застава* 44,3 131,3	S	1/19	g s	359,1 353,5	29,0 3,5	6,5 4,4	13,9 17,5	0,7	15,5 1,8	313,1 320,9	61,2 47,1	8,4 8,8	15,3 17,5
					СИНЕГОРСКО-ЧЕРНИГОВСКАЯ ЗОНА ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ									
44	Буянки 44,2 132,9	O-S	2/34	g s	194,9 208,2	25,5 5,8	7,2 7,7	12,3 11,9	1,1	13,4 2,9	116,0 96,9	–30,8 –36,6	6,9 6,0	12,8 11,9
45	Кремово 44,0 132,3	O-S	1/25	g s	231,9 222,3	–77,7 –18,3	37,8 29,9	6,3 7,1	0,8	–66,4 –9,4	345,1 72,7	–54,5 –39,7	11,1 3,8	11,8 7,4
46	Виноградовка 43,8 132,9	$D_{2\ 3}$	3/21	g s	303,9 302,8	–16,3 20,1	9,2 7,9	11,1 12,0	0,9	–8,3 10,4	12,3 26,8	17,3 30,6	5,9 6,6	11,4 12,6
47	Аникин ключ 43,7 132,5	$D_{2\ 3}$	2/18	g s	246,9 250,3	–32,1 –43,5	7,8 8,1	13,2 13,0	1,0	–17,4 –25,4	45,3 35,8	–28,5 –31,1	8,4 10,1	14,9 16,2

Окончание табл. 4.7

№ п/п	Объекты, координаты	Возраст	N/n	sys	D	I	K	α95	Ks/Kg	Gm	Λ	Φ	dp	dm
48	Реттиховка 44,2 132,7	$D_{2\ 3}$	1/26	g s	*82,8 *70,1	38,1 –11,5	27,1 31,4	7,2 6,7	1,2	–21,4 5,8	31,7 61,0	–19,8 –9,9	5,0 3,5	8,5 6,8
49	*Артем* 43,4 132,4	$D_{2\ 3}$	2/18	g s	329,5 319,2	9,3 12,4	11,1 15,4	10,9 9,1	1,4	4,7 6,3	356,0 8,4	42,8 38,4	5,6 4,7	11,0 9,3
50	Артем 43,3 132,3	P_2	2/19	g s	272,7 211,8	75,4 51,1	4,9 16,7	16,8 8,5	3,4	62,5 31,8	96,1 105,3	38,6 –9,5	28,2 7,8	30,8 11,5
51	*Мрамор* 42,6 130,8	C-P	2/41	g s	12,1 48,8	58,1 31,1	18,2 17,6	5,4 5,5	1,0	38,8 16,9	239,4 237,2	80,1 41,4	5,9 3,4	8,1 6,2
52	*Горный* 44,7 134,0	P_2	1/22	g s	*64,5 *161,9	79,4 38,7	24,0 25,8	6,5 6,2	1,1	–69,5 –21,8	343,6 332,0	–50,0 21,4	11,8 4,4	12,4 7,4
53	*Горный* 44,8 134,0	T	1/14	g s	357,1 262,6	78,5 52,7	51,2 47,9	5,6 5,8	0,9	67,9 33,3	131,2 73,3	66,9 18,1	10,0 5,5	10,6 8,0
54	*Бреевка* 44,2 133,9	T_3–J_1	2/13	g s	282,8 296,4	69,6 16,1	43,0 91,7	39,1 26,4	2,1	53,4 8,2	83,6 30,9	40,9 24,5	57,3 14,0	66,9 27,2
55	*О-в Русский* 43,0 131,9	$T_{1\ 2}$	2/13	g s	325,6 324,8	55,5 58,0	10,6 10,9	13,4 13,1	1,0	36,0 38,7	38,8 44,7	62,8 63,2	13,7 14,2	19,1 19,3
56	*Три Камня* 43,2 132,1	T_1	1/10	g s	333,9 37,4	60,8 73,8	4,1 3,9	27,2 28,2	1,0	41,8 59,8	47,0 172,6	70,8 62,0	31,7 45,7	41,6 50,8
57	*Смид* 43,3 132,2	T_2	1/9	g s	316,2 297,1	34,9 53,9	4,6 5,4	26,9 24,5	1,2	19,2 34,4	23,0 54,0	46,2 41,4	17,8 24,0	31,0 34,3
58	*Многоудобное* 43,5 132,5	T_3	1/13	g s	329,9 331,7	20,2 71,5	4,3 4,4	22,8 22,4	1,0	10,4 56,2	359,8 87,7	47,9 68,0	12,5 34,4	23,9 39,3
	СЕРГЕЕВСКИЙ ТЕРРЕЙН													
59	Анна 42,9 132,6	Є	2/17	g s	159,2 144,4	64,3 3,8	6,0 6,3	19,3 18,8	1,1	46,1 1,9	146,8 177,8	0,8 –35,0	24,7 9,4	30,9 18,8
60	Ястребовка 43,2 133,5	Є	2/28	g s	152,9 150,1	–10,1 26,6	3,7 9,4	21,8 12,8	2,5	–5,1 14,1	173,4 166,2	–45,0 –26,5	11,2 7,5	22,1 13,9
61	*Орел* 43,2 133,3	Є	1/24	g s	292,7 318,1	27,0 28,8	7,5 16,9	13,6 9,3	2,3	14,3 15,3	38,4 18,5	26,2 44,8	8,1 5,6	14,8 10,3
62	*Водопадный* 43,1 132,3	Є	1/11	g s	80,3 285,7	–19,5 15,3	16,3 16,3	13,6 13,6	1,0	–10,0 7,8	236,2 37,3	0,1 16,8	7,4 7,2	14,2 14,0
63	*Екатериновка* 43,0 133,1	Є	1/11	g s	322,0 206,5	21,2 –5,2	25,6 8,2	10,1 18,0	0,3	11,0 –2,6	10,5 95,8	44,1 –4,3	5,6 9,1	10,6 18,1

Примечание. Геологический возраст: PreЄ – докембрий, Є – кембрий, O – ордовик, S – силур, D – девон, C – карбон, P – пермь, T – триас, J – юра; N/n – количество геологических разрезов/штуфов, по которым путем усреднения выделены компоненты I_n ; sys (g, s) – современная и древняя системы координат; D, I – склонение и наклонение среднего вектора выделенной высокотемпературной компоненты ChRM при определении палеомагнитного полюса; K – кучность распределения единичных векторов ChRM; α95 – радиус круга доверия для среднего вектора при вероятности p=0,95; Ks/Kg – отношение кучностей в древней (Ks) и современной (Kg) системах координат; φm, Λ, **Φ** (dp, dm) – геомагнитная широта (палеоширота) района, долгота и широта (полуоси овала погрешности определения) палеомагнитного полюса. Звездочками показаны значения, впоследствии обращенные на 180° при определении северного палеомагнитного полюса. Подчеркнуты геологические разрезы, дающие при группировании положительный тест складки, использованные для подсчета средних полюсов. *Курсивом показаны объекты, для которых рассчитанные позиции палеополюса предварительны либо проблематичны (ChRM отражает присутствие в породах постскладчатой намагниченности либо суммы до- и постскладчатых компонент намагниченности – как для отдельных геологических разрезов, так и при их группировании).*

ром той или иной полярности (что, как известно, для нижнего–среднего палеозоя остается дополнительной достаточно неопределенной задачей). Проблема перемагничивания палеозойских пород, и в частности оценки возможного влияния стрессовых напряжений и магнитной анизотропии на направление выделяемой характеристической компоненты намагниченности (**ChRM)** осадочных пород, в этих исследованиях авторами не ставилась вообще.

Совпадение ряда таких палеополюсов, полученных по силур-девонским породам, с хорошо фаунистически и статистически подтвержденными позициями палеополюса для той же СКП в пермокарбоне и мезозое (Pruner, 1987; Yang et al., 1991, 1992; Enkin et al., 1992; Gilder, Courtillot, 1997) дает основание полагать, что эти породы были перемагничены в эпоху герцинско-киммерийского орогенеза. То же можно отнести ко многим изученным нами геологическим разрезам Монголо-Охотского орогенного пояса и его обрамления, а также Бурея-Ханкайского орогенного пояса, где наблюдается широкомасштабное региональное позднепалеозойско-мезо-

зойское перемагничивание пород в сочетании с выполаживанием векторов **ChRM**. Это, возможно, является следствием опосредованного влияния магнитной анизотропии при возникновении складчатых дислокаций. Приведенные в работе (Kravchinsky et al., 2002) направления девонского палеополюса, определенные по породам нескольких геологических разрезов р. Ольдой в Приамурье, намагниченность которых определена предположительно как первичная, представляются недостаточно обоснованными (результаты теста складки, по нашему мнению, некорректны, так как они оценены лишь на основании выделения в некоторых образцах **ChRM** обратной полярности и использования формальных численных параметров не совсем строгих, на наш взгляд, тестов МакЭлхини (McElhinny, 1964), Ватсона и Энкина (Watson, Enkin, 1993). Они не прошли наиболее математически и геофизически обоснованного, самого мощного на сегодня, теста **NFT** (Шипунов, Муравьев, 2000). Детальность весьма условной возрастной градации в миллион лет для девонских полюсов является мнимой, вследствие привязки к сравнительно небольшому району исследований и, вполне возможно, недостаточно обоснованному дробному возрастному расчленению на свиты, к которым эти данные (с практически перекрывающимися фаунистическими реперами и доверительными интервалами для направлений палеополюса) относятся. Но самое главное – эти полюсы полностью совпадают с ареалами позиций палеополюса для позднепалеозойских и мезозойских пород. Упоминая данные работ (Zhao et al., 1993; Huang et al., 2000), которые не укладываются в рамки их геодинамической схемы, авторы объясняют большие различия между полученными ими позициями палеополюса и приведенными в этих публикациях результатами возможными разворотами вокруг вертикальной оси в месте отбора образцов. Какое-либо доказательное геологическое объяснение возможности такого поворота по дуге, превышающей 90° (хотя бы на основе анализа дизъюнктивной тектоники), отсутствует. В принципе такая интерпретация, конечно, возможна, но геологически она пока не подтверждена. Более «впечатляет» сходство палеозойских позиций палеополюса с мезозойскими, ведущее к более простому и «лежащему на поверхности» объяснению этого факта перемагничиванием в мезозое во время аккреционно-коллизионного складкообразования. Все это свидетельствует о наличии проблемы как в получении качественных палеомагнитных данных, так и в их объективной интерпретации для всей Азиатско-Тихоокеанской континентальной окраины, в особенности для палеозоя.

Региональное перемагничивание пород и «неожиданно» (особенно для позднепалеозойских и мезозойских пород) пологие наклонения $\mathbf{I_n}$ отмечались ранее (как правило, лишь в качестве артефакта без детального анализа причин) и для многих других районов Юго-Восточной Азии (Kent et al., 1987; Yang, Courtillot, 1989; Otofujii et al., 1989; Dobson, Heller, 1992; Wang, Van der Voo, 1993). В целом обозначилась достаточно показательная и настораживающая тенденция – по сравнению с жесткими геоблоками платформ в складчатых зонах чаще наблюдается уполаживание фанерозойских направлений $\mathbf{I_n}$ для разновозрастных пород от кембрия до триаса. Многие позднепалеозойские и раннемезозойские породы складчатых поясов показывают существенное «удревнение» позиций палеополюса по сравнению с платформами либо отличаются «неадекватным» по направлению спектром характеристических компонент $\mathbf{I_n}$ с преобладанием синскладчатой и постскладчатой либо суммой до- и постскладчатой $\mathbf{I_n}$ (Бретштейн и др., 1997; Баженов и др., 1999; Bretshtein, Klimova, 2000).

Представляется, что данный феномен, характерный для всех складчатых поясов мира, может иметь сходную причину и, наряду с постседиментационным уплотнением осадочных пород и/или возможной недипольностью геомагнитного поля, в отдельных случаях может являться следствием дислокационного метаморфизма в процессе орогенеза при аккреционно-коллизионном складкообразовании. Это заставляет максимально расширить поиск геологических разрезов, где может сохраниться и быть строго доказанной первичная (по крайней мере, доскладчатая) намагниченность.

После проведения всего комплекса температурных чисток и тестов только менее половины всех изученных геологических разрезов оказались пригодными для использования при расчете палеомагнитных полюсов. В табл. 4.7 объекты, по которым после группирования были рассчитаны позиции палеополюса, показанные на рис. 4.61, подчеркнуты. В расчет этих средних палеополюсов, показанных на рисунке, включены также практически совпадающие с ними наши (пока полностью не опубликованные) данные по одновозрастным разрезам Забайкалья (девон Хэнтэй-Даурского и Агинского террейнов, а также кембрий и карбон Аргунского террейна), которые находятся за пределами рассматриваемого региона. Учитывая существующую точность градации возрастных определений пород, а также реальные статистические пределы возможного выделения первичной **ChRM** из широкого спектра син- и постскладчатых компонент $\mathbf{I_n}$, мы сочли наиболее целесообразным провести для некоторых разрезов осреднение палеомагнитных параметров только для целых геологических периодов, избежав тем самым ложной детальности, что в целом более объективно отражает реальную картину распределения полюсов при современном состоянии изученности региона.

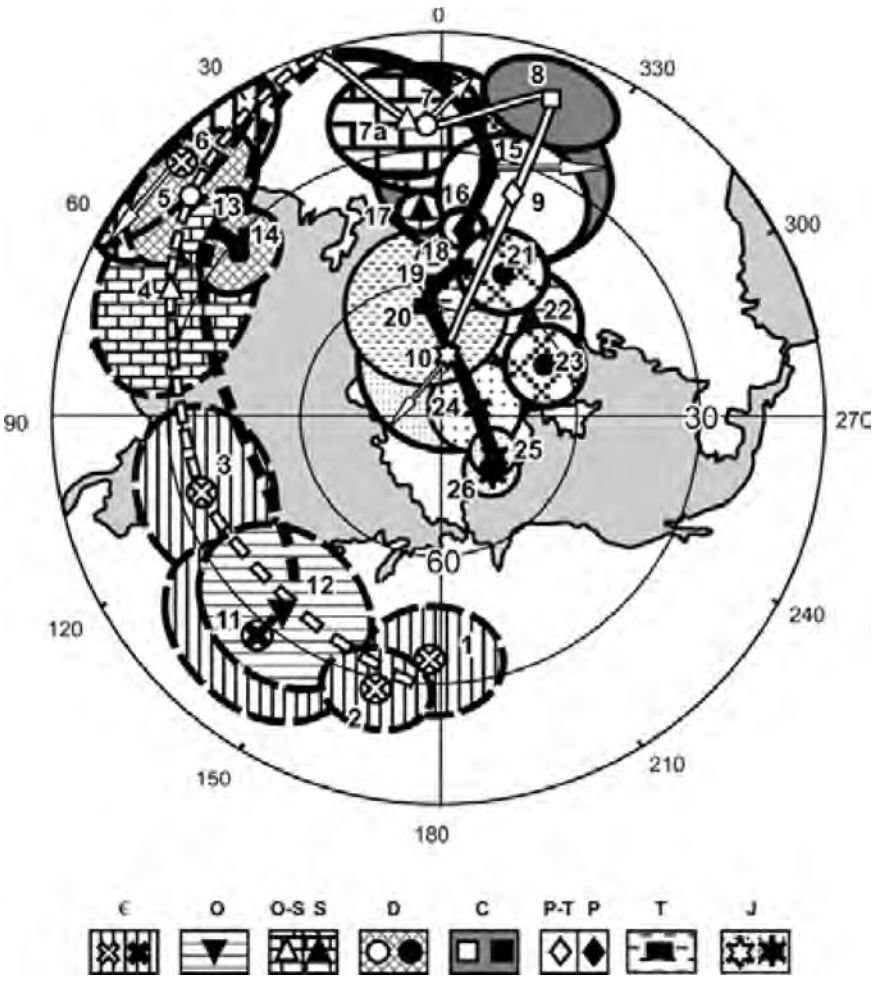


Рис. 4.61. Позиции палеомагнитного полюса в фанерозое.

Позиции палеополюса и траектории его кажущейся миграции для террейнов орогенных поясов Дальнего Востока России и Забайкалья обозначены белыми значками и линиями, для Северо-Восточного Китая – соответственно, черными. Форма значков и штриховка овалов доверия соответствуют геологической возрастной легенде. Разреженная (крупная) штриховка (заливка) овалов доверия для кембрия, силура и девона отвечают позициям палеополюса для групп и отдельных геологических разрезов, палеомагнитный возраст которых отражает син- и постскладчатое перемагничивание. Нумерация полюсов: 1–10 – наши данные, 11–26 – по данным зарубежных авторов (согласно приведенным в главе ссылкам). 1, 2 – СР (разрезы бухт Анна и Ястребовка); 3 – Н, С; 4 – Л, СЗ; 5 – СЗ, БА; 6 – ХБ; 7 – О, 7а – АГ; 8 – А, АР; 9 – СЗ; 10 – БА. Аббревиатура террейнов – см. рис. 4.58. При определении средней позиции палеополюса для девона и карбона учтены полученные нами данные для смежных террейнов Забайкалья – Агинского, Аргунского и Хэнтэй-Даурского. Для триаса и юры густота штриховки увеличивается от нижних к верхним отделам

Сравнение наиболее достоверных из всех полученных нами палеомагнитных данных по террейнам складчатых поясов Дальнего Востока России с наиболее корректными результатами по Северо-Китайской платформе (СКП) показало близость позиций их палеополюса в соответствующих возрастных интервалах. В целом тренды кажущегося дрейфа палеополюса (ТКДП) для монголо-охотских, бурея-ханкайских террейнов и Северо-Китайской платформы оказались практически параллельными. Сравнение различных возможных вариантов этих траекторий (в зависимости от выбора полярности намагниченности пород в палеозое) показывает минимальную их «растянутость» при выборе ЮВ-СЗ тренда для интервала геологического времени от кембрия до карбона. При такой конфигурации, в соответствии с принципом минимизации ТКДП, предпочтение отдается прямой полярности, за которую приняты направления ChRM в ЮЮЗ румбах стереографической проекции. В таком варианте террейны Монголо-Охотского и Бурея-Ханкайского орогенных поясов, а также Северо-Китайская платформа на протяжении всего палеозоя (практически до поздней перми–триаса) располагались в приэкваториальных и субтропи-

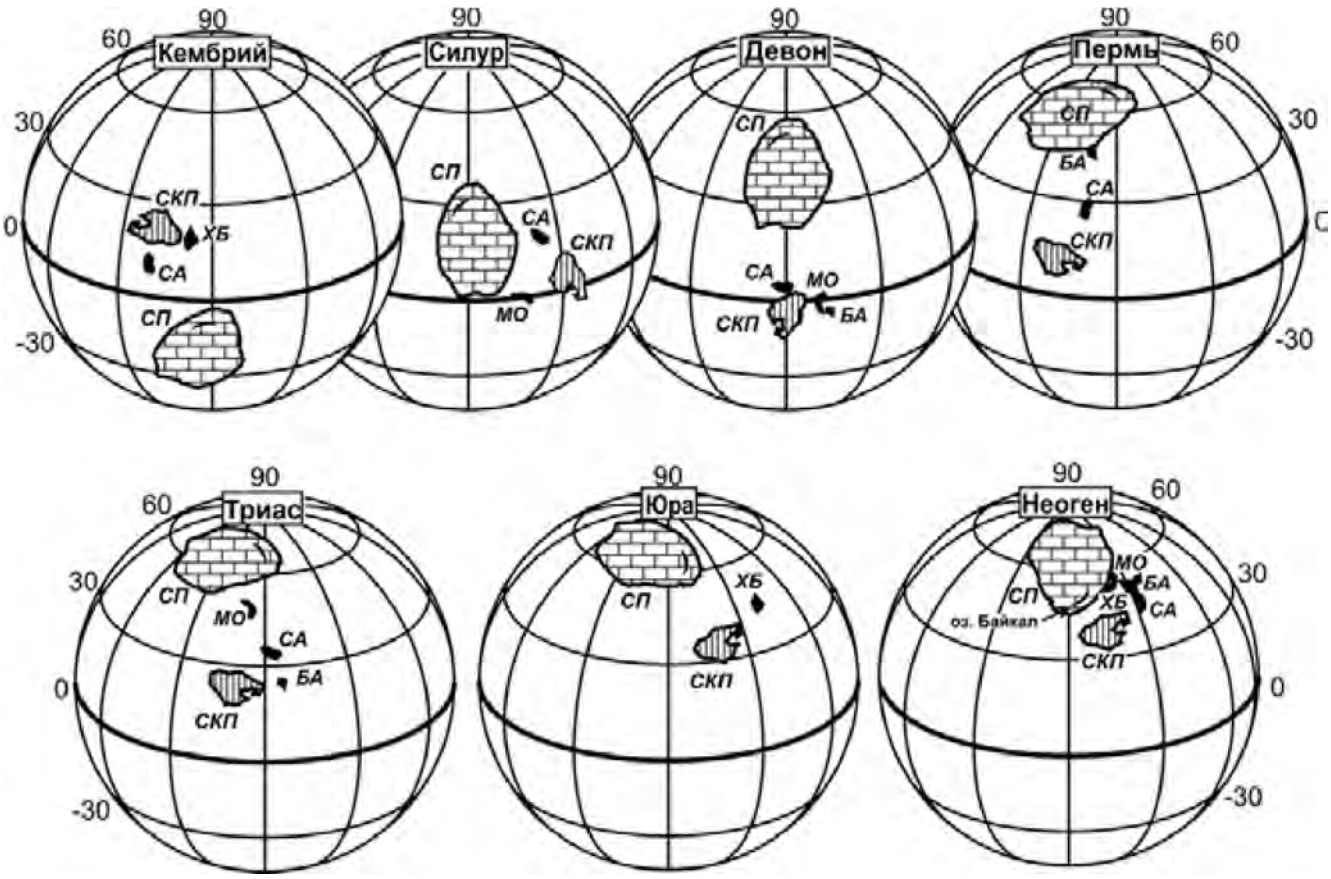


Рис. 4.62. Палинспастическая реконструкция позиций некоторых террейнов Монголо-Охотии (МО), Сихотэ-Алиня (СА), Сибирской (СП) и Северо-Китайской (СКП) платформ от кембрия до настоящего времени.

Террейны: БА – Баджальский, ХБ – Хингано-Буреинский, МО – Ольдойский и Аяно-Шевлинский; СА – Сихотэ-Алинский супертеррейн. На схеме не показаны позиции террейнов для отдельных геологических периодов, по которым данные противоречивы либо недостаточно представительны

ческих широтах Северного полушария и, что вполне вероятно, – на северной периферии Восточной Гондваны.

Тренды долготного смещения позиций палеополюса для террейнов Монголо-Охотского и Бурея-Ханкайского орогенных поясов а также Северо-Китайской платформы на протяжении палеозоя во многом сходны между собой и существенно отличаются от траектории кажущегося движения палеополюса для Сибирской плиты (Храмов и др., 1982). Судя по предварительной палинспастической реконструкции, один из возможных вариантов которой представлен на рис. 4.62, при общей близости палеоширотного расположения террейнов Монголо-Охотии и Сихотэ-Алиня многие самостоятельно дрейфовавшие геоблоки могли совершать дифференцированные (часто разнонаправленные) вращения на протяжении всего палеозоя. Конечно, в какой-то мере последние могут отражать неточность выделения доскладчатых компонент ChRM, по которым определялись позиции палеополюса.

Однако в целом общая тенденция дрейфа геоблоков от низких (приэкваториальных) палеоширот к современным вполне реальна и достаточно показательна. На приведенной схеме расчетные географические координаты исходных позициий палеополюса для соответсвующих геологических периодов (часто противоречивые для отдельных объектов) существенно усреднены. Особенно неудовлетворительно положение с получением достоверных пермо-триасовых и юрских полюсов. Мы намеренно максимально упростили реконструкцию, чтобы избежать формальной (пока недостаточно обоснованной) большей детальности и полноты схемы (которая была бы лишь кажущейся), поскольку качество имеющегося фактического материала далеко не равноценно. Сохранены только реально полученные палеоширотные различия между геоблоками с весьма приблизительной минимизацией долготной неопределенности. Очевидно, что детальная и, главное, более обоснованная расшифровка кинематики локальных геоблоков – задача исследований ближайшего будущего. Для этого необходимо дополнительное изучение новых более полных, хорошо фаунистически подтвержденных и, главное, неперемагниченных палеозойских разрезов.

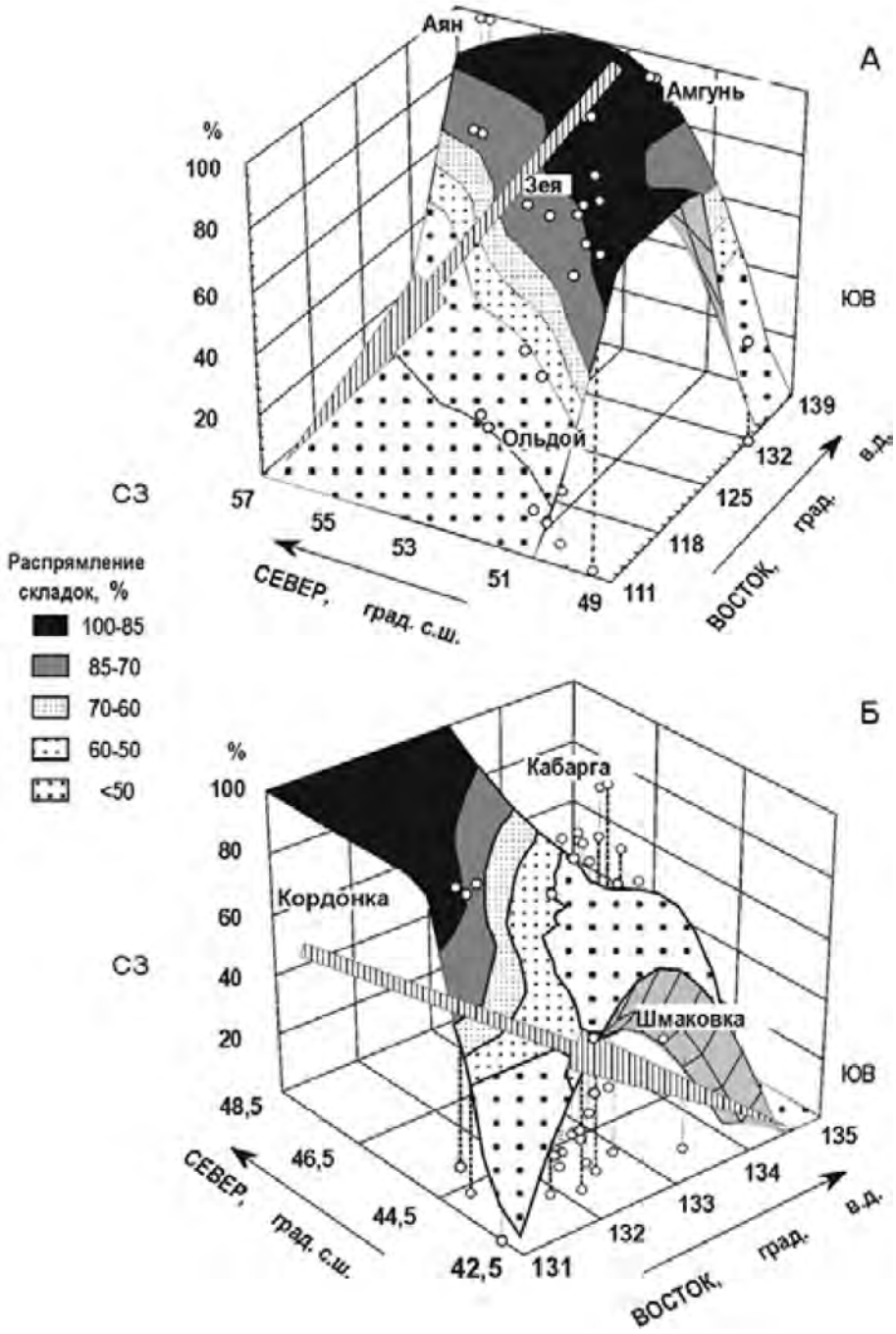


Рис. 4.63. Предварительная оценка степени завершения деформаций (в %) фанерозойских пород Моголо-Охотского (А) и Сихотэ-Алинского (Б) орогенных поясов к моменту образования вторичной (постскладчатой) намагниченности.

Точки – примеры отдельных геологических разрезов, по данным которых строились графики

Поскольку связь метаморфизма и тренда интенсивности проявления складчатости во времени и пространстве чаще всего неизвестна или определяется весьма условно, исходя только из общих геологических соображений, некоторые разработанные палеомагнитные критерии такой оценки (Шипунов, 1998) позволяют наметить масштабы и направленность этих процессов. Проведенная нами предварительная оценка степени завершенности складчатости, в зависимости от характера и масштабов проявления до-, син- и постскладчатых компонент намагниченности, показала, что для фанерозойских пород Монголо-Охотского орогенного пояса развитие фронта деформаций происходило преимущественно с юго-востока (ВЮВ) на северо-запад (ЗСЗ). Для геологических разрезов Бурея-Ханкайского ороген-

ного пояса общий тренд развития складчатости был противоположным и более усложненным (рис. 4.63). Эти данные находятся в удовлетворительном соответствии с общегеологическими представлениями о характере и направлении аккреционно-коллизионных процессов, влиявших на развитие орогенных структур Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского складчатых поясов в течение всего позднего палеозоя и мезозоя.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ НЕКОТОРЫХ СТРУКТУР МЕЗОЗОИД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО РЕГИОНА РОССИИ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

К настоящему времени существует несколько точек зрения на тектонику и фанерозойскую геодинамику Северо-Восточного региона России. Согласно одной системе взглядов, обоснованной детальными геологическими исследованиями, близкое к современному состоянию взаиморасположение крупных тектонических единиц в регионе сохраняется в течение всей фанерозойской истории (Гагиев, 1992, 1996; Объяснительная записка..., 1978, 1982; Тектоника..., 1981; Терехов, 1979; Тильман, 1973; Шапиро, Ганелин, 1988; Шарковский, 1975; и др.).

Другая, противоположная, точка зрения, получившая распространение в последние десятилетия, основана главным образом на палеомагнитных данных (Зоненшайн, Кузьмин, 1992; Зоненшайн и др., 1990; Карасик и др., 1984; Талент, 1990; Ушаков, Ясаманов, 1984; Khramov, Ustritskii, 1990; и др.). Согласно мнению этих авторов, ряд аллохтонных тектонических структур (террейнов различной природы), в частности Омолонский, Омулевский и Приколымский террейны, после длительного «блуждания» вдали от Сибирской платформы (кратона) в конце мезозоя был аккретирован вблизи ее восточной окраины.

Третий, компромиссный, вариант палеотектонического развития северо-восточного региона в фанерозое предлагает устранить (или сгладить) кажущиеся противоречия между геологическими и палеомагнитными данными (Бондаренко, Диденко, 1997; Савостин и др., 1993; Соколов и др., 1997; Тектоника..., 1981; Bondarenko, Didenko, 1997; Didenko, Bondarenko, 1998; Savostin et al., 1995; и др.). Эти авторы в своих выводах в первую очередь отдавали предпочтение стратиграфическим, структурным и палеобиогеографическим данным, которые корректировались палеомагнитными материалами. Весьма близки к этой точке зрения результаты исследований, полученные А.Д. Чеховым (1990, 1997, 2000) и В.И. Шпикерманом (1998) в ходе многолетнего геологического изучения фанерозойских образований Северо-Востока России.

Следует отметить, что часть палеомагнитных данных, на которые делают ссылки некоторые из вышеуказанных авторов, получена в лаборатории палеомагнетизма СВКНИИ (г. Магадан). Это ранние публикации Д.М. Печерского (1970) и Н.В. Ложкиной (1981) по верхнему палеозою и мезозою, а также материалы автора по среднему палеозою (Колесов, 2001; Колесов, Линькова, 1979). В этих работах изложены результаты главным образом магнитостратиграфических, а не палеотектонических исследований, хотя в некоторых из них и приведены координаты палеополюсов и палеоширoты (без их палеотектонической интерпретации).

В последние годы значительно возросли требования, предъявляемые к палеомагнитным данным, используемым в магнитостратиграфии и тем более в палеотектонике. Это обусловлено тем, что сейчас появились более высокоточные магнитометрические приборы и оборудование для магнитных чисток, а также разработаны более совершенные методики выделения и обоснования первичной намагниченности. Кроме того, как было отмечено выше, выводы, сделанные на основе ранних палеомагнитных определений, часто входили в противоречия с геологическими данными. Все это вместе взятое обусловило необходимость проведения на более высоком уровне дополнительных палеомагнитных исследований для получения новых данных (по новым разрезам) и повторного изучения (ревизии) материалов, полученных 15–20 лет назад. Эти работы были проведены нами по коллекциям образцов из верхнедевонских эффузивно-осадочных отложений Омолонского террейна (Kolesov, Stone, 2002), по эффузивно-осадочным породам средне-позднедевонского и позднекаменноугольного–раннепермского возраста на Приколымском террейне (Колесов, 2001) и по палеозойским эффузивам и осадочным породам Омулевского террейна (Минюк и др., 2001).

Как известно, не все результаты магнитостратиграфических исследований можно использовать для палеотектонических и геодинамических построений. Основное отличие палеомагнитных данных, используемых в магнитостратиграфических целях, от аналогичных данных, применяемых в геодинамических построениях, состоит в следующем.

1. Для построения палеомагнитного или, что почти то же самое, магнитостратиграфического разреза достаточно определить в суммарной намагниченности образца стабильную компоненту и доказать ее первичность (одновозрастность вмещающим породам) при помощи одного или нескольких тестов (тесты выравнивания, галек или плоскостей перемагничивания) (Храмов, Шолпо, 1967). При этом не обязательно выделение полной первичной компоненты; она может быть завуалирована более поздними (по времени) намагниченностями. Самое главное,

чтобы первичная намагниченность позволяла выделять в изучаемом разрезе субмагнитозоны прямой и (или) обратной полярности.

2. Несколько иной подход требуется при расчете координат палеополюсов и соответствующих им палеоширот. При этом также необходим объем лабораторных исследований, изложенный в п.1, но дополнительным и обязательным условием является полное выделение и обоснование только первичной намагниченности (In^0), без признаков в ней более поздних компонент суммарного вектора *In*.

Из вышеизложенного следует, что при неполном удалении вторичных намагниченностей средние значения *D* и *I*, рассчитанные по этой нерасчлененной намагниченности, могут существенно отличаться от таковых, полученных только по первичной компоненте общего вектора *In*. В этом случае координаты палеополюсов и соответствующие им палеошироты для конкретной тектонической структуры по одновозрастным отложениям, рассчитанные согласно п. 1 и 2, будут различаться тем больше, чем больше в первичной намагниченности присутствует доля вторичных компонент суммарного вектора *In*. А это приводит к изменению местонахождения изученных объектов на сотни, а то и тысячи километров (если учесть, что географический градус примерно равен 111 км).

К настоящему времени усилиями многих палеомагнитологов накоплен значительный объем палеомагнитных данных для некоторых структур Северо-Восточного региона (Приколымский, Омулевский и Омолонский террейны). На основе полученных результатов можно составить временные ряды палеоширот и проследить динамику пространственного перемещения каждой из этих структур. Для сравнения использованы материалы по фанерозойским палеополюсам Сибирской платформы и ее восточного обрамления (Храмов, 1991). Эти тектонические элементы являются составными частями современного Северо-Азиатского (или Сибирского) кратона, где Сибирская платформа характеризует центральную часть (ядро) кратона, а Яно-Колымский орогенный пояс – его аккретированную в мезозое восточную окраину (Косыгин и др., 1964; Тектоника…, 2001). Анализ имеющихся палеомагнитных данных для территории Северо-Азиатского кратона (Кравчинский, 1979; Устрицкий, 1993; Храмов, 1991; и др.) показал следующее (рис. 4.64).

В процессе своего «дрейфа» от кембрия до современности кратон перемещался в северном направлении по большому кругу и был ориентирован своей современной южной стороной по ходу движения (Палеомагнитология, 1982). Его перемещение на север в период с силура и до конца позднего палеозоя сопровождалось поворотом по часовой стрелке примерно на 40° (данные А.Н. Храмова) (Устрицкий, 1993). В послетриасовое время кратон проходит полярные области (северные), переходит из Западного полушария в Восточное и, перемещаясь от полюса уже на юг, занимает свое положение, близкое к современному. При расчетах координат палеополюсов и палеоширот изученных нами структур Северо-Восточного региона России использовались только те палеомагнитные данные, которые имеют положительные результаты магнитных чисток и прошли тесты на палеомагнитную стабильность исследуемых пород и первичность выделяемой в этих породах стабильной компоненты вектора *In*. Как было отмечено выше, таким требованиям удовлетворяют верхнедевонские породы Омолонского террейна, некоторые палеозойские образования Приколымского террейна и палеозойские эффузивы и осадочные породы Омулевского террейна. При создании палеотектонической схемы автор придерживался точки зрения, что в течение раннего и среднего палеозоя эти структуры, являясь, по мнению В.И. Шпикермана (1998), отторженцами Северо-Азиатского кратона, располагались относительно близко от современной восточной окраины последнего. В настоящее время такое представление о природе изученных автором структур находит все большее подтверждение (Тектоника…, 2001; Sengor, Natal'in, 1996). На основе палеомагнитных данных (литературные источники и материалы автора) предложена схема палеотектонического развития этих структур в течение фанерозоя (рис. 4.65).

В отличие от опубликованных нами ранее (Колесов, 2002, 2003), эта схема дополнена данными по нижнему палеозою (кембрий и ранний ордовик). Кроме того, на схеме указано положение структур не по средним значениям палеоширот, как было в отмеченных публикациях, а с учетом рассчитанных погрешностей. Это позволило существенно сократить расстояния между изученными блоками и кратоном. Перемещение данной структуры и изученных тектонических блоков Северо-Восточного региона в фанерозое происходило из низких широт в высокие однонаправленно, но скорости их движения и повороты относительно друг друга были неравномерными (см. рис. 4.65).

В раннем палеозое (кембрий–ранний ордовик) Прикольмье располагалось между 10 и 20° ю. ш. вблизи современной северо-восточной окраины Северо-Азиатского кратона (Родионов, Шемякин, 1988).

В силурийское время кратон располагался уже в северных приэкваториальных широтах (10–30°) (Родионов, Шемякин, 1988). В раннем силуре территория Омулевского террейна находилась между экватором и 10° с. ш., а к концу силура приблизилась к кратону и располагалась между 10 и 20° с. ш. около современной восточной окраины последнего (Ми-

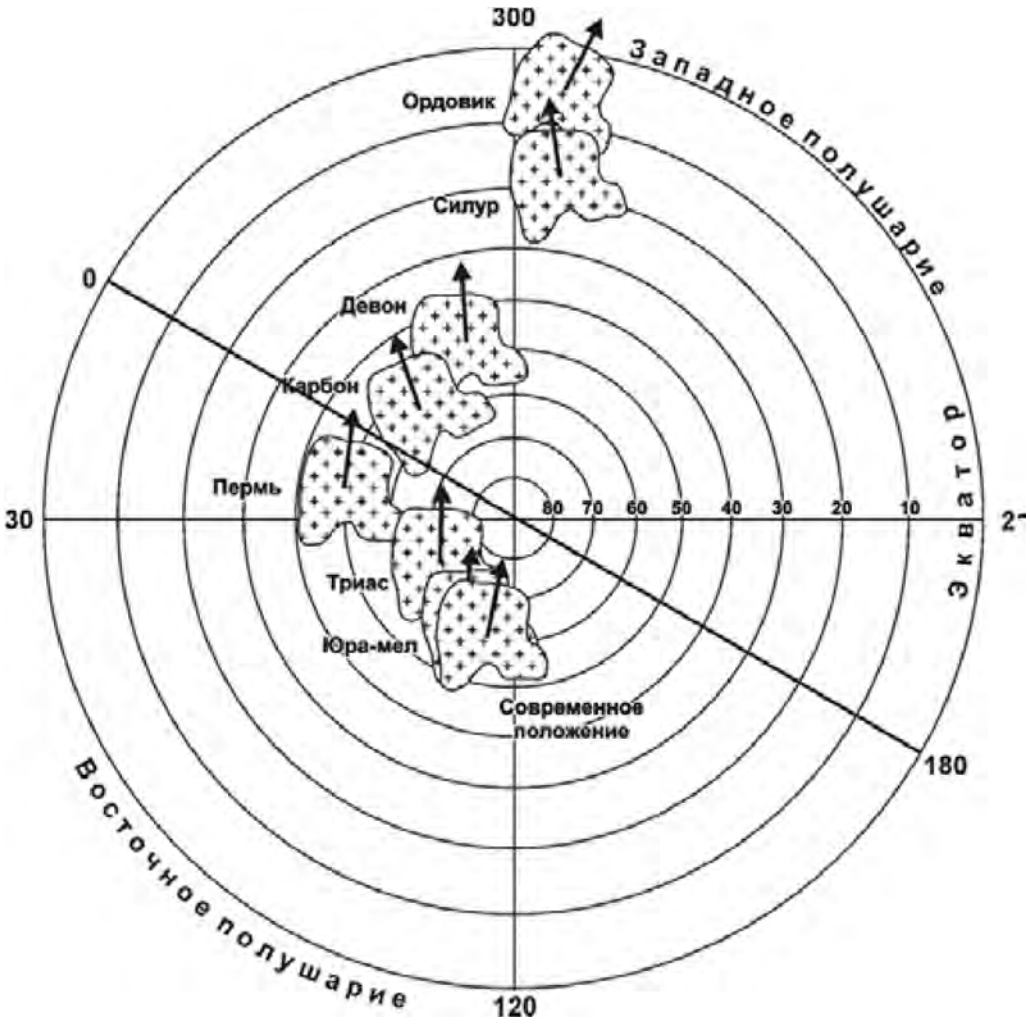


Рис. 4.64. Дрейф Сибирского кратона в фанерозое

нюк и др., 2001). Для Приколымского террейна в позднем силуре зафиксировано то же палеоширотное положение относительно Северо-Азиатского кратона, что и для Омулевского блока (Алексютин и др., 2001).

В среднем девоне ситуация не изменилась; при общем поступательном движении на север всех рассматриваемых структур, с учетом погрешности при определении палеоширот, их положение осталось почти одинаковым (между 30 и 40° с. ш.) (Колесов, 2001; Минюк и др., 2001).

Для позднедевонского времени, помимо рассматриваемых структур (Омулевский и Приколымский террейны), имеются сведения и о местонахождении Омолонского террейна. Здесь следует упомянуть о некоторых статьях и даже монографиях (Зоненшайн, Кузьмин, 1992; Зоненшайн и др., 1990; Карасик и др., 1984; Ушаков, Ясаманов, 1984; и др.), где авторы, используя палеомагнитные данные, в частности иногда и наши, предполагают «экзотическую» природу Омолонского террейна. По нашему мнению, для этого нет никаких оснований. Данная структура, совместно с Омулевским и Приколымским блоками, находилась (по крайней мере с позднего девона) вблизи северо-восточной окраины Северо-Азиатского кратона в Западном полушарии между 30 и 40° с. ш. и перемещалась вместе с ним в северном направлении. Для Приколымья близкое расположение с кратоном отмечается еще в кембрии (Родионов, Шемякин, 1988), может быть даже в рифее (Комиссарова, 1991; Павлов и др., 1995), а для Омулевского террейна – начиная с ордовика. Следует отметить, что вышеназванные структуры, постоянно находясь рядом с кратоном в пределах погрешностей определения палеоширот, в то же время меняли свое местоположение и ориентировку относительно последнего. Так, Приколымье в среднем–позднем девоне было развернуто относительно кратона на 132±17,7° против часовой стрелки (Колесов, 2001) (средний палеомагнитный полюс для Сибирского кратона в девонское время взят из работы А.Н. Храмова (1991, с. 167), а в период с силура до перми Омулевский террейн развернулся относительно кратона примерно на 85–100° против часовой стрелки

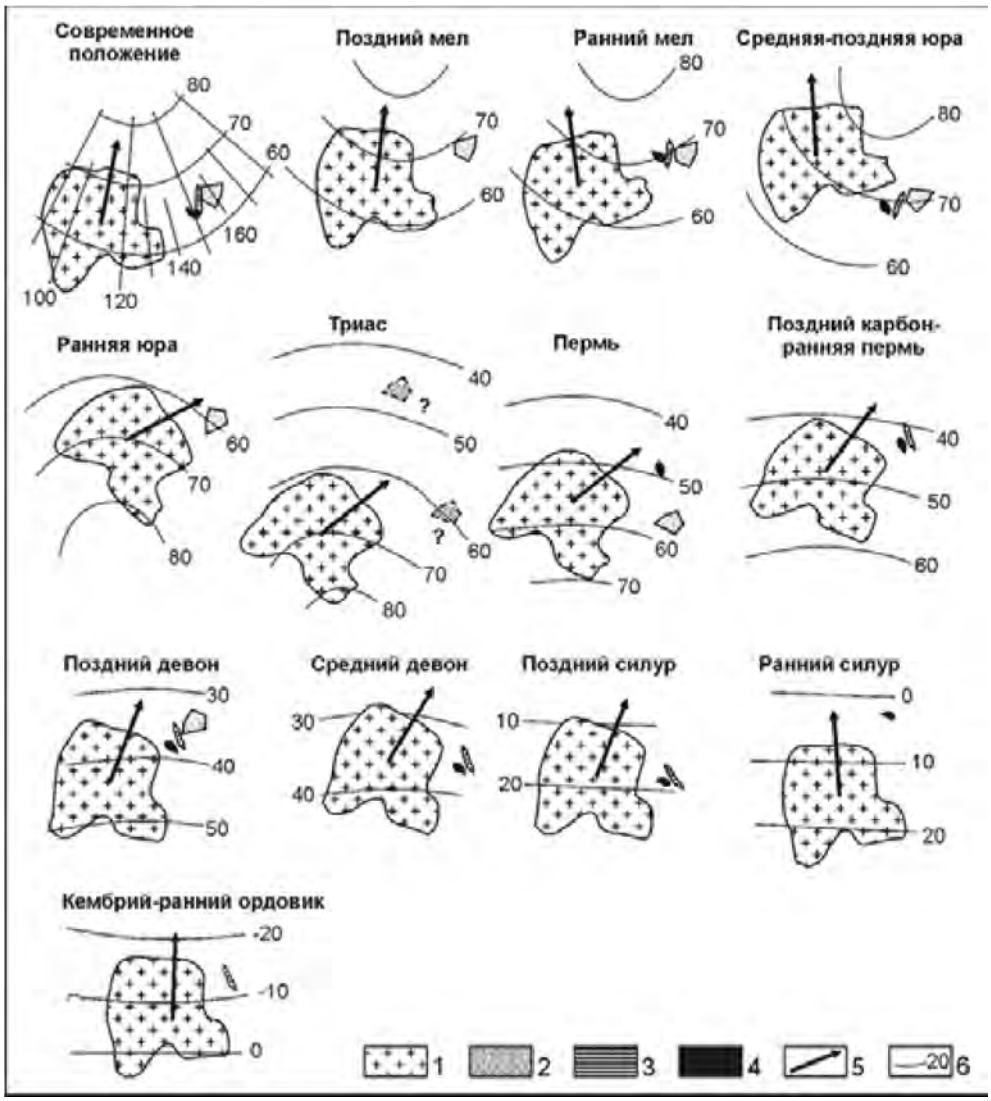


Рис. 4.65. Палеотектоническая эволюция Омулевского (4), Омолонского (2) и Приколымского (3) террейнов в течение фанерозоя.

1 – Сибирский кратон; 2–4 – террейны; 5 – направление на современный геомагнитный полюс; 6 – палеоширoты по палеомагнитным данным

(Минюк и др., 2001). Для Омолонского блока этот разворот (поздний девон) в том же направлении примерно соответствует 90°, а для пермо-триаса поворот данной структуры составляет уже порядка 150° против часовой стрелки. К сожалению, из-за большого различия в размерах анализируемых структур (площадь Северо-Азиатского кратона около 5 млн км^2, а самого крупного из исследуемых блоков, Омолонского террейна, всего около 125 тыс. км^2) отобразить повороты мелких блоков на рисунке очень трудно. Поэтому показано только их местоположение, согласно рассчитанным значениям палеоширот с учетом погрешностей, без относительных поворотов.

В позднекаменноугольное и пермское время сценарий совместного перемещения кратона и исследуемых блоков существенного изменения не претерпел. Структуры (Приколымский и Омулевский террейны), в пределах ошибки определения палеоширoты, располагались вблизи кратона между 40 и 50° с. ш. (Иосифиди, 1988; Колесов, 2001; Минюк и др., 2001). Некоторая несогласованность с приведенными данными наблюдается в местоположении Омолонского террейна в пермскую эпоху (Ложкина и др., 1990; Печерский, 1970). Возможно, это связано с тем, что палеомагнитные направления для перми были рассчитаны по образцам, в которых не полностью выделена первичная намагниченность, а древняя вторичная намагниченность (позднемезозойского возраста) в породах имеет высокие величины магнитного наклонения. В связи с этим следует упомянуть статью, где авторы также отмечают в ранних палеомагнитных определениях по Омолонскому террейну неполное выделение первичной компоненты вектора *In* в породах позднего палеозоя–раннего ме-

зозоя и наличие в них метахронной намагниченности (Бондаренко, Диденко, 1997). Приколымский блок в позднем палеозое располагался примерно на широте 40° в Северном полушарии и был развернут относительно кратона против часовой стрелки на 67,7±28,5° (средний палеомагнитный полюс для Северо-Азиатского кратона в пермское время взят из работы (Палеомагнитология, 1982, с. 302).

Для триасового времени имеются данные только по Омолонскому террейну, но они весьма противоречивы. По мнению А.Н. Храмова (1988), эта структура в раннем и среднем триасе располагалась на широте 46±8°, а в позднем триасе она сместилась к югу на широту 39±8°, т. е. террейн в триасовое время находился между 40 и 50° с.ш. По данным Д.М. Печерского (1970), эта структура в триасе располагалась между 53° и 76° с. ш. при среднем значении 59°. Кратон в это время находился между 60 и 80° с.ш. и, вполне возможно, переходил из Западного в Восточное полушарие (Палеомагнитология, 1982, с. 205). В предыдущем (до триасовой эпохи) и последующем (после нее) сценариях палеотектонического развития Северо-Восточного региона Омолонский блок находился вблизи Северо-Азиатского кратона (см. рис. 4.65). Логичнее было бы принять данные Д.М. Печерского, так как согласно им блок был бы расположен в непосредственной близости от кратона. Однако, как было отмечено выше, в ранних результатах палеомагнитных определений по триасовым породам этой структуры не исключено наличие метахронной намагниченности позднемезозойского возраста. Поэтому на рис. 4.65 отмечены два возможных варианта нахождения Омолонского террейна в триасовое время.

Структурная позднемезозойская эволюция рассматриваемых тектонических объектов практически определила современный облик Северо-Восточного региона. В это время кратон переместился в Восточное полушарие и примерно занял свое современное положение (Храмов, 1988; и др.). В раннеюрское время Омолонский террейн располагался в пределах 60° северной палеошироты (Тектоника..., 2001; Bondarenko, Didenko, 1997; Didenko, Bondarenko, 1998; Didenko et al., 2002; Savostin et al., 1995). В средней–поздней юре эта структура, с учетом погрешности (59±11°северной палеошироты), могла переместиться к северу почти до 70° с.ш., а к позднему мелу она находилась почти на палеошироте 75° (Храмов, 1988; Didenko et al., 2002). Примерно на этих же широтах и в то же время (опять же с учетом погрешностей определения палеоширот) находились Омулевский и Приколымский блоки (Алексютин и др., 1999; Bondarenko, Didenko, 1997; и др.).

Вышеописанная палеотектоническая эволюция отдельных террейнов Северо-Восточного региона изложена на основании анализа только палеомагнитных данных. Для более полного обоснования (или опровержения) этих перемещений необходимо привлечение дополнительных геологических материалов. Сейчас мы можем лишь отметить, что рассмотренный сценарий тектонического развития изученных структур во многом совпадает с вариантами, предлагаемыми некоторыми исследователями-геологами (Объяснительная записка..., 1991; Тектоника..., 2001; Savostin et al., 1995), а повороты отдельных структур, в частности Приколымья, обоснованы с чисто геологических позиций (Шишкин, 1979).

ЧАСТЬ II

ГЛАВА 5
МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ЗОНЫ ТИПОВЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Реконструкция геодинамических обстановок проявления магматизма основывается на вещественном составе и геохимической типизации изверженных пород. Первые попытки тектонических реконструкций на основе соотношений элементов (эмпирические диаграммы Дж. Пирса и Дж. Канна), проведенные в 70-е годы XX в., позволили получить геохимическую характеристику магматических пород современных геодинамических обстановок: вулканических дуг, океанического дна и внутриплитные (С. Тейлор, Л.В. Таусон, П. Якиш, А. и Ц. Энгель, Р. Хавенс, А. Уайт и др.). В результате были выделены их основные геохимические типы, проявленные в различных структурах континентов и океанов. Это позволило установить закономерности связи между геохимическим составом пород и геодинамическими условиями их образования. Наиболее информативным оказался редкоэлементный состав пород. В настоящее время для магматических пород основного и кислого состава разработано много дискриминантных диаграмм, использующих элементы-примеси. Их применение является основным фактором для реконструкции геодинамических обстановок проявления магматизма в различные геологические периоды развития Земли.

В настоящей главе дана геологическая и петрогеохимическая характеристика главнейших вулканических и плутонических комплексов орогенных поясов и кратонных блоков, выделенных в качестве магматических поясов, зон и образований, «сшивающих» и перекрывающих смежные террейны или орогенные пояса. Рассмотрены типовые магматические комплексы, характеризующие не только классические геодинамические обстановки: коллизионные, надсубдукционные и внутриплитные, но и впервые выделенную для Дальнего Востока России геодинамическую обстановку трансформных континентальных окраин калифорнийского типа, связанную с трансформными границами литосферных плит (Ханчук и др., 1997). Характеристика магматических комплексов дана на основе новейших данных геологического и изотопно-геохимического состава пород. Рассмотрены особенности металлогенической специализации и рудоносности магматических комплексов различных геодинамических обстановок, позволяющие по-новому рассмотреть основные закономерности геодинамики и металлогении Востока России.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ОБСТАНОВОК

В разделе описаны коллизионные магматические пояса (рис. 5.1), типовые для Дальнего Востока России.

ГЛАВНЫЙ КОЛЫМСКИЙ БАТОЛИТОВЫЙ ПОЯС (ПОЗДНЯЯ ЮРА–РАННИЙ МЕЛ)

Этот протяженный (длиной более 1100 км и шириной до 300 км) плутонический пояс (рис. 5.2) располагается вдоль границы верхоянского миогеоантиклинального комплекса с Индигиро-Омолонским супертеррейном, причем большинство гранитных плутонов локализовано в Куларо-Нерском террейне.

Несмотря на довольно хорошую изученность гранитоидного магматизма Яно-Колымского коллизионного пояса (Гринберг и др., 1970; Рожков и др., 1971; Загрузина, 1977; Ненашев, Зайцев, 1985; Соболев, 1989; Трунилина, 1992; Шкодзинский и др., 1992), общепринятой схемы его проявления не существует. Разные авторы по-разному трактуют возраст отдельных комплексов интрузивов и условия их формирования. И.А. Загрузина, например, выделяет ранний комплекс догранитных малых интрузий, ран-

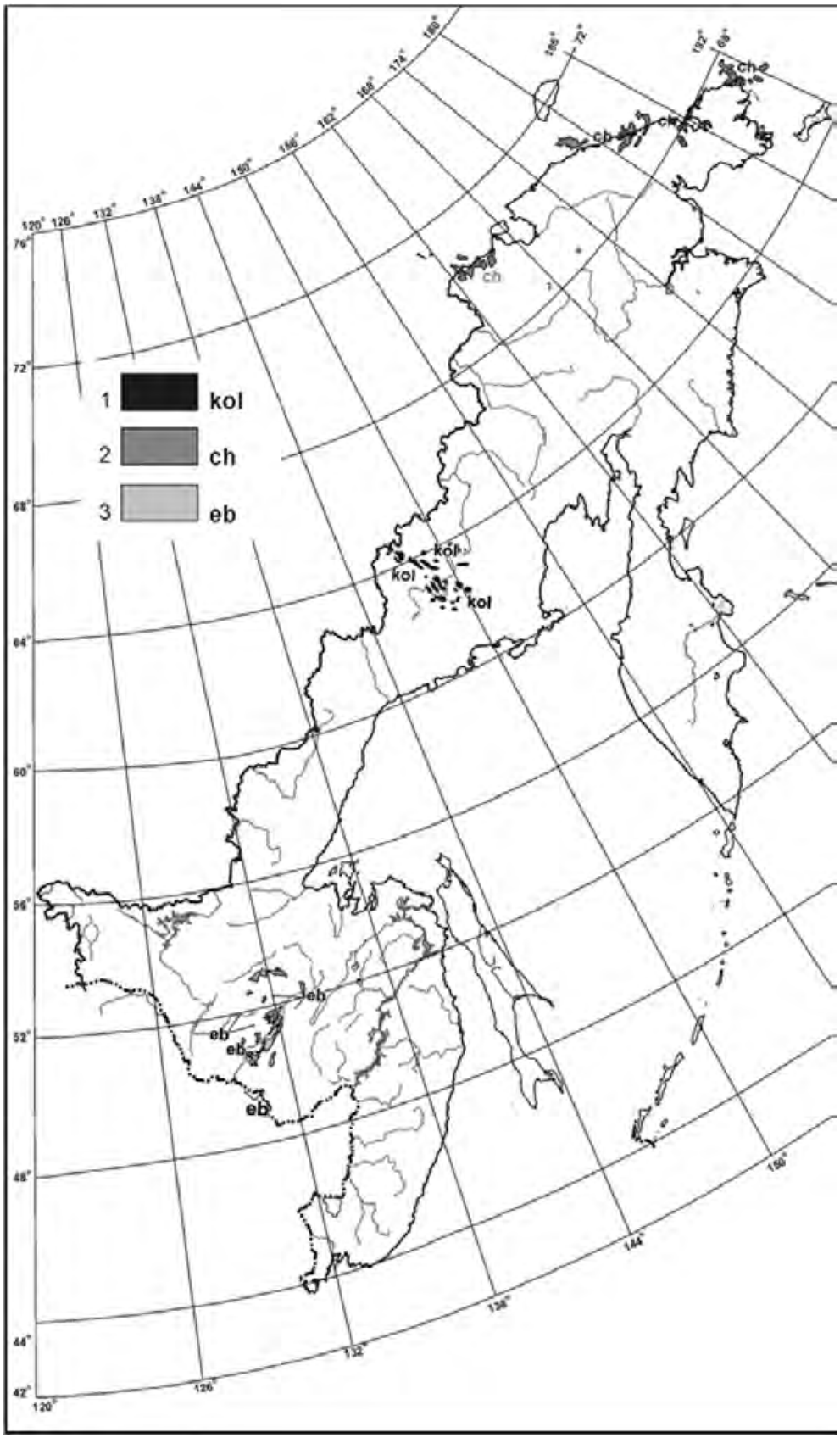


Рис. 5.1. Схема размещения коллизионных магматических поясов.

1 – Главный Колымский батолитовый пояс (поздняя юра–ранний мел); 2 – Чукотский плутонический пояс (поздняя юра–мел); 3 – Восточно-Буреинский гранитный пояс (триас)

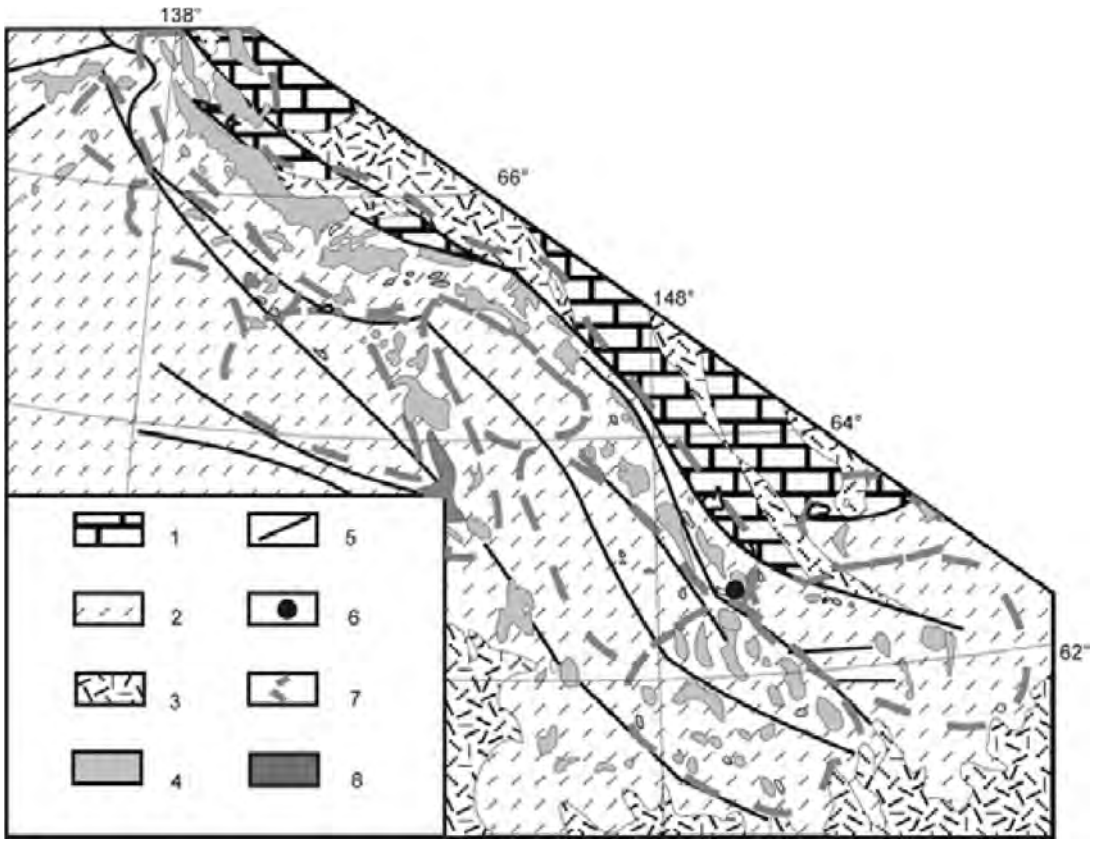


Рис. 5.2. Главный батолитовый пояс Яно-Колымского орогена, по Н.А. Горячеву (1998).
1 – палеозойские карбонатные отложения Индигиро-Омолонского супертеррейна; 2 – терригенные отложения Верхоянского миогеоклинального пояса и Вилигинского террейна; 3 – вулканогенные образования Уяндино-Ясачненского и Охотско-Чукотского поясов; 4 – гранитоиды; 5 – главные разломы; 6 – Сохатиный перидотит-габбровый массив; 7 – контуры интрузивных ареалов; 8 – аккреционные дацитовые субвулканические массивы

нюю гранодиоритовую формацию, формацию высокоглиноземистых и двуслюдяных гранитов (колымский комплекс), позднюю гранодиоритовую формацию (охотский комплекс) и формацию субщелочных гранитов (Загрузина, 1977). А.П. Соболев (1989) считает неправомерным выделение раннего гранодиоритового комплекса и рассматривает все многообразие гранитоидов в мезозоидах в составе позднеюрско-раннемелового комплекса высокоглиноземистых гранитов, раннемеловых гранодиоритов (адамеллитов) и меловых лейкократовых гранитов. В Охотско-Чукотском вулкано-плутоническом поясе (далее ОЧВПП) он описывает тоналит-гранодиоритовый, гранодиорит-гранитный, гранодиорит-гранит-лейкогранитный и граносиенит-щелочно-гранитный комплексы. Такая же сложная классификация у В.А. Трунилиной (1992), выделившей позднеюрско-раннемеловую тоналит-гранодиоритовую и раннемеловые диорит-гранодиорит-гранитную, гранодиорит-гранитную и гранит-лейкогранитную формации. В той или иной степени во всех этих классификациях, как отметил В.С. Шкодзинский (Шкодзинский и др., 1992), главенствует одна система признаков (породная или химическая). Он предложил вариант многоуровневой классификации (породные ассоциации, петрохимические и петрологические типы). Однако в нем не нашли отражения геохронологические признаки, важные для установления связи тех или иных комплексов гранитов с оруденением. Поэтому, принимая в целом систематику В.С. Шкодзинского, мы уделили больше внимания возрасту магматических ассоциаций, расширив и видоизменив рамки его классификации (Горячев, 1998).

Итак, по геологическому положению, взаимоотношениям и по абсолютному возрасту среди многообразия позднемезозойских гранитоидов Северо-Востока Азии можно выделить две аккреционные – позднеюрско-раннемеловую и раннемеловую и одну постаккреционную – позднемеловую магматические серии (Горячев, 1998). По петрографическим и геохимическим признакам среди них отмечаются многочисленные, часто повторяющиеся комплексы гранитоидных интрузий, которые рассматриваются в качестве диорит (тоналит)-гранодиоритовой, гранодиорит-гранитной, щелочно-гранитной и гранит-лейкогранитной магматических ассоциаций. Абсолютный возраст указывает на синхронность формирования гранитоидов одних ассоциаций и формиро-

вание других только на определенных этапах геологической истории региона (табл. 5.1).

К указанным ассоциациям следует добавить редко встречающуюся, но характерную для коллизионной обстановки перидотит-габбровую ассоциацию, представленную дайками базитов (Горячев, Колесниченко, 1997). Ниже описаны выделенные серии пород.

Таблица 5.1

Геохронологические данные о возрасте гранитоидных ассоциаций Северо-Востока Азии, млн лет (Горячев, 1998)

Ассоциация	Rb-Sr метод	Ar-Ar метод	K-Ar метод
Гранит-лейкогранитная	169–143; 113–77	148,3–137,5; 79,9–77,5	155–125; 107–90
Диорит-гранодиоритовая	158–141	146,5–140,4	153–140
Гранодиорит-гранитная	129–113	110–99	134–105
Щелочно-гранитная	63	76	90–77

Примечание. Использованы данные А.Г. Бахарева с соавторами (1997); И.Н. Котляра с соавторами (1997); З.А. Палымской (1991); Р.Дж. Ньюберри с соавторами (2000).

Позднеюрско-раннемеловая серия

Эта серия магматических пород представлена перидотит-габбровой, диорит-гранодиоритовой и гранит-лейкогранитной ассоциациями.

Перидотит-габбровая ассоциация. Эта ассоциация слагает один массив и редкие дайки, причем некоторые из даек вмещают золото-кварцевое оруденение (Апельцин, 1957; Гавриков и др., 1962; Индолев, 1979; Волкодав, 1984). Особое место занимает единственное тело габбро-перидотитового состава в истоках руч. Сохатиный (Загрузина, 1973; Лычагин, 1993), расположенное в центре юго-восточного фланга коллизионного пояса (рис. 5.2). Габброиды и ультраосновные породы образуют вытянутую в северо-западном направлении пластину, зажатую между крупными гранитными интрузивами. Протяженность пластины около 13 км при ширине 2–3 км. По геофизическим данным предполагается продолжение массива на глубину несколько километров. Габброиды и ультрамафиты Сохатиного массива прорваны и метаморфизованы гранитоидами массива Маяк. Вмещающие осадочные породы – среднеюрские.

Этот массив основных и ультраосновных пород детально охарактеризован П.П. Лычагиным (1993), который описал его расслоенное строение с почти горизонтальным положением поверхностей расслоения в средней части массива. В целом в составе массива, по данным П.П. Лычагина, преобладают лейкократовые эвкриты (60 %), а также эвкриты и биотитовые габбро-нориты (30 %) при подчиненном значении анортозитов (5 %), биотит-гиперстеновых габбро-диоритов (5 %), тылаитов, троктолитов и плагиоклазовых перидотитов (менее 1 %). Отмечаются также редкие жилы тоналитов. Акцессорные минералы – хромит, пирротин, апатит.

Дайки габброидов известны и в других районах Яно-Колымского орогенного пояса (Индолев, 1979; Горячев, Колесниченко, 1997), в частности в районе гранитоидного массива Большие Пороги.

Диорит-гранодиоритовая ассоциация. Эта ассоциация представлена обширными дайковыми ареалами, в которых помимо даек известны и небольшие (до 10 км^2) плутоны пестрого состава. Типичными для таких плутонов являются диорит-гранодиоритовый комплекс Басугуньинского золоторудно-магматического узла, расположенный на восточном фланге Иньяли-Дебинского синклинория (Гамянин и др., 1991; Гамянин, Горячев, 1991; Горячев, Колесниченко, 1997), Салгынтарский массив (Колесниченко, Горячев, 1992) и Бургагынский шток (Горячев и др., 1989). Дайки обычно образуют протяженные (до первых километров) относительно маломощные (первые метры, реже десятки метров), круто-, реже пологопадающие тела разной ориентировки. Они часто группируются в небольшие свиты – сгущения даек, чередующиеся с участками их разрежения. При полевых наблюдениях на полигонах отработанных россыпей установлены весьма прихотливые поверхности их контактов и многочисленных апофиз с вмещающими породами. Дайки внедрялись позднее жил безрудного кварца (рассекают их и содержат их ксенолиты), но до образования золото-кварцевых жил.

Дайки и малые интрузивы сложены разнообразной группой пород – от ранних (пироксен-амфиболовых диоритов, кварцевых габбро-диоритов, диоритов и диоритовых порфиритов) до поздних (биотит-амфиболовых гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, гранитов и гранит-порфиров). Среди даек преобладают породы среднего состава. Соотношения даек и малых интрузивов неоднозначны. В одних случаях мы встречаем признаки метаморфизма в дайках со стороны кислых пород штоков вплоть до пересечения даек гранит-порфиров жилами аплитов (Светлинский шток), в других случаях (Салгынтарский и Красивый массивы) наблюдаются переходы пластиновидных тел в пучки даек-апофиз без изменения состава, но со структурными преобразованиями (переход в порфировые разности) (Горячев, 1998). В дайках и штоках иногда отмечены ксенолиты кристаллических сланцев, амфиболитов и очень редко мраморов (Берелехское поле, Салгынтарский плутон).

В породах ранней группы темноцветные минералы составляют 25–45 % объема при заметном преобладании пироксенов и амфибола. Пироксены кварцевых габбро-диоритов относятся к высокомаг-

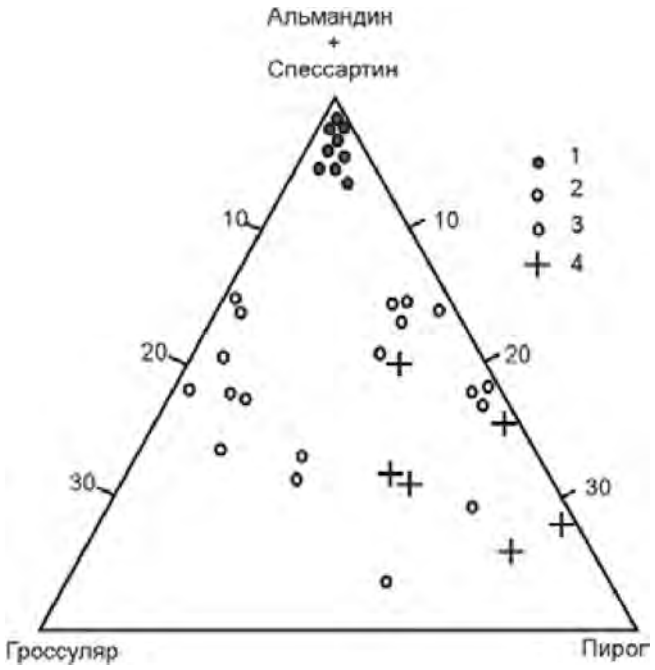


Рис. 5.3. Диаграмма составов гранатов плутонических пород Яно-Колымского пояса.

1 – гранаты плутонов гранит-лейкогранитной ассоциации; 2 – гранаты даек диорит-гранодиоритовой ассоциации; 3 – гранаты плутонов гранодиорит-гранитной ассоциации; 4 – гранаты Куларского плутона, по В.А. Трунилиной (1975 г.) и др.

незиальным разновидностям – как ромбическим (энстатит-бронзит и гиперстен), так и моноклинным (авгит-эндиопсид), установленным микрозондовым анализом. В диоритах и кварцевых диоритах основные минералы – моноклинные пироксены (авгит), ассоциирующие с магнезиально-железистой роговой обманкой (f′ = 48,1; K_{al} = 12,1). В дайках диорит-порфиритов устанавливаются реликты как гиперстена, так и авгита. Пироксены характеризуются повышенными содержаниями Cr_2O_3 (0,06–0,82 мас.%). Биотиты, высокотитанистые по составу (TiO_2 = 2,4–5,2 мас.%), разделяются на две группы: магнезиальные (f′ = 37,3–47,7), вероятно ранние, и железистые (f′ = 52,4–74); последние также и более глиноземистые. В породах почти постоянно отмечаются кварц (до 6 %) и ортоклаз; количество плагиоклаза ($Pl_{45–85}$) достигает 60 %. Поздние биотит-амфиболовые гранодиориты, граниты и гранит-порфиры пересекают дайки диоритовых порфиритов, а иногда наблюдаются и постепенные переходы порфировидных гранодиоритов в кварцевые диориты краевой части плутона (массив Красивый). Для пород этой группы в составе темноцветных минералов типично присутствие гиперстена (f′ = 48–54,2) и роговой обманки (f′ = = 57,2; K_{al} = 6,9), ассоциирующих с биотитом (f′ = = 62,5–77; K_{al} = 19,2–21). Максимальной железистостью отличаются темноцветные минералы Бургагынского массива. Для акцессориев обычна апатит-ильменитовая минеральная ассоциация с пиритом, пирротином, арсенопиритом и редкими ортитом, халькопиритом и другими сульфидами. В ильменитах отмечены редкие включения низкотитанистого (TiO_2 = 0,23 мас.% в диоритах и 1,06–2,34 мас.% в гранодиоритах) магнетита, пирофанита и хромшпинелида (Гамянин и др., 1991). Апатит содержит незначительные (менее 0,2 мас.%) концентрации марганца и высокие хлора (0,2–0,9 мас.%) со снижением концентраций последнего в апатитах из гранитов. Важный и обычный акцессорный минерал – гранат, отличающийся повышенным содержанием гроссуляровой компоненты (рис. 5.3). Дайки в гораздо большей степени, чем штоки, подвержены автометасоматическим изменениям, представленным карбонатизацией, альбитизацией, хлоритизацией и редкой эпидотизацией.

По минеральному составу и петрохимическим параметрам породы даек и малых плутонов относятся к калиево-натриевой серии нормальной щелочности и глиноземистости с некоторым преобладанием натрия, за исключением кислых пород и жильных дериватов гранитоидных массивов. Кислые породы, как правило, пересыщены кремнеземом. Гранитоиды закономерно эволюционируют от средних к кислым и даже ультракислым (в жильной и дайковой фации) и образуют почти непрерывный (по SiO_2) ряд, в котором можно выделить пять групп: измененных диорит-порфиритов с обратно пропорциональной зависимостью щелочности от кремнекислотности; диоритов–кварцевых диоритов; гранодиоритов–гранодиорит-порфиров; умеренно кислых гранитов и ультракислых гранит-порфиров (рис. 5.4). Среди последних по соотношению щелочей различаются натриевые и калиевые (рис. 5.4). На AFM диаграмме поле изверженных пород данной ассоциации располагается на границе между гиперстеновой и пижонитовой сериями, с одной стороны, и известково-щелочной с толеитовой – с другой. Этому также соответствует и состав темноцветных минералов. На диаграмме Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) точки ложатся в поле вулканических дуг (рис. 5.5). Породам не свойствен европиевый минимум в распределении редких земель (рис. 5.6).

Химически породы Сохатиного массива габбро-перидотитовой ассоциации характеризуются минимальными содержаниями кремнекислоты, окислов калия, натрия и железа и максимальными – глинозема (табл. 5.2). Среди них также есть и самые магнезиальные породы. Для диорит-гранодиоритовой ассоциации типична разная железистость габбродиоритов: максимальная для Бургагынского штока и минимальная – для Басугуньинских массивов. Последние имеют также и самую низкую щелочность, близкую габброидам перидотит-габбровой ассоциации. Следует отметить и низкие концентрации титана в габбро-диоритах Басугуньинских интрузивов.

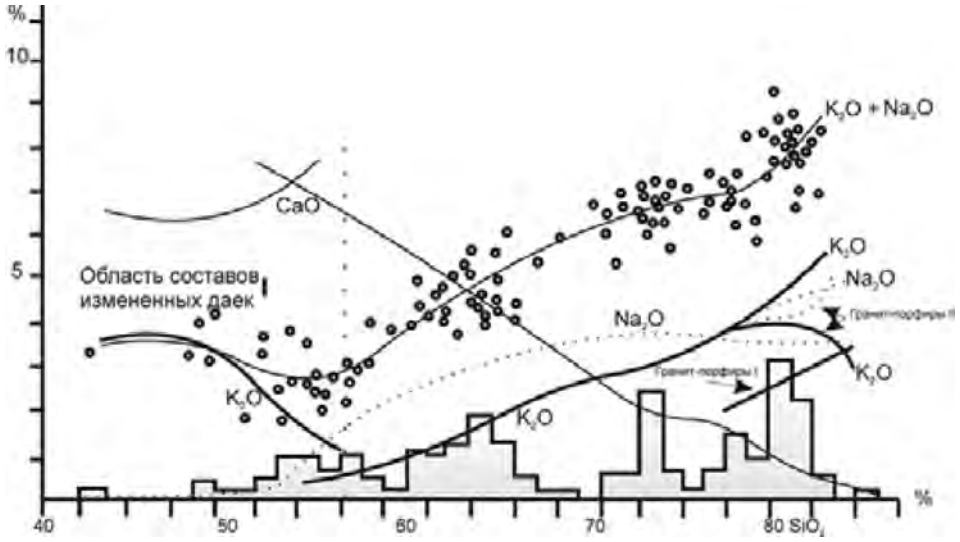


Рис. 5.4. Вариации химического состава даек Нижнеберелехской свиты (диорит-гранодиоритовая ассоциация) (Колесниченко, Горячев, 1992)

Все рассматриваемые породы содержат крайне невысокие количества рубидия (менее 60 г/т), иттрия (менее 30 г/т) и ниобия (обычно менее 10 г/т), относительно небольшие, но неравномерные – циркония (5–246 г/т) и стронция (от 91 до 300 г/т). При этом в ультрамафитах Сохатиного массива концентрации всех элементов (см. табл. 5.2) минимальны. Габбро-диоритам диорит-гранодиоритовой ассоциации свойственны умеренные содержания стронция (200–300 г/т) и относительно низкие концентрации циркония (35–60 г/т), что несколько отличает их от даек габбро-перидотитовой ассоциации. Однако главное, что по распределению рубидия, стронция, иттрия и циркония они близки породам Сохатиного массива. Несмотря на единичные определения, можно сказать, что по содержанию редких земель габбро-диориты Басугуньинских интрузивов близки габбро-диабазам Имтачанской дайки (см. рис. 5.6). В то же время породы Сохатиного массива обогащены хромом (Cr = 350–6540 г/т), в остальных же интрузивах его концентрация заметно ниже (не более 138 г/т). По содержаниям кобальта (38–450 г/т), никеля (5–233 г/т) и меди (6–38 г/т) рассматриваемые интрузивы почти не различаются, однако максимальные концентрации этих элементов известны также в ультрамафитах и габброидах Сохатиного интрузива, где они распределены неравномерно и отражают, повидимому, его расслоенный характер (Горячев, Колесниченко, 1997). Геохимические данные (Горячев, Колесниченко, 1997), равно как и геофизические материалы, не позволяют считать Сохатиный интрузив фрагментом офиолитов хр. Черского (Оксман и др., 1994). Помимо этого, породы данного массива отличаются от офиолитов хр. Черского почти полным отсутствием следов регионального метаморфизма (Оксман и др., 1994). Поэтому есть все основания рассматривать Сохатиный массив в качестве индикатора возбужденной мантии – явления, распространенного в коллизионных складчатых поясах (Федоровский и др., 1995). Массив и базитовые дайки этой ассоциации являются производными глубинных магм, связанных с возбужденной мантией, вызвавшей интенсивное предколлизионное раннеюрское трогообразование. Сходство же геохимических параметров наиболее основных пород диорит-гранодиоритовой и габбро-перидотитовой ассоциаций свиде-

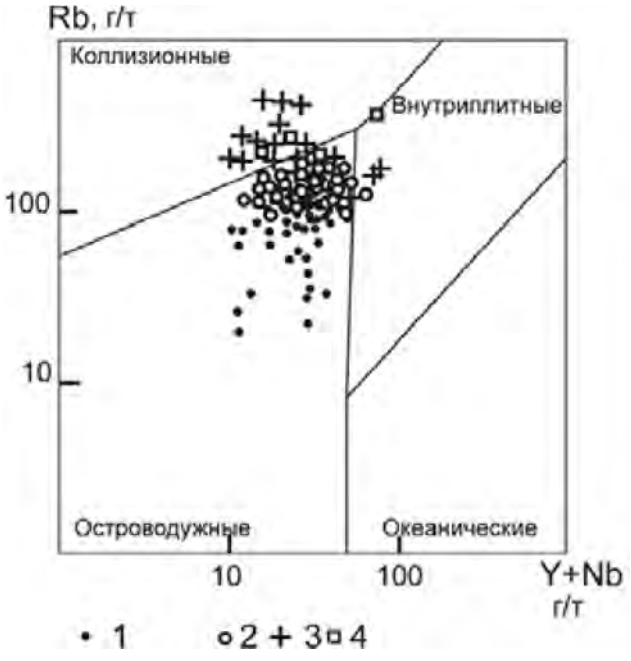


Рис. 5.5. Дискриминантная диаграмма Rb–Y+Nb (Pearce et al., 1984) для гранитоидов Яно-Колымского пояса.

1 – диорит-гранодиоритовая ассоциация; 2 – гранодиорит-гранитная ассоциация; 3 – гранит-лейкогранитная ассоциация; 4 – позднемеловые литий-фтористые граниты

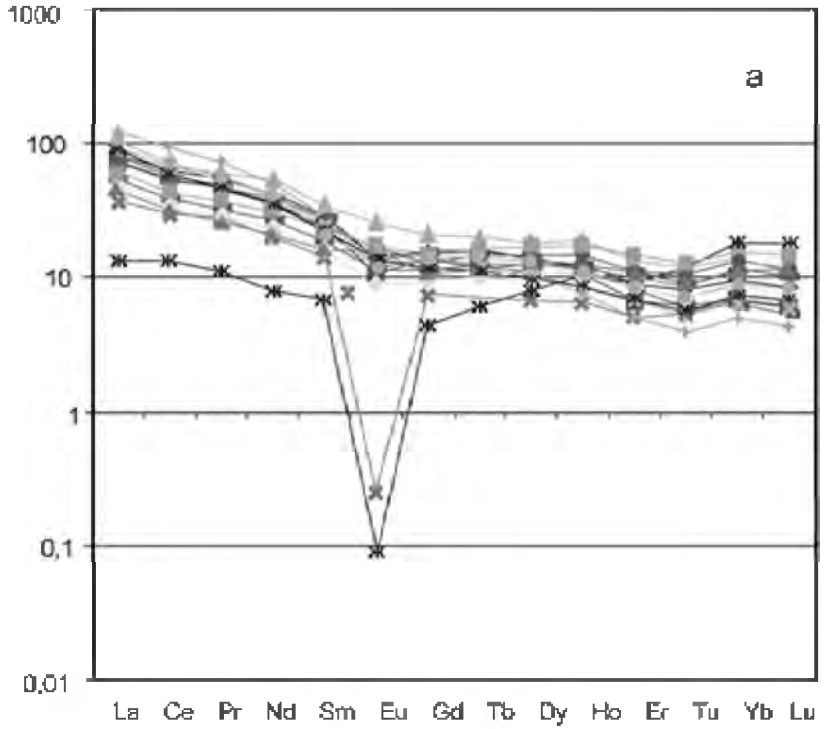
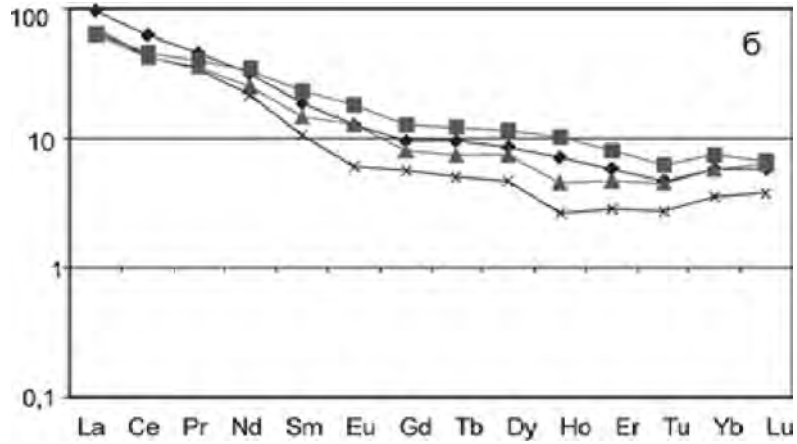
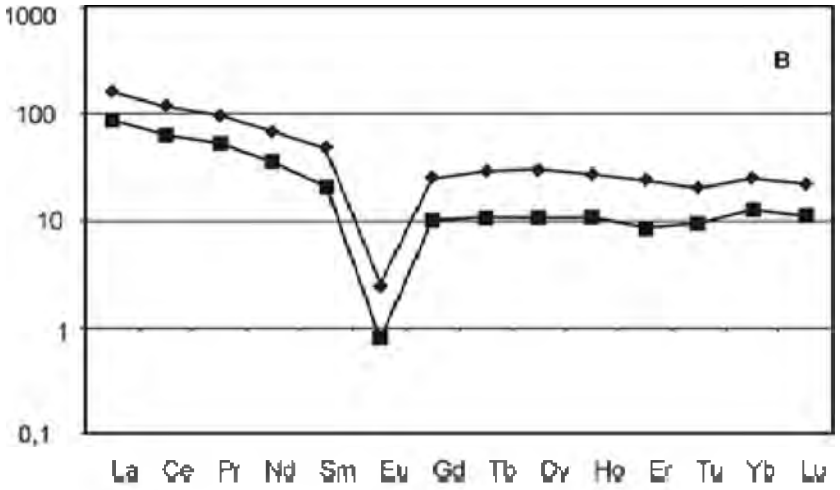


Рис. 5.6. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов, нормализованных в гранитоидах Яно-Колымской коллизионной зоны.

а – I-граниты позднеюрские–раннемеловые; б – Im-граниты позднемеловые; в – A-граниты позднемеловые; г – S-граниты позднеюрские–раннемеловые





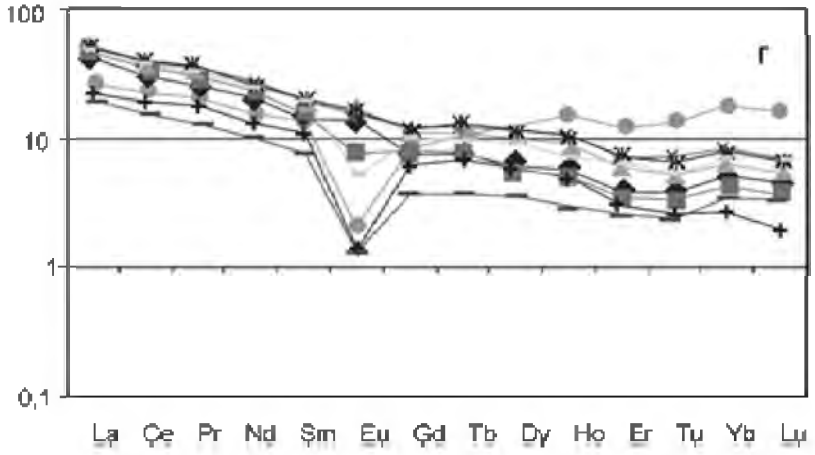


Таблица 5.2

Средний состав гранитоидов отдельных дайковых ареалов Яно-Колымского пояса, мас.%

Окислы	1 (26)	2 (9)	3 (10)	4 (14)	5 (14)	6 (6)	7 (6)	8 (8)	9 (2)	10 (4)	11 (3)	12 (2)	13 (1)	14 (1)
SiO_2	57,25	50,26	68,19	73,97	74,80	68,77	72,08	67,20	68,25	66,38	71,18	51,04	69,07	56,56
TiO_2	0,39	0,36	0,30	0,09	0,04	0,26	0,17	0,54	0,53	0,53	0,31	1,51	0,57	1,05
Al_2O_3	15,36	14,90	14,80	13,97	14,42	14,26	13,73	15,30	15,22	15,93	15,11	16,04	15,33	17,47
$Fe_{общ.}$	6,32	7,14	4,22	1,89	0,98	4,03	2,47	4,20	3,98	4,15	2,48	9,38	4,53	7,60
MnO	0,12	0,13	0,07	0,04	0,03	0,10	0,04	0,08	0,06	0,07	0,06	0,14	0,05	0,15
MgO	5,86	6,56	0,51	0,18	0,10	0,26	0,25	1,22	1,49	1,63	0,99	4,99	0,20	3,61
CaO	5,81	6,71	2,24	0,89	0,40	2,28	1,80	2,53	2,48	4,00	2,65	8,19	0,67	6,60
Na_2O	2,26	0,81	3,66	4,10	4,62	3,68	3,46	3,10	3,01	3,14	3,33	2,65	3,74	3,43
K_2O	1,51	2,74	3,22	2,98	3,61	2,73	3,58	3,35	3,68	3,22	3,45	0,50	2,68	1,26
P_2O_5	0,06	0,05	0,09	0,03	0,02	0,09	0,05	0,12	0,11	0,12	0,08	0,16	0,16	0,12
п.п.п.	5,14	10,36	2,70	1,88	1,08	3,58	2,42	2,25	0,62	0,40	0,36	5,03	2,70	2,54
Сумма	100,08	100,02	100,00	100,02	100,10	100,09	100,05	99,89	99,93	99,53	100,08	99,63	99,67	99,33

Окислы	15 (2)	16 (1)	17 (2)	18 (1)	19 (2)	20 (2)	21 (2)	22(11)	23(6)	24(6)	25(2)	26(7)	27(15)
SiO_2	62,25	40,44	41,97	47,36	46,68	47,38	52,73	60,64	66,84	69,24	51,40	54,97	68,37
TiO_2	0,72	0,06	0,06	0,29	0,15	0,35	0,65	0,69	0,52	0,33	1,00	0,92	0,33
Al_2O_3	15,78	9,29	17,02	18,73	22,31	24,61	17,00	15,64	15,65	14,88	17,53	17,28	15,57
$Fe_{общ.}$	5,00	16,77	10,21	9,02	5,38	5,88	8,85	6,55	4,56	3,71	11,87	10,02	4,21
MnO	0,12	0,20	0,11	0,14	0,07	0,07	0,16	0,09	0,07	0,04	0,21	0,17	0,05
MgO	2,12	23,37	16,54	9,84	8,70	4,57	6,98	3,91	1,39	1,05	4,58	3,60	0,81
CaO	3,66	5,46	9,09	10,68	12,98	13,58	9,64	6,30	3,25	2,27	8,42	7,14	3,01
Na_2O	2,86	0,49	0,92	1,16	1,70	2,07	1,91	2,85	3,30	3,22	2,61	2,90	3,69
K_2O	1,90	0,04	0,11	0,11	0,20	0,33	0,75	2,56	3,58	3,98	0,90	1,37	3,27
P_2O_5	0,21	–	0,01	–	0,01	0,05	0,13	0,09	0,13	0,13	0,22	0,20	0,15
п.п.п.	5,26	3,88	5,95	2,66	1,82	1,39	1,00	0,98	0,77	0,82	1,25	0,96	0,58
Сумма	100,05	100,00	100,00	99,99	99,98	100,00	99,80	100,30	100,06	99,67	100,00	99,53	100,04

Примечание. 1–11 – **Берелехский ареал** (Колесниченко, Горячев, 1992): 1 – дайки диоритовых и кварц-диоритовых порфиритов; 2 – измененные дайки; 3 – дайки гранодиорит-порфиров; 4 – дайки натровых гранит-порфиров; 5 – дайки гранит-порфиров; 6, 7 – Светлинский шток: гранодиориты (6), граниты (7); 8, 9 – Салгынтарский массив: гранодиориты района Дорожного месторождения (8), гранодиориты горы Надежда (9); 10,11 – Мяунджинский массив: гранодиориты (10), граниты (11); 12–15 – **Эльгинский ареал**: 12, 13 – Имтачанская дайка: габбро-диабазы (12), гранодиорит-порфиры (13); 14 – диорит-порфириты – Делегенняхский шток; 15 – кварцевые диориты – Стародеченский шток; 16–20 – **Сохатиный массив**: тылаиты (16), эвкриты (17–19), габбро (20); 21–24 – **Утинский узел**: габбро-диориты (21), диориты и кварцевые диориты (22), гранодиориты (23), граниты (24); 25–27 – **Бургагынский массив**: габбро-диориты (25), кварцевые диориты (26), гранодиориты (27). Здесь и в табл. 5.3. 5.5 в скобках у порядкового номера – количество анализов при расчете среднего. $Fe_{общ.}$ дано в виде FeO.

тельствует о возможном участии глубинных базитовых магм в формировании интрузивов диорит-гранодиоритовой ассоциации.

Минеральный и химический состав пород диорит-гранодиоритовой ассоциации сопоставим с составом I-гранитоидов ильменитовой серии. С этими интрузивами ассоциирует основное золото-кварцевое оруденение Яно-Колымского золотоносного пояса. Возраст даек и массивов этой ассоциации определяется по прорыванию ими осадочных позднеюрских пород, по секущему их положению относительно складчатых структур (Прииндигирская свита даек и др.) и контактовому метаморфизму их раннемеловыми интрузивами гранодиорит-гранитной ассоциации. Многочисленные K-Ar датировки дают устойчивый интервал – 155–140 млн лет (Загрузина, 1977; Котляр и др., 2001). Для Салгынтарского массива известна Rb-Sr изохрона с датой 147 млн лет при первичном отношении изотопов стронция 0,7071 (Котляр, Жуланова, 1996), а для массива Красивый (Утинская группа штоков) по нашим данным определена изохрона с датой 145 млн лет при первичном отношении изотопов стронция 0,711. Возраст даек-апофиз 139 млн лет при первичном отношении изотопов стронция 0,708. Изохронный Rb-Sr возраст массива Дубач-Бейча в Среднеканском узле 152 млн лет при первичном отношении изотопов стронция 0,706 (Палымская, 1991); Бургагынского массива – 149 млн лет по U–Pb методу (Moll-Stalcup et al., 1995). Эта дата близка к имеющейся у нас дате 152 млн лет (K-Ar возраст по биотиту) и новым аргон-аргоновым датировкам (Ньюберри и др., 2000).

Гранит-лейкогранитная ассоциация. Граниты этой ассоциации слагают крупные однородные ба-

толиты площадью до 7000 км^2. Они образуют основу Туостах-Дебинского и Верхне-Колымского плутонических ареалов и встречаются в Сеймчано-Сугойском и Оротукано-Сугойском ареалах. Эти плутоны изучены очень детально (Серебряков, 1972; Загрузина, 1977; Соболев, Колесниченко, 1979; Соболев, 1989; Шкодзинский и др., 1992; и др.). Характеристика ассоциации приводится здесь в основном по собственным материалам с привлечением других литературных данных (Мякитский массив в Оротукано-Сугойском ареале (Горячев, Колесниченко, 1990), массив Южный Большой Анначаг в Верхне-Колымском ареале и массивы Большой Каньон и Дерясь-Юрега в Сеймчано-Сугойском районе и др.).

Почти все массивы этой ассоциации локализованы в антиклинальных и антиклинорных структурах, причем массивы Туостах-Дебинского ареала могут рассматриваться как уникальная неоднородно эродированная плитообразная залежь, наклоненная на северо-восток и маркирующая зону столкновения Индигиро-Омолонского супертеррейна с пассивной окраиной Сибирского континента. К подобному выводу на примере крупнейшего в этом ареале Чибагалахского массива ранее пришла В.А. Трунилина, выдвинувшая предположение о его плитообразной форме и падении на северо-восток (Флеров и др., 1979). Однако большинство таких массивов конформны складкам, контакты их обычно параллельны направлениям простирания осадочных толщ и часто падают в стороны вмещающих пород. На примере массива Южный Большой Анначаг Б.А. Мальков показал, что «…шарниры линейных складок Джелгалинской системы, по отношению к которой интрузив является диагональным, по мере приближения к гранитоидам воздымаются, падение крыльев выполаживается и контуры слоев в плане как бы повторяют контуры интрузива» (Мальков, 1976, с. 120). Такие соотношения привели его к выводу не только об активном влиянии внедрения гранитов на вмещающую толщу, но и о близости времени их внедрения и формирования складок.

По размерам и морфологии рассматриваемые плутоны можно разделить на три группы: крупные (площадью в сотни и тысячи квадратных километров) пластинообразные субсогласные простиранию осадочных толщ (Чибагалахский и большая часть массивов Туостах-Дебинского ареала) (I); средние (сотни квадратных километров) относительно изометричные (массивы Верхне-Колымского ареала и некоторые плутоны других ареалов, например Каньонский) (II) и мелкие (десятки квадратных километров) изометричные или неправильной морфологии, такие как Мякитские купола и Дерясь-Юрегинский куполообразные массивы (III). Для плутонов этих групп устанавливаются и другие различия. Так, для интрузивов группы I характерны приконтактовые ореолы меланократовых гибридных (диоритов-гранодиоритов) и гранитизированных пород (до 10–15 % площади – Чибагалахский, Хаяргастахский и другие массивы), а также обычна и рассеянная автометасоматическая грейзенизация со слабым оловянным оруденением (Котляр, 1958; Флеров и др., 1979). Для них типичны ксенолиты метаморфических кристаллических пород – высокоглиноземистых гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов (Трунилина, 1992; Шкодзинский и др., 1992). Массивы группы II отличаются отсутствием ореолов меланократовых гранитизированных и гибридизированных пород, но им свойственны зоны приконтактовой инъекционной гранитизации в роговиках и нередки ксенолиты метаморфических пород (Загрузина, 1973; Шкодзинский и др., 1992). Для небольших интрузивов группы III приконтактовая гранитизация вообще не характерна, но отмечаются лейкократовые двуслюдяные оторочки, зоны и плащеобразные залежи грейзенов, интенсивное оловянное (Дерясь-Юрега, Каньон и др.), а реже – вольфрамовое оруденение и слабое – золото-редкометалльное (Мякит). При этом главные и жильные фации плутонов всех групп по составу практически не различаются. Такие устойчивые признаки выделенных групп плутонов позволяют предположить их становление на разной глубине, и группы представляют собой своеобразный вертикальный ряд плутонов гранит-лейкогранитной ассоциации или отвечают разным срезам магматической колонны от глубинных (группа I) и промежуточных (группа II) до приапикальных (группа III).

Главная фация массивов этой ассоциации представлена преимущественно однообразными средне-, крупно- и неравномернозернистыми биотитовыми гранитами. Количество биотита в них невелико – 5–9 %. В составе пород отдельных массивов выделяются две группы биотитов: относительно обогащенные титаном (TiO_2 = 3–4 мас.%), с железистостью f′ = 71—77, и малотитанистые (TiO_2 менее 3 мас.%) максимально железистые (f′ = 91–95 %). В целом интервал железистости биотитов составляет 60–97 % (Липатов, 1959; Рожков и др., 1971; Трунилина, 1992; Шкодзинский и др., 1992). Интересно отметить тенденцию повышения средней железистости биотитов в выделенном выше вертикальном ряду плутонов, что также не противоречит разной глубине их формирования. Кварц образует выделения размером 1–5 мм, и его количество редко превышает 30 %. Из полевых шпатов заметно преобладает калиевый (до 40 %), представленный микроклином и ортоклазом, содержащим иногда незначительное число пертитовых вростков и мирмекитов. Доля зонального плагиоклаза (ядро – $Pl_{30–35}$, края – $Pl_{20–30}$) обычно 15–25 %. Структура породы типично гранитная. К жильной фации относятся аплиты (нередко с анда-

лузитом и турмалином) и пегматиты, обогащенные гранатом и турмалином. В пегматитах изредка встречается шпинель-крейтонит (Горячев, Колесниченко, 1990). Акцессорные минералы представлены ильменитом (MnO до 7 мас.%), гранатом, андалузитом, кордиеритом (в мас.%: Na_2O = 0,23; FeO = = 19,14; MnO = 1,03; MgO = 0,98; Al_2O_3 = 31,7; SiO_2 = = 47,46 – массив Дерясь-Юрега), турмалином, апатитом, сфеном и редкими сульфидами.

Граниты главной фации разных плутонов варьируют от существенно кислых (SiO_2 = 75–77 мас.%) до умеренно кислых (SiO_2 = 69–72 мас.%) (табл. 5.3). Обычно они пересыщены кремнеземом и глиноземом ($Al_2O_3 > CaO+Na_2O+K_2O$ в 15–30 раз). Коэффициент глиноземистости (K_{al}) для пород главной фазы 3,5–6, в жильной фации возрастает до 28–30. Эти особенности состава выражены присутствием высокоглиноземистых минералов (андалузита, кордиерита, граната, турмалина и др.) в гранитах данной ассоциации. В целом граниты относятся к породам нормальной щелочности с незначительным преобладанием калия над натрием. На диаграмме нормативных составов альбит–анортит–ортоклаз точки гранитов Мякитского плутона располагаются в поле калиево-натриевых маловодных (по Г.Б. Ферштатеру (1987)) гранитов, а на диаграмме альбит–ортоклаз–кварц их составы находятся около точки тройной эвтектики при давлении воды 1–2 кбар, что свидетельствует о небольшой глубине становления гранитов, а заметное обогащение их краевых фаций кварцем и мусковитом указывает на относительную закрытость системы в период кристаллизации массива.

По минеральному и химическому составу гранитоиды гранит-лейкогранитной ассоциации уверенно сопоставляются с гранитами S-типа. Для них обычны также высокие концентрации рубидия и низкие – стронция. По геохимическим характеристикам (см. рис. 5.5, 5.6) это типичные коллизионные граниты.

Возраст пород этой ассоциации определяется по прорыванию ими оксфорд-кимериджских эффузивов УЯВП и позднеюрских (в том числе и волжских) терригенных пород Иньяли-Дебинской синклинальной зоны, с одной стороны, а с другой – пересечением их плутонами раннемеловой серии (Большой Анначаг) и дайками гранит-порфиров субвулканической ассоциации раннего мела. Любопытные результаты получены при датировках гранитоидов ассоциации методами абсолютной геохронологии. Так, согласно изохронным Rb-Sr определениям наиболее древние (169–162 млн лет) – плутоны самой глубинной группы (но они рвут келловейские отложения), а наиболее молодые – плутоны средних и малых глубин (154–151 млн лет), в то время как Ar-Ar метод показал 145–135 млн лет для всех групп (табл. 5.4). Достоверные взаимоотношения плутонов диорит-

Таблица 5.3

Состав плутонов гранит-лейкогранитной ассоциации, мас.%

Окислы	1 (60)	2 (24)	3 (5)	4 (5)	5 (6)	6 (11)	7 (5)
SiO_2	73,22	73,29	73,60	69,30	72,37	74,43	72,23
TiO_2	0,27	0,25	0,16	0,57	0,25	0,20	0,27
Al_2O_3	13,71	14,13	13,95	15,09	14,32	13,76	14,66
Fe_2O_3	0,48	0,48	2,09*	2,31	2,47*	1,66*	2,36*
FeO	1,63	1,53		1,84			
MnO	0,06	0,04	0,46	0,07	0,04	0,02	0,06
MgO	0,45	0,60	0,42	0,85	0,45	0,29	0,38
CaO	1,12	0,75	0,91	1,98	1,12	0,74	1,50
Na_2O	3,28	3,67	3,40	3,31	3,36	3,36	3,32
K_2O	4,38	4,02	4,56	4,09	4,83	4,48	4,44
P_2O_5	0,16	0,57	0,17	0,21	0,07	0,20	0,10
п.п.п.	0,85	1,10	0,68	0,46	0,71	0,86	0,70
Сумма	99,65	100,44	100,00	100,08	99,99	99,00	100,05

*Железо дано в виде FeO.

Примечание. 1 – Чибагалахский (Трунилина, 1992); 2 – Ченкеленьинский (Трунилина, 1992); 3 – Большой Анначаг (юг); 4 – Чьорго (Колесниченко, 1992); 5 – Дерясь-Юрега; 6 – Маяк (Колесниченко, 1992); 7 – Мякит.

гранодиоритовой и гранит-лейкогранитной ассоциаций неизвестны, и это, наряду с геохронологическими определениями, позволяет предполагать возможную синхронность их формирования в течение единого коллизионного цикла.

Раннемеловая серия

Эта серия магматических пород представлена гранодиорит-гранитной ассоциацией пород I-типа и дацитовой субвулканической. Интрузивы *гранодио-*

Таблица 5.4

Абсолютный возраст позднеюрско-раннемеловых плутонов гранит-лейкогранитной ассоциации, млн лет (Горячев, 1998)

Плутон	Rb-Sr даты		Ar-Ar даты
Чьорго	154±6,6	Sr_0=0,7045±0,0005	137,5
Маяк (Колымский)	162±3	Sr_0=0,7081±0,0011	144,3
Мякит (северный выход)	–		140,4
Большой Анначаг (южный)	162,8±7,3	Sr_0=0,7085±0,0010	138,3
Большеканьонский	151±11	Sr_0=0,7110±0,0010	146
Дерясь-Юрегинский	–		148,3
Чибагалахский	169±6	Sr_0=0,7090±0,0011	143*
Чалбинский	169±4	Sr_0=0,7094±0,0014	–

*П.У. Лейер и др. (1993).

Примечание. Рубидий-стронциевые датировки выполнены в лаборатории СВКНИИ ДВО РАН (И.А. Давыдов, А.В. Корольков, И.Н. Котляр) по коллекциям П.П. Колесниченко, Е.Ф. Дылевского, Г.Н. Сенотрусова и автора. Ar-Ar датировки – в лаборатории Университета Аляски Фербенкс (П. Лейер) по коллекции автора. Прочерк – нет данных.

рит-гранитной ассоциации широко распространены в Яно-Колымской коллизионной зоне, где они завершают формирование коллизионных магматических серий. Обычно это небольшие плутоны (до 300 км^2), сложенные гранодиоритами (редко диоритами и кварцевыми диоритами) с переходами в адамеллиты либо гранитами (Морджот, Басугуньинский, Столовый, север Большого Анначага и др.). Породы ассоциации иногда характеризуются повышенной известковистостью, что отражается в присутствии в них помимо биотита (f' = 60–71; K_{al} = 19–24) незначительного количества роговой обманки (f' = 57,2; K_{al} = 7,6). В краевых и апикальных частях таких интрузивов сосуществующие биотит и амфибол имеют близкую и более высокую железистость (f' = 72–77 и 76–79 соответственно). Темноцветные минералы в массивах гранодиорит-гранитной ассоциации составляют обычно 6–13 % объема. Акцессорные минералы – ильменит, ортит, апатит, гранат, циркон и рудные – арсенопирит, леллингит и др. (Гамянин и др., 1991). Для них типичны пониженная щелочность, пересыщенность глиноземом и большие содержания калия (табл. 5.2) по сравнению со сходными по составу породами позднеюрско-раннемеловой диорит-гранодиоритовой ассоциации.

Когда плутоны этой ассоциации локализуются в районах развития гранитоидов ранней диорит-гранодиоритовой ассоциации, с ними связана золото-редкометалльная минерализация.

Субвулканическая дацитовая ассоциация. Особо следует отметить присутствие в коллизионной зоне субвулканических интрузивов кислого состава (Тарынский, Муннычанский, Хатысский и др.). Они сложены дацитами, химически близкими к охарактеризованным выше плутонам. Из темноцветных минералов в субвулканических породах преобладают гиперстен и биотит, а из акцессорных типичны кордиерит, гранат и др. (Шкодзинский и др., 1992). Породы относятся к известково-щелочной гиперстеновой серии. При этом закономерно увеличивается калиевость и общая щелочность пород в ряду субвулканов в юго-западном направлении, поперек Яно-Колымской зоны, также меняется и железистость пород (Шкодзинский и др., 1992).

Возраст пород обеих ассоциаций устанавливается по прорыванию ими раннемеловых эффузивов (Тарынская структура), гранитов ранней гранит-лейкогранитной ассоциации (Большой Анначаг) и диоритов ранней диорит-гранодиоритовой (Басугуньинский). Верхняя возрастная граница определяется метаморфизмом со стороны среднемеловых гранитоидов (Тарынский субвулкан). Абсолютный возраст пород по данным Rb-Sr изохронного датирования 136 млн лет (Хатысский субвулкан) (Шкодзинский и др., 1992), 128,3±2,1 млн лет при Sr_i = = 0,7141±0,0004 (Басугуньинский массив); K-Ar изохронного датирования – 127 млн лет (Северный Большой Анначаг) и Ar-Ar датирования – 122 млн лет (Тарынский субвулкан) (Бахарев и др., 1997а).

Как отмечено в начале раздела, последующие гранитоидные серии и ассоциации уже не связаны непосредственно с образованием Яно-Колымской коллизионной зоны. Их существование в коллизионной зоне отражает влияние на ее уже сформировавшуюся структуру постаккреционных тектономагматических событий, связанных со становлением ОЧВПП и последующими внутриплитными событиями.

Среднемеловая серия

Массивы этой серии представлены тоналит-гранодиоритовой и гранодиорит-гранитной ассоциациями пород I-типа (Горячев, 1998).

Гранитоиды *тоналит-гранодиоритовой ассоциации* образуют сложные многофазные интрузивы и дайковые серии на юго-восточном фланге коллизионной зоны. Ранние интрузивные фазы сложены габбро, тоналитами, реже диоритами; поздние – биотит-амфиболовыми гранитами вплоть до лейкократовых гранитов, но наиболее распространены промежуточные фазы (тоналиты и биотит-амфиболовые гранодиориты). Из акцессорных минералов обычен магнетит, а не ильменит. В породах натрий преобладает над калием (при равном их соотношении в гранитах) и повышены концентрации стронция, особенно в основных породах. Геохимически они относятся к типичным субдукционным образованиям. С интрузивами этой группы ассоциируют небольшие месторождения молибдена (Гельман и др., 1997).

Гранитоиды *гранодиорит-гранитной ассоциации* распространены в периферической зоне ОЧВПП в юго-восточной части региона. Интрузивы сложены биотит-амфиболовыми гранодиоритами и гранитами при подчиненной роли более основных пород. Они прорывают раннемеловые эффузивные комплексы Удской дуги, а их фрагменты содержатся в верхнемеловых эффузивах и субвулканических телах (Мезозойская тектоника..., 1983). В отличие от такой же, но ранней магматической ассоциации, широко развитой в коллизионной зоне, в их составе значительно больше амфибола, а среди акцессорных минералов – магнетит. Для пород главных фаз типично преобладание натрия над калием с возрастанием доли последнего в конечных кислых дифференциатах (Соболев, 1989; Горячев и др., 1989). Возраст пород этих ассоциаций 135–100 млн лет (Котляр и др., 2001; Бахарев и др., 1997; и др.).

Для гранитоидов этой ассоциации характерно золото-серебро-кварцевое, молибденовое, оловянное и вольфрамовое сопутствующее оруденение.

Позднемеловая серия

Эта серия представлена двумя ассоциациями: гранит-лейкогранитной и щелочно-гранитной.

Однородные интрузивы *гранит-лейкогранитной ассоциации* широко распространены по всей рассматриваемой территории. Они сложены однообразными, обычно лейкократовыми биотитовыми, реже биотит-мусковитовыми гранитами S-типа. Их размеры до 300–500 км^2. По химическому составу и геохимическим особенностям выделяются две группы: граниты стандартного типа и литий-фтористые граниты (Недосекин, 1988), с которыми ассоциируют многочисленные оловорудные месторождения.

Граниты стандартного типа известны в структурах коллизионной зоны. Для них характерны повышенные количества калия при общем содержании щелочей около 8 % и слабая перенасыщенность глиноземом, а также и высокие концентрации рубидия. Акцессорные минералы гранитов – турмалин, фаялит, нередки повышенные содержания магнетита, ортита и флюорита. В ОЧВПП эти граниты тесно ассоциируют с риолитами, и с ними связано оловянное оруденение.

Литий-фтористые граниты образуют обычно небольшие (10–50 км^2) штокообразные интрузивы в пределах мезозоид Яно-Колымского орогенного пояса; реже они достигают первых сотен квадратных километров. Обычно это двуслюдяные и микроклин-альбит-мусковитовые граниты, обогащенные фторсодержащими минералами – топазом и флюоритом. Они прорывают гранитоиды раннемеловой серии; от гранитов стандартного типа отличаются глиноземистостью и высокими концентрациями натрия, фтора, рубидия и лития (Недосекин, 1988; Шкодзинский и др., 1992). Их субвулканическая фация представлена небольшими субвулканами, известными в приндигирской части хр. Черского, где они локализованы в ранних эффузивах УЯВП. Особенности минерального и химического состава этих субвулканических онгориолитов те же, что у подобных пород провинции Бассейнов и Хребтов США (Шкодзинский и др., 1992).

К *щелочногранитной ассоциации* относится серия небольших (до 100 км^2) интрузивов, в которых обычно резко преобладают щелочные граниты с биотитом, эгирином, рибекитом и арфведсонитом. Монцодиориты образуют ксенолиты и ксеноблоки в гранитах и рассматриваются как породы ранней фазы отдельных интрузивов. Количество темноцветных минералов в гранитах – 3–8 % объема. Главные акцессорные минералы – магнетит, рутил, циркон, часто встречаются ксенотим, фергюсонит и другие редкоземельные минералы. Породы умеренно кислые, калиево-натриевые с суммарными концентрациями щелочей 9–12 мас.%, они отличаются повышенными концентрациями циркония, иттрия и ниобия и относятся к самым молодым образованиям обстановки континентальной трансформной окраины (Goryachev, Khanchuk, 2002).

Для коллизионных гранитов охарактеризованных ассоциаций типична минимальная магнитность. В то же время интрузивы постаккреционных (средне-позднемеловых) гранитоидных ассоциаций, как правило, всегда отличаются повышенной магнитностью, что характерно для субдукционных гранитоидов. Максимально магнитны интрузивы щелочно-гранитной ассоциации, которые предположительно относятся к производным внутриплитного магматизма.

ЧУКОТСКИЙ ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС (ПОЗДНЯЯ ЮРА–МЕЛ)

Пояс расположен в пределах мезозойских и палеозойских терригенных и терригенно-карбонатных отложений Чукотского террейна. Он протягивается в виде Анюйской и Чаунской кулисообразно расположенных зон, вытянутых в субширотном направлении на расстояние около 700 км при ширине кулис до 125 км.

Гранитоидный магматизм развит в Чукотском террейне очень широко и представлен разнообразно. Несмотря на длительную историю изучения магматизма Чукотки (Гельман, 1961, 1986; Лугов, 1962; Садовский, 1966; Загрузина, 1965, 1977; Милов, 1975, 1988; Давыдов, 1976, 1979; Соболев, 1989; Воеводин, Сухов, 1976; Стриха, 1990, 1991; Дорофеев, 1980, 1983), обобщающих работ крайне мало. Одни исследователи рассматривали единый эффузивно-интрузивный комплекс (Загрузина, 1965; Тибилов и др., 1986; Гельман, 1964; Геология СССР, 1970), разделяя его на две разновременные фазы: раннюю (более основную) и позднюю (более кислую). Другие выделяли два близких по возрасту комплекса или формации (Садовский, 1981; Соболев, 1989; Милов, 1988), также отличающиеся по основности. Третьи отдавали предпочтение более дробному делению (Воеводин, Сухов, 1976; Лугов, 1962; Иванов, 1969; Дорофеев, 1980).

Такое разнообразие точек зрения объясняется большим сходством состава пород и влиянием тектонических процессов, происходивших в Южно-Анюйской системе и в ОЧВПП. В целом же большинство исследователей отмечают калиевый характер магматизма и его повышенную щелочность. Имеющиеся материалы по составу гранитоидов Алярмаутского поднятия свидетельствуют о наличии в центральной зоне Анюйского субтеррейна двух серий гранитоидных пород, которые, судя по распределению в них редких элементов, формировались

в обстановках вулканических дуг и коллизии. Интрузивы более молодых гранитов обладают повышенной щелочностью и по распределению Rb, Y и Nb на диаграмме Пирса (Pearce et al., 1984) относятся к коллизионным. По данным В.Е. Стрихи (1990), на юго-западном фланге Анюйского субтеррейна устанавливается латеральная зональность относительно Нутесынской дуги. Она выражена в смене с юго-запада на северо-восток плутонов натровой габбро-гранитной серии плутонами калиевой монцонит-гранитной. Сходная зональность отмечается здесь и для вулканических пород: от преобладающей роли базальтов и андезитов к широкому развитию дацитов и риолитов (Стриха, 1990). В Чаунском субтеррейне породы натровой серии практически не известны и, видимо, перекрыты более молодыми вулканитами ОЧВПП. Такая последовательность смены состава пород, возможно, отвечает магматической зональности активных континентальных окраин. В Чаунском субтеррейне А.П. Соболев (1989) выделил три группы интрузивов гранитоидов: 1) зональные интрузивы биотит-амфиболовых гранитов, адамеллитов до гранодиоритов и монцонитов в краевых фациях; 2) массивы сложного строения с фазовыми соотношениями от диоритов-габбро-диоритов (1-я фаза) до биотит-амфиболовых гранодиоритов и гранитов (2-я фаза); 3) массивы биотитовых гранитов и лейкогранитов без расчленения их на какие-либо комплексы, ссылаясь на отсутствие четких взаимоотношений. В то же время С.Ф. Лугов (1962), В.Н. Воеводин (Воеводин, Сухов, 1976) и О.Н. Иванов (1966 г.) убедительно показали различия выделенных групп массивов, обосновав отнесение их к трем комплексам, существование которых было подтверждено и геохимическими исследованиями В.Д. Козлова с соавторами (1988, 1991) и Б.А. Кулешова с соавторами (1988). На аналогичные различия указали и С.В. Ефремов с коллегами (2000), отметив что в Чукотском террейне существуют три группы гранитоидных тел: гранитоиды повышенной основности – монцонит-адамеллит-гранитная группа с возрастом 147–139 млн лет при Sr_i=0,7083, гранитная с возрастом 127–100 млн лет и Sr_i=0,7101–0,7107 и лейкогранитная с возрастом 82,4–78,8 млн лет при Sr_i=0,7106–0,7164. Эти гранитоиды отличаются и редкоэлементным составом, хотя первые две группы на диаграмме Дж. Пирса с соавторами (Pearce et al., 1984) попадают в поле коллизионных гранитов, а группа лейкогранитов – внутриплитных. В то же время гранитоиды первой группы тесно ассоциируют с вулканитами позднеюрско-раннемелового возраста (Ефремов и др., 2000) и по возрасту вполне сопоставимы с габбро-монцонит-сиенитовым комплексом Олойской дуги.

Анализ литературных данных позволяет говорить о наличии в Чукотском террейне пяти гранитоидных комплексов: габбро-диорит-гранодиоритового, гранодиорит-гранитного (монцонит-гранитного), гранит-лейкогранитного, редкометалльных гранитов (лейкогранитного) и габбро-сиенитового. По геохронологическим данным, они сформировались в три этапа – позднеюрско-раннемеловой, раннемеловой и позднемеловой (Милов 1988; Дудкинский и др., 1994; Ефремов и др., 2000). Тесная сближенность их во времени и пространстве, наличие полиформационных плутонов (Стриха, 1991) и близость составов затрудняют выделение генетических типов гранитоидов. Можно лишь предполагать, что в Олойско-Чукотском орогенном поясе существуют гранитоиды, связанные: 1) с Олойской и Нутесынской дугами, 2) с ОЧВПП и 3) собственно чукотские гранитоиды – продукты коллизионного процесса.

С гранитоидами раннего мела ассоциирует позднесинтектоническое золото-кварцевое и касситерит-силикатно-сульфидное (Валькумей) или касситерит-кварцевое (Пыркакай) оруденение, а с гранитоидами позднего мела – олово-вольфрамовое, посттектоническое золото-кварцевое и, возможно, золото-сульфидное (Лугов, 1962; Часовитин, 1964, 1966, 1970; Волков, 1990; Воеводин, Сухов, 1976; и др.). С вулканитами ОЧВПП связаны золото-серебряные, сурьмяно-ртутные и олово-полиметаллические месторождения (Сидоров, 1966; О.Н. Иванов, 1966 г.).

ВОСТОЧНО-БУРЕИНСКИЙ ГРАНИТНЫЙ ПОЯС (ТРИАС)

Восточно-Буреинский магматический пояс в качестве тектоно-магматической единицы выделяется нами впервые и в значительной мере условно. О его существовании, по нашему мнению, наиболее убедительно свидетельствуют широкое развитие (>11 % площади) магматических пород и достаточно компактно локализованные в восточной части Буреинского массива гранитоиды харинского комплекса (Лови, 1961; Попеко, 1980; Мартынюк и др., 1990; Гоневчук и др., 1995).

В обобщающей схеме расчленения и корреляции магматических ассоциаций региона (Мартынюк и др., 1990) этот пояс, вероятно, может объединять магматические образования позднепермско-триасового этапа: алтахтинский габбро-монцонит-граносиенитовый (288–168 млн лет), харинский гранодиорит-лейкогранитный (245–210 млн лет) и диканский габбро-гранодиорит-гранитный (с преобладанием гранитов) (абсолютный возраст не известен, а по геологическим наблюдениям – поздний триас–ранняя юра).

Формирование пояса может быть связано с заключительными этапами формирования Монголо-Охотского орогенного пояса и Нора-Сухотинского террейна.

Наиболее представительным и, по сути, определяющим специфику магматизма пояса является харинский комплекс. Граниты харинского комплекса впервые описаны в 1946 г. Н.В. Саватеевым как лейкократовая разность, слагающая одноименный интрузив в юго-восточной части Буреинского массива недалеко к северу от Малохинганской вулканической зоны. Б.И. Лови (1961), характеризуя «харинский комплекс», включает в него все породы указанного интрузива. В связи с относительно слабой изученностью региона в целом и выделяемых здесь магматических ассоциаций общепризнанного представления о составе комплекса не существует до сих пор. Большинство исследователей полагают, что даже в составе петротипа – Харинского массива – собственно харинские гранитоиды слагают лишь незначительную часть. В частности, по мнению М.В. Мартынюка с соавторами (1990), в составе харинского комплекса «целесообразно выделять лишь калиевые лейкограниты и гранит-порфиры субщелочного и нормального ряда» (с. 89), возраст которых не древнее среднего триаса, а может быть и раннеюрским. В то же время обобщение результатов исследования пород комплекса, выполненное В.А. Попеко (Попеко, 1980), показывает присутствие в нем гранодиоритов и даже кварцевых диоритов.

Абсолютный возраст комплекса по K-Ar изотопии от 245 до 160 млн лет. Наиболее достоверны, по нашему мнению, датировки по валовому анализу гранитов Харинского массива – 220 млн лет и по биотиту гранитов скалы Собор (р. Бурея) – 228 млн лет, приведенные Б.И. Лови и сопоставимые с полученными нами результатами (Гоневчук и др., 1995).

По данным А.И. Ромашкина (1974), харинский комплекс объединяет более 11 % площади гранитоидов Буреинского массива (рис. 5.7). Большинство гранитоидных тел харинского комплекса известно в восточной части Буреинского массива. Они ориентированы длинной осью в северо-восточном направлении. У немногочисленных интрузивов, расположенных в северной части массива, эта ориентировка изменяется на субширотную. Характерно, что наибольшая концентрация гранитоидов харинского комплекса наблюдается между выделенными А.И. Ромашкиным гранито-гнейсовыми куполами. Из 9 анализированных этим автором валовых проб «раннепалеозойских гнейсов» 8 показали изотопный (K-Ar) возраст 266–210 млн лет (наиболее вероятный – 235 млн лет). Еще более интересный результат был получен по биотиту: по двум фракциям из одной пробы – 233 и 356 млн лет, а из другой – 238 млн лет. Фактически и породы, и биотит гнейсов фиксируют возраст гранитов харинского комплекса. Дата 356 млн лет, в свою очередь, соответствует возрасту тырмо-буреинских гранитоидов, для которых предполагается метаморфогенно-метасоматическая природа.

Средний состав харинских гранитоидов (табл. 5.5) показывает их принадлежность в ранней фазе к известково-щелочной, а в поздней – к субщелочной сериям. Они близки, соответственно, к известково-щелочному и латитовому трендам, нормальной или повышенной глиноземистости калиево-натриевого ряда по Л.С. Бородину (1987) (рис. 5.8). По соотношению петрогенных щелочей и глинозема они должны рассматриваться как гранитоиды S-типа, эволюционирующие в последовательных фазах к А-типу. В какой-то мере это подтверждается также близостью состава харинских гранитоидов составу метаморфических пород амурской серии (Гоневчук, 2002), которые могли служить субстратом при образовании магматического расплава.

В соответствии с принятым в данной работе принципом описания геологических объектов в качестве типового объекта харинского комплекса взят интрузив бассейна р. Большая Аимка (Гоневчук и др., 1995; Гоневчук, 2002), локализованный в палеозойских метаморфических породах амурской серии в северо-восточной части Буреинского массива (рис. 5.7, 5.9). Отметим, что именно гранитные интрузии междуречья Большая Аимка–Кивили рассматриваются (Мартынюк и др., 1990) в числе немногих объектов, которые с наибольшей достоверностью могут представлять харинский комплекс.

В составе массива в коренном залегании выделяются крупно- и среднезернистые биотитовые и мелкозернистые лейкократовые граниты с биотитом и мусковитом. В первых из них присутствуют ксенолиты (?) габброидов, на контакте с которыми граниты становятся мясо-красными, и в них почти полностью исчезает биотит. В свалах есть также порфировидные мелагранитоиды (гранодиориты), обогащенные биотитом и роговой обманкой.

Преобладающие в массиве средне- и крупнозернистые граниты – микроклиновые с биотитом и небольшим количеством кислого плагиоклаза (Pl_{35-40}). В биотите обычны включения очень мелкого монацита (ксенотима?).

Мелкозернистые граниты отличаются большим количеством кварца, более кислым составом плагиоклаза (Pl_{25-30}) и незначительным количеством биотита. Характерно присутствие мелких зерен альбита и мусковита.

Гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры имеют аллотриоморфнозернистую (кварц+плагиоклаз+калишпат) основную массу с порфировыми выделениями плагиоклаза (Pl_{42-47}), амфибола, буро-зеленого биотита с иголочками рутила, изометричных зерен кварца. Среди акцессориев преобладают сфен, гранат, апатит и рудный минерал.

Амфиболовые габбро – порфировидные, с порфировыми выделениями плагиоклаза и амфибола. Порфировидные выделения плагиоклаза погружены

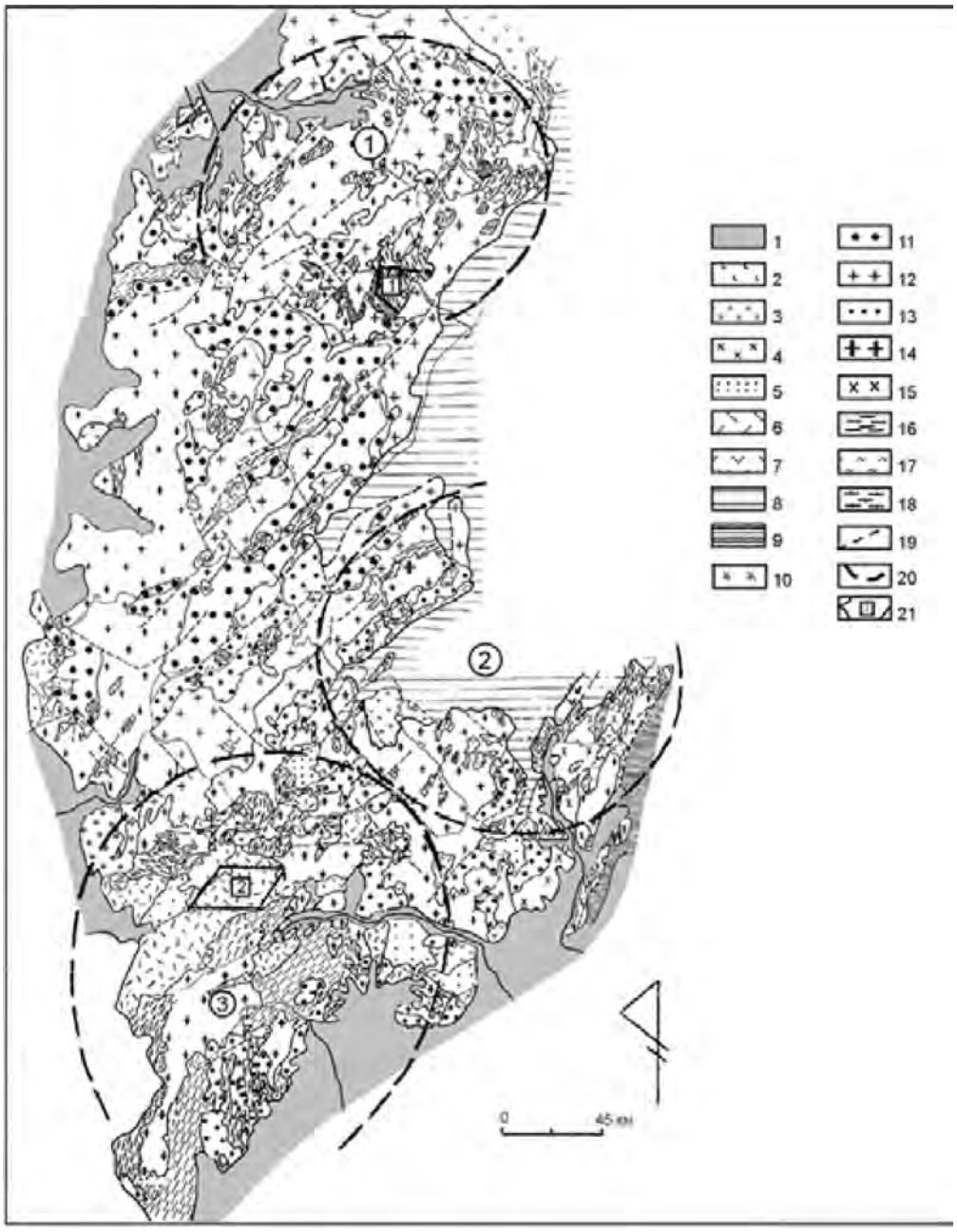


Рис. 5.7. Схематическая геологическая карта Буреинского массива (составлена А.И. Ромашкиным по материалам Е.Б. Бельтенева, И.А. Плотникова, С.Ф. Усенко, 1974 г.; дополнения и изменения – Гоневчук, 2002).

1, 2 – четвертичные образования: 1 – аллювиальные, 2 – базальты; 3–8 – мезозойские образования: 3 – континентальные отложения, 4 – диориты, 5 – граниты, гранодиориты, 6 – лавы и туфы преимущественно риолитовые, 7 – лавы и туфы преимущественно андезитовые, 8 – морские отложения; 9–14 – палеозойские образования: 9 – конгломераты, песчаники, алевролиты, 10 – сиениты, щелочные граниты (алтахтинский комплекс, поздний палеозой–мезозой), 11 – граниты розовые, лейкократовые и гранит-порфиры (харинский комплекс), 12 – граниты биотитовые, биотит-роговообманковые, гранодиориты (тырмо-буреинский комплекс), 13 – граниты биотитовые и двуслюдяные (бирский комплекс), 14 – граниты, плагиограниты, гранодиориты (биробиджанский комплекс); 15 – граниты и гранодиориты катаклазированные (древнебуреинский комплекс); 16 – глинистые сланцы, алевролиты, известняки сино-кембрийского возраста; 17 – сланцы, мраморы, кварциты (союзненская свита, средний протерозой?); 18 – гнейсы, сланцы, амфиболиты (амурская серия, средний протерозой?); 19 – тектонические нарушения; 20 – границы купольных структур («гранито-гнейсовые купола»), цифры в кружках: 1 – Ниманский, 2 – Урмийский, 3 – Биджанский; 21 – оловоносные РМС: 1 – Ниманская, 2 – Хингано-Олонойская

в основную массу, по составу и структуре в целом соответствующую гранодиорит-порфирам. Среди акцессорных минералов преобладают гранат, апатит и ильменит. Порода сильно амфиболитизирована и биотитизирована. Можно предположить, что крупные зерна амфибола образовались за счет пироксена.

Состав основных типов пород массива приведен в табл. 5.6. Граниты – ультракислые, обогащенные щелочами породы калиево-натриевой серии, соответствующие лейкогранитам (гранитным аплитам) или геохимическому типу плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов (главная фаза). В сравнении со средним составом гранитов харинского комплекса (см. табл. 5.5) описываемые породы более щелочные и калиевые. На модифицированной диаграмме типизации пород Чаппела–Уайта (Maeda, 1990) они определяются как граниты А-типа, продолжая тренд харинского комплекса, намеченный по их среднему составу (рис. 5.10). Так же можно интерпретировать положение точек гранитов на других диаграммах: граниты массива Большая Аимка – заключительная фаза в эволюции «нормальных» (S-тип) гранитоидов харинского комплекса. Повышение щелочности в этом случае обычно рассматривается как следствие фракционирования плагиоклаза и высокоглиноземистого амфибола, что подтверждается распределением РЗЭ: в гранитах поздней фазы резко уменьшается содержание как легких, так и тяжелых элементов. На диаграмме Пирса (Pearce et al., 1984; рис. 5.11) особенность генезиса описываемых гранитов подчеркивается положением точек вблизи границы синколлизионных (преимущественно S-типа) и внутриплитных (преимущественно А-типа) разностей.

Порфировидные мелагранитоиды и габброиды по большинству признаков определяются как образования вулканических дуг. Эти породы, взаимоотношение которых с главной разностью гранитов массива недостаточно ясно, значительно отличаются от последних по содержанию микроэлементов, составу биотита и др., что не позволяет рассматривать их как последовательные интрузивные фазы. По этим признакам они ближе «габброидам» амурской метаморфической серии, что дает основание предполагать их продуктом гранитизации амфиболитов (Гоневчук, 2002). Однако мы не можем также исключить предположение, что эти породы представляют предшествующий харинскому алтахтинский комплекс, в котором есть габброиды повышенной щелочности.

Среднезернистые граниты описываемого массива имеют возраст 225±10 млн лет (K-Ar метод определения по биотиту и мусковиту), а порфировидные мелагранитоиды – около 235 млн лет (по роговой обманке).

На основе возраста харинских гранитов и существующих моделей развития региона мы предполо-

Таблица 5.5

Средний химический состав пород харинского комплекса, мас.%

Параметры	1(4)	2(9)	3(1)	4(18)	5(20)	6(3)
SiO_2	71,95	75,12	68,65	65,74	73,63	76,52
TiO_2	0,27	0,26	0,32	0,49	0,30	0,12
Al_2O_3	14,41	13,53	15,87	15,98	14,23	12,88
Fe_2O_3	0,35	0,58	1,22	1,22	0,52	0,53
FeO	2,08	1,10	1,90	3,49	1,44	1,08
MnO	0,06	0,07	0,05	0,16	0,06	0,03
MgO	0,85	0,91	1,00	1,46	0,35	0,17
CaO	0,29	0,79	0,37	3,08	1,32	0,60
Na_2O	3,73	3,35	4,50	3,66	3,42	3,18
K_2O	4,39	4,01	4,48	3,36	4,10	4,58
K/NK	0,54	0,54	0,50	0,48	0,55	0,59
A/CNK	1,27	1,20	1,22	1,05	1,14	1,14

Примечание. 1–3 – состав пород приведен по данным Б.И. Лови (1961); 4–6 – В.А. Попеко (1980).

жили их коллизионную природу: активизация магматизма в Буреинском массиве в позднем триасе–ранней юре могла быть связана с коллизионным взаимодействием его с Сибирским и Аргунским крато-

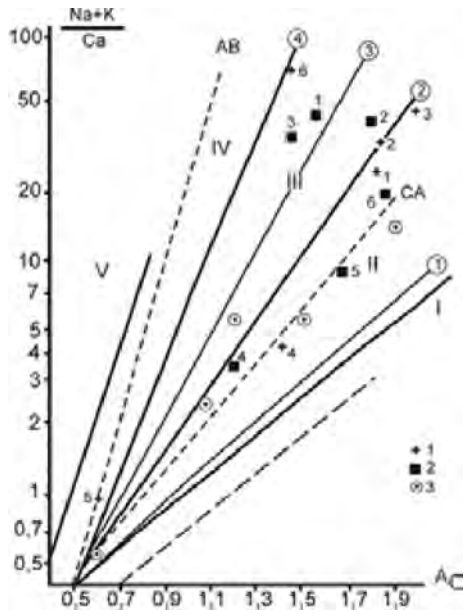


Рис. 5.8. Петрохимическая типизация магматических и метаморфических пород Восточно-Буреинского ареала (Гоневчук, 2002).

I–V – поля щелочности и группы серий: I – известковое (низкокалиевая толеитовая); II – известково-щелочное (среднекалиевая и повышенно-калиевая); III – субщелочное (высококалиевая); IV – щелочное базальтовое; V – щелочное (нефелинит-фонолитовая). Штриховые линии – главные тренды: AB – щелочно-базальтовый, CA – известково-щелочной. Цифры в кружках – тренды: 1 – островодужный известково-щелочной, 2 – орогенный известково-щелочной (повышенно-калиевый), 3 – латитовый, 4 – трахитовый. 1 – гранитоиды Ниманской РМС; 2 – харинские гранитоиды других массивов Восточно-Буреинского ареала; 3 – метаморфические породы. Номера точек гранитоидов приводятся в соответствии с табл. 5.5, 5.6

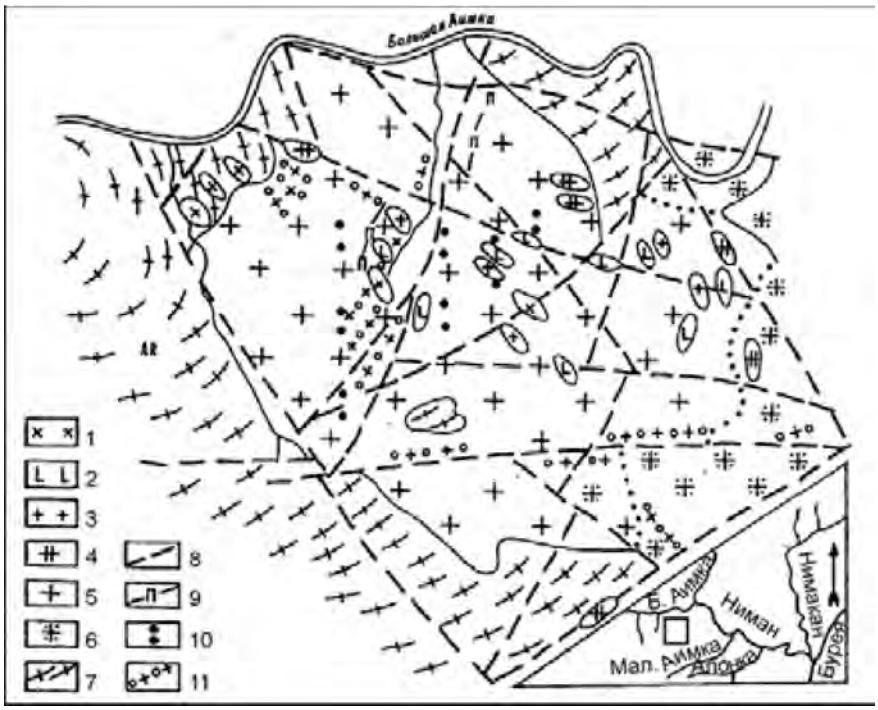


Рис. 5.9. Схематическая геологическая карта Ниманской РМС. Составлена по геологической карте масштаба 1:50 000 А.П. Андреева, 1988 г. (Гоневчук и др., 1995).

1–4 – дайки и штоки: 1 – гранодиорит-порфиров, 2 – диоритовых порфиритов и габброидов, 3 – лейкократовых мелко- и среднезернистых гранитов, 4 – гранит-порфиров; 5 – средне- и крупнозернистые биотитовые граниты (харинские); 6 – то же катаклазированные; 7 – нерасчлененные метаморфические породы; 8 – разломы; 9 – пегматитовые (кварц-полевошпат-мусковитовые) жилы и прожилки; 10 – участки объемной калишпатизации и слабой грейзенизации; 11 – жилы и прожилки кварцевого и мусковит-кварцевого состава

нами. В соответствии с геодинамическими построениями именно в пермо-триасовый период замкнулись бассейны, разделявшие континентальные блоки Тихоокеанской окраины Азии (Зоненшайн и др., 1990; Натальин, Фор, 1991; Ханчук, 1993; Парфенов и др., 1999). В то же время особенности состава пермо-триасового этапа магматической ассоциации пояса указывают на участие в ее формировании вещества глубинных зон литосферного блока или даже подлитосферной мантии. Наиболее вероятной обстановкой, когда магматизм проявляется как результат одновременного действия коллизии и интенсивного подтока тепла и вещества мантии, по нашему мнению, могла быть обстановка косой коллизии и (или) трансформного скольжения. Как показывают результаты исследований в наиболее хорошо изученных регионах Южного Китая, Бирманско-Тайландского рудного пояса, магматическая активизация в этом случае охватывала не только взаимодействующие окраины литосферных плит, но и распространялась вглубь них по зонам возникавших или активизировавшихся разломов. Эти зоны на многих участках сопровождались интрузиями основных и ультраосновных магм. В этой связи обратим внимание на отчетливую локализацию харинских гранитоидов в обособленных зонах северо-восточного направления (см. рис. 5.7), а также подчеркивавшуюся ранее (Попеко, 1980; Мартынюк и др., 1990) трещинную природу интрузий основных расплавов диканского комплекса и вытянутую форму массивов – алтахтинского. Можно также предполагать, что повышение щелочности гранитоидов последовательных фаз харинского комплекса, кроме указанного выше механизма кристаллизационной дифференциации, связано с метасоматизмом нормальных магм (Bailey, 1976) при вероятном в таких условиях подтоке глубинных метасоматизирующих флюидов. Аналогичный механизм образования предполагают Б.М. Джан с соавторами (Jahn et al., 2000) для гранитов Внутренней Монголии и Северо-Восточного Китая, близких по возрасту к харинским.

Оценка металлогенической специализации пояса крайне слабо изучена. Отметим лишь, что сформировавшиеся в этот период магматические ассоциации в Южном Китае и Индокитае продуцировали основную часть известных здесь месторождений олова. Эта же специфика рудоносности характеризует гранитоиды харинского комплекса. В частности,

с описанным массивом бассейна р. Большая Аимка связаны оловоносные пегматиты и грейзены (Гоневчук и др., 1995).

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ НАДСУБДУКЦИОННЫХ ОБСТАНОВОК

В разделе описаны наиболее представительные для Дальнего Востока России магматические образования надсубдукционных обстановок (рис. 5.12).

УДСКО-МУРГАЛЬСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС (ЮРА–РАННИЙ МЕЛ)

Удско-Мургальская островная дуга впервые была выделена Л.М. Парфеновым (1976, 1984). Эта структура прослеживается из бассейна р. Уда на юго-западе вдоль побережья Охотского моря через полуострова Кони, Пьягина, Тайгонос в бассейны рек Пенжина и Анадырь на северо-востоке и включает разновозрастные вулканогенно-осадочные образования от перми до готерива. Н.И. Филатова (1988) в этих же границах выделила юрско-неокомовый Удско-Мургальский внутриконтинентальный вулканический пояс. С.Д. Соколов (1992) обосновал необходимость различать более древнюю позднепалеозойско-раннемезозойскую Кони-Тайгоносскую и наложенную на нее позднеюрско-раннемеловую Удско-Мургальскую островодужные системы. Проведенный С.Д. Соколовым с соавторами (1999) анализ обширных литературных и собственных материалов позволил проследить комплексы Удско-Мургальской островодужной системы из бассейна р. Анадырь к северо-востоку до Чукотского полуострова.

Удско-Мургальская юрско-меловая островодужная система делится на сегменты: Удско-Ульинский, Охотский, Кони-Пьягинский, Тайгоносский, Пенжинско-Анадырский, Пекульнейский и Чукотский (рис. 5.13), различающиеся строением фундамента, составом и мощностью вулканогенно-осадочных накоплений (Соколов, 1992; Соколов и др., 1999).

Северо-западной границей этой структуры служат системы Челомджа-Ямского, Пылгин-Инчикско-

→

Таблица 5.6

Представительные составы пород интрузива р. Большая Аимка

Параметр	1	2	3	4	5	6
SiO_2	76,75	76,30	78,35	69,35	45,75	72,00
TiO_2	0,69	0,39	0,70	0,66	3,61	0,48
Al_2O_3	12,20	11,30	11,83	14,85	16,97	15,57
Fe_2O_3	0,42	0,43	0,19	0,86	1,21	0,78
FeO	0,62	1,00	0,34	1,98	12,65	0,97
MnO	0,01	0,02	0,01	0,06	0,24	0,09
MgO	0,00	0,00	0,06	1,31	6,14	0,09
CaO	0,46	0,40	0,30	2,49	8,02	0,17
Na_2O	3,12	2,80	4,02	3,35	2,60	5,10
K_2O	5,40	6,10	3,54	3,91	1,63	4,33
п.п.п.	0,32	0,49	0,16	0,53	0,89	0,52
H_2O	0,14	0,10	0,20	0,04	0,13	0,09
F	0,17	0,15	0,12			
K/NK	0,63	0,69	0,47	0,54	0,39	0,46
A/CNK	1,02	0,97	1,08	1,03	0,71	1,16
La	31,0	40,8	7,72	31,5	31,4	39,5
Ce	64,9	82,1	18,1	61,0	75,5	93,6
Pr	7,56	10,1	2,58	7,49	10,3	10,0
Nd	24,9	33,5	11,0	26,4	43,6	33,0
Sm	5,83	7,29	5,28	5,00	10,4	7,19
Eu	0,323	0,313	0,032	1,01	2,93	0,252
Tb	1,17	1,38	1,82	0,639	1,79	1,33
Dy	7,97	9,47	13,7	3,72	10,6	9,41
Ho	1,80	2,13	3,31	0,745	2,09	2,18
Er	6,17	7,27	12,1	2,23	5,94	7,73
Tm	1,09	1,26	2,24	0,342	0,833	1,43
Yb	7,99	9,03	17,2	2,32	5,15	10,9
Lu	1,23	1,39	2,68	0,354	0,759	1,74
∑ РЗЭ	168	206	106	147	213	225
La/Yb	3,9	4,5	0,45	13,6	6,1	3,6
Eu/Eu*	0,16	0,13	0,01	0,65	0,81	0,11
Li	40/50	60/79	40/48	60/100	30/93	0/18
Rb	475	470	165	190	235	480
Rb*	439	446	413	156	222	470
Sr	36	32	14	410	290	44
Sr*	22	17	4,4	316	262	40
Ba	130	120	24	600	480	80
Ba*	124	112	12	539	443	111
Y	61	60	83	27	40	62
Zr	681	792	766	415	291	651
Nb	н,о,	23	34	н,о,	10	20
Cs	3,54	5,55	5,70	5,48	12,9	3,52
Ni	6	7	5	29	37	5
Co	2	2	н.о.	11	60	2
Cr	5	4	н.о.	59	36	н.о.
V	7	7	2	100	138	7
Pb	58,9	50,7	80,8	29,8	15,1	38,5
Th	51,0	68,8	29,1	20,9	2,20	89,1
U	10,6	16,6	33,6	5,56	0,702	9,58
Sn	15	33	30	14	12	60

Примечание. 1, 2 – крупнозернистые биотитовые (с мусковитом) граниты (авт. номер ГН-1, 2), 3 – мелкозернистые лейкократовые (с биотитом) граниты поздней субфазы (ГН-3), 4 – меланократовые порфировидные граниты (ГН-4), 5 – амфиболовые габбро (ГН-5), 6 – красные граниты из контакта с габбро (ГН-7).

Содержания РЗЭ, Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Cs, Pb, Th, U определены в исследовательском центре г. Потсдама (Германия), остальное – в лаборатории аналитического центра ДВГИ ДВО РАН.

Li – в числителе – результаты количественного спектрального, в знаменателе – атомно-абсорбционного анализа. Петрогенные окислы в мас.%, микроэлементы – в г/т; н.о. – не обнаружено.

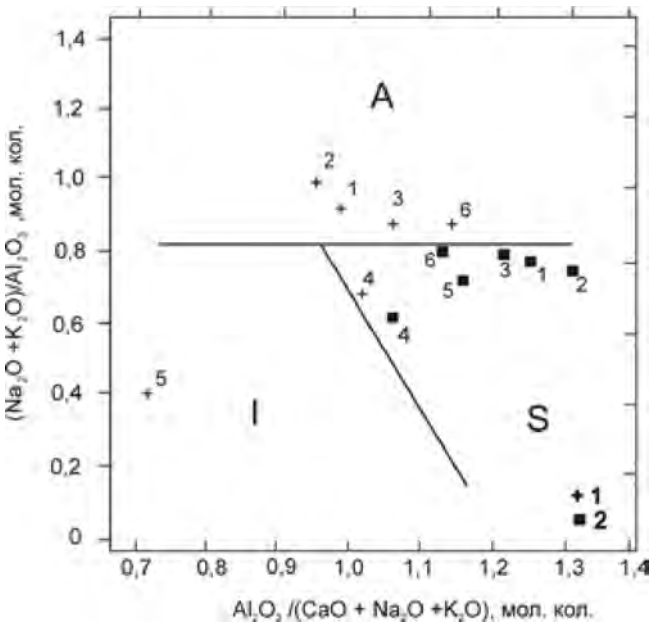


Рис. 5.10. Типизация магматических пород харинского комплекса по соотношению щелочей и глинозема (Maeda, 1990).

1 – Ниманская РМС (см. табл. 5.6); 2 – другие массивы Восточно-Буреинского ареала (см. табл. 5.5)

го и Анадырского разломов. Юго-западной границей служит система Орловско-Каменского и Южно-Тайгоносского массивов и зона положительных линейных магнитных аномалий в акватории Охотского моря южнее полуостровов Пьягина и Кони и устьев

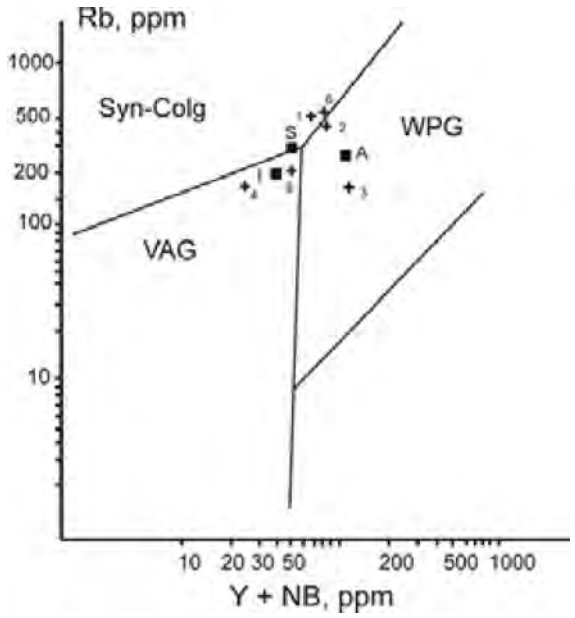


Рис. 5.11. Диаграмма геодинамической типизации гранитоидов Ниманской РМС (см. табл. 5.6) по содержаниям Rb и Nb+Y (Гоневчук, 2002).

Поля гранитоидов: Syn-Colg – коллизионных, VAG – островодужных, WPG – внутриплитных (Pearce et al., 1984). Положение гранитов S-, I- и A-типов дано по работе (Whalen et al., 1987)

рек Кухтуй, Охота и Ульбея. Границы между отдельными сегментами условные и проводятся по субмеридиональным и северо-западным сдвиговым разломным системам (Соколов и др., 1999).

Фундамент Удско-Мургальской системы – гетерогенный. В Удско-Ульинском, Охотском и Кони-Пьягинском сегментах позднеюрско-раннемеловые островодужные образования залегают на архейско-протерозойских комплексах Сибирского кратона, рифейско-мезозойских образованиях верхоянского комплекса, Охотского микроконтинента и позднепалеозойско-раннемезозойской Кони-Тайгоносской дуги. В Тайгоносском и Пенжинско-Анадырском сегментах фундаментом дуги служили структуры более древней Кони-Тайгоносской дуги и аккретированные к ней террейны, включающие палеозойские офиолиты. В Пекульнейском и Чукотском сегментах фундаментом дуги служат пространственно совмещенные разнообразные по возрасту, составу и палеотектонической природе фрагменты нижней части континентальной коры и океанической литосферы, а также фрагменты позднепалеозойско-раннемезозойской островной дуги (Соколов и др., 1999; Морозов, 2001).

Удско-Мургальский островодужный пояс сложен вулканическими и осадочными породами с преобладанием базальтов и андезибазальтов при подчиненной роли пород дацит-риолитового состава и комагматичными им интрузиями гранитоидов. В работах В.Ф. Белого, Г.Е. Некрасова, Н.И. Филатовой, Е.Л. Лебедева, Р.Б. Умитбаева, Е.Г. Пескова, Н.Б. Заборовской, С.Д. Соколова, А.Д. Чехова, С.В. Щепетова, Г.Е. Бондаренко и многих других подробно описаны структурное положение, геологическое строение, вещественный состав и палеонтологическое обоснование возраста вулканогенно-осадочных комплексов различных частей этой структуры. Сведения же о химическом составе и радиологическом возрасте пород фрагментарны.

Удско-Ульинский сегмент представляет собой юго-западное окончание Удско-Мургальской системы и охватывает бассейны рек Уда и Улья. Юрско-меловые вулканогенно-осадочные отложения развиты в Удском, Предджугджурском и Ульинском прогибах.

В Удском прогибе они представлены джелонской свитой, сложенной в нижней части мощностью 160–840 м туфами андезитов, туффитами и туфопесчаниками с остатками байосс-оксфордской флоры, а в верхней части мощностью 650–2000 м – лавами и лавобрекчиями базальтов, андезибазальтов и андезитов, долеритами, дацитами и риолитами, а также туфопесчаниками и туфоалевролитами с кимеридж-раннеберриасской флорой (Бельтенев, Лебедев, 1968; Змиевский и др., 1990; Решения..., 1994). Джелонская свита перекрыта берриас-нижнеготеривскими угленосными отложениями боконской свиты. Отложения

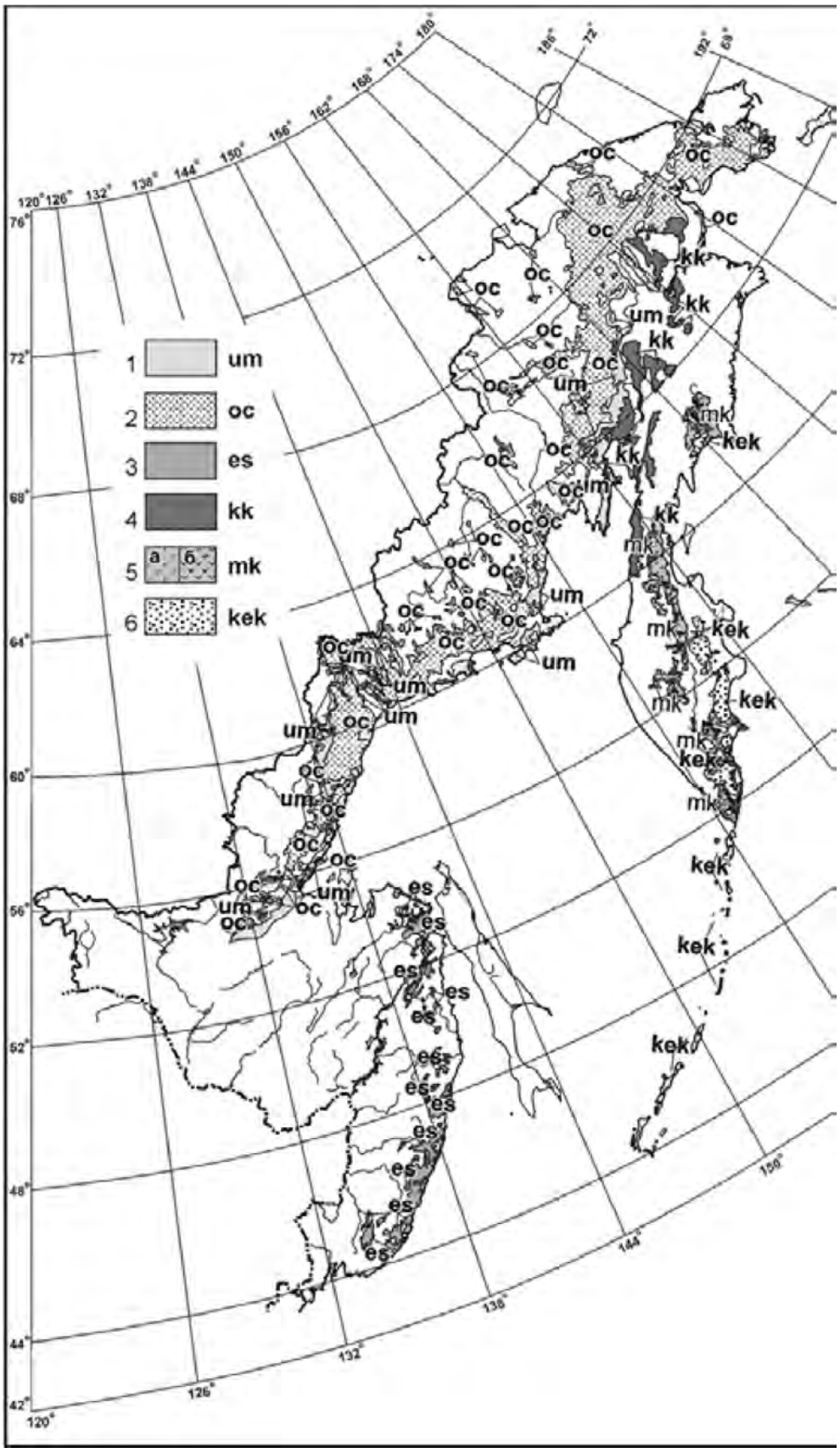


Рис. 5.12. Схема размещения надсубдукционных магматических поясов.

1 – Удско-Мургальский вулкано-плутонический пояс (юра–ранний мел); 2 – Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс (мел); 3 – Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический пояс (поздний мел); 4 – Корякско-Камчатский вулкано-плутонический пояс (эоцен–олигоцен); 5 – Срединно-Камчатский вулканический пояс (олигоцен–миоцен): а – Центрально-Камчатская зона, б – Южно-Камчатская зона; 6 – Курило-Камчатский вулканический пояс (плейстоцен–голоцен)

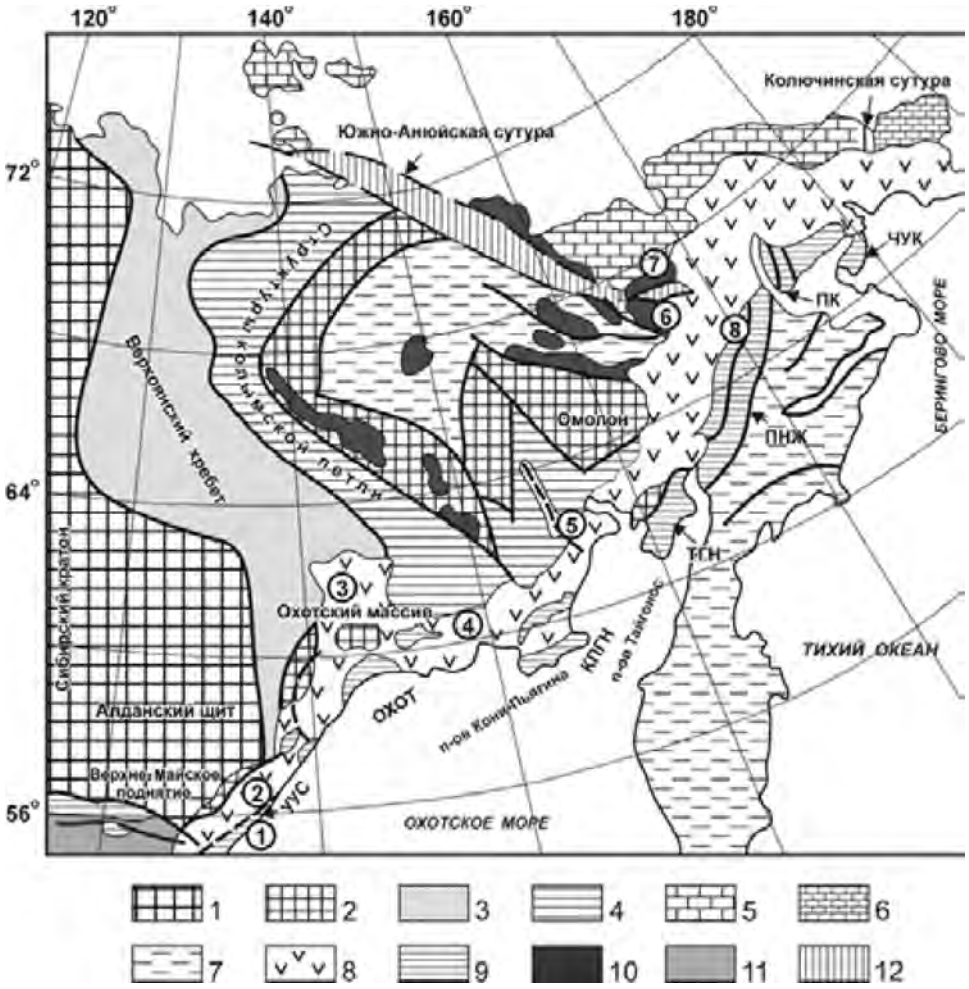


Рис. 5.13. Тектоническая схема Северо-Востока Евразии, по С.Д. Соколову с соавторами (1999).

1 – Сибирский кратон; 2 – крупные блоки с континентальной корой Сибирского кратона; 3, 4 – пассивная окраина Сибирского кратона (Верхоянский комплекс): 3 – палеозойско-мезозойские отложения, 4 – мезозойские отложения; 5 – складчатый чехол Чукотского континента; 6 – Восточно-Чукотско-Сьюардский (Эскимосский) блок; 7 – Корякско-Камчатский аккреционный пояс; 8 – Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканический пояс: 9, 10 – надсубдукционные позднеюрско-раннемеловые образования: 9 – Удско-Мургальская островодужная система, 10 – Уяндино-Ясачненский, Алазейско-Олойский и Нутесынский вулканические пояса; 11 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 12 – позднемезозойские коллизионные сутуры. Прогибы (цифры в кружках): 1 – Удский, 2 – Предджугджурский, 3 – Куйдусунский, 4 – Арманьский, 5 – Омсукчанский, 6 – Айнахкургенский, 7 – Нутесынский, 8 – Мургальское поднятие. Сегменты Удско-Мургальской дуги: УУС – Удско-Ульинский, ОХОТ – Охотский, КПГН – Кони-Пьягинский, ТГН – Тайгоносский, ПНЖ – Пенжинско-Анадырский, ПК – Пекульнейский, ЧУК – Чукотский

джелонской свиты прорваны многочисленными интрузиями позднеюрско-раннемеловых гранитоидов удского интрузивного комплекса, среди которых преобладают гранодиориты и в подчиненном количестве – габбро, диориты и граниты. Вулканические породы джелонской свиты характеризуются низкой щелочностью и высокой глиноземистостью при умеренных концентрациях окиси магния и кальция и относятся к известково-щелочной серии окраинно-континентальных вулканических поясов. K-Ar возраст андезибазальтов составляет 118–171 млн лет. Интрузивные породы Удского комплекса относятся к известково-щелочному типу натриевого ряда и имеют K-Ar возраст 195–152 млн лет (Войнова, 1975).

В Предджугджурском прогибе Удско-Мургальский пояс сложен андезитами, андезибазальтами, их туфами, туффитами, дацитами и прослоями вулканотерригенных пород с остатками берриас-валанжинской флоры мощностью до 1500 м (Лебедев, 1987; Гурьянов, 1990; Решения..., 1994).

В Ульинском прогибе это учуликанская свита мощностью 600–700 м, сложенная внизу туфоконгломератами, туффитами, туфопесчаниками с остат-

ками неокомской флоры, а вверху – вулканитами среднеосновного состава (Громов и др., 1980).

В Охотском сегменте вулканогенно-осадочные образования Удско-Мургальской системы, ранее выделявшиеся в Тауйский вулканический пояс (Песков, 1975; Умитбаев, 1986), в юго-западной части Охотского массива представлены андезитами, дацитами, риолитами и их туфами с остатками позднеюрской флоры (Умитбаев, 1983, 1986), выше которых залегают андезибазальты ульбериканской свиты ОЧВПП. В Куйдусунской впадине в основании мелового разреза залегает хороньская свита (450 м). Свита представлена игнимбритами, риолитами и их туфами, туффитами, туфоалевролитами и туфоконгломератами с ископаемым комплексом флоры раннего–среднего альба (Григорьев, Кирьянова, 1990), на которых согласно залегает авлинская свита андезитов, андезибазальтов, трахиандезитов и туффитов (520 м), с комплексом остатков альб-сеноманской флоры. За пределами Охотского массива волжско-неокомские отложения представлены момолтыкичской, нельканджинской и нараулийской свитами. Момолтыкичская свита (450–800 м) в нижней части сложена агломератовыми лавами и туфами андезитов, а в верхней части – кислыми туфами. Нельканджинская туфовая свита (250–300 м) формировалась синхронно с лавами момолтыкичской свиты и чуть позже в межгорных впадинах (Огородов и др., 1975). Залегающая выше нараулийская свита (500–800 м) сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, туффитами с горизонтами лав андезитов и андезидацитов. Содержит ископаемые комплексы буоркамюсской флоры апт-альбского возраста (Щепетов, 1995). С вулканитами момолтыкичской и нельканджинской свит тесно ассоциируют субвулканические тела и дайки базальтов, габбро-диоритов, гранитоидов и риолитов (Умитбаев, 1986), а также интрузии известково-щелочных гранитоидов. K-Ar возраст, полученный по биотитам из тоналитов, гранодиоритов и гранитов ряда массивов Тауйской зоны в лаборатории изотопного датирования СВКНИИ ДВО РАН, составляет 130–115 млн лет (Котляр и др., 2001). Все эти магматические образования, в свою очередь, прорваны позднемеловыми и палеогеновыми образованиями ОЧВПП.

В континентальной части Кони-Пьягинского сегмента, соответствующей геосинклинальному прогибу (Заборовская, 1978), в бассейне рек Тахтояма и Хасын, верхнеюрско-неокомовые отложения несогласно залегают на образованиях Кони-Тайгоносской дуги и представлены момолтыкичской и хасынской свитами. Момолтыкичская свита (1200–1500 м) сложена базальтами и андезибазальтами с прослоями кислых туфов. Хасынская свита (300–450 м) сложена терригенными угленосными породами (Белый, 1977).

В верховьях рек Армань, Кивалга, Буюнда литологически сходные с момолтыкичской свитой отложения (500–2000 м) фациально сильно изменчивы (Белый, 1977). В Малтано-Ольском вулканическом поле в верхнем течении р. Малтан верхнеюрско-раннемеловые образования представлены континентальными угленосными отложениями и андезитами (Белый, 1977). В южной части Малтано-Ольского поля развита хольчанская свита (200–600 м) пирокластических пород умеренно кислого состава (Лебедев, 1987), выше залегает аганская толща риолитовых туфов и игнимбритов, принадлежащая ОЧВПП (Белый, 1977). В северной части аналогом хольчанской свиты служит спокойнинская свита (300–700 м), перекрытая андезитами улынской и риолитами ольской свиты ОЧВПП.

На геологической карте Российской Федерации (новая серия) масштаба 1:1 000 000 в бассейне рек Ола, Яма и Сиглан выделяется Тауйская зона (тауйский вулканический пояс), сложенная сигланской, уптарской свитой и накхатанджинской и пьягинской толщами. Юрско-меловая сигланская свита (1000–1200 м) представлена лавами и туфами базальтов и андезибазальтов с редкими горизонтами дацитовых туфов. Выше залегает накхатанджинская толща (500–550 м) континентальных конгломератов, песчаников, алевролитов и пепловых туфов. В перекрывающей ее уптарской свите преобладают пирокластические породы андезит-риолитового состава в сочетании с кремнистыми и туфогенно-осадочными породами с остатками флоры поздней юры–раннего мела, хотя в подстилающих отложениях обнаружена фауна валанжина, что позволяет относить эти отложения к раннему мелу. Венчает разрез пьягинская толща базальтов и андезибазальтов (600–1100 м) (Песков, 1975).

В бассейне рек Кава и Тауй Е.Г. Песков (1975) выделил тауйскую серию (3–4 км), состоящую (снизу вверх) из сигланской свиты плагиобазальтов и андезибазальтов (800–100 м), накхатанджинской терригенно-туфогенной толщи (50–200 м), уптарской свиты туфов и игнимбритов андезидацитов и риолитов (100–400 м), пьягинской толщи базальтов, андезибазальтов и их туфов (200–800 м), хаянджинской углисто-терригенной толщи (150–400 м), омыленской толщи туфов и игнимбритов риолитов (до 400 м) и мотыклейской толщи базальтов и андезибазальтов, имеющей K-Ar возраст 100 млн лет. Характерная особенность серии – контрастный состав вулканитов: преобладание базальтов и андезибазальтов (80–90 % объема) при незначительной роли риолитов и дацитов и отсутствии андезитов.

Верхнеюрские отложения в бассейне среднего течения р. Вилига (Заборовская, 1978; Паракецов, Паракецова, 1989) представлены вилигинской свитой (1000–1100 м) алевролитов, песчаников с примесью

Таблица 5.7

Химический состав магматических пород Кони-Пьягинского сегмента Удско-Мургальского вулкано-плутонического пояса (коллекция В.А. Сурчилова)

Параметры	1	2	3	4	5	6
	Номер образца					
	1009–26	1009–27	1009–28	1009–29	0029–26	0029–27
	Пьягинская толща				Поперечная толща	
SiO_2	53,34	52,40	47,71	55,18	51,68	50,51
TiO_2	1,20	1,62	1,80	1,47	1,08	0,92
Al_2O_3	16,86	17,75	16,76	16,81	19,16	21,18
Fe_2O_3	12,60	12,68	14,98	11,73	11,04	9,75
MnO	0,28	0,40	0,28	0,23	0,17	0,16
MgO	4,66	3,85	3,49	3,64	5,01	3,31
CaO	6,69	6,94	9,17	7,37	9,66	10,44
Na_2O	3,56	3,46	3,74	3,15	1,63	3,12
K_2O	0,09	0,15	0,12	0,08	0,06	0,12
P_2O_5	0,11	0,16	0,19	0,11	0,11	–
H_2O^-	–	–	–	–	–	–
п.п.п.	0,61	0,59	1,76	0,21	0,40	0,42
Сумма	100,00	100,00	100,00	99,98	100,00	100,01
Rb	11	14	15	13	11	10
Sr	340	456	193	272	334	447
Y	21	26	25	22	21	16
Zr	58	81	67	70	58	43
Nb	8	8	10	8	7	7
Параметры	7	8	9	10	11	12
	Номер образца					
	0029–28	0029–29	0029–30	1013–26	1013–27	1013–28
	Поперечная толща			Мелдэкская толща		
SiO_2	50,46	48,92	50,31	68,95	69,20	69,72
TiO2	0,87	0,88	0,99	0,50	0,49	0,47
Al_2O_3	21,19	22,69	21,13	14,63	14,25	14,07
Fe_2O_3	9,40	9,75	11,47	4,00	4,20	4,04
MnO	0,19	0,14	0,26	0,06	0,09	0,06
MgO	4,40	3,10	4,94	0,93	0,96	1,01
CaO	8,90	10,78	7,72	3,08	3,40	2,97
Na_2O	3,36	3,14	2,79	4,25	3,65	4,26
K_2O	0,16	0,13	0,14	1,28	1,12	1,10
P_2O_5	0,10	0,06	0,10	0,06	0,07	0,07
H_2O^-	–	–	–	–	–	–
п.п.п.	0,97	0,41	0,14	2,26	2,56	2,32
Сумма	100,00	100,00	99,99	100,00	99,99	100,00
Rb	9	8	11	23	21	17
Sr	426	474	395	233	244	223
Y	16	13	16	25	25	23
Zr	50	35	42	146	144	140
Nb	6	6	7	5	4	4

Окончание табл. 5.7

Параметры	13	14	15	16	17	18	19
	Номер образца						
	1013–29	1013–30	0051–26	0051–27	0051–28	0051–29	0051–30
	Мелдэкская толща		Сигланская толща				
SiO_2	67,08	69,02	61,14	53,36	52,23	51,41	52,79
TiO_2	0,56	0,51	0,99	1,15	1,46	1,49	1,39
Al_2O3	14,92	14,30	18,55	20,35	18,34	18,15	17,88
Fe_2O_3	4,90	4,35	8,17	9,78	11,07	12,05	11,22
MnO	0,09	0,07	0,09	0,16	0,19	0,16	0,17
MgO	1,07	0,99	1,55	1,99	3,63	3,77	3,79
CaO	3,43	3,35	3,55	8,43	8,59	8,32	8,36
Na_2O	3,74	3,99	2,04	3,69	3,26	3,35	3,37
K_2O	1,32	1,16	2,10	0,20	0,51	0,51	0,41
P_2O_5	0,09	0,07	0,09	0,22	0,24	0,23	0,24
H_2O^-	2,80	2,17	1,72	0,66	0,46	0,54	0,37
п.п.п.	2,8	2,17	1,72	0,66	0,46	0,54	0,37
Сумма	100,00	99,99	99,99	99,99	99,98	99,98	99,99
Rb	27	21	57	10	15	17	15
Sr	243	240	320	507	485	468	466
Y	28	23	29	21	25	26	25
Zr	158	145	214	75	86	86	86
Nb	5	4	9	6	7	8	8

Примечание. 1–3 – базальты; 4 – андезибазальт; 5–9 – базальты; 10–14 – туфы дацита; 15 – андезит; 16, 19 – андезибазальты; 17, 18 – базальты. Петрогенные оксиды даны в мас.%, микроэлементы – в г/т. Прочерк – нет данных.

песчано-глинистых сланцев и углистых прослоев келловей-оксфордского возраста и калькутинской свитой (700–800 м) песчано-глинистых сланцев оксфорд-ранневолжского возраста.

Разрез верхнеюрских отложений на п-ове Кони по Н.Б. Заборовской (1978) начинается толщей туфов и туфобрекчий андезитов и базальтов с прослоями углистых аргиллитов, туфопесчаников, туффитов и кислых туфов (500 м), сменяющихся выше риолитами, риодацитами, туфоконгломератами с прослоями углисто-глинистых сланцев с остатками юрско-раннемеловой флоры. Выше залегает сигланская свита (1000 м) континентальных базальтов, андезибазальтов, агломератовых лав и туфов андезитов, условно относимых к верхней юре. Эти отложения сменяются условно верхнеюрской мелдэкской толщей (400 м) дацитов и их туфов.

На п-ове Пьягина разрез верхнеюрских отложений начинается вулканогенно-осадочной толщей (до 600 м), которая согласно перекрывается туфотерригенными отложенниями поздней юры–раннего мела (900 м) (Белый, Котляр, 1975; Заборовская, 1978). Выше залегает условно готеривская накхатанджинская свита (1500 м), сложенная вулканитами основного и среднего состава (Белый, 1977). Накхатанджинская свита несогласно перекрыта пьягин-

ской серией, которую В.Ф. Белый параллелизовал с ОЧВПП, но по последним данным (Котляр и др., 2001) рассматриваемой в составе Удско-Мургальского пояса.

Сведения о химизме вулканитов Кони-Пьягинского сегмента Удско-Мургальской дуги отрывочны (Белый, Котляр, 1975; Умитбаев, 1986; Филатова, 1988). Из табл. 5.7, любезно предоставленной И.Н. Котляром, видно, что они относятся к умеренно титанистым, высокоглиноземистым толеитам островодужного типа с низкими концентрациями высокозарядных элементов и низким Nb/Zr отношением. По соотношению Nb/Y–Zr/P_2O_5 базальты сигланской и пьягинской толщ относятся к типу континентальных толеитов (Интерпретация..., 2001), а на диаграмме Zr–Nb–Y (рис. 5.14) образуют тренд в области базальтов океанических дуг и E-типа MORB.

С позднеюрско-раннемеловыми вулканитами Кони-Пьягинского и Охотского сегментов тесно связаны многочисленные интрузии габбро, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, тоналитов, гранитов и гранит-порфиров известково-щелочной натриево-калиевой серии, а также натриевых плагиогранитов. Г.А. Гринберг (1973), анализируя позднемезозойские формации Северо-Востока, выделил раннемеловую охотскую гранодиоритовую формацию, сформировавшуюся в апт-альбское время во вторую фазу позднеюрско-раннемелового магматического этапа в связи с позднеюрско-раннемеловой зоной Беньоффа. В.Г. Корольков и Е.П. Сурмилова (Геологическая карта…, 1999) выделили два пояса раннемеловых гранитоидов: Прибрежный (от п-ова Лисянского до п-ова Тайгонос) и Челомджа-Ямский, которые также отнесены ими к охотскому габбро-диорит-плагиогранитному комплексу, но никак не разделены с более поздними гранитоидными комплексами ОЧВПП.

Наиболее многочисленные данные о позднеюрско-раннемеловых гранитоидах, которые параллелизуются с Удско-Мургальским вулкано-плутоническим поясом (Горячев, 1998, 2002, 2003), получены в Северном Приохотье (Котляр и др., 2001). Здесь выделяются массивы позднеюрского басугуньинского комплекса (Бургагынский массив), раннемеловых тас-кыстабытского, сибердыкского (О'Кей, Лево- и Право-Сеймканские массивы), нюклинского (ранний комплекс Магаданского батолита, возможно Нют-Ульбейский массив), нявленгинский комплекс щелочных и субщелочных гранитов и тауйско-пьягинский тоналит-гранодиоритовый комплекс (Котляр и др., 2001). Все они имеют рубидий-стронциевый возраст 110–138 млн лет при низких $Sr_i \leq 0{,}703$ и аргон-

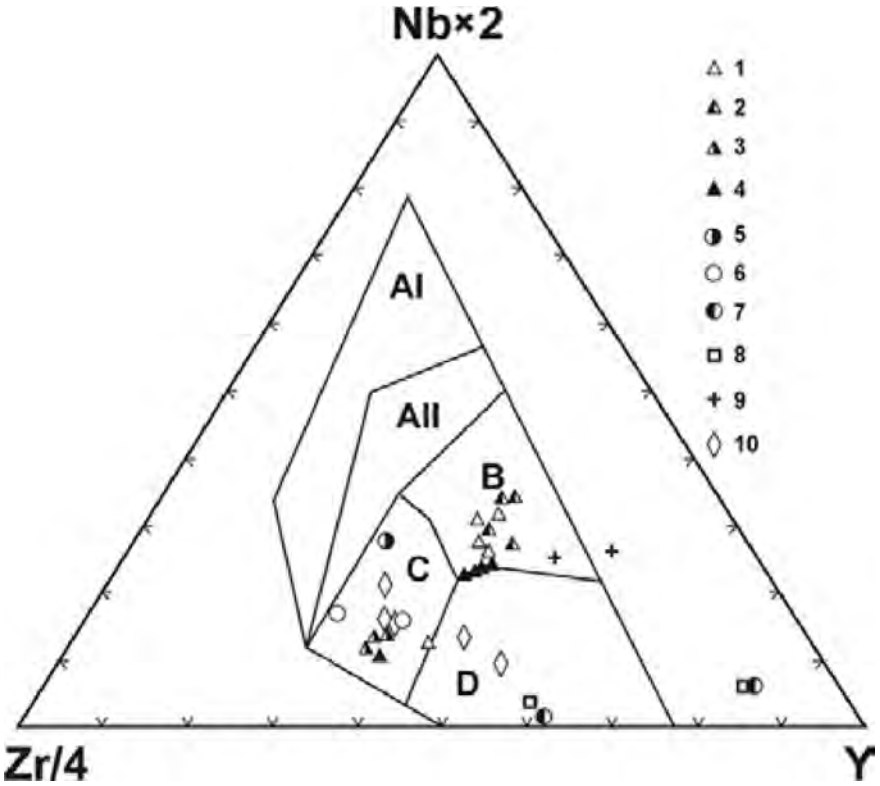


Рис. 5.14. Диаграмма Zr/4–Nb×2–Y вулканитов Удско-Мургальского пояса.

1–4 – Кони-Пьягинский сегмент (см. табл. 5.7): 1 – пьягинская, 2 – поперечная, 3 – мелдэкская, 4 – сигланская толщи; 5–9 – Тайгоносский сегмент (табл. 5.8): 5 – гырьягинская, 6 – вавачунская, 7 – теланская, 8 – рябинкинская свиты, 9 – гранодиориты Восточно-Тайгоносского массива; 10 – породы Мургальского поднятия Пенжинско-Анадырского сегмента

аргоновый и калий-аргоновый возраст 105–152 млн лет (Котляр и др., 2001; Ньюберри и др., 2000; Горячев, 1998, 2003). Они достаточно полно охарактеризованы (Соболев, 1989; Андреева и др., 1999; Шевченко, 1992; и др.). По возрасту и составу среди них можно выделить диорит-тоналит-гранодиоритовую, гранодиорит-гранитную и щелочно-гранитную ассоциации (Горячев, 1998). Первая сложена породами разных фаз от габбро-диоритов до гранитов (Бургагынский массив, нюклинский комплекс Магаданского батолита) и отличаются повышенным содержанием натрия, по сравнению с одновозрастными гранитоидами басугуньинского комплекса Яно-Колымского пояса (Горячев и др., 1989; Шевченко, 1996; Горячев, 1998). Вторая представлена преимущественно однородными одно-, реже двухфазными плутонами гранодиорит-гранитного состава с островодужными и внутриплитными геохимическими метками (Омсукчанский, О'Кейский, Тальский, Сеймканский, Полиметаллический, Бутарный плутоны). Они формируют своеобразные интрузивно-купольные поднятия (Умитбаев, 1986) и сопровождаются разнообразным оруденением. Третья сложена щелочными гранитами (Ночной и часть Магаданского плутона). Все они имеют низкие отношения Sr_i, преимущественно натриевый состав диоритов и гранодиоритов, островодужные или внутриплитные геохимические характеристики пород.

Кроме крупных плутонов в мезозоидах зоны влияния Удско-Мургальского вулкано-плутонического пояса выделяются дайковые пояса «пестрого» состава. От более древних даек они отличаются кайнотипным обликом пород и представлены базальтами, диорит-порфирами, гранит-порфирами с возрастом 119–125 млн лет (Альшевский, Люксин, 1990), с которыми пространственно связано золото-серебро-кварцевое оруденение (Горячев, 1998).

В Омсукчанской впадине, пограничной между Охотским и Кони-Пьягинским сегментами, важную роль играет аскольдинская свита (940 м) (Паракецов, Паракецова, 1989) калиевых риолитов, их туфов, игнимбритов с прослоями и пачками аргиллитов, песчаников, конгломератов, содержащих отпечатки аптской флоры. Она фациально связана с уликской свитой трахибазальтов, их туфов и туфо-терригенных пород (Щепетов, 1995) мощностью 700–1000 м, перекрытых апт-альбской угленосной омсукчанской терригенной свитой мощностью до 3000 м. Формирование эффузивных толщ Омсукчанской впадины началось на границе неокома и апта. Rb-Sr возраст риолитов аскольдинской свиты 120 ± 9 млн лет (Милов и др., 1987), 123±1,5 млн лет (Котляр и др., 2003). Возраст риолитов, комагматичных субщелочным гранитоидам Нявленгинского комплекса, составляет 111 ± 2 млн лет (Котляр и др., 2003). Магматизм этого времени связывается со сдвигово-раздвиговым рифтогенезом, начавшимся еще в период активного магматизма в Удско-Мургальской дуге (Соколов и др., 1999) и завершившимся к началу формирования ОЧВПП.

На п-ове Тайгонос Удско-Мургальская дуга распространена в его центральной и южной частях. В центральной части разрез позднеюрских отложений, по данным Н.Б. Заборовской (1978), начинается поздневолжско-берриасовой вавачунской свитой (1500–2000 м), сложенной плагиориолитами и их туфами, игнимбритами с прослоями туфов смешанного состава, песчаников, алевролитов, углистых и глинистых сланцев. Выше согласно залегает теланская свита валанжинского возраста (500–3000 м), сложенная внизу базальтами и их туфами с прослоями гравелитов и туффитов, а вверху – агглютинатами и туфами андезитов с подчиненными лавами и туфами базальтов, дацитов и прослоями туфоалевролитов. На теланской свите согласно залегает вануонская свита готеривского возраста (1250–1700 м), накопившаяся в мелководном морском бассейне. В нижней ее части преобладают базальтовые туфы, туффиты и туфогравелиты, а в верхней – аргиллиты и туфопесчаники с прослоями риолитов и их туфов. На вануонской свите согласно залегает континентально-молассовая баррем-альбская рябинкинская свита, сложенная внизу туфами андезитов и туфотерригенными отложениями (800–900 м), в средней части – вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, гравелитами с пластами каменных углей и конгломератов (750–800 м), а вверху – терригенными отложениями и андезитами, андезибазальтами и их туфами (до 3000 м). Заканчивается разрез раннемеловых отложений шовнинской (600 м) и явоямской (1000–2000 м) свитами базальтов, андезитов, дацитов и их туфов, представляющих на Тайгоносе внутреннюю зону ОЧВПП (Белый, 1977).

В кислых эффузивах вавачунской свиты натрий преобладает над калием. По сумме щелочей породы относятся к щелочной и субщелочной сериям (табл. 5.8) (Заборовская, 1978; Тихоокеанская окраина Азии, 1991). Они имеют близкие к кларку кислых пород содержания элементов группы железа и обеднены рудными микроэлементами. Отношение Ni/Co в них около единицы, по отношениям Th/Yb–Ta/Yb и Th–Hf/3–Ta (рис. 5.15) они попадают в группу островодужных пород. Базальты теланской свиты – производные известково-щелочных, а андезиты – толеитовых магм. При увеличении количества кремнезема в андезитах сумма щелочей остается постоянной, но роль калия в ней увеличивается. Породам свиты свойственны низкие содержания элементов группы железа, а также низкие отношения Ni/Co, Cr/V, Nb/Y и Ta/Nb. На различных диаграммах (рис. 5.14, 5.15) они попадают в область островодужных пород. Вулканиты рябинкинской свиты относятся к высокогли-

ноземистому типу толеитовых магм. Увеличение кремнекислотности в них сопровождается возрастанием содержаний натрия и калия. Во всех типах пород их отличает высокое против кларка содержание кобальта и галлия и пониженное – никеля и хрома; им свойственны низкие содержания высокозарядных, высокие – крупноионных микроэлементов и низкие Nb/Y, Th/Yb, Ta/Yb отношения. На диаграммах (рис. 5.14, 5.15) они попадают в области островодужных магм. На диаграммах распределения микроэлементов, нормированных к MORB (рис. 5.16,А), для пород всех свит юрско-мелового разреза Тайгоноса наблюдается рисунок, характерный для островодужных серий: выраженные положительные аномалии по калию, рубидию, торию и отрицательные по танталу, ниобию, цирконию и титану.

На п-ове Тайгонос выделено два пояса позднеюрско-раннемеловых гранитоидов (Северо-Тайгоносский и Южно-Тайгоносский) и Авековская группа интрузий диорит-гранодиоритового состава (средний мел) и гранит-лейкогранитного состава с возрастом 92 млн лет (Некрасов, 1976; Заборовская, 1978). Северо-Тайгоносский пояс сложен плутонами габбро-диорит-гранодиорит-гранитного ряда и дайками и субвулканическими телами от основного до кислого составов, обладающих повышенной калиевостью. Южно-Тайгоносский пояс ограничивает с юга структуры Центрального Тайгоноса и представлен крупным Восточно-Тайгоносским полифазным плутоном диорит-гранодиорит-гранитного состава повышенной натриевости. Ar-Ar возраст пород составляет 102–103 млн лет (Соколов и др., 1999). Внедрение гранитоидов этого плутона тесно связано с движениями по Южно-Тайгоносскому надвигу (Некрасов, 1976). Метаморфизованные вулканогенно-терригенные отложения в кровле плутона и в тектонических пластинах вдоль надвига, сложенные туфотерригенным песчано-сланцевым флишем, лавами андезитов, андезидацитов и туфами вехнеюрско-валанжинского возраста (Некрасов, 1976), рассматриваются как отложения преддугового бассейна (Соколов и др., 1999).

Южная (Прибрежная) часть п-ова Тайгонос образована пакетом дислоцированных тектонических чешуй юго-восточной ориентировки. Пакеты сложены фрагментами вулканогенно-кремнистых, кремнисто-терригенных и вулкано-терригенных толщ позднетриасово-раннемелового возраста океанической и надсубдукционной природы, а таже породами серпентинитового меланжа, турбидитами и микститами (Чехов, Паланджян, 1994; Чамов, Андреев, 1997; Кемкин и др., 1996; Силантьев и др., 1996; Вишневская и др., 1992; Соколов и др., 1999; Бондаренко и др., 2002). Все эти образования представляют собой аккреционную призму, формировавшуюся во фронте Удско-Мургальской дуги.

Таблица 5.8

Типовой состав магматических пород Тайгоносского сегмента Удско-Мургальского вулкано-плутонического пояса

Параметры	1	2	3	4	5	6	7
	Номер образца						
	Тг-48	Тг-60	Тг-68	Тг-543	Тг-546	Тг-523	Тг-508
SiO_2	60,66	66,57	70,09	60,82	61,81	48,00	64,90
TiO_2	0,85	0,50	0,57	1,55	0,78	0,95	0,42
Al_2O_3	17,39	14,57	13,83	14,00	18,31	18,23	14,58
Fe_2O_3	1,54	1,10	1,71	2,68	2,13	1,79	3,49
FeO	5,67	2,61	1,70	5,83	5,51	7,40	4,13
MnO	0,13	0,14	0,19	0,19	0,08	0,15	0,13
MgO	6,57	1,44	1,90	3,52	1,62	7,30	3,43
CaO	0,96	1,97	0,67	3,15	2,16	8,23	4,80
Na_2O	2,71	3,41	4,08	3,80	2,83	3,21	1,93
K_2O	0,81	3,26	3,52	1,05	1,81	0,15	1,03
P_2O_5	0,31	0,19	0,17	0,32	0,29	0,20	0,28
H_2O^-	0,08	0,40	0,19	0,28	0,32	0,40	0,00
п.п.п.	2,30	6	1,52	2,25	1,69	4,30	1,06
Сумма	99,99	100,15	100,18	99,44	99,34	99,31	100,18
Rb	82	89	99	14	46	1,10	13
Sr	206	156	237	163	314	273	244
Ba	684	778	631	262	326	858	307
Ni	25	3	2,6	20	8,6	176	8
Co	13	2,3	3,5	19	7,21	52	14
Cr	63	6	11	42	45	240	13
V	112	10	47	160	164	124	170
Zr	124	241	141	54	200	81	10
Nb	10,5	9,9	6,1	3,11	10,3	0,86	0,82
La	27	22	24	11,1	12,8	2,56	4,42
Ce	57	47	49	27	31	8,46	10,38
Pr	6,5	5,32	5,22	3,6	3,59	1,34	1,39
Nd	28,4	22,9	20,9	18,6	16,8	7,94	7,55
Sm	5,93	4,93	4,31	5,04	4,71	2,76	2,24
Eu	1,35	0,93	0,81	1,57	1,39	1,06	0,82
Gd	5,25	4,85	4,11	5,42	4,98	3,80	2,68
Tb	0,69	0,77	0,64	0,91	0,88	0,7	0,47
Dy	3,52	4,64	3,7	5,45	5,39	4,66	3,02
Ho	0,60	0,86	0,70	0,98	1,01	0,90	0,57
Er	1,89	2,86	2,33	2,97	3,28	2,96	1,83
Tm	0,319	0,51	0,42	0,46	0,58	0,56	0,32
Yb	2,06	3,28	2,67	2,73	3,60	3,19	1,90
Lu	0,31	0,51	0,42	0,38	0,56	0,50	0,28
Hf	2,98	5,55	3,82	1,34	4,84	1,93	0,29
Ta	0,77	0,80	0,59	0,24	0,77	0,08	0,058
Th	7,15	7,60	10,0	1,52	4,47	0,27	0,5
U	1,52	1,85	2,41	0,41	0,95	0,07	0,17

Примечание. 1 – гырьягинская свита; 2, 3 – вавачунская свита; 4, 5 – теланская свита; 6, 7 – рябинкинская свита. Петрогенные оксиды даны в мас.%, микроэлементы – в г/т.

В Пенжино-Анадырском террейне три полосы юрско-меловых отложений, представляющих латеральный ряд структур позднеюрско-раннемеловой

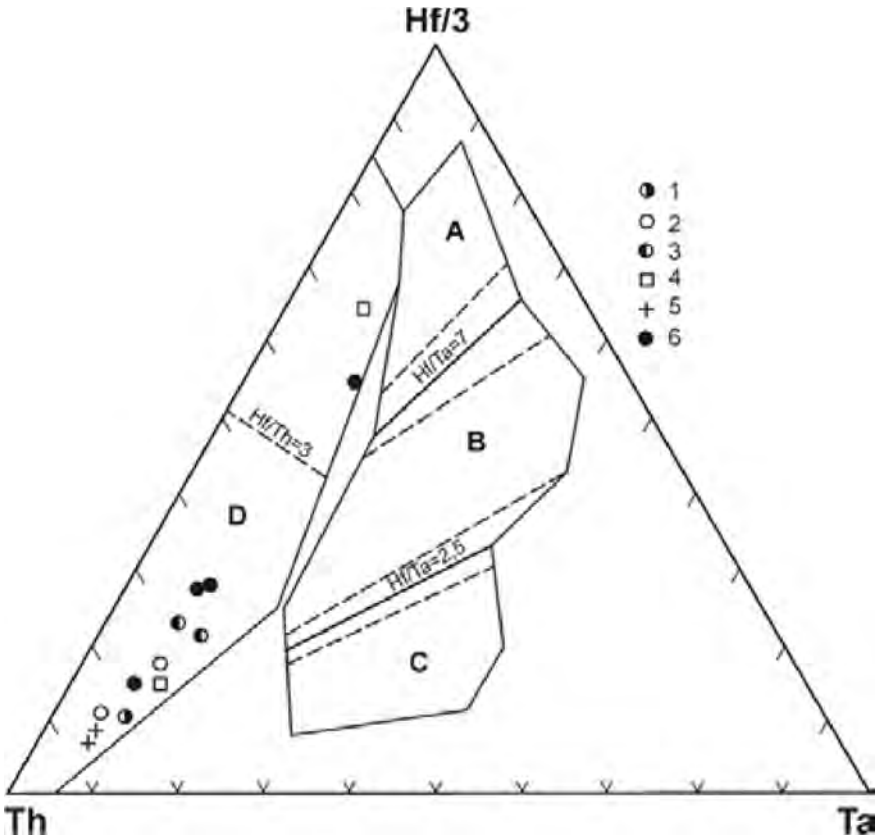


Рис. 5.15. Диаграмма Th–Hf/3–Ta состава пород Тайгоносского и Пенжинско-Анадырского сегментов.

1 – гырьягинская, 2 – вавачунская, 3 – теланская, 4 – рябинкинская свиты; 5 – гранодиориты Восточно-Тайгоносского массива; 6 – породы Мургальского поднятия

Удско-Мургальской островной дуги (Соколов, Бялобжеский, 1996; Соколов и др., 1999). Среди них выделяются палеаккреционные элементы преддугового бассейна и осевой вулканической зоны энсиалической островной дуги (Филатова, 1988; Чехов, 1982; Григорьев и др., 1995; Соколов, 2003). Вулканические образования сосредоточены в северной полосе в Ичигемском и Мургальском поднятиях. В Ичигемском поднятии они представлены ичигемской и коячанской сериями (Белый, 1977). Верхнеюрско-готеривская ичигемская серия (1700–1800 м) сложена базальтами, андезибазальтами, их туфами, туфобрекчиями, туффитами, гравелитами и известковистыми алевролитами. Коячанская серия верхнеаптско-нижнеальбского возраста (2000–2100 м) сложена вулканомиктовыми песчаниками, с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов, а также горизонтами туфов андезитов.

В Мургальском поднятии это мелководные морские берриас-готеривские толщи мощностью более 6000 м с ископаемой фауной ауцелл и иноцерамов, представленные алевролитами, глинистыми сланцами и вулканомиктовыми песчаниками, которые в валанжине сочетаются с гравелитами, конгломератами, ракушняками и горизонтами лав базальтов, андезитов, дацитов и их туфов (Филатова, 1988). Выше залегает апт-альбская коячанская свита. Эта зона вулканогенно-осадочных отложений Пенжинско-Анадырского сегмента рассматривается как осевая часть вулканической дуги (Парфенов, 1984; Филатова, 1988; Соколов и др., 1999).

Среди вулканогенных образований Мургальской части Удско-Мургальского пояса преобладают базальты, андезибазальты и андезиты. Андезидациты, дациты и риолиты редки. Широко развиты пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые разности средних и основных вулканитов. Пироксены в готеривских базальтах относятся к титан-авгиту, а в андезитах преобладают авгиты. Плагиоклазы в тех и других альбитизированы. Среди готеривских андезитов встречаются оливинсодержащие пироксеновые разности, а в более кислых андезитах и андезидацитах появляется частично хлоритизированная роговая обманка. В парагенезисе с темноцветными вкрапленниками встречаются крупные кристаллы магнетита и титаномагнетита (в ассоциации с титан-авгитом), а также примесь магнетита в основной массе. Иногда среди готеривских андезитов отмечаются двупироксеновые разности, в которых ромбический пироксен замещен хлоритом.

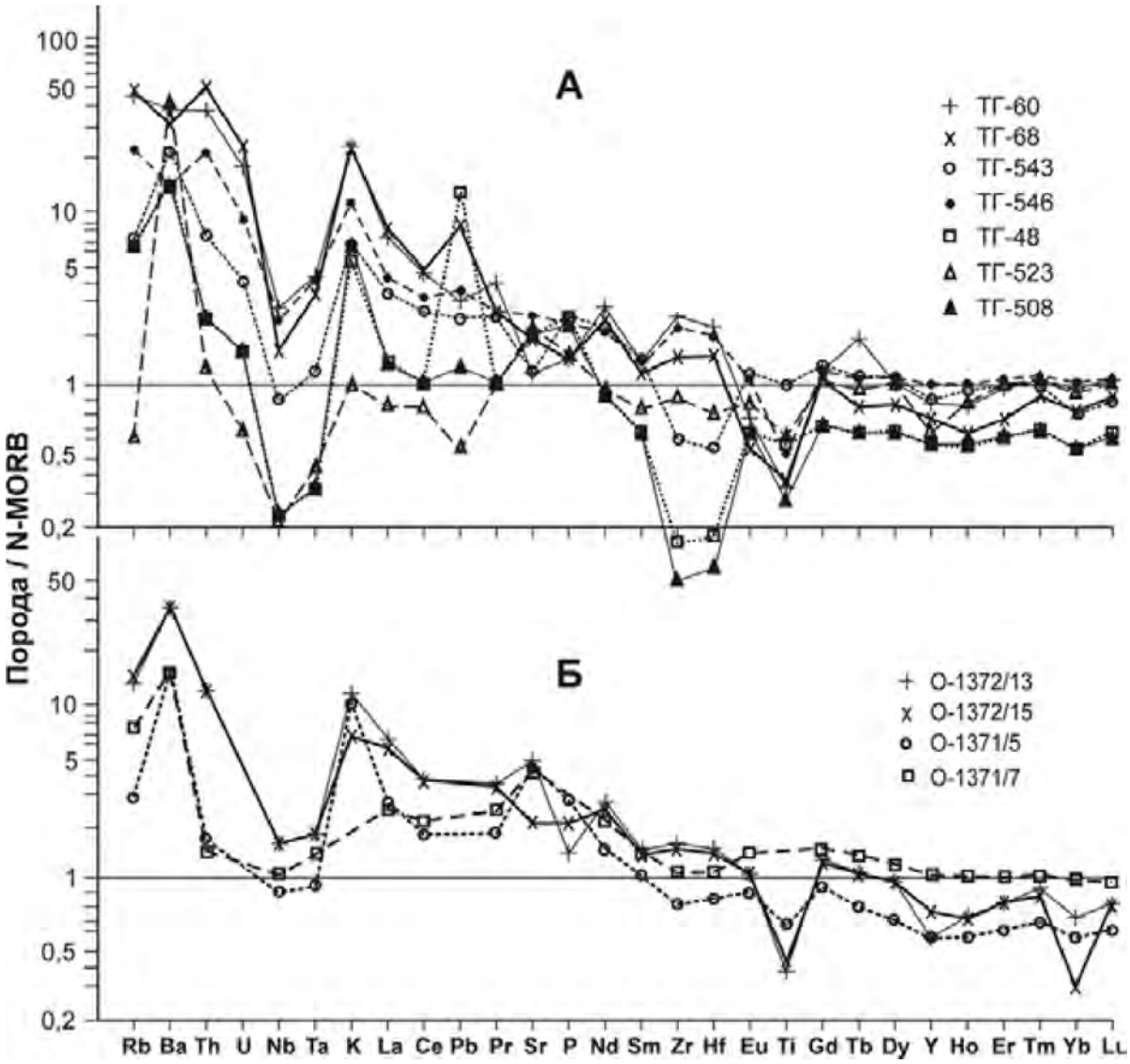


Рис. 5.16. Нормированное по MORB (Sun, McDonough, 1989) распределение микроэлементов в породах Тайгоносского (А) и Пенжинско-Анадырского (Б) сегментов (составы пород приведены в табл. 5.8, 5.9)

Все вулканические породы Мургальского отрезка дуги относятся к натриевому типу; базальты, за редкими исключениями, – к глиноземистому ряду. Микроэлементный состав, в том числе и REE (табл. 5.9), дает основание считать их комплексами, близкими к субдукционному типу современных островных дуг. Но в местах, где впадины, выполненные раннемеловыми доальбскими образованиями, пересекаются с Анадырским разломом, вдоль которого отмечаются левосторонние сдвиги и сопряженные с ними раздвиги, и формировались бассейны типа «pull-apart» или возникали тектонические обстановки типа «slab-window», магматические породы приобретают петрогеохимические характеристики, близкие к внутриплитным (рис. 5.16, Б). Особенность этого региона – появление среди раннемеловых, а также среди позднемеловых и кайнозойских вулканитов магнезиальных андезитов, близких по петрогеохимическим особенностям к адакитам (Kay, 1978). Данный феномен, свойственный геодинамическим обстановкам калифорнийского типа, требует специального изучения на основе анализа петрогеохимических и изотопных данных тектонических структур этой части Северо-Востока России.

Кроме эффузивных и эффузивно-пирокластических пород в Мургальском отрезке пояса встречаются штоки и сравнительно крупные массивы роговообманковых гранодиоритов (Белый, 1977, 1978). Раннемеловые гранитоиды этого региона выделены в Мургальскую серию (Милов, 1975), представленную рядом крупных (Ворожейский, Травкинский, Мало-Мургальский) и мелких массивов, образующих интрузивный пояс протяженостью около 200 км. Гранитоиды перекрыты с размывом сеноман-туронскими конгломератами и имеют K-Ar датировки 86–114 млн лет (Милов, 1975). В раннемеловом гранито-

Таблица 5.9

Состав магматических пород Пенжинско-Анадырского сегмента Удско-Мургальской дуги (коллекция В.Г. Сахно)

Параметры	1	2	3	4
	Номер образца			
	О-1372/13	О-1372/15	О-1371/5	О-1371/7
SiO_2	62,66	53,00	53,58	–
TiO_2	0,57	0,70	1,02	–
Al_2O_3	16,04	20,63	16,87	–
Fe_2O_3	1,00	0,99	0,01	–
FeO	5,10	5,94	8,21	–
MnO	0,23	0,22	0,24	–
MgO	2,71	2,68	4,94	–
CaO	4,76	7,63	8,33	–
Na_2O	2,93	3,77	2,65	–
K_2O	1,88	1,04	1,62	–
P_2O_5	0,18	0,27	0,34	–
Cr	47	39	75	165
Co	22	21	31	42
Ni	18	16	34	57
Rb	29	30	5,96	15
Sr	600	570	563	617
Y	28	27,3	20,1	36,7
Zr	150	149	73	103
Nb	6,43	6,11	3,15	3,77
Ba	737	610	334	331
La	18,1	17,7	7,83	8,09
Ce	39,18	38,08	19,08	23,18
Pr	4,65	4,51	2,55	3,33
Nd	22,12	21,43	13,14	18,71
Sm	5,21	5,08	3,41	5,47
Eu	1,40	1,38	1,08	1,84
Gd	5,23	5,12	3,47	6,15
Tb	0,79	0,78	0,57	1,03
Dy	4,45	4,38	3,27	6,18
Ho	0,80	0,78	0,60	1,10
Er	2,45	2,44	1,87	3,32
Tm	0,42	0,40	0,32	0,54
Yb	2,50	2,50	1,95	3,21
Lu	0,37	0,38	0,29	0,48
Hf	3,74	3,67	1,84	2,84
Ta	0,35	0,33	0,17	0,29
Th	2,79	2,70	0,36	0,33
U	0,93	0,90	0,13	0,10

Примечание. 1 – гранодиорит (готерив); 2 – андезит (готерив); 3 – андезибазальт (валанжин); 4 – базальт (валанжин).

Петрогенные оксиды даны в мас.%, микроэлементы – в г/т. Прочерк – нет данных.

Образцы отобраны в приустьевой части р. Мургаль.

идном комплексе кроме дифференцированных от габбро до гранитов апт-альбских плутонов выделяется и комплекс даек диорит-порфиритов, спессартитов, андезитов, реже аплитов, гранодиорит-порфиров, дацитов, а также субвулканические тела андезитов и базальтов (Буриков и др., 1968).

Геологическое строение и геохимические особенности пород позднеюрско-раннемелового магматизма Пекульнейского и Чукотского террейнов и Удско-Мургальской дуги описаны в монографии О.Л. Морозова (2001). Пекульнейский террейн расположен к северу от Пенжино-Анадырского в одноименном горном массиве. В осевой части Пекульнейского хребта в тектонических блоках совмещены докембрийские(?) метаморфогенно-магматические базит-ультрабазитовые комплексы, позднепалеозойские(?) метаморфогенно-осадочные образования и позднепалеозойско-раннемезозойские вулкано-интрузивные островодужные комплексы, которые рассматриваются в качестве гетерогенного основания. Позднеюрско-раннемеловой вулкано-плутонический комплекс Удско-Мургальской дуги объединяет вулканогенно-осадочные отложения и плутонические породы волжско-валанжинского возраста. Вулканогенно-осадочные отложения характеризуются сильной фациальной изменчивостью и большим разнообразием литологических типов пород. Осадочные породы представлены разнообразными туфогенными грубообломочными породами (конгломератами, конгломератобрекчиями, брекчиями), песчаниками, алевролитами, реже аргиллитами, которые накапливались из грязекаменных и пирокластических потоков у подножья наземных вулканических построек в мелководной прибрежной зоне. Вулканические породы представлены в основном базальтами и андезибазальтами, при подчиненой роли андезитов, дацитов и риолитов, которые тяготеют к верхней части разреза вулканогенно-осадочных отложений и преобладают в туфовой и субвулканической фациях.

Плутонические члены островодужного комплекса представлены кислыми и умеренно кислыми субвулканическими породами, комплексом сближенных даек (от риолитов до базальтов), гипабиссальными интрузиями плагиогранитов, амфиболовых габбро и дифференцированными массивами от диоритов до гранитов. Дайки образуют разноориентированные «рои», насыщают нижние туфо-терригенные горизонты островодужных отложений и исчезают в верхних – вулканогенных, где, как предполагается (Морозов, 2001), переходят в аналогичные по составу покровы. K-Ar возраст интрузивных и субвулканических пород 142±8–105±6 млн лет (Морозов, 2001).

По химическому составу позднеюрско-раннемеловые магматиты Пекульнейского сегмента соответствуют островодужному толеитовому и известково-щелочному типам магм и обладают рядом общих индикаторных характеристик, свойственных породам надсубдукционных обстановок. Они обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE) –

Rb, Ba, K, Sr, La, Ce и P относительно элементов с высокозаряженными ионами (HFSE) и имеют выраженные отрицательные минимумы на диаграммах распределения элементов по Nb, Ta, Ti, Zr и др. По характеру распределения элементов они разделяются на ряд геохимических типов, среди которых широко развиты высокоглиноземистые толеиты, «истощенные» толеиты, известково-щелочные породы, шошониты, а также породы бонинит-марианитового ряда и высокотитанистые.

Особое место в структуре Пекульнейского хребта занимает готеривский пикрит-базальтовый комплекс, сложенный пикритами, пикритобазальтами, меланобазальтами, базальтами, ассоциирующими с ними туфами, гиалокластитами, туфогенно-осадочными породами, субвулканическими и гипабиссальными интрузивными телами ультраосновного и основного состава. В комплексе преобладают низкотитанистые пикриты с низкими концентрациями Zr и Y и отношением Zr/Y менее 3, низкими концентрациями Ta, Nb и других высокозарядных элементов, при сильной деплетированности легкими лантаноидами. Геохимически они сопоставляются с пикритами о-ва Троодос и коматиитами о-ва Горгона; но есть и высокотитанистые пикриты с высокими содержаниями Zr и Y, отношением Zr/Y до 7, повышенными концентрациями REE, отчетливо обогащенные легкими, средними лантаноидами и крупноионными литофильными элементами.

Чукотский сегмент является северным окончанием Удско-Мургальской островодужной системы и располагается в Канчаланском, Ушканьегорском и Золотогорском хребтах. Среди позднеюрских и раннемеловых вулканогенных и вулканогенно-терригенных комплексов, характеризующихся сильной фациальной изменчивостью, здесь реконструируются фрагменты осевой зоны островодужного вулканизма и элементы задугового и преддугового бассейнов (Соколов и др., 1999; Морозов, 2001). В Канчаланском хребте на границе с Пекульнейским террейном широко распространены лавы и туфы базальтов, андезитов и риолитов. По химическому составу вулканиты относятся к калиево-натриевой известково-щелочной серии. Базальты и андезиты обогащены крупноионными литофильными элементами, обеднены титаном, цирконием, ниобием, а также тяжелыми редкоземельными элементами, что типично для надсубдукционной геодинамической обстановки (Морозов, 2001).

В качестве плутонических членов островодужной ассоциации выделяются дайки и силлы пикрито-диабазов и габбро-диабазов, прорывающие отложения волжского яруса, и комплекс раннемеловых интрузий. Последний подразделяется на два типа.

Интрузии первого типа развиты в западной части хребта и сложены расслоенными габброидами в центральных частях массивов, которые к периферии и кверху сменяются амфиболовыми лейкогаббро, габбро-диоритами, метаморфизованными микрогаббро, а во внешней оторочке – плагиогранитами. K-Ar возраст плагиогранитов 120±7 млн лет (Морозов, 2001). По составу эти интрузивы сопоставляются с толеитами и низкокалиевыми известково-щелочными производными надсубдукционных обстановок.

Интрузии второго типа развиты в центральной части хребта и сложены диоритами и гранитоидами с радиологическим возрастом 80–121 млн лет (Морозов, 2001). По химизму они близки гранитоидам вулканических дуг и вулканитам высококалиевой известково-щелочной серии активных континентальных окраин.

ОЛОЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС (ПОЗДНЯЯ ЮРА–РАННИЙ МЕЛ)

Этот пояс занимает обширное пространство от района слияния рек Колыма и Омолон на северо-западе до верховий р. Бол. Анюй на юго-востоке. Общая протяженность в северо-западном направлении более 400 км, а ширина в южной части до 200 км. Вулканиты пояса перекрывают Хетачанский и Олойско-Березовский террейны. В Омолонском террейне верхнеюрские вулканиты распространены мало, только в его северо-восточной краевой части и имеют, вероятно, отличную от остальной части пояса рифтовую природу.

Подобно Уяндино-Ясачненскому поясу, Олойский характеризуется несколькими морскими вулканогенными прогибами, преимущественно северо-западного простирания. Пространства между прогибами сложены палеозойскими и нижнемезозойскими отложениями субстрата, пронизанными субвулканическими телами и интрузивами. В строении этих прогибов в различных соотношениях участвуют лавы, туфы и морские кластогенные осадки (Паракецов, Паракецова, 1989). Нередко вулканогенно-осадочные толщи расслоены межпластовыми субвулканическими породами.

П.П. Лычагин с соавторами (1989) выделяют в Олойском поясе базальт-андезит-риолитовую, андезит-базальтовую, трахиандезитовую и габбро-сиенитовую магматические формации.

Первая формация распространена в большей степени в юго-западной части зоны, а три последние сменяют ее на северо-востоке. В.Г. Каминский (1989) объединяет верхнюю часть трахиандезитовой и габбро-сиенитовой формаций (под несколько иными названиями) в поздневолжскую вулкано-плутоническую ассоциацию, которая и определяет основное металлогеническое «лицо» зоны.

Базальт-андезит-риолитовая формация кимеридж-волжского возраста в юго-западной части зоны

со структурным несогласием залегает на палеозойских и триасовых породах Олойско-Березовского и Хетачанского террейнов. Базальты, андезибазальты, а также их туфы составляют 25–40 % формации, андезиты и их туфы – 40–50 %, дациты, риолиты и их туфы – 10–30 % (Лычагин и др., 1989). Лавы и туфы перемежаются с морскими терригенными отложениями.

Андезит-базальтовая келловей-кимериджская формация интерпретируется нами как ранний островодужный комплекс северо-восточной части Олойского вулканогенного пояса. В ней преобладают низкотитанистые высокомагнезиальные порфировые базальты, высокомагнезиальные андезибазальты, отдаленно напоминающие бониниты (Лычагин и др., 1989). Вулканиты вместе с морскими осадочными отложениями наращивают морской тонкотерригенный разрез средней юры.

Кимеридж-волжская трахиандезитовая формация, совместно с габбро-сиенитовой, выделяются нами в поздний островодужный комплекс (вулканоплутоническую ассоциацию). Формация состоит на 50–60 % из низкотитанистых, высокоглиноземистых, относительно низкокалиевых порфировых трахиандезибазальтов и на 40–50 % – из порфировых трахиандезитов.

Габбро-сиенитовая формация широко известна под названием «егдыгкычский комплекс» (Берлимбле и др., 1968). Ранние фазы в массивах комплекса, по данным Д.Г. Берлимбле и М.Е. Городинского (1978), представлены габброидами и монцонитами, а поздние – кварцевыми сиенитами и сиенитами. В настоящее время ряд исследователей в качестве самостоятельной третьей фазы выделяют небольшие тела кварцевых монцонит-порфиров (Каминский, 1989).

Магматическая зональность Олойского пояса не изучалась. Имеющиеся отрывочные сведения (Лычагин и др., 1989) показывают, что в целом она близка к таковой Уяндино-Ясачненского пояса. С северо-востока на юго-запад увеличивается доля кислых пород: андезит-базальтовая формация сменяется базальт-андезит-риолитовой. В этом же направлении снижается роль натрия в породах с одинаковым содержанием кремнезема.

Возраст рудоносных магматических комплексов. В.В. Гулевич (1974, 1987) убедительно доказал позднеюрский возраст Верхне-Баимского рудоносного субвулканического массива. Массив прорывает нижневолжские отложения, и в то же время гальки слагающих его трахириолитов и граносиенит-порфиров обнаружены В.В. Гулевичем в верхневолжской толще. Более противоречивы данные о возрасте магматитов рудоносного егдыгкычского интрузивного комплекса. Представляющие его образования по петрохимическим особенностям и структурной позиции как будто явно родственны позднеюрской трахибазальтовой формации. Обломки аналогичных пород обнаружены в конгломератах берриаса и баррема (Городинский и др., 1974). Вместе с тем известно, что некоторые массивы этого комплекса прорывают отложения нижнего мела (Берлимбле, Городинский, 1978). K-Ar возраст пород Егдыгкычского массива (петротипа комплекса), согласно материалам лаборатории изотопной геохронологии СВКНИИ (электронная база данных на 1996 г.), варьирует от 146 до 92 млн лет. Определенный уран-свинцовым методом возраст Егдыгкычского массива, по данным М.П. Сесила и П.У. Лейера (1992 г.), 141,8±2 млн лет (Городинский, Шпикерман, 1994). Эти сведения позволяют датировать егдыгкычский комплекс концом волжского века–первой половиной берриаса.

Приведенные данные позволяют интерпретировать Олойский пояс как надсубдукционную структуру, формировавшуюся на гетерогенном основании. Фронтальные части этой структуры, скорее всего, представляют собой энсиматическую островную вулканическую дугу, на что в Ненканском прогибе указывают фрагменты древнего меланократового основания среди верхнеюрских вулканогенно-осадочных образований (Алучинский блок), непрерывный разрез вулканогенно-осадочного комплекса от бата до берриаса включительно, низкая калиевость вулканических и интрузивных пород, а также положительная гравитационная аномалия.

ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС (АЛЬБ–КАМПАН)

Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс (ОЧВПП) является частью мезозойско-кайнозойской Охотско-Катазиатской (Нагибина, 1966; Пущаровский, 1966), или Аляскинско-Чукотско-Катазиатской (Филатова, 1987), планетарной системы вулканогенных поясов Тихоокеанского кольца, относимых к типу окраинно-континентальных. Его строение, стратиграфия и тектоника наиболее полно описаны В.Ф. Белым (1977, 1978, 1994 и др.), Р.Б. Умитбаевым (1986 и др.) и Н.И. Филатовой (1987, 1988 и др.). В современном эрозионном срезе ОЧВПП представляет собой непрерывную цепь выходов вулканических, субвулканических и интрузивных тел, имеющую ширину от 80–100 до 250–300 км и протянувшуюся почти на 3000 км вдоль восточной окраины Азиатского материка от Чукотского полуострова на северо-востоке до Удской губы на юго-западе. ОЧВПП свойственна сложная продольная и поперечная зональность, выраженная в составе вулканоплутонических формаций в разных зонах (секторах) пояса. По особенностям вулканизма в центральной его части выделяются внутренняя (фронтальная) и внешняя (тыловая) зоны. Во внутренней зоне преоб-

ладают вулканиты основного и среднего составов, а во внешней развит игнимбритовый кислый вулканизм, с подчиненными базальтами и андезитами. В зависимости от строения фундамента пояса внешняя зона разделена на секторы: Центрально-Чукотский, Анадырский, Пенжинский и Охотский. Также выделяются фланговые (краевые) зоны: Восточно-Чукотская и Западно-Охотская, по характеру магматизма, строению фундамента и условиям залегания вулканитов сходные с внешней зоной ОЧВПП (Белый, 1977, 1978). Внешняя и фланговые зоны заложены на континентальной коре с мощным гранитно-метаморфическим слоем. Внутренняя зона образовалась на коре переходного типа. Фланги ОЧВПП наложены на жесткие блоки с дорифейским фундаментом и структуры мезозоид. Юго-западная часть пояса известна под названием Охотской ветви (звена) пояса, или Охотского вулканогена. Северо-восточная часть получила название Чукотской ветви, или Чукотского вулканогена.

В истории становления ОЧВПП отчетливо выделяются не менее 7 стадий магматизма, объединяемых в три крупных вулкано-плутонических цикла (этапа): апт-альбский, сеноман-сенонский, сенон-датский (табл. 5.10).

В ходе первого цикла образованы крупнообъемные толщи кислого, среднего, умеренно кислого и основного составов. При этом в пределах тыловой и фланговых зон пояса преобладала антидромная риолит-андезитовая ассоциация (исключая Анадырский сектор, где в основании разреза пояса лежит мощная толща базальт-андезибазальтового состава), во фронтальной – преимущественным распространенением пользовались базальты и андезибазальты.

Сеноман-сенонский цикл характеризуется мощными проявлениями игнимбритового вулканизма кислого и умеренно кислого (до среднего) составов, имеющего, как правило, антидромную направленность схемы эволюции.

Сенон-датский цикл представлен би- и мономодальными формациями двух геохимических типов (табл. 5.10): а) позднесенонской андезибазальт-андезитовой (надсубдукционного геохимического типа), б) маастрихт-датской трахидацит-трахириолит-аляскитовой (переходной от надсубдукционных к внутриплитным.

Палеоцен-эоценовые базальт-трахибазальтовая и трахибазальт-трахидацит-комендит-щелочногранитная (постсубдукционные или окраинно-континентально-рифтогенные с элементами внутриплитных) (Сахно, Полин, 1984; Полин, 1990; Полин, Молл-Столкап, 1999; и др.) к ОЧВПП как надсубдукционной структуре не принадлежат, хотя традиционно, вслед за Е.К. Устиевым, большинством исследователей относится к Охотско-Чукотскому вулканогену.

Как упомянуто выше, наиболее ранние проявления вулканизма ОЧВПП представлены раннемеловыми формациями: андезит-андезибазальтовой, высокоглиноземистой базальт-андезибазальтовой, а также андезитовой, подразделяемой на андезит-риодацитовую и базальт-андезитовую субформации.

Андезит-андезибазальтовая формация образована амфиболовыми и пироксеновыми андезитами и андезибазальтами. Заметно меньше в ней базальтов (нараулийская, таватумская, вилковская и другие свиты). Она сформировалась в долгоживущих центрах вулканизма, специфичных сочетанием щитовых вулканов с кальдерными просадками и сложнопостроенными стратовулканами. Базальт-андезибазальтовая формация представлена пироксеновыми, оливин-пироксеновыми базальтами и андезибазальтами (саламихинская, березовская и другие свиты), проявленными в приразломных линейных прогибах и впадинах (вулканы щитового и трещинного типов).

Раннемеловые вулканиты ОЧВПП, объединяемые в андезитовую формацию, представлены риолитами, дацитами, базальтами и андезибазальтами, андезитовыми порфиритами и их туфами. Почти везде

Таблица 5.10

Этапы и типы магматизма ОЧВПП и сопряженных территорий

Апт-альбский	Сеноман-сенонский	Сенон-датский	Палеоцен-эоценовый	Неоген-четвертичный
Окраинно-континентальный магматизм		Магматизм переходного типа	Магматизм рифтогенный (постсубдукционный)	Магматизм OIB-типа
1. Известково-щелочные базальты и андезибазальты 2. Известково-щелочные андезиты и дациты 3. Известково-щелочные риолиты и риодациты	1. Субщелочные и известково-щелочные дациты и риодациты 2. Известково-щелочные дациты и риолиты	1. Трахидациты, трахириолиты 2. Известково-щелочные и субщелочные базальты; андезибазальты (преобладают), андезиты и трахиандезиты	Субщелочные, известково-щелочные и (редкие) щелочные базальтоиды, комендиты, трахиты, трахириолиты; щелочные граниты	Толеиты, щелочные базальты, базаниты, нефелениты
Распространение умеренное, до широкого; большие объемы	Распространение широкое; большие объемы	Распространение широкое; умеренные объемы	Локальное распространение; ограниченные объемы. Небольшие объемы кислых пород	Распространение ограниченное. Крайне малые объемы

формация двучленна. Раннемеловая риодацитовая (игнимбритовая) субформация андезитовой формации широко проявлена во внешней зоне Центрально-Чукотского сектора и несколько меньше – во фланговых зонах пояса. Она объединяет лавы и пирокластические отложения дацитового, андезитового, риодацитового и риолитового составов (аланская, алькаквуньская, каленьмуваамская, часть нырвакиннотской, канчаланская и другие свиты). Базальт-андезитовая субформация сложена андезитовыми порфиритами, андезитами и их туфами, реже базальтами и андезибазальтами (учуликанская, ульбериканская, этелькуюмская, варенайская, нырвакиннотская и другие свиты). Субформации свойственно преобладание зеленокаменно измененых андезитов.

Породы верхнего мела выделены в риолитовую игнимбритовую и риодацитовую (игнимбритовую) формации. Риолитовая формация (еманринская, амкинская, вархаламская, пыкарваамская, теркенмемвээмская, нижнеамгеньская и другие свиты) представлена дацитовыми и риолитовыми игнимбритами и сваренными туфами, меньше субвулканитами от умеренно кислого до ультракислого составов. Характерная черта формации – выдержанность минерального состава близких по кремнекислотности пород по латерали. По петрографическим признакам (табл. 5.11) породы формации могут быть отнесены к разряду флюид-порфиров в понимании Е.Б. Яковлевой. Дацитам свойственны высокие содержания вкрапленников (35–50 %), представленных двумя полевыми шпатами, кварцем, биотитом и клинопироксеном. Акцессории – ортит, циркон, магнетит и апатит. Риодациты содержат больше кварца и меньше – клинопироксена. Риолитам, как и дацитам, присущи высокие количества кристаллического материала (40–55 %), в составе которого преобладает кварц, затем полевые шпаты и биотит. Акцессорные минералы – те же, что в дацитах.

В составе риодацитовой формации (верхнеамкинская, вархаламская, часть еропольской, вороньинская, верхнеамгеньская, кытепнайваамская и другие свиты) широко развиты флюидизатные образования: туффизиты, сваренные туфы и игнимбриты, в меньшей мере лавы и субвулканиты кислого и умеренно кислого, до среднего, составов. Для нее характерна антидромная направленность эволюции, с преобладанием умеренно кислых пород. Характерные компоненты минерального состава всех пород – амфибол и плагиоклаз, меньше биотита, очень редок кварц; в дацитах иногда встречается санидин, а в андезитах – клинопироксены.

Вулканиты раннесенонской андезибазальт-андезитовой формации (улынская, хетанинская, туромчинская, тополевская, коэквуньская, нижняя часть (?) энмываамской, экитыкинская, медвежинская и другие свиты) слагают стратовулканы, кальдерные и купольные комплексы, реже – небольшие щитовые и трещинные вулканы. Главную роль в составе этой формации играют двупироксеновые андезибазальты, несколько меньшую – андезиты. В подчиненных количествах в покровных образованиях встречаются базальты, андезиты и андезидациты, прослои и линзы туфов и вулканогенно-осадочных пород. Субвулканическая и гипабиссальная фации образованы мелкими телами габбро, монцодиоритов, трахианде-

Таблица 5.11

Характерные ассоциации минералов-вкрапленников вулканогенных пород ОЧВПП

Этап магматизма		
Апт-альбский	Сеноман-сенонский	Сенон-датский
Тип магматизма		
Окраинно-континентальный (надсубдукционный)		Переходный
Верхний комплекс (формация)		
Базальты и трахибазальты: Pl, Cpx, ± Ol, ± Opx Андезиты, дациты: Pl, Hb, ± Cpx, ± Opx, ± Mt	Дациты: Pl ± Fsp, ± Opx, ± Cpx, ± Hb, ± Bi Риодациты: Pl ± Px, ± Bi, ± Hb, Mt	Трахидациты: Pl, ± Q, ± Opx, ± Cpx, ± Mt, ± Hb, ± Il Трахириолиты: Pl, ± Cpx, ± Opx, ± Bi, ± Q, ± Fsp, ± Mt
Нижний комплекс (формация)		
Риодациты, риолиты: Pl, ± Q, ± Fsp, ± Hb, ± Cpx, ± Opx, ±Bi	Дациты: Pl, Cpx, Q, Bi, Fsp, Hb, Mt Риолиты: Pl, Q, Bi, Fsp, Mt, Ortite	Базальты: Pl, ± Ol, ± Opx, ± Cpx Андезибазальты: Pl, Opx, Cpx, ± Hb, Mt Андезиты и трахиандезиты: Pl, ± Hb, ± Cpx, ± Opx, ± Mt, ± Il

зитов и латитов. В Охотском звене ОЧВПП эта формация сложена шошонит-латитовой ассоциацией, в то время как в Чукотском его звене щелочность пород формации более низкая, хотя изредка породы шошонит-латитового ряда здесь все же встречаются (Полин, 1990; Полин, Молл-Столкап, 1999).

Минеральный состав пород формации довольно специфичен. Среди базальтов наиболее обычны разности с плагиоклаз-клинопироксеновой ассоциацией вкрапленников, реже встречаются чисто плагиоклазовые, плагиоклаз-оливиновые и плагиоклаз-двупироксеновые породы. Для андезибазальтов и андезитов весьма характерен плагиоклаз-двупироксеновый (с амфиболом либо без него) парагенезис фенокристов, в субвулканических разностях трахиандезитов и латитов к нему добавляется магнетит-ильменитовая ассоциация.

Позднесенонская трахидацит-трахириолит-аляскитовая (дацит-риолит-лейкогранитная) формация (уракская, ольская, хайчанская, эргываамская, белоувалинская, леурваамская и другие свиты и их интрузивные аналоги) связана с завершающими этапами становления ОЧВПП и контролировалась блоками земной коры с развитым гранитно-метаморфическим слоем и глубинными разломами, проникающими в мантию (Полин, 1990). Образована она игнимбритами и витрофирами дацитов и риолитов, риолитами и трахириолитами различной фациальной принадлежности, а также небольшими телами аляскитовых гранит-порфиров и лейкократовых гранитов. Формация становилась по гомодромной схеме, в две фазы. В ней широко развиты пирокластические породы кислого и ультракислого состава, а также часто встречаются субвулканические перлиты и витрофиры того же состава. По петрографическим признакам (табл. 5.11) в трахидацит-трахириолит-аляскитовой формации выделяются три крупные группы пород. Первая, преобладающая, – биотит-кварц-санидиновые гранит-порфиры и риолиты, биотит-кварц-анортоклазовые и кварц-анортоклазовые кислые и ультракислые риолиты, их игнимбриты и туфы. Вторая группа – преимущественно пироксен-анортоклазовые риолиты и витрофиры. Третья – существенно стекловатые породы: кислые и умеренно кислые перлиты и плагиоклаз-ильменит-пироксеновые витрофиры, игнимбриты и туфы, как правило, с высоким содержанием «связанной» воды.

Петролого-геохимическая характеристика. Породы раннемеловых формаций ОЧВПП принадлежат известково-щелочному ряду, как с субщелочным, так и со слабым толеитовым уклоном. Базальты и андезиты характеризуются повышенной глиноземистостью и магнезиальностью, нормальной и низкой кальциевостью, как правило, повышенным содержанием титана, умеренной и высокой степенью окисленности железа. Большей части пород присуща повышенная щелочность калиево-натриевого профиля; в кислых вулканитах характерен калиевый уклон за счет пониженного содержания натрия (табл. 5.12). На диаграммах (рис. 5.17) все породы занимают поля известково-щелочных серий; большинство попадает в разряд «производных орогенных андезитов», по Г.Б. Ферштатеру, исключая риолиты, по химическому составу соответствующие коллизионным гранитоидам, или анатектическим гранитам. Раннемеловые базальтоиды и андезиты характеризуются так называемыми надсубдукционными геохимическими особенностями, которые включают обогащенность крупноионными литофилами и легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми РЗЭ и прочими высокозарядными элементами, отрицательными Nb–Ta аномалиями и т. д. (рис. 5.18, 5.19). На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 5.20) образцы раннемеловых базальтов занимают поле известково-щелочных серий области континентальных дуг. Распределение их точек интерпретируется как результат флюидной добавки тория, при практически постоянном содержании иттербия, к умеренно обогащенному мантийному источнику. Близкое положение виртуальных составов некоторых разновидностей базальтов к полю мантийных значений указывает, вероятно, на меньшее влияние в них субдукционной (флюидной) компоненты.

Риолитовой ранне-позднемеловой формации свойственны умеренная щелочность с преобладанием калия над натрием, умеренная глиноземистость, а также обедненность фосфором и титаном. Вулканиты риодацитовой формации отличаются повышенной щелочностью натрового профиля, повышенным содержанием фосфора и титана, высокими глиноземистостью и кальциевостью.

Умеренно кислые и кислые породы ранне- и позднемеловых формаций ОЧВПП по распределению почти всех микроэлементов, в том числе редкоземельных, подобны вулканитам зрелых островных дуг (Геохимическая типизация..., 1990). На диаграммах (рис. 5.21) точки лишь некоторых раннемеловых риолитов занимают поля внутриплитных пород или пограничную с ними область, прочие располагаются в поле гранитоидов островных дуг и активных континентальных окраин (АКО). Такая же ситуация складывается и на ряде других «геодинамических» диаграмм, где эти породы относятся к островодужному типу, производным «зон сжатия». На диаграммах Харриса, Батчелора–Боудена (рис. 5.22, 5.23) и спайдердиаграммах видна их принадлежность к анатектоидным выплавкам из зрелой континентальной коры, что согласуется с геологическими данными (Николаевский, 1967; Белый, 1978; и др.). Аналогичный вывод следует и из анализа диаграммы С.Д. Великославинского (2003), где эти образования занимают область синколлизионных гранитоидов, т. е. производных кислых коровых магм.

Таблица 5.12

Средний химический (в мас.%) и микроэлементный (в г/т) состав пород Чукотского звена ОЧВПП

Параметры	Андезитовая и базальт-андезитовая (K_1) формации										Риолитовая ($K_{1\ 2}$) формация	
	Базальты	Андези-базальты	Андезиты		Дацианде-зиты	Андези-дациты	Дациты	H_2O-рио-дациты*	Риодациты	Риолиты ультра-кислые	Дациты	Риодациты
			А	Б								
SiO_2	48,61	53,92	58,93	60,30	61,92	63,51	65,80	68,37	70,98	76,40	65,66	70,68
TiO_2	1,33	0,94	0,59	0,68	0,58	0,48	0,50	0,29	0,28	0,17	0,50	0,33
Al_2O_3	17,73	17,75	18,19	17,17	16,39	15,07	15,57	13,69	14,17	12,53	16,33	14,90
Fe_2O_3	4,05	3,65	3,64	2,09	2,22	1,76	1,80	1,08	1,26	1,19	1,59	1,75
FeO	4,23	4,55	3,00	4,34	2,92	2,20	2,32	1,27	1,62	0,67	2,34	0,94
MnO	0,19	0,16	0,05	0,11	0,08	0,08	0,08	0,06	0,05	0,03	0,08	0,07
MgO	5,20	4,49	2,71	2,44	1,89	1,58	1,38	0,34	0,50	0,32	0,93	0,51
CaO	8,92	6,76	4,15	5,06	4,16	4,52	3,54	2,85	1,60	0,44	3,41	1,65
Na_2O	3,32	2,57	2,34	2,95	3,04	2,70	3,03	3,46	2,83	2,08	3,61	3,47
K_2O	1,15	1,90	2,32	2,63	3,30	3,24	3,52	3,08	4,31	4,83	3,67	3,80
P_2O_5	0,50	0,38	0,23	0,22	0,29	0,17	0,19	0,12	0,14	0,16	0,17	0,09
H_2O^+	3,76	1,08	2,37	1,09	1,67	3,80	1,77	5,09	1,98	0,94	1,25	1,40
Cr	95	86	21	42	21	20	24	6	11	6	14	1
Ni	60	65	25	25	12	9	24	5	8	6	10	3
Co	31	30	10	17	10	9	8	1	2	1	11	3
V	185	235	220	–	140	83	78	26	42	27	110	36
Cu	110	122	120	–	34	21	26	23	21	22	17	13
Pb	12	17	18	–	21	23	25	32	30	32	20	25
Zn	91	95	69	–	70	81	33	77	71	78	110	45
Sn	4	4	3	–	5	4,7	2,5	7	6	6	4	3
Rb	11	45	83	34	83	137	96	166	102	182	105	–
Ba	434	433	678	575	678	1291	1180	1110	720	1130	834	–
Sr	978	569	396	696	396	104	380	354	78	48	432	–
Ta	0,36	0,29	0,48	0,22	0,48	0,79	0,61	1,55	0,77	0,33	0,68	–
Nb	7,20	7,08	9	2,99	8	10	9	14	14	9	9	–
Hf	3,09	2,50	4,38	3,23	4,38	4,66	5,20	6,67	6,65	6,81	4,61	–
Zr	127	92	190	131	190	181	189	225	310	228	172	–
Y	18	25	21	17		25	14	59	38	41	35	–
Th	1,41	1,92	6,16	3,34	6,16	10,38	14,30	27,80	6,17	16,10	9,99	–
U	0,44	0,75	2,51	1,3	2,51	2,24	4,26	9,08	2	4,84	2,90	–
La	17,67	12,58	19,40	14,65	19,40	31,55	28,30	49,80	32,10	43,70	31,50	–
Ce	43,58	29,62	44,30	32,35	44,30	63,99	58,30	108,00	71,00	92,70	64,00	–
Nd	24,68	17,21	22,30	17,1	22,30	28,49	25,30	46,90	34,50	40,50	28,70	–
Sm	5,31	4,38	4,82	3,7	4,82	5,59	4,67	9,62	7,19	7,99	5,77	–
Eu	1,61	1,27	1,07	0,96	1,07	1,29	0,96	0,63	0,99	0,67	1,18	–
Gd	4,79	4,50	4,65	3,41	4,65	4,64	1,0	8,46	6,12	6,36	5,03	–
Yb	1,95	2,41	2,41	1,63	2,41	2,80	1,44	4,62	3,49	3,60	2,76	–
B	1,0	15,0	1,0	–	30	19	–	19	17	20	15	27
N**	5 (4) 4	5 (3) 3	3 (1) 1	8 (1) 1	9 (2) 1	3 (6) 1	8 (3) 1	7 (7) 1	10 (7) 1	8 (6) 1	6 (5) 1	25 (5) 0

Продолжение табл. 5.12

Параметры	Риолитовая ($K_{1\ 2}$) формация			Риодацитовая (K_2) формация							
	Кислые риолиты	Ультра-кислые риолиты	H_2O-рио-дациты*	Андезиты	Андези-дациты	Дациты	Риодациты	Риолиты	H_2O-андезиты	H_2O-андезидациты*	H_2O-дациты
SiO_2	74,15	75,93	69,54	59,98	62,74	65,47	70,52	74,09	57,82	63,29	65,41
TiO_2	0,19	0,22	0,17	0,84	0,79	0,57	0,36	0,23	0,90	0,53	0,52
Al_2O_3	13,38	12,68	13,76	16,48	16,55	15,83	14,72	13,43	16,36	15,15	15,00
Fe_2O_3	1,28	1,11	1,39	3,23	2,75	2,33	1,53	1,25	3,59	1,92	1,78
FeO	0,92	0,82	0,92	2,65	2,28	2,18	1,48	0,90	2,30	2,32	1,81
MnO	0,05	0,04	0,07	0,11	0,14	0,12	0,07	0,04	0,12	0,11	0,08
MgO	0,36	0,23	0,46	2,20	1,51	1,11	0,59	0,33	2,76	1,32	1,54
CaO	0,58	0,42	2,43	4,30	3,57	2,82	1,34	0,99	5,02	3,61	2,93
Na_2O	3,07	2,77	3,03	3,83	3,66	4,19	4,37	4,32	3,09	3,21	3,30
K_2O	4,56	4,44	2,98	2,99	3,56	3,46	3,47	3,88	2,81	2,29	2,57
P_2O_5	0,08	0,05	0,08	0,34	0,27	0,20	0,17	0,05	0,27	0,21	0,21
H_2O^+	1,01	0,74	4,88	2,48	2,17	1,26	1,07	1,19	5,59	5,62	4,28
Cr	4	6	5	33	11	9	8	3	6	5	29
Ni	8	5	5	17	10	7	8	7	5	5	17
Co	1	1,5	2	12	6	3	4	2	12	7	7
V	35	24	21	96	70	30	42	15	69	52	64
Cu	14	16	15	33	32	20	20	11	35	22	32
Pb	19	38	49	22	32	25	23	31	27	21	31
Zn	31	70	81	101	82	69	82	50	130	75	60
Sn	4	4,5	6	3	4	2,6	3,2	3,8	3	4	3,4
Rb	110	150	44	–	97	129	60	100	45	126	96
Ba	831	464	–	–	823	748	932	872	1222	761	1180
Sr	146	58	–	–	453	287	254	180	439	436	380
Ta	0,68	1,01	–	–	0,67	0,75	0,98	0,60	–	0,82	0,61
Nb	8,67	11	–	–	8,8	9	12	9	4	9	9
Hf	3,61	3,76	–	–	4,78	6,44	6,30	4,22	–	5,67	5,20
Zr	120	112	–	–	188	262	254	146	180	216	189
Y	20	30	–	–	21	23	25	25	30	31	14
Th	10,49	16,70	16	–	9,31	8,93	6,97	8,51	–	14,20	14,30
U	2,82	5,98	3,90	–	3,19	2,30	2,18	2,50	–	4,16	4,26
La	25,63	25,60	–	–	28,00	29,10	31,50	27,80	–	36,40	28,30
Ce	49,63	52,90	–	–	60,70	61,20	63,30	55,20	–	78,30	58,30
Nd	19,33	21,50	–	–	29,29	28,70	24,30	23,00	–	33,20	25,30
Sm	3,65	4,27	–	–	5,87	6,00	4,19	4,43	–	6,66	4,67
Eu	0,52	0,36	–	–	1,22	1,34	0,88	0,57	–	1,12	0,96
Gd	2,89	3,74	–	–	4,66	5,13	3,41	3,67	–	5,64	1,00
Yb	1,42	2,61	–	–	2,42	2,62	1,87	2,02	–	2,79	1,44
B	11	5	10	4	6	3	3	3	15	2	3
N**	12 (8) 3	8 (6) 1	8 (4) 0	14 (12) 0	14 (9) 1	25 (28) 2	20 (20) 1	27(18) 1	10 (4) 0	13 (4) 2	7 (5) 1

Окончание табл. 5.12

Параметры	Андезибазальтовая (K_2) формация					Трахидацит-трахириолит-аляскитовая (K_2) формация						
	Базальты	Кварцевые базальты	Андезибазальты	Трахиандезиты и монцодиориты	Трахидациты	H_2O-дациты	H_2O-риодациты	Трахидациты	Трахириодациты	Трахириолиты	Ультракислые риолиты и аляскиты	Ультракалиевые риолиты
SiO_2	49,69	51,76	55,41	59,24	63,01	66,39	71,15	66,09	70,50	73,79	77,24	78,78
TiO_2	1,04	0,97	1,03	0,77	0,67	0,34	0,21	0,52	0,32	0,19	0,15	0,12
Al_2O_3	18,62	17,42	16,71	16,80	16,21	14,46	12,78	15,83	14,60	13,39	11,81	9,73
Fe_2O_3	4,31	3,33	3,55	3,01	3,11	1,58	1,05	1,74	1,54	1,31	1,13	1,49
FeO	4,39	5,31	4,07	3,32	1,82	1,12	0,69	2,36	1,40	0,84	0,64	0,50
MnO	0,19	0,15	0,13	0,26	0,11	0,06	0,05	0,09	0,07	0,04	0,03	0,02
MgO	4,90	5,08	3,78	2,80	1,66	0,81	0,45	1,09	0,54	0,23	0,13	0,15
CaO	8,61	8,48	6,73	5,29	3,73	2,33	1,82	2,62	1,54	0,69	0,44	0,39
Na_2O	3,26	2,83	3,44	3,40	3,82	3,70	3,04	3,64	3,57	3,50	3,14	1,16
K_2O	1,17	1,32	2,04	2,63	3,00	2,61	3,01	4,01	4,26	4,56	4,58	6,30
P_2O_5	0,40	0,34	0,36	0,29	0,27	0,10	0,05	0,18	0,11	0,06	0,04	0,03
H_2O^+	1,56	1,47	1,59	1,10	1,20	6,26	5,40	1,10	1,11	0,88	0,53	1,04
Cr	80	84	93	16	15	6	4	10	5	5	4	2,5
Ni	51	47	52	13	9	5	3	6	6	3	3	2,5
Co	27	25	24	11	8	4	2	4	1,6	1,2	<1	<1
V	200	167	170	120	88	44	20	50	30	15	3	9
Cu	80	68	82	35	30	13	15	17	25	20	6	11
Pb	20	23	30	17	21	27	30	10	34	27	26	45
Zn	79	90	72	81	67	60	100	75	65	82	67	125
Sn	4,0	3,4	3,8	3,9	4,0	3,2	5	3,5	4,2	3,3	1,0	4,0
Rb	7	25	27	70	126	71	135	78	122	–	160	175
Ba	328	449	789	696	763	1150	260	835	121	–	47	750
Sr	764	518	762	555	436	178	136	224	21	–	10	49
Ta	0,19	0,38	0,53	0,61	0,82	0,71	1,36	0,61	1,49	–	1,45	0,68
Nb	9	11	9	9	9	10	18	10	18	–	20	11
Hf	2,00	3,00	6,27	4,90	5,67	5,60	11,80	7,25	12,40	–	13,10	15,05
Zr	95	121	248	196	216	184	468	277	459	–	500	450
Y	24	22	18	29	31	28	64	27	52	–	82	24
Th	1,42	3,18	7,79	7,39	14,20	9,50	14,00	5,28	18	–	17,30	11,36
U	0,47	1,12	2,61	2,20	4,16	3,02	4,55	1,90	5,54	–	3,76	3,40
La	12,60	16,67	19,00	28,20	36,40	22,00	47,30	29,10	59,00	–	63,60	27,47
Ce	29,90	34,27	66,60	62,20	78,30	45,00	106,00	65,20	170,00	–	128,00	57,00
Nd	18,80	19,93	33,30	30,50	33,20	21,00	51,00	31,40	59	–	45,40	45,18
Sm	4,76	4,37	6,83	5,56	6,66	4,49	11,20	6,75	11,90	–	10,14	9,35
Eu	1,44	1,35	1,58	1,64	1,12	0,55	0,44	1,53	0,36	–	0,32	0,50
Gd	4,37	4,05	5,87	5,58	5,64	4,11	10,10	5,38	10,00	–	10,40	7,35
Yb	1,95	1,89	2,16	2,66	2,79	3,02	6,78	2,87	5,03	–	7,67	4,55
B	6,0	12,0	8,0	9,3	23,0	6,0	6,0	8,5	10,7	6,3	7,0	7,5
N**	20(8)1	15(8)3	20(6)1	35(10)3	13(7)1	5(5)1	13(9)1	10(6)1	26(13)1	18(20)0	25(19)2	2(2)2

*Породы с высоким содержанием связанной воды.

Примечание. N** – число анализов в выборке: петрохимических – первая цифра, микроэлементных – вторая, редкоземельных – третья. Химические анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН. Аналитик Л.И. Алексеева. Определения REE и редких элементов проводились в ГЕОХИ СО РАН (Иркутск) методом ICP-MS. Аналитики Е.В. Смирнова, Г.П. Сандимирова. Прочерк – определения не проводились.

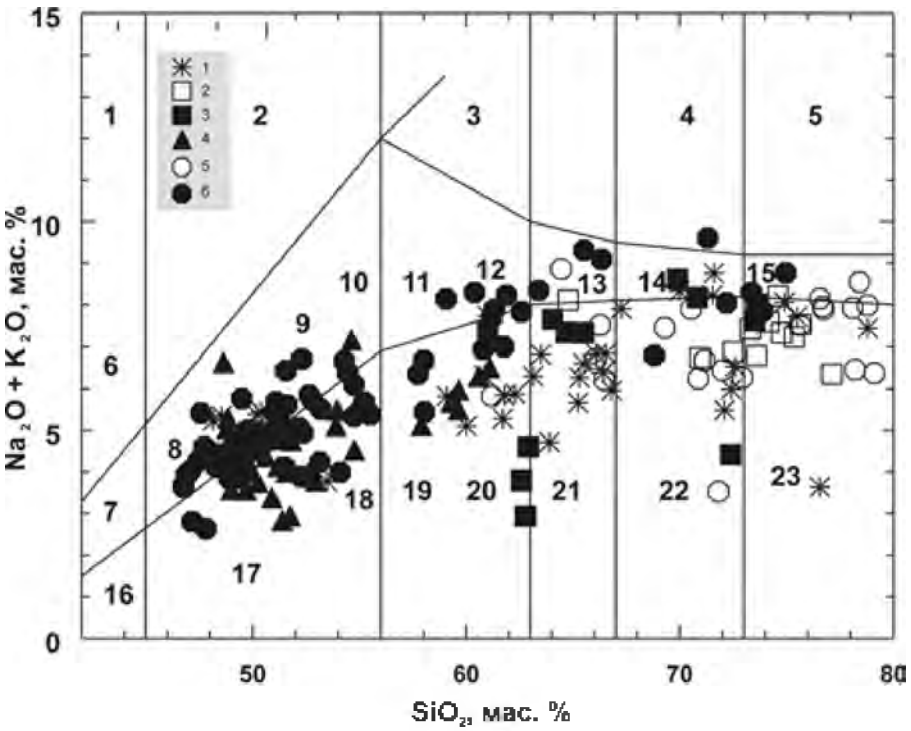


Рис. 5.17. Классификационная диаграмма SiO_2–(Na_2O + K_2O) (по: Middlemoust, 1985) для пород Чукотского звена ОЧВПП.

Символы вулкано-плутонических пород: 1 – раннемеловых формаций; 2 – раннепозднемеловой риолитовой формации; 3 – позднемеловой риодацитовой формации; 4 – позднемеловой андезибазальт-андезитовой формации; 5 – позднемеловой трахидацит-трахириолит-аляскитовой формации; 6 – палеогеновых трахибазальтовой и трахибазальт-трахидацит-комендит-щелочногранитной формаций

Позднемеловые базальтоиды ОЧВПП относятся к породам повышенной щелочности калиево-натриевого типа (Na>K). Для них характерны: повышенная глиноземистость, низкие содержания Ca, Mg и Fe, умеренная и низкая титанистость. Позднемеловые базальты проявляют признаки надсубдукци онных: обогащенность крупноионными литофилами и легкими РЗЭ; относительная обедненность высокозарядными элементами, в том числе тяжелыми РЗЭ; отрицательные Nb–Ta аномалии; умеренные и низкие концентрации Ti, P и Zr, повышенные и высокие значения Zr/Nb, Ba/La, La/Ta, Th/Nb и K/Nb (табл. 5.12). Положение точек базальтов андезибазальт-андезитовой формации на диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 5.20) в полях океанических островных дуг и АКО объясняется различиями в степени обогащенности мантийного источника.

Породы позднесенонской трахидацит-трахириолит-аляскитовой формации по петрохимическим признакам отчетливо разделяются на две серии. Большинство стекловатых вулканитов принадлежит к «водонасыщенному», низкощелочному, с натриевым уклоном, высокоглиноземистому и известковистому типу (табл. 5.12). На петрохимических диаграммах их точки занимают поля, обособленные от прочих пород формации (рис. 5.17, 5.23). Обращают внимание низкие величины сериального индекса и крайне малые – общей основности пород. Весьма показательно нарушение обычных для гранитоидов корреляционных связей компонентов, что, по-видимому, свидетельствует об особом механизме эволюции «водонасыщенных» расплавов, в частности о большой роли процессов катионного замещения при насыщении магм водой (Полин, 1990).

Прочие члены формации образуют субщелочную, с калиевым уклоном, дифференцированную серию с вариациями кремнекислотности от 64 до 78 мас.% SiO_2. Они принадлежат плюмазитовому типу, пересыщены кремнекислотой и глиноземом, богаты и пересыщены щелочами. К типоморфным признакам серии относятся: высокое калиево-натриевое отношение, «сквозные» весьма низкие содержания магния и кальция, крайняя обедненность титаном и фосфором, относительно низкие содержания глинозема. Вариации составов пород отвечают трендам известково-щелочной серии, с калиевым субщелочным уклоном, но при одновременно повышенной натриевости, что отличает их от среднемировых типов кислых пород. Общая их щелочность достигает пиковых значений в области нормально кислых составов, в чем сказывается проявление так называемой пантеллеритовой тенденции.

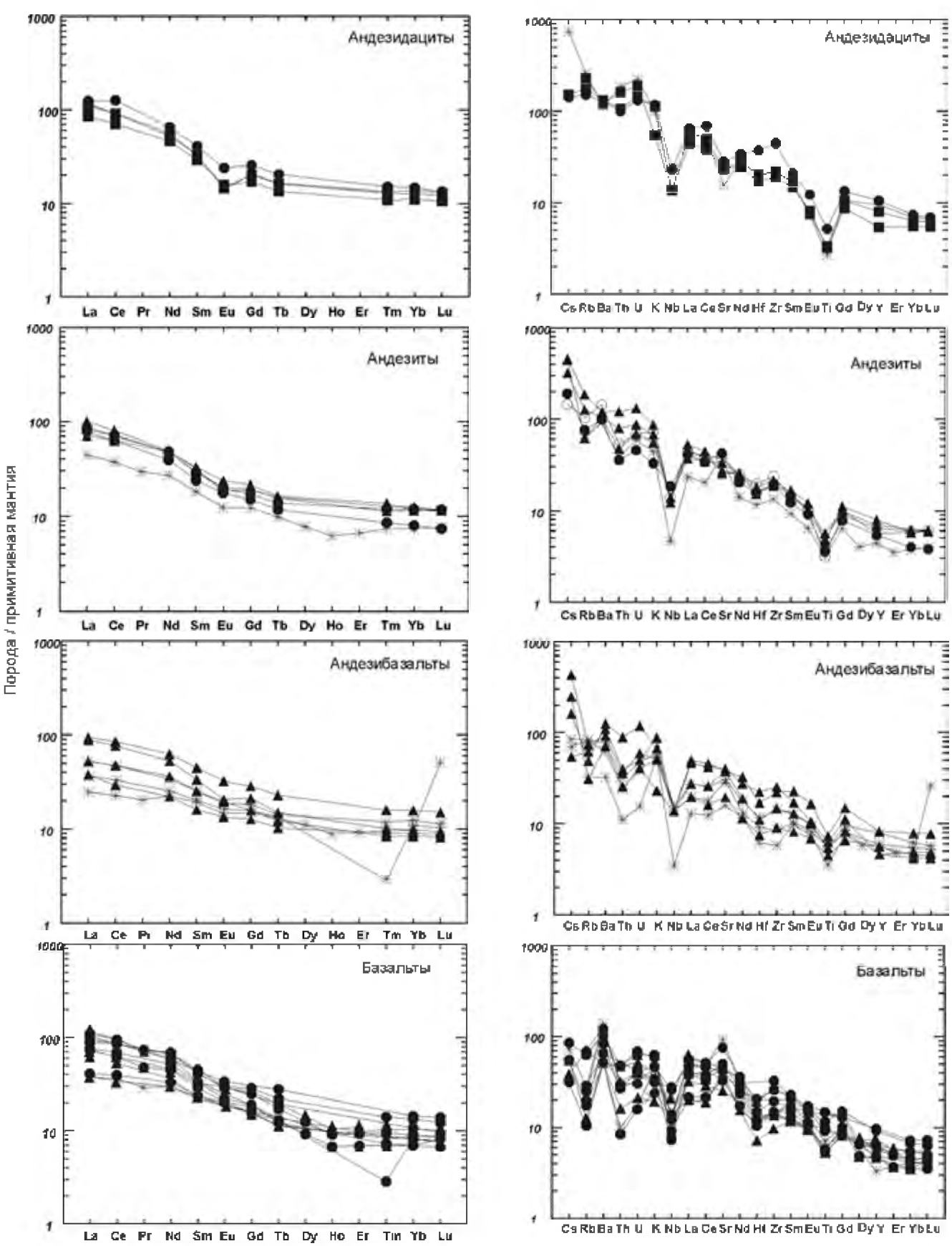


Рис. 5.18. Нормированное по хондриту (Evensen et al., 1978) распределение редкоземельных элементов.
Условные обозначения см. на рис. 5.17

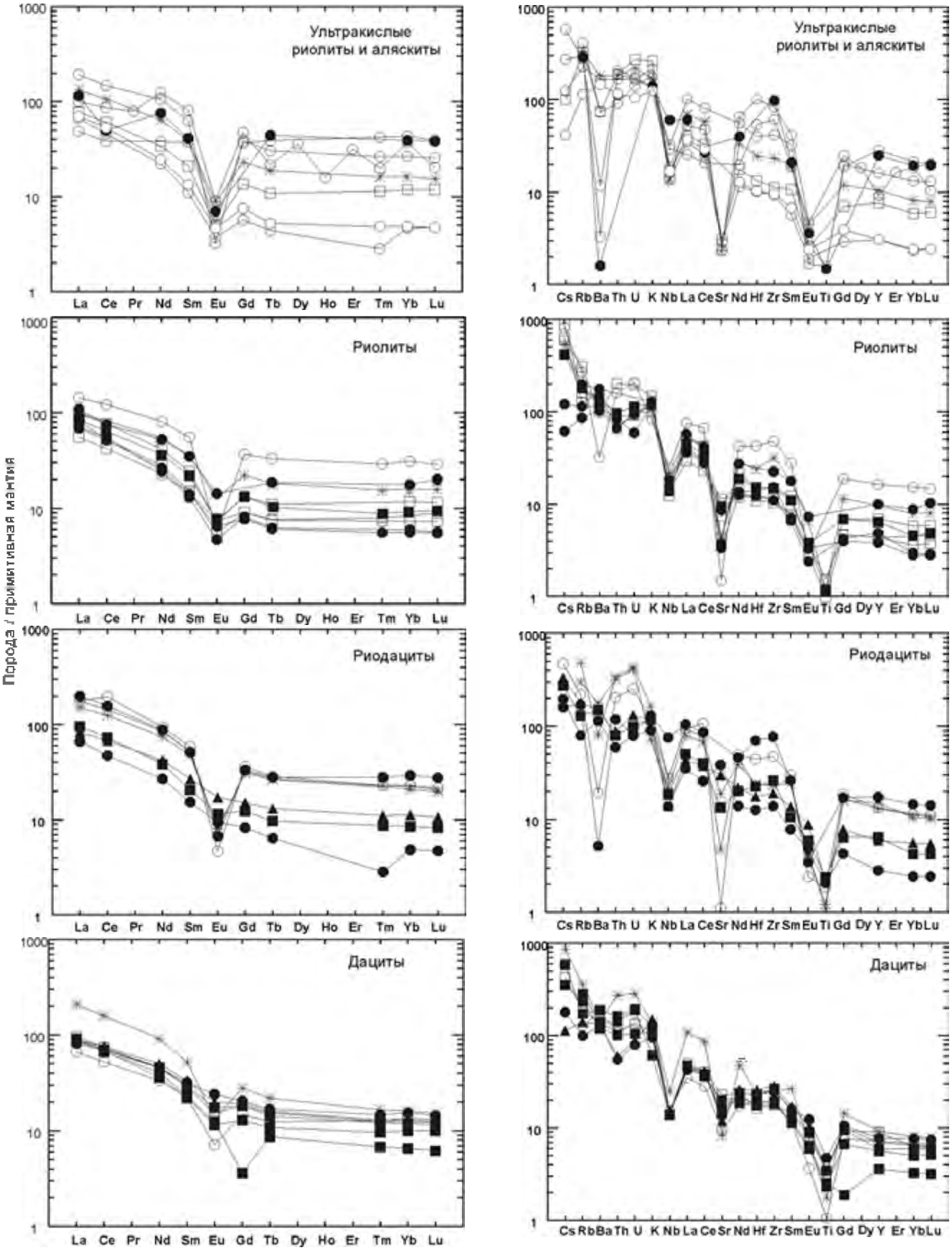


Рис. 5.19. Нормированное по примитивной мантии (Wood, 1979) распределение редких и несовместимых элементов в представительных пробах магматических пород Чукотского звена ОЧВПП.

Условные обозначения см. на рис. 5.17

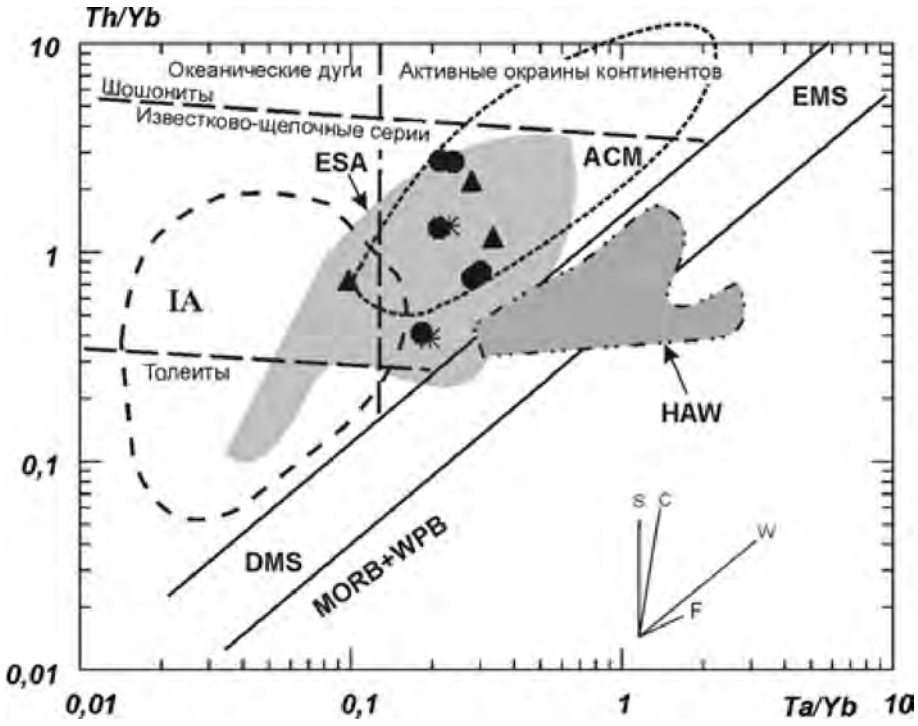


Рис. 5.20. Th/Yb–Ta/Yb систематика (Pearce, 1983) базальтов ранне-, позднемеловых и палеогеновых базальтов Чукотской ветви ОЧВПП.

Полями на диаграмме обозначены составы островных дуг (IA) и активных окраин континентов (ACM) (по: Wilson, 1991), Гавайских островов (HAW) и высокоглиноземистых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня (ESA)(по: Мартынов и др., 2001). DMS – деплетированная мантия, EMS – обогащенная мантия, MORB+WPB – тренд базальтов несубдукционных обстановок. Справа показаны тренды изменения составов пород за счет: субдукционной компоненты (S), контаминации (C), компонентов внутриплитных плюмов (W), фракционирования (F).

Условные обозначения см. на рис. 5.17

Для всех пород формации характерны обедненность сидерофилами и фосфором, значительная обогащенность серебром и молибденом и меньше – свинцом. Содержания редких щелочей и халькофилов – близкларковые и ниже. Ультракислые ультракалиевые субвулканические риолиты резко выделяются аномально низкими содержаниями бария, стронция и европия. Подобная специфика объясняется выносом упомянутых элементов из расплава сквозьмагматическими кислотными флюидами, что доказано экспериментально (Жариков, 1996).

Из диаграммы Батчелора–Боудена (рис. 5.23) и ряда других (Полин, 1990) сделан вывод о принадлежности большей части риолитов и аляскитовых гранитов описываемой формации к разряду производных коровых анатектических выплавок. Дискриминантные геохимические диаграммы Пирса и Харриса показывают принадлежность их к типу гранитов вулканических дуг, частично – внутриплитных гранитов (рис. 5.21, 5.22), что характерно и для пород базальтовой ассоциации (рис. 5.24). На дискриминантной диаграмме С.Д. Великославинского (2003) их фигуративные точки занимают промежуточное положение между полями островодужных, внутриплитных и коллизионных гранитоидов.

Несмотря на переходный характер ряда черт состава, преобладающая часть петрогеохимических и петролого-минералогических характеристик вулканитов и плутонитов позднемеловой трахидацит-трахириолит-аляскитовой формации свидетельствует об их принадлежности к активным континентальным окраинам (АКО) (Захаров и др., 1986; Полин, Молл-Столкап, 1999). К специфическим особенностям составов пород и условий их формирования относятся: повышенная щелочность, резкая обедненность магнием, титаном, фосфором, хромом и никелем, большая дисперсия содержаний микроэлементов, высокотемпературность, «сухость» и восстановленность условий начала кристаллизации (Полин, 1990).

Геодинамические условия формирования. В составе пород вулканогенного пояса проявились условия активной континентальной окраины. Области магмогенерации в это время находились, судя по составу продуктов, в «мантийном клине» – для базальтоидов, верхней и нижней коре – для средних и кислых пород.

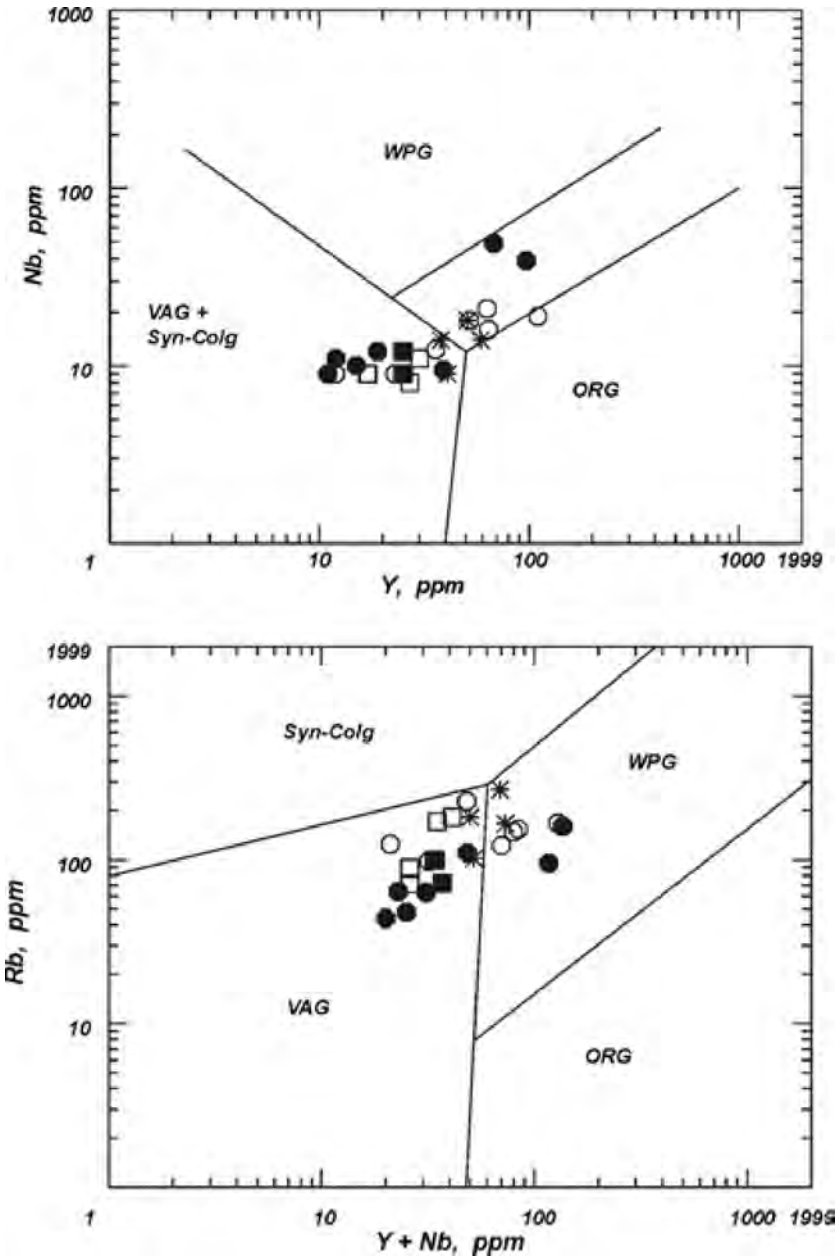


Рис. 5.21. Дискриминантные диаграммы Дж. Пирса с соавторами (Pearce et al., 1984) для кислых пород Чукотского звена ОЧВПП.

Поля кислых магматических пород типовых геодинамических обстановок: VAG – островных дуг, Syn-Colg – коллизионных, WPG – внутриплитных, ORG – океанических хребтов. Прочие обозначения см. на рис. 5.17

Резюмируя петрологические и геохимические материалы, можно заключить, что минералогические и петрологические характеристики, величины реперных отношений микроэлементов в надсубдукционных ранне- и позднемеловых базальтоидах ОЧВПП указывают на их формирование из умеренно деплетированной мантии, различно обогащенной «субдукционной компонентой». В специфичности составов и высокой благороднометалльной продуктивности пород позднесенонской кислой формации отражены условия завершающего этапа существования обстановки АКО. Вся совокупность данных позволяет относить ее породы к проявлениям внутрикорового магматизма переходного типа, связанного с плавлением метаморфизованного предшествующими магматическими процессами субстрата под воздействием флюидно-теплового потока, исходящего от внедрившихся в земную кору в сенонское время колонн базальтоидных магм «надсубдукционного» геохимического типа (Полин, 1990; Полин, Молл-Столкап, 1999). Завершающая стадия становления этой формации на рубеже мел–палеоген совпадает с началом формирования рифтогенных впадин и проявлением ба-

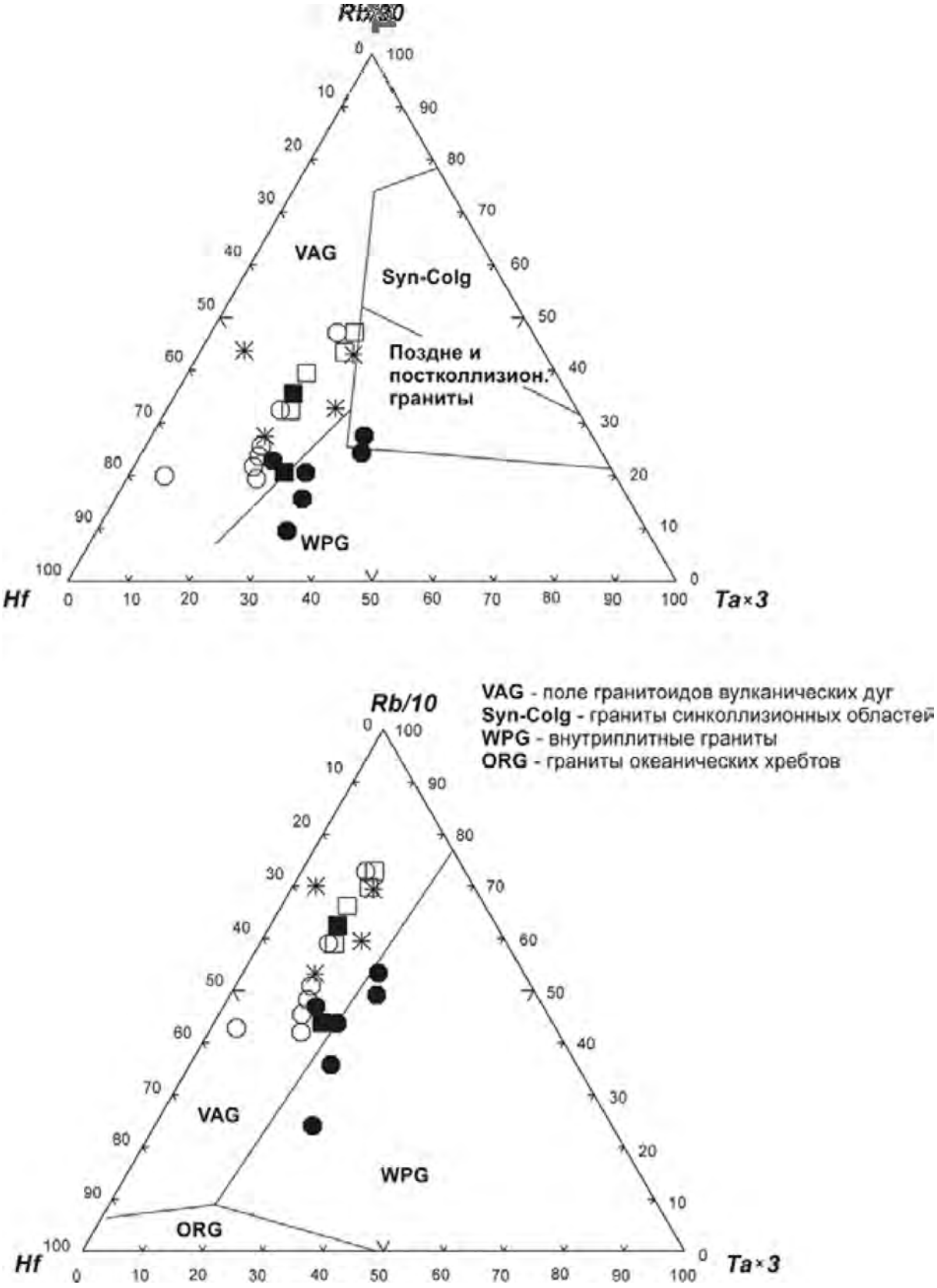


Рис. 5.22. Дискриминантные диаграммы Hf–Rb–Ta (по: Harris et al., 1986) для кислых вулканогенных пород Чукотского звена ОЧВПП.

Условные обозначения см. на рис. 5.17

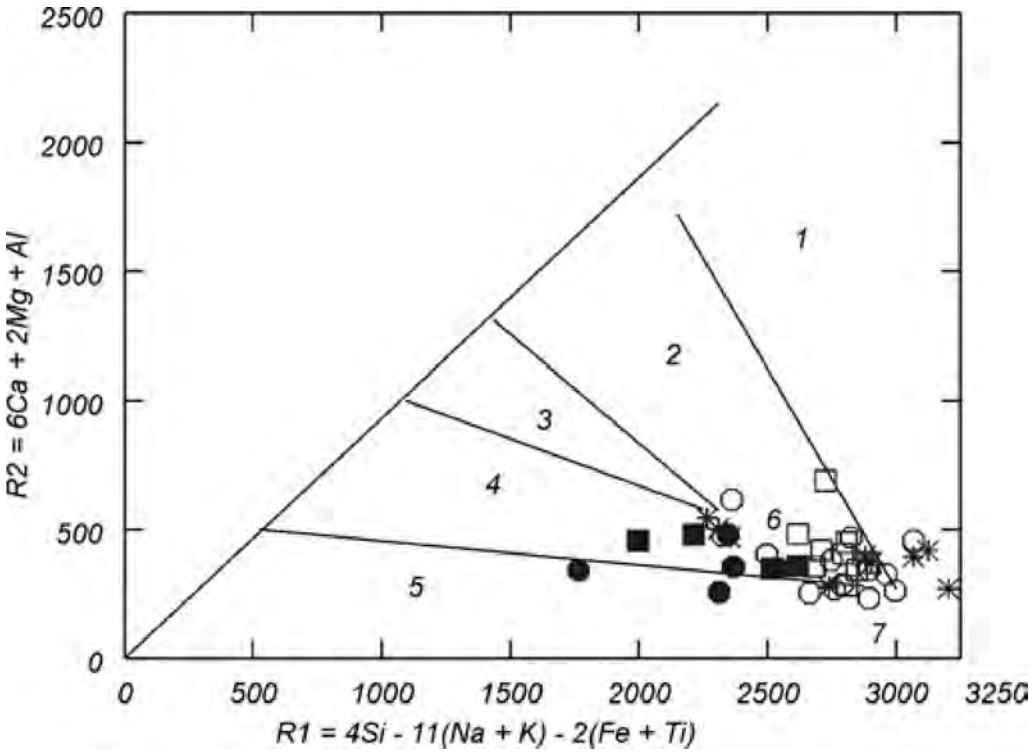


Рис. 5.23. Дискриминантная диаграмма R1–R2 (Batchelor, Bowden, 1985) для представительных проб кислых вулканитов и гранитов Чукотского звена ОЧВПП. 1–7 – поля составов пород. Условные обозначения см. на рис. 5.17

зальтового и трахидацит-трахибазальтового вулканизма и купольных структур с трахириолитовым, комендит-щелочногранитным магматизмом. Этот новый раннекайнозойский этап вулканизма свидетельствует о смене геодинамических обстановок на окраине Азиатского материка (Полин, Молл-Столкап, 1999).

ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС (ПОЗДНИЙ СЕНОМАН–МААСТРИХТ)

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Сеноман-маастрихтский этап магматизма Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса (ВСАВПП) в последнее время реконструируется как надсубдукционный (Ханчук, 2000). Другие исследователи, основываясь на структурно-тектонических и петрологических исследованиях, не связывают магматизм этого этапа формирования пояса с субдукцией, предполагая, что он рифтовый сдвиго-раздвигового типа (Уткин, 1978, 1999; Сахно, 2001). Активнейший этап вулканизма и плутонизма этого периода обусловил формирование Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса, составляющего центральное звено единой мегаструктуры – Восточно-Азиатского вулканогена, фиксирующего активную континентальную окраину. Пояс протягивается вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива примерно на 1500 км (от бухты р. Киевка

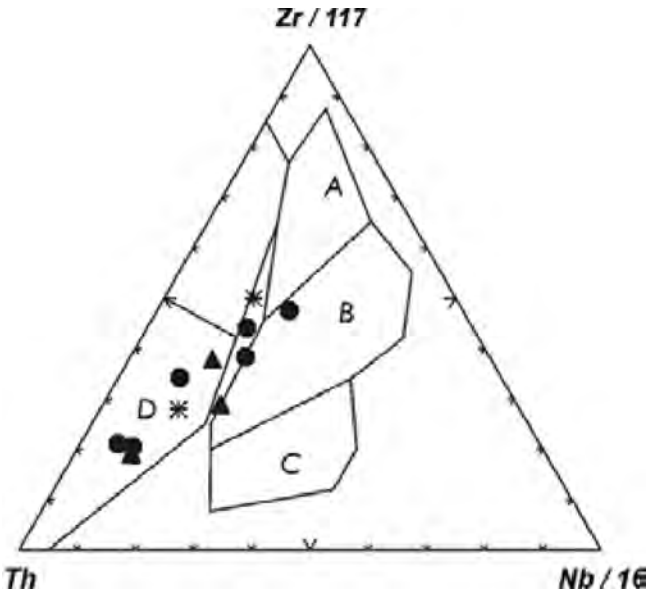


Рис. 5.24. Распределение фигуративных точек представительных проб базальтов Чукотского звена ОЧВПП на диаграмме Th–Zr/117–Nb/16 (Wood, 1980).

Полями на диаграмме обозначены: A – геодинамические обстановки срединно-океанических хребтов; B – срединно-океанических хребтов и внутриплитные обстановки; C – внутриплитные обстановки; D – островных дуг и активных континентальных окраин. Условные обозначения см. на рис. 5.17

на юге до устья р. Амур на севере). Структурно он входит в состав Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогена, прорывая и перекрывая породы Таухинского, Кемского и северной части Киселевско-Маноминского террейнов.

На начальном этапе магматизм пояса характеризуется извержениями базальтов и андезитов синанчинского комплекса (сеноман), позднее – больших масс туфов и игнимбритов кислого состава приморской серии (турон–сантон) и завершается формированием андезитов самаргинского (маастрихт) и дацитов, риодацитов сияновского вулканических комплексов. Вулканические извержения происходили из глубинных и близповерхностных магматических очагов. В современном эрозионном срезе они выходят на поверхность и выделяются в качестве комагматичных вулканитам интрузивных комплексов диорит-гранитного состава.

Сеноманские эффузивы развиты в западной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (рис. 5.25). Они образуют синанчинский вулкано-плутонический комплекс (Михайлов, 1989; Сахно, 2001; Симаненко, Ханчук, 2003). С излившимися фациями тесно ассоциируют экструзивы базальтов, андезитов, дацитов и субинтрузивные тела диоритового и габбро-диоритового состава.

Вулканические породы представлены как порфировыми, так и афировыми типами. Порфировые вкрапленники сложены плагиоклазом, зональным андезином или образуют роговообманково-плагиклазовый, пироксен-плагиоклазовый и пироксен-магнетит-плагиоклазовый минеральные парагенезисы. Среди пироксенов доминирует клинопироксен (авгит), а ортопироксен редок. Основная масса имеет пилотакситовую или микролитовую структуры. Вторичные (зеленокаменные) изменения пород сопровождаются развитием серицита по плагиоклазу и хлорита по темноцветным минералам и стеклу основной массы.

Породы относятся к известково-щелочной серии умеренно глиноземистого типа с отношением $K_2O/Na_2O<1$ (табл. 5.13). Содержание MgO в базальтах редко превышает 6 мас.%. Исключение составляют магнезиальные базальты Угловской структуры в Кавалеровском рудном районе (Симаненко, Ханчук, 2003). По содержанию редкоземельных элементов эффузивы синанчинского комплекса характеризуются довольно высоким содержанием лантаноидов (табл. 5.14). Нормированные к хондриту графики концентраций редких земель характеризуются умеренным наклоном кривой и отсутствием европиевого минимума (рис. 5.26, 5.27). Значения $Eu/Eu^* = 0,77–1$, отношения $(La/Sm)_n$ изменяются от 2–3,6 в базальтах до 3,4–6 в андезитах, а $(Ce/Yb)_n$ составляют 3,5–10,4. На различных диаграммах точки синанчинского комплекса соответствуют вулканитам активных континентальных окраин и островных дуг (рис. 5.28). По $La/Yb–K_2O$ они соответствуют лавам островных дуг и близки базальтам Большого Толбачинского извержения на Камчатке (Симаненко, Ханчук, 2003). Приведенные материалы свидетельствуют о принадлежности эффузивов синанчинского комплекса к надсубдукционному типу вулканитов известково-щелочного ряда, сформированных на континентальной окраине андийского типа.

В турон-сантонское время (90–85 млн лет) в осевой части пояса произошли большеобъемные извержения платоигнимбритов приморской серии. Приморская серия включает ряд однотипных вулканических комплексов: приморский, кисинский, монастырский и др. Она сложена туфами и игнимбритами риодацитового и риолитового состава с редкими горизонтами вулканогенно-осадочных пород. Ими выполнен ряд вулканических депрессий диаметром до 30–50 км (Фремд, Рыбалко, 1972; Михайлов, 1989; и др.). Находки растительных остатков в вулканогенно-осадочных породах позволяют выделить два возраста накопления приморской серии – турон коньякский и коньяк-сантонский (устное сообщение С.И. Неволиной).

Формирование платоигнимбритов связывается с ареальными извержениями из малоглубинных очагов гранитоидной магмы. В комплексе преобладают кристаллотуфы и кристаллоигнимбриты риолитов. Они отличаются высоким содержанием (40–60 %) кристаллокластов кварца и плагиоклаза размером до 1 см. Темноцветные минералы – биотит и роговая обманка. Цементирующая масса лавоподобная микрофельзитовая, отчетливо флюидальная.

Химический и микроэлементный состав игнимбритов приморского комплекса приведен в табл. 5.15. Эффузивы относятся к известково-щелочной серии. Породы кислые и умеренно кислые ($SiO_2 = 64–75$ %), с умеренной глиноземистостью, нормальной и повышенной щелочностью (Михайлов, 1989). Графики концентраций редких земель, нормированные к среднему составу верхней коры, соответствуют магматическим породам окраинно-континентального типа с отчетливыми минимумами ниобия, стронция, циркония, титана и максимумами – калия, тория, лантана, церия (рис. 5.29). Кислые породы характеризуются пологой кривой содержания редких земель, возрастающей от лантана к лютецию и их неоднородным распределением с европиевым минимумом или максимумом (для различных вулканоструктур) (рис. 5.29). На диаграммах Дж. Пирса игнимбриты приморского комплекса располагаются в полях островодужных и орогенных образований. Соотношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет 0,7078±3 (Сахно, 2001).

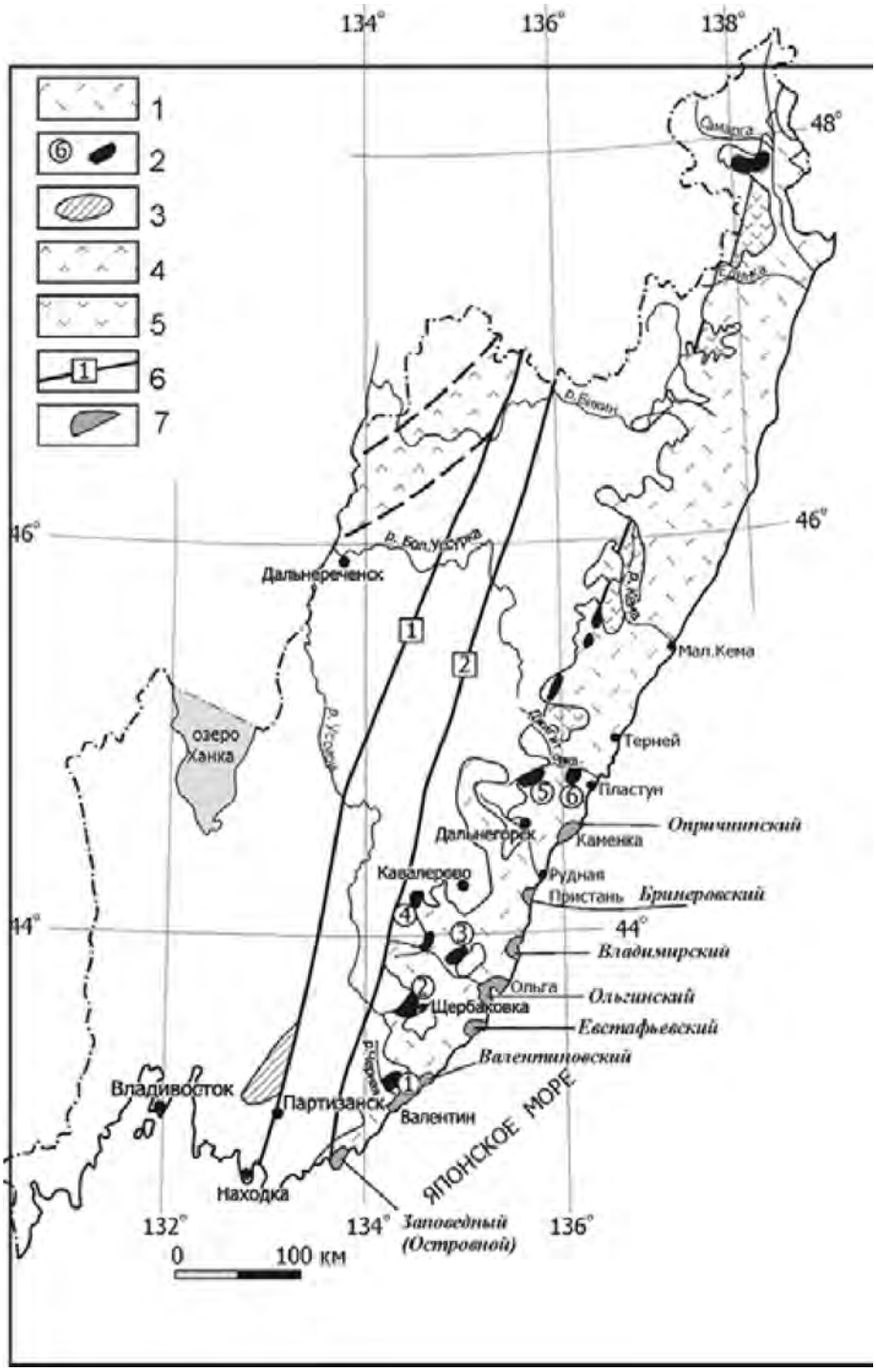


Рис. 5.25. Схема расположения альб-сеноманских магматических образований на территории Приморья (по: Симаненко, Ханчук, 2003).

1 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический пояс; 2 – основные участки развития сеноманских вулканитов и районы их исследования (1 – бассейн р. Черная, 2 – Синанчинская вулкано-тектоническая структура (ВТС), 3 – кастафуновская свита на левобережье р. Аввакумовка, 4 – синанчинская свита Угловской ВТС, 5 – Дальнегорской ВТС, 6 – Пластунской ВТС); 3, 4 – районы развития вулканитов альб-сеноманской трансформной континентальной окраины калифорнийского типа (3 – Партизанский каменноугольный бассейн, 4 – Алчанский прогиб); 5 – районы развития апт-альбских вулканитов Кемского террейна Монероно-Самаргинской островной дуги; 6 – главные разломы (1 – Арсеньевский, 2 – Центральный Сихотэ-Алинский); 7 – прибрежные интрузивы

Таблица 5.13

Химический состав (в мас.%) сеноманских вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса

Параметры	Номер образца										
	ПТ-2	ПТ-7	ПТ-33	ПТ-35/1	ПТ-36	ПТ-38	Ф-47	ПТ-44	Ф-20	Ф-22	ПТ-51
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	59,54	58,52	49,74	60,63	61,30	63,98	50,68	53,88	55,64	55,62	59,35
TiO_2	0,83	1,15	1,41	0,97	1,18	0,70	0,82	0,96	1,12	1,21	0,91
Al_2O_3	14,23	16,01	17,38	15,38	15,30	13,78	13,19	16,46	17,42	17,44	15,63
Fe_2O_3	5,31	3,36	5,11	2,27	2,97	1,10	1,99	2,87	5,35	1,67	3,69
FeO	2,36	2,70	4,00	2,88	2,59	2,16	5,78	5,10	3,22	6,86	5,97
MnO	0,07	0,10	0,16	0,09	0,07	0,07	0,17	0,17	0,07	0,18	0,18
MgO	2,04	2,61	2,86	1,98	1,93	1,90	7,34	2,84	1,88	3,72	2,35
CaO	3,33	4,40	9,46	3,83	3,31	4,99	10,20	8,19	6,98	6,31	3,27
Na_2O	2,44	3,30	2,26	2,84	3,81	1,31	2,17	2,26	3,46	2,69	2,62
K_2O	1,04	2,19	1,43	2,12	1,86	2,27	0,89	0,50	2,30	1,41	0,55
P_2O_5	0,57	0,59	0,66	0,45	0,44	0,23	0,27	0,36	0,37	0,40	0,18
H_2O^-	1,14	0,20	0,00	0,35	0,15	0,00	0,25	0,20	0,00	0,12	0,00
H_2O^+	7,01	4,51	7,54	5,71	4,80	7,06	2,88	6,54	1,87	2,13	5,09
Сумма	99,94	99,64	100,65	99,55	99,74	99,55	99,77	100,34	99,68	99,16	99,78
FeO*/MgO	3,15	3,55	3,00	2,48	2,72	1,65	1,02	2,70	4,27	2,24	3,95
K_2O/Na_2O	0,42	0,28	0,46	0,90	0,49	1,73	0,41	0,22	0,66	0,52	0,20
σ	0,73	1,94	2,02	1,39	1,75	0,61	1,21	0,70	2,62	1,33	0,61

Параметры	Номер образца									
	Ф-19	ПТ-226	ПТ-228	К-475	268/87	К-475/5	К-475/9	К-488/4	223/87	1
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2	46,20	62,09	60,85	50,60	50,38	51,39	53,49	53,29	50,40	58,50
TiO_2	0,53	0,64	1,02	1,28	1,22	1,19	1,07	0,97	1,15	0,74
Al_2O_3	20,70	16,78	16,20	17,74	18,73	16,84	18,17	19,38	16,49	16,44
Fe_2O_3	2,97	2,06	4,63	3,90	1,86	3,20	2,49	5,66	3,73	0,91
FeO	4,48	4,17	2,34	4,89	8,29	5,03	4,27	4,97	4,94	5,74
MnO	0,14	0,20	0,11	0,17	0,51	0,19	0,13	0,21	0,18	0,14
MgO	7,37	1,27	1,17	3,59	4,80	3,59	2,13	2,65	7,55	4,61
CaO	12,77	5,80	4,78	7,83	5,30	8,51	7,68	5,18	8,33	5,37
Na_2O	1,55	3,11	3,39	2,95	1,41	2,41	2,32	3,21	2,72	2,97
K_2O	0,32	1,60	2,71	0,40	1,49	0,27	1,11	2,05	1,11	2,65
P_2O_5	0,20	0,37	0,50	0,70	0,49	0,70	0,51	0,40	0,27	
H_2O^-	0,28	0,69	1,22	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,15	
H_2O^+	2,04	0,69	0,58	6,04	4,82	6,21	6,34	1,72	2,84	
Сумма	99,77	99,47	99,50	100,04	99,49	99,53	99,71	99,69	99,86	
FeO*/MgO	1,62	4,74	5,56	2,34	2,07	2,20	2,10	3,79	1,09	1,47
K_2O/Na_2O	0,20	0,57	0,89	0,13	1,0	0,11	0,41	0,63	0,40	0,89
σ	1,08	1,16	2,08	1,47	1,13	0,85	1,12	2,68	1,98	2,04

Примечание. 1, 2 – андезиты р. Черная; 3 – базальты; 4 – андезиты; 5, 6 – андезидациты Синанчинской ВТС; 7–12 – кастофуновская свита падей Кастафунова и Петрозуевка (7 – базальты, 8–10 – андезибазальты, 11 – андезит, 12 – субвулканический габбро-диабаз); 13, 14 – андезиты Пластунской ВТС, 15–19 – вулканиты Дальнегорской ВТС (15–17 – базальты, 18, 19 – андезибазальты); 20, 21 – вулканиты Угловской ВТС (20 – базальт, 21 – андезит). $\sigma = (K_2O + Na_2O)^2/SiO_2 - 43$.

Таблица 5.14

Микроэлементный состав (в г/т) сеноманских вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса

Параметры	Номер образца										
	ПТ-2*	ПТ-7*	ПТ-33	ПТ-35/1*	ПТ-36*	ПТ-38*	Ф-47	ПТ-44	Ф-20	Ф-22	ПТ-51*
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ni	25	8	35	11	16	10	76	12	16	10	23
Co	18	8,7	16	9,5	12	7,4	33	20	15	23	15
Cr	7,5	7,8	45	5,0	14	7,2	250	29	32	14	22
V	85	70	215	39	55	23	182	163	159	200	270
Cu	40	18	41	40	37	23	44	18	7,2	21	3,5
Pb	5,8	3,0	12	5,0	5,8	4,7	5,7	7,5	9,3	11	2,2
Zn	83	36	110	73	73	33	81	8,2	6,6	218	50
Sn	1,8	0,9	2,0	0,8	0,9	1,0	0,7	1,9	1,4	1,0	1,2
Zr	119	126	174	156	140	135	144	144	146	144	127
Rb	49	36	47,2	29	15	61	17,5	16	42,8	40,3	31
Sr	418	645	958	468	558	401	522	435	468	522	394
Y	46	10	30,5	–	–	–	24	26,2	26,9	28,2	–
Nb	12	8,0	20,9	14	17	8	11,8	16,0	11,9	11,8	8
Ba	1556	1420	775	430	314	734	550	431	883	4,83	348
Hf	25	4,8	4,3	0,71	1,7	3,1	2,97	3,86	3,84	3,75	0,39
Ta	–	1,2	0,97	–	1,0	1,25	0,50	0,73	0,53	0,72	–
Th	5,2	1,3	6,6	6,9	12	7,25	4,23	6,44	5,72	5,56	4,1
U			1,56				0,98	1,72	1,50	1,37	
La	59,7	32,9	33,2	37,6	33,7	28,1	16,95	22,88	26,7	21,5	18,8
Ce	95,2	51,0	70,4	50,1	59,6	54,5	33,45	47,58	52,0	44,3	44,9
Pr			8,6				4,19	5,51	5,77	5,53	10
Nd	53	47	34	23	25	37	17,78	23	22,4	22,2	2,89
Sm	14,8	4,89	6,9	3,92	6,06	4,07	3,90	4,89	4,58	4,60	1,0
Eu	3,49	1,45	2,0	1,06	1,36	1,23	1,28	1,35	1,50	1,50	
Gd			6,5				4,12	4,49	4,38	4,53	
Tb	1,59	0,61	0,95	–	0,91	–	0,63	0,71	0,66	0,67	0,61
Dy			5,1				3,71	4,33	4,02	4,32	
Ho			1,67				0,84	0,89	0,93	0,94	
Er			2,63				1,98	2,33	2,28	2,40	
Tm			0,38				0,32	0,35	0,36	0,36	
Yb	4,69	3,55	2,46	1,23	2,16	2,32	1,95	2,28	2,40	2,10	1,87
Lu	0,77	0,53	3,0	0,16	0,27	0,37	0,29	0,34	0,33	0,34	0,38
Σ REE			175,9				91,4	120,9	128,3	114,3	
Eu/Eu*			0,89				0,97	0,86	1,00	0,99	
KREE			3,52				3,09	3,00	3,05	3,23	

Окончание табл. 5.14

Параметры	Номер образца									
	Ф-19	ПТ-226*	ПТ-228*	К-475	268/87	К-475/5	К-475/9	К-488/4	223/87	1
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Ni	58	12	6,8	13	17	11	6,9	9,7	226	
Co	33	20	11	21	22	20	18	18	36	
Cr	199	12	8,5	26	50	26	9,2	9,2	532	
V	141	310	100	220	233	218	166	166	202	
Cu	7,5	110	1,0	15	7	15	6,3	11	33	
Pb	7,8	40	28	9,7	10	14	11,3	13,7	3,54	0,9
Zn	51	160	100	98	108	112	113	132	74	
Sn	0,6	1,8	2,2	2,8	5,3	2,8	3,1	8,0	2,1	
Zr	77	123	239	182	134	170	209	219	126	121
Rb	10	10	36	11,2	78,6	10,9	55,5	146	31,4	102
Sr	616	493	396	725	284	671	483	449	362	292
Y	8,2	14	22	29,2	30,9	31,3	34	40,5	25,5	22,3
Nb	2,1	15	16	15,7	12,8	17,0	20,4	18,9	10,5	7,0
Ba	94	136	696	310	451	321	468	366	281	450
Hf	1,85	2,2	4,1	4,36	3,65	4,34	4,99	5,68	2,96	3,87
Ta	0,18	–	1,1	1,07	0,68	0,71	0,92	1,24	0,50	
Th	1,31	5,5	10,7	5,46	4,36	5,97	8,80	13,5	3,70	19,3
U	0,48			1,22	0,99	1,24	1,82	1,86	0,77	4,95
La	4,99	14,1	34,9	25,0	17,4	27,8	34,1	27,8	14,6	30,2
Ce	11,2	33	72,5	56,7	39,0	61,6	72	62,4	33,2	62,6
Pr	1,32			6,81	4,91	7,32	8,22	7,82	4,12	7,16
Nd	5,53	20	40	28,1	21,3	29,3	33,6	32,4	17,3	24,8
Sm	1,15	3,28	7,38	5,94	4,82	6,48	6,22	7,31	4,03	4,95
Eu	0,51	1,23	1,61	1,58	1,31	1,62	1,72	1,89	1,16	0,98
Gd	1,27			5,36	4,97	5,82	6,15	7,49	4,15	4,43
Tb	0,18	0,83	0,87	0,82	0,79	0,87	0,91	1,08	0,60	0,67
Dy	1,22			4,84	4,85	5,35	5,13	6,78	4,02	3,97
Ho	0,29			1,08	1,14	1,15	1,17	1,45	0,96	0,81
Er	0,69			2,66	2,83	2,76	2,82	3,83	2,22	2,34
Tm	0,11			0,39	0,44	0,42	0,42	0,62	0,38	0,36
Yb	0,72	2,42	4,03	2,51	2,82	2,58	2,71	3,63	2,40	2,29
Lu	0,12	0,55	0,62	0,36	0,40	0,35	0,39	0,52	0,30	0,35
Σ REE	29,3			142,1	107,0	153,4	175,5	165,0	89,44	149,0
Eu/Eu*	1,28			0,84	0,81	0,79	0,84	0,77	0,86	0,62
KREE	2,44			3,21	2,75	3,44	3,33	2,84	2,98	3,00

Примечание. Звездочка означает, что REE, Th, Hf, Ta определены нейтронно-активационным методом, остальные – масс-спектральным с индукционно связанной плазмой (ICP-MS). Прочерк – не обнаружено, пропуск – нет данных.

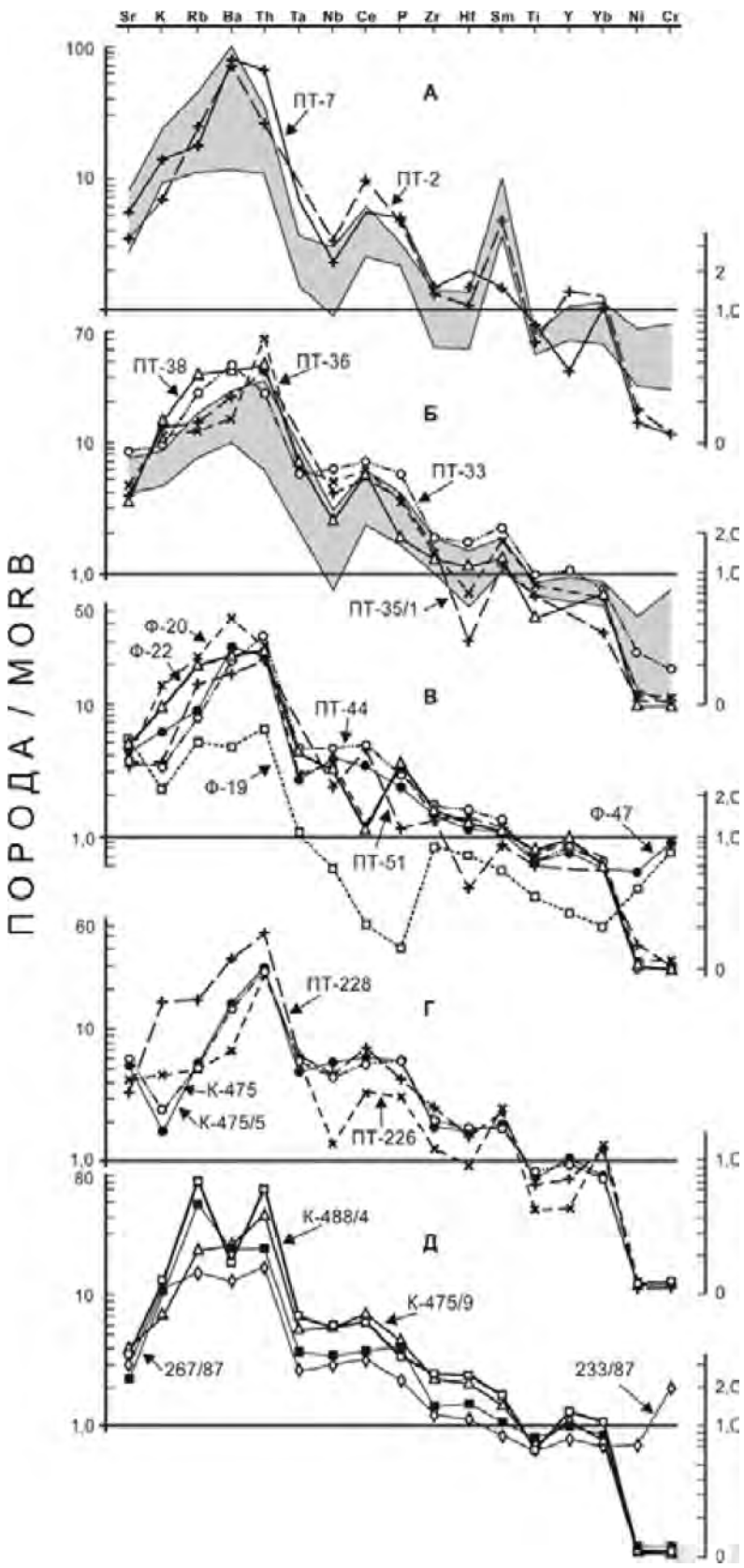


Рис. 5.26. Нормированное по MORB распределение микроэлементов в сеноманских вулканитах Приморья.

А – бассейн р. Черная; Б – Синанчинская ВТС; В – кастафуновская свита; Г, Д – Дальнегорская, Пластунская и Угловская ВТС. Заштрихованные поля: А – базальты Кемского островодужного террейна, Б – альб-сеноманские вулканиты Партизанского каменноугольного бассейна. Номера проб приведены в табл. 5.14

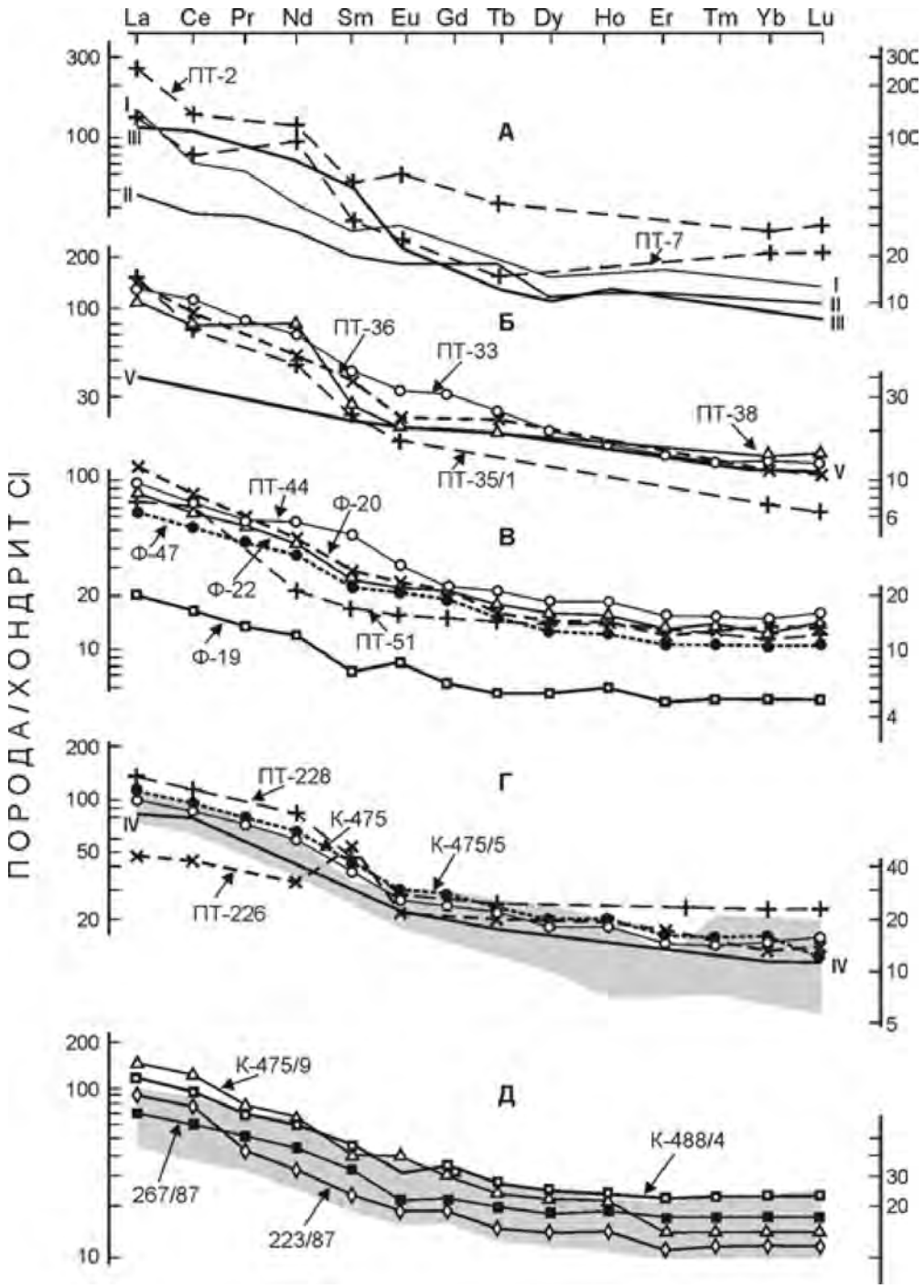


Рис. 5.27. Нормированное по хондриту распределение концентраций REE в сеноманских вулканитах Приморья.

Заштрихованные поля: Г – альб-сеноманские вулканиты Партизанского каменноугольного бассейна Приморья, Д – базальты Кемского островодужного террейна. Тренды типовых пород структур: I–I – андезиты Омолонского массива ОЧВПП (Захаров и др., 1983); II–II – средний тип андезитов островных дуг; III–III – базальты северной зоны Андийского вулканического пояса (Andean magmatizm…, 1984); IV–IV – андезибазальты южной зоны Андийского вулканического пояса (Hickey et.al., 1989); V–V – андезибазальты Высоких Каскад (Grove et. al., 1982). Остальные обозначения см. на рис. 5.26

В маастрихте вулканизм локализовался на пересечениях северо-восточных и северо-западных разломов. Это время характеризуется формированием в сводовой части пояса крупных стратовулканов: Самаргинского, Светлинского, Тернейского, Солонцовского, Сергеевского и др. Эффузивы базальт-андезит-дацитового состава выделяются в самаргинский и пластунский комплексы. Одновременно формиру-

ются кальдерные вулканоструктуры: Озерковская, Базовская и др. Они выполнены андезитами, дацитами и риолитами сияновского комплекса.

Эффузивы самаргинского, пластунского и сияновского комплексов слагают покровные, жерловые и экструзивные тела. Лавовые образования имеют порфировую структуру, обусловленную вкрапленниками пироксена, роговой обманки и плагиоклаза. Много акцессорных минералов – сфена, рутила, граната, монацита.

Базальты, андезиты и дациты самаргинского комплекса представляют дифференцированную магматическую серию известково-щелочного ряда с повышенной и нормальной щелочностью. Химический и микроэлементный состав андезитов самаргинского комплекса, слагающих Тернейскую вулканоструктуру, приведен в табл. 5.15. Отношение K_2O/Na_2O составляет 0,3–0,8, повышаясь в кислых породах до 1,2–1,3 (Михайлов, 1989). Графики концентраций редких земель, нормированные к базальтам MORB, соответствуют магматическим породам окраинно-континентального типа с отчетливыми минимумами бария, ниобия, гафния, циркония, титана и максимумами рубидия, тория и лантана (рис. 5.30). Андезиты характеризуются отсутствием европиевого минимума, крутым наклоном кривой от лантана к европию, ее выполаживанием в области тяжелых элементов от гольвеция к лютецию (рис. 5.30). На дискриминантных диаграммах Дж. Пирса и Д. Вуда андезиты самаргинского комплекса располагаются в полях активных континентальных окраин и островных дуг (рис. 5.31). Соотношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в андезитах самаргинского комплекса 0,7039–0,7061 (Сахно, 2001).

Сияновский вулканический комплекс является возрастным аналогом самаргинского (Михайлов, 1989). Он развит в южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса в Кавалеровском и Дальнегорском рудных районах. Эффузивные образования комплекса выполняют Караванную, Озерковскую и Базовскую кальдеры. Вулканические породы представлены туфами и игнимбритами риодацитов и дацитов (Караванная кальдера), реже туфами и лавами андезитов и андезидацитов (Базовская и Озерковская кальдеры). Кислые эффузивы содержат до 10 % кристаллокластов кварца, ортоклаза и плагиоклаза. По химическому составу породы относятся к известково-щелочному ряду, с преобладанием калия над натрием в риолитах и риодацитах. В андезитах и андезидацитах содержание Na_2O больше K_2O, что подчеркивает их сходство с вулканитами островодужного (надсубдукционного) типа.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивы Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса, обнаженные вдоль всего

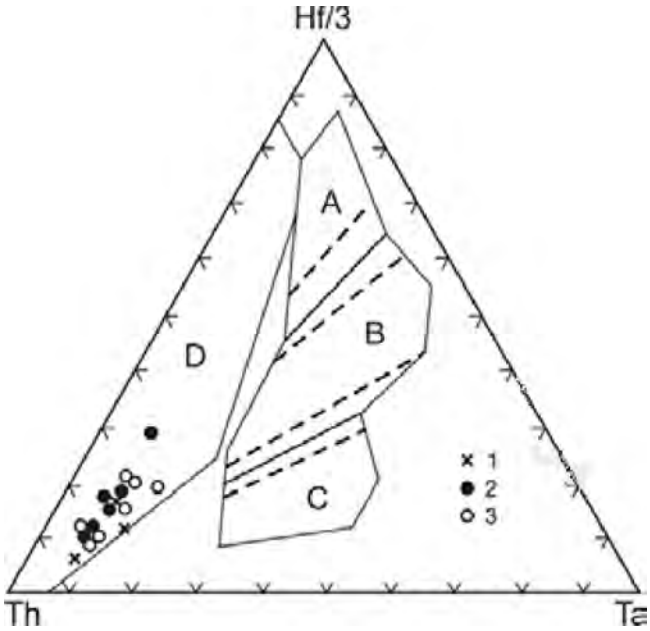


Рис. 5.28. Диаграмма Th–Hf/3–Ta (Wood, 1980) для сеноманских вулканитов Приморья.

1–3 – базальты Синанчинской ВТС (1), кастафуновской свиты на левобережье р. Аввакумовка (2) и Дальнегорской ВТС (3). Поля базальтов на диаграмме: A – тип MORB, B – тип MORB и внутриплитных базальтов, C – щелочных внутриплитных базальтов, D – базальтов островных дуг и активных континентальных окраин

побережья Японского моря (от Тернея до мыса Островного), являются типичными представителями формации субвулканических гранитов, по Ю.А. Кузнецову (1964), вулкано-плутонической формации, по Е.К. Устиеву (1963), или вулкано-интрузивными ассоциациями, по Г.Б. Ферштатеру (1987), широко распространенными в вулканических поясах, обрамляющих Тихий океан. Массивы Приморского побережья Японского моря характеризуют интрузивный магматизм вдоль пояса, а интрузивы Дальнегорского района позволяют проследить его поперечное изменение. Геолого-петрологические исследования, проведенные автором, показали, что гранитоиды ВСАВПП образуют три группы тел, сформированных на небольшой (< 3–4 км) глубине, разделенных пространственно и различающихся своими петрологическими особенностями (табл. 5.16). Интрузивы восточной части (на побережье Японского моря – 1-я группа) образуют крупные (десятки километров) многофазные тела, сложенные равномернозернистыми породами диорит-гранодиорит-гранитного состава, кристаллизовались при 650–750 °С и являются магнетитовыми. Массивы западной части пояса – Дальнегорского района (2-я группа) и Краснореченского поднятия (3-я группа) – однофазны, сложены порфировидными породами ильменитовой серии и кристаллизовались при 750–850 °С и 800–900 °С соответственно. Они образуют небольшие

Таблица 5.15

Химический (в мас. %) и микроэлементный (в г/т) состав сеноман-маастрихтских эффузивов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Сахно, 2001)

Параметры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	73,54	69,75	67,77	72,10		58,30	62,28	59,85	61,45	60,85
TiO_2	0,14	0,31	0,37	0,09		1,19	0,70	0,90	0,73	0,78
Al_2O_3	12,96	14,59	14,64	12,70		16,59	16,62	16,28	15,91	16,97
Fe_2O_3	0,86	1,85	1,62	0,30		3,96	1,57	4,06	3,46	4,48
FeO	1,62	2,74	2,90	2,60		4,51	3,46	1,78	2,23	1,48
MnO	0,08	0,03	0,07	0,06		0,15	0,13	0,11	0,12	0,11
MgO	0,10	0,53	1,41	0,18		2,74	1,40	1,53	1,98	2,32
CaO	0,45	2,23	2,06	0,91		5,17	4,05	5,82	5,99	5,80
Na_2O	3,46	2,98	3,66	4,40		3,61	4,43	2,79	2,79	2,88
K_2O	5,14	3,28	3,35	4,50		1,96	3,02	2,28	2,38	2,35
P_2O_5	0,19	0,17	0,17	0,14		0,29	0,16	0,28	0,21	0,22
H_2O^-	0,27	0,25	0,20	0,20		0,00	1,45	0,19	0,26	0,23
H_2O^+							0,57			
п.п.п.	0,76	0,91	1,36	0,76		1,50	0,63	3,63	1,99	1,56
Сумма	99,57	99,62	99,58	99,94		99,97	100,20	99,51	99,50	100,03
Sc	4,9	6,2	12,0	3,0		21,0	19,0			
Co	4,0	5,2	6,7	3,5	3,3	23,0	8,1	14	15	15
Ni	9,4	14,0	13,0	18,0	14,3	21,0	5,6	7,8	8	10
Cr	16,0	26,0	27,0	25,0	22,8	87,0	22,0	26	31	23
V	40,0	31,0	55,0	13,0		190	63,0	142	157	152
Zn	20,9	14,2	18,7	11,8		70,2	38,9			
Ga	11,8	12,7	14,8	15,2		19,3	17,9			
Ge	1,0	1,0	1,39	2,0		3,92	1,73			
Rb	97,1	102	81,4	147	196,2	7,8	50,7	58	66	75
Sr	233	179	209	89	104	485	314	467	414	360
Y	11,1	16,9	19,1	29,3	22,5	16,4	26,0	22,6	25,4	25,9
Zr	63,4	69,9	106	69,4	58	50,4	66,5	136	116	148
Nb	3,0	3,0	3,90	6,0	11,48	4,22	4,05	9,43	8,19	8,99
Ba	662	500	698	333	645	133	365	578	443	414
La	16,0	22,1	19,7	22,5	20,3	13,1	22,7	21,6	21,0	21,5
Ce	33,0	45,2	43,0	48,4	43,1	32,4	53,8	46,7	44,8	46,14
Pr	4,0	5,0	5,05	6,0	4,63	4,22	6,94	5,06	4,92	5,02
Nd	13,3	16,1	20,1	23,2	18,3	18,9	27,1	21,8	20,77	21,41
Sm	2,0	3,0	4,17	5,0	4,57	4,14	6,09	4,64	4,59	4,72
Eu	1,0	1,0	0,89	0,5	0,45	1,32	1,38	1,24	1,18	1,17
Gd	2,0	2,0	3,39	4,0	3,9	3,93	5,77	4,43	4,45	4,55
Tb	0,3	0,4	0,58	1,0	0,69	0,61	0,90	0,66	0,70	0,70
Dy	2,0	3,0	3,78	5,0	3,87	3,23	5,73	3,62	3,99	4,05
Ho	0,5	1,0	0,77	1,0	0,74	0,66	0,95	0,64	0,71	0,73
Er	1,0	2,0	2,46	3,0	2,53	1,72	3,08	1,98	2,24	2,31
Tm	0,31	0,4	0,36	0,5	0,49	0,28	0,45	0,32	0,38	0,39
Yb	1,1	2,0	2,73	4,2	3,25	1,72	3,18	1,94	2,42	2,45
Lu	0,3	0,4	0,43	1,0	0,50	0,26	0,45	0,28	0,36	0,36
Hf	2,1	2,3	3,67	3,1	2,53	1,55	2,17	3,24	3,07	3,07
Ta	0,4	1,0	0,41	1,1	1,37	0,43	0,59	0,72	0,64	0,69
Th	11,9	16,4	14,71	24,4	16,21	4,34	11,1	6,16	6,78	7,57
U	2,0	3,0	3,44	4,0	3,27	0,73	2,43	1,26	1,49	1,59
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,70580	0,70590					0,705232			

Примечание. 1, 2 – приморский комплекс: 1 – игнимбрит, Кемская вулканоструктура, 2 – игнимбрит, Самаргинская вулканоструктура; 3 – игнимбрит, левособолевская свита, Усть-Соболевская вулканоструктура; 4, 5 – игнимбрит, приморский комплекс, Тернейская вулканоструктура; 6, 7 – андезиты, самаргинский комплекс, Тернейская вулканоструктура; 8–10 – андезиты, самаргинский комплекс, вулкан Солонцовый (данные В.П. Симаненко). $^{87}Sr/^{86}Sr$ – измеренные соотношения изотопов стронция. Пропуск – нет данных.

тела (первые километры в Дальнегорском и десятки метров в Краснореченском), сопровождаются боросиликатными и полиметаллическими в Дальнегорском, оловянно-полиметаллическими месторождениями – в Краснореченском районе, тогда как в интрузивах прибрежной группы известны только незначительные магнетит-скарновые и молибденовые рудопроявления.

Интрузивы побережья Японского моря (1-я группа). Гранитоидные интрузивы восточной части пояса образуют зону северо-восточного простирания и отделены друг от друга верхнемеловыми эффузивами (рис. 5.25). Все они имеют лакколитообразную форму и сильно вытянуты вдоль берега моря – достигают 20–60 км в длину при ширине 5–10 км.

Четких геологических фактов, свидетельствующих о глубине формирования интрузивов, нет. М.А. Фаворская (1956) оценивает глубину их формирования в 500 м, Ф.К. Шипулин (1957) – в 1–2 км. По мнению автора, глубина формирования массивов определяется мощностью верхнемеловых эффузивов, которая в Прибрежной зоне составляет 3000–5000 м (Геология СССР, 1969), т. е. максимально возможная глубина формирования гранитоидов должна быть не более 3–4 км. Петрологические данные показывают, что литостатическое давление кристаллизации гранитных расплавов, определяемое по $P_{H_2O} < P_{общ.}$, не превышало 1–1,5 кбар, т. е. глубина не превышала 3–4 км.

Массивы отличаются друг от друга по глубине становления. Опричнинский интрузив, имеющий гранофировые приконтактовые фации, формировался на глубине менее 3 км, а южнее расположенные Владимирский, Ольгинский и Валентиновский – 3–4 км. Глубина эрозионного среза невелика – чаще всего обнажаются прикровлевые части интрузивных тел. Сложены они различными разновидностями пород, из которых каждая образует одну фазу, прорывающую предыдущие с образованием на контактах зон закалки, гнезд пегматитов и зон обогащения темноцветными минералами в виде полос и линз. Первая фаза – диориты (88–74 млн лет) – проявлена в Опричнинском, Ольгинском и Валентиновском массивах; вторая фаза – гранодиориты (65–60 млн лет) – во всех массивах, кроме Опричнинского. Для нее характерны округлые включения пород гранодиоритового состава, равномерно рассеянные в породе либо образующие линзообразные скопления или горизонты. Третья фаза – крупнозернистые граниты (58–53 млн лет) почти без включений, но с гнездами пегматитов и аплито-пегматитовыми телами – во всех массивах. Четвертая фаза – миароловые граниты (43–48 млн лет) – в Ольгинском массиве и щелочные граниты мыса Орлова (41 млн лет) – в Валентиновском. Пятая фаза –

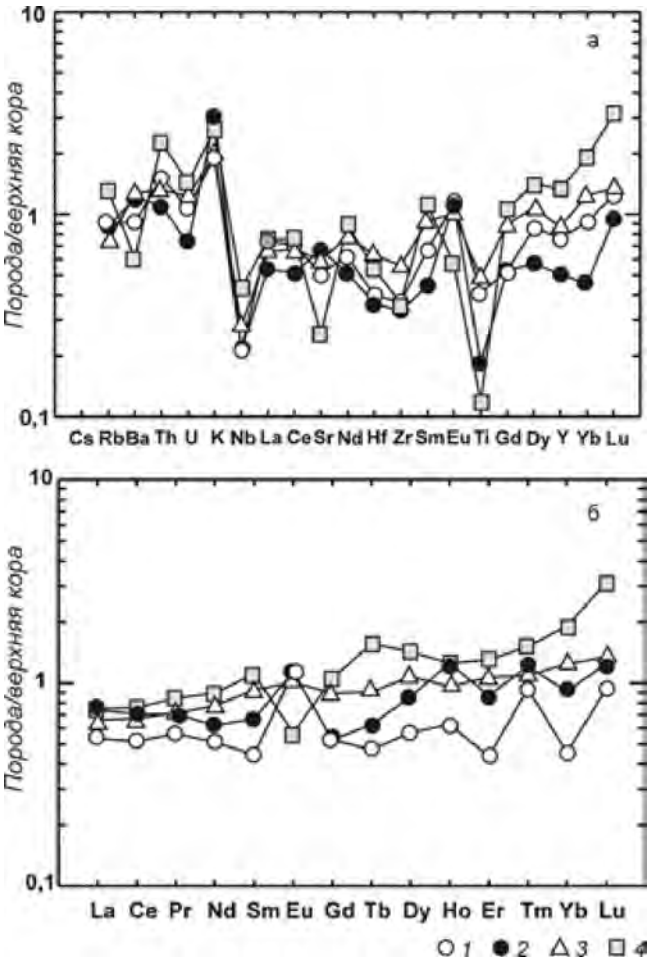


Рис. 5.29. Нормированное по составу верхней коры (Supplemental data…) распределение некогерентных (а) и редкоземельных (б) элементов в игнимбритах приморского комплекса.

1 – игнимбрит, Кемская вулканоструктура; 2 – игнимбрит, Самаргинская вулканоструктура; 3 – игнимбрит, Усть-Соболевская вулканоструктура; 4 – игнимбрит, Тернейская вулканоструктура

гранит- и гранодиорит-порфиры и аплито-пегматитовые тела – во всех массивах.

Таким образом, по данным калий-аргонового метода гранитоидные массивы формировались от позднего мела (88–74 млн лет – диориты) до палеоцена–эоцена (65–41 млн лет – гранодиориты и граниты) вдоль Прибрежной зоны ВСАВПП. Несмотря на общие черты, каждый из изученных массивов по-своему индивидуален. Детальная характеристика их приводится в ряде монографий (Фаворская, 1956; Шипулин, 1957; Валуй, 1979; Валуй, Стрижкова, 1997).

Интрузивы Дальнегорской вулканоструктуры (2-я группа). В Дальнегорском районе проявлены магматические породы двух серий: известково-щелочной, представленной диорит-гранодиорит-гранитной ассоциацией, и субщелочной – монцодиорит-гранодиоритовой. Первая обнажается в центре

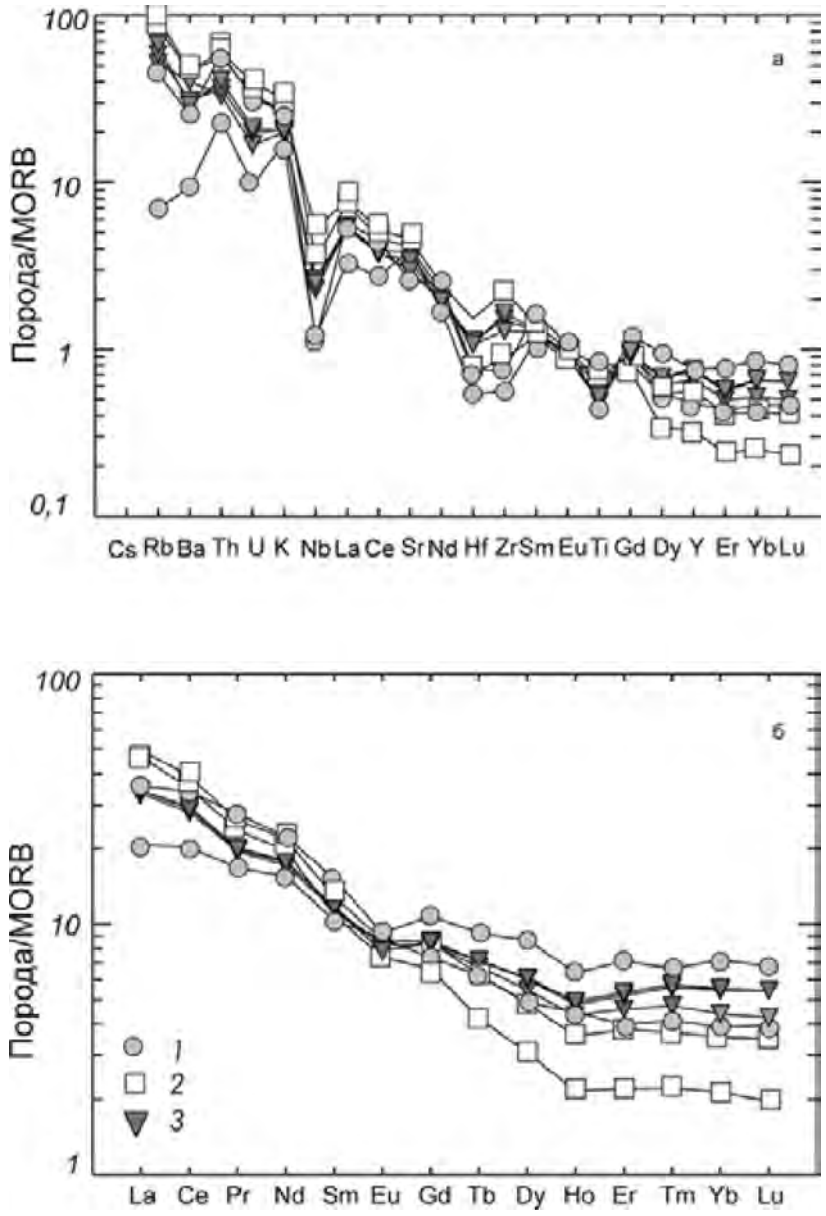


Рис. 5.30. Нормированное по MORB распределение некогерентных (а) и редкоземельных (б) элементов в андезитах самаргинского комплекса.
1 – андезиты, Тернейская вулканоструктура; 2 – андезиты, больбинская свита (Нижнее Приамурье); 3 – андезиты, Солонцовский вулкан

и на юго-востоке Дальнегорской вулканоструктуры, образуя центральные и локальные интрузивные купола, составляющие 2-ю группу интрузивов. Вторая ассоциация распространена на северо-западе в Краснореченском сводово-глыбовом поднятии. Она образует 3-ю группу интрузивов вулканического пояса.

Гранитоидные породы в Дальнегорском районе занимают довольно скромную площадь, часть интрузивов (Дальнегорский и Партизанский) не выходит на поверхность и вскрыта только скважинами. В распределении интрузивов наблюдается четкий структурный контроль: наиболее крупные из них обнажены в центре вулканоструктуры, образуя интрузивно-купольное поднятие – Араратский интрузив гранофировых гранитов (60 млн лет). Более мелкие интрузивы приурочены к ее периферии, образуя локальные поднятия, осложняющие основную структуру: интрузивы 27-го Ключа (50–62 млн лет), Дальнегорский (59–64 млн лет), Партизанский (53–58 млн лет), Николаевский (габбро-диориты – 83 млн лет и граниты – 60 млн лет) и Лидовский (69 млн лет). В плане интрузивы чаще всего изометричны. Кристаллизовались они на глубине не более 3 км. Глубина эрозионного среза массивов невелика: чаще всего обнажаются прикровлевые части интрузивных тел подобно интрузивам побережья. Гранитоиды везде прорывают, ороговиковывают и скарнируют

триасово-юрские и нижнемеловые осадочные породы, а также позднемеловые эффузивы.

Интрузивы 2-й группы детально охарактеризованы в монографии Г.А. Валуй и А.А. Стрижковой (1997).

Интрузивы Краснореченского поднятия (3-я группа). Краснореченское поднятие расположено в осевой части хр. Сихотэ-Алинь и примыкает к Дальнегорскому рудному полю с запада. Это кольцевая интрузивно-купольная структура, которой соответствует положительная гравитационная аномалия. Магматические образования монцодиорит-гранодиоритового ряда расположены внутри поднятия, за пределами вулканоструктур, ограничивающих Краснореченское рудное поле. Они прорывают и метаморфизуют осадки раннего мела и не имеют эффузивных аналогов. Наиболее изучены интрузивы, расположенные в бассейнах ручьев Лапшин, Солнечный, Ветвистый, Желтый и др. Они представлены мелкими штоками и трещинными телами монцодиоритов, диоритов и гранодиоритов. Возраст их определяется как начало позднего мела (84–87 млн лет – по определению лаборатории ДВГИ) и палеогена (59–64 млн лет – по данным Института геохимии СО РАН). Интрузивы детально описаны в монографии Г.А. Валуй, А.А. Стрижковой (1997).

Минеральный состав пород ВСАВПП показан на рис. 5.32, а химический – в табл. 5.17–5.19 и на рис. 5.33.

На диаграмме Rb–(Y+Nb) Дж. Пирса (Pearce et al., 1984; Lipman, 1988) для различия гранитоидов по тектоническому положению все интрузивы ВСАВПП лежат в поле гранитоидов вулканических дуг (рис. 5.34).

1-я группа интрузивов формировалась из более низкотемпературных расплавов, содержащих 3 % массы H_2O, выплавленных на меньших глубинах (12–15 км), чем 2-я и 3-я группы, которые образовались из более высокотемпературных расплавов с исходным водосодержанием $\geq$ 3 % массы H_2O и на глубине 18–20 км (Дальнегорская вулканоструктура) и 25–30 км (Краснореченское поднятие). Подобное различие, вероятно, обусловлено увеличением глубины магматических очагов от побережья к континенту. Различное исходное содержание флюидов определило динамику кристаллизации расплавов и характер отделения флюидов. Известно, что при содержании флюидов более 3 % массы при кристаллизации расплава происходит разгерметизация магматической камеры, так как давление вмещающих пород не может компенсировать объемный эффект кристаллизации на глубинах менее 5 км. При этом флюид покидает расплав, что приводит к формированию резко порфировидных пород. На побережье обнажены интрузивы, возникшие при кристаллизации более «сухих» расплавов. При их формировании разгерметизации магматической камеры не происходит, и флюиды остаются в расплаве. Это привело к образованию равномернозернистых пород и широкому развитию процессов внутрикамерной дифференциации расплавов.

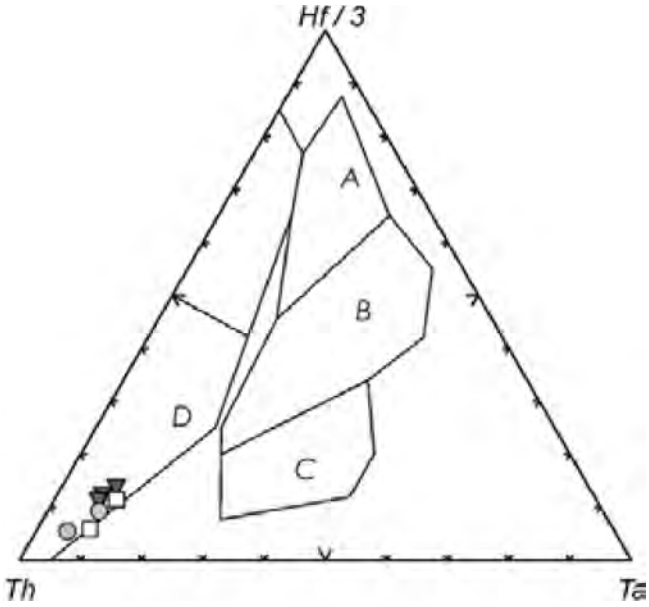


Рис. 5.31. Диаграмма Th–Hf/3–Ta (Wood, 1980) для андезитов самаргинского комплекса.

Поля базальтов на диаграмме: A – N-тип MORB, B – E-тип MORB и внутриплитных базальтов, C – щелочных внутриплитных базальтов, D – базальтов островных дуг и активных континентальных окраин. Условные обозначения см. на рис. 5.30

В гранитоидных интрузивах Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса широко проявлена фракционная дифференциация исходных расплавов на различных уровнях и стадиях существования расплава. Дифференциация на стадии генерации расплава приводит к образованию крупных многофазных интрузивов диорит-гранодиорит-гранитного состава в восточной части пояса и однофазных тел габбро-диоритов, гранодиоритов или гранитов – в Дальнегорском районе.

Степень дифференциации расплавов уменьшается с востока на запад от многофазных прибрежных массивов через однофазные дальнегорские – к однофазным слабодифференцированным магматическим телам монцодиорит-гранодиоритового состава Краснореченского поднятия, в направлении возрастания мощности земной коры.

Дифференциация на стадии кристаллизации (в магматической камере) приводит к образованию автолитов, аплит-пегматитов, ритмично-расслоенных зон и пр., широко проявленных в интрузивах побережья Японского моря. Выявлены признаки четырех типов механизма внутрикамерной дифференциации, отвечающих различным этапам становления

Таблица 5.16

Сравнительная характеристика ильменитовых и магнетитовых серий гранитоидов Восточного и Центрального Сихотэ-Алиня

Параметры	Массивы интрузивов			
	I	II	III	IV
	Прибрежные	Дальнегорские	Краснореченские	Арминские
Состав	1 – диориты 2 – гранодиориты 3 – граниты 4 – граниты миароловые, аплитовидные, 5 – аплито-пегматиты, гранит-порфиры	1 – диориты 2 – гранодиориты 3 – граниты	Монцодиорит-гранодиориты	1 – гранодиориты 2 – адамеллиты 3 – граниты
Возраст, млн лет	1 – 88–72 2 – 69–65 3 – 64–50 4 – 48–41	1–83 2 – 69–72 3 – 60–63	84–87 (64–59)	1 – 83–94 2 – 69–78 3 – 58–78
Размер интрузивных тел, км	10–70	1–5	Сотни метров	70–250 км^2
Количество фаз	Многофазные	Однофазные (дифференцированные)	Однофазные (слабо дифференцированные)	Двухфазные
Структура пород	Равномернозернистая	Резкопорфировидная		Порфировидная, равномернозернистая
Условия кристаллизации	Закрытая система	Открытая система		
Глубина кристаллизации, км	3–4	0,5–2,5	1,2–2	2–3
Температура кристаллизации, °С	650–750	750–850	800–900	750–650
Парагенезис темноцветных материалов		Роговая обманка, биотит	Пироксен, роговая обманка	Роговая обманка, биотит
Акцессорные минералы	Магнетит	Ильменит, магнетит	Ильменит	Ильменит, магнетит
Глубина генерации расплавов, км	15–20 (5–6 кбар)	20–25 (7–8 кбар)	25–30 (9–10 кбар)	35–40
Содержание флюидов в породе, мл/г	7–9	7–22	13–15	Нет данных
CO_2 (в флюидной фазе), об %	2	3–7	3–7	Нет данных

интрузивных тел: 1) кристаллизационная дифференциация с отсадкой плагиоклазов, 2) флюидно-магматическое и 3) диффузионно-магматическое расслоение первичных расплавов (в краевых частях), а также 4) расслоение остаточных расплавов, богатых летучими компонентами.

Широко проявлено расслоение гранитных расплавов в интрузивах восточной части ВСАВПП (в таком разнообразии не описанных в других регионах мира), что позволяет выделить ее как провинцию расслоенных гранитов. Родство магм, образовавших различные фазы в прибрежных массивах, подтверждается редкоземельными элементами (рис. 5.35, табл. 5.19). Расчет модельного распределения РЗЭ для пород верхней и нижней коры и гранитов, а также диоритов показал, что диориты могли возникнуть при полном равновесном или фракционном плавлении (судя по содержанию легких РЗЭ) или 50 %-ном плавлении пород нижней коры (если судить по содержанию тяжелых РЗЭ), а гранитные расплавы при тех же соотношениях – при плавлении пород верхней коры (рис. 5.36).

Содержание РЗЭ в гранодиоритах, адамеллитах и гранитах центральных частей разных массивов оказалось близким и является средним между диоритами и породами, генезис которых предполагает участие внутрикамерной дифференциации.

Диориты, развитые на побережье Японского моря, и монцодиориты Краснореченского поднятия могут рассматриваться как наиболее близкие к первичным магмам, а гранодиориты и граниты – как производные.



Рис. 5.32. Количественно-минеральный состав гранитоидов Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса.

А – интрузивы восточной части (1 – Опричнинский, 2 – Владимирский, 3 – Ольгинский, 4 – Валентиновский); Б – интрузивы западной части (Дальнегорский массив: 1 – адамеллиты, 2 – граниты, 3 – гранит-порфиры; Краснореченское поднятие: 4 – кл. Лапшин, 5 – кл. Желтый, 6 – кл. Солнечный)

Низкое Sm/Nd отношение (< 0,30, табл. 5.19) свидетельствует, что источником расплавов, образовавшим гранитоидные интрузивы ВСАВПП, могли служить обогащенные коровые резервуары, которые состоят преимущественно из низкомагнезиальных базитов, сиалических магматических пород, а также магматического материала, перемещенного в земную кору из мантии (Попов, 2003; и др.).

Согласно диаграмме $Al_2O_3/(MgO+FeO)$–$CaO/(MgO+FeO)$ (Gerdes et al., 2000) диориты и монцониты всех изученных массивов пояса могли быть образованы из расплавов – продуктов парциального плавления амфиболитов, тогда как кислые разности серий – за счет парциального плавления дацитов (тоналитов) и, возможно, метаграувакк (рис. 5.37).

Таким образом, диориты и монцодиориты ВСАВПП нижнекоровые, а гранитоиды – верхнекоровые производные расплавы I-типа. Гранитоиды восточной части образуют магнетитовую серию, тогда как западные – ильменитовую серию. Гранитоидный магматизм ВСАВПП может быть отнесен к надсубдукционному.

КОРЯКСКО-КАМЧАТСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС (ЭОЦЕН–ОЛИГОЦЕН)

Корякско-Камчатский вулкано-плутонический пояс (ККВПП) представлен прерывистой цепью вулканических, субвулканических и интрузивных тел шириной первые десятки километров, протянувшейся

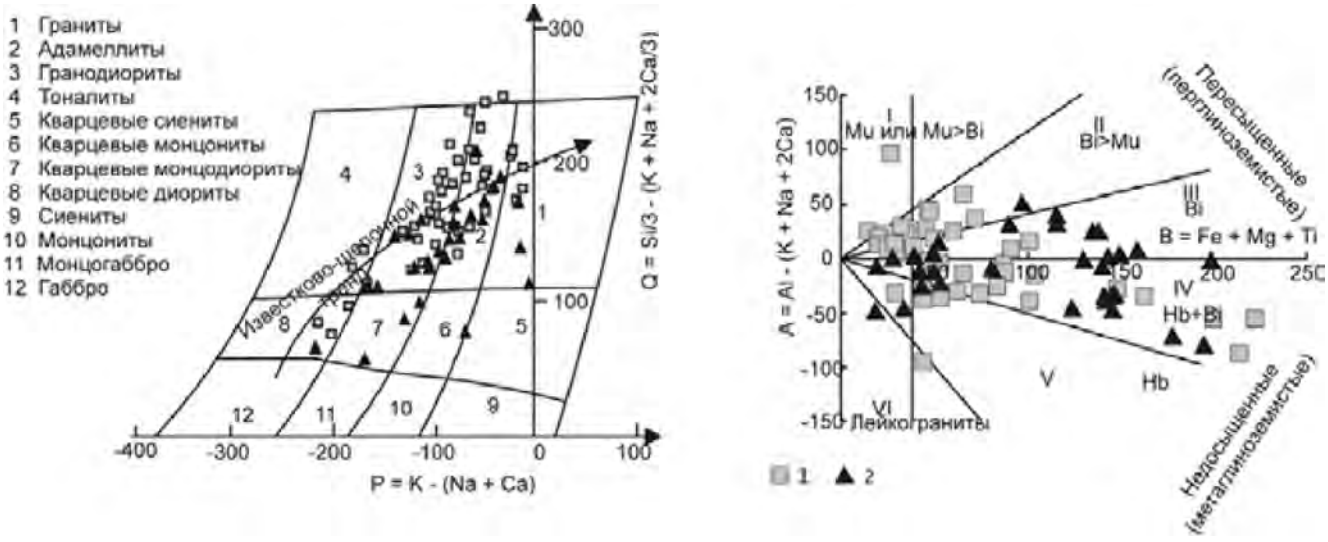


Рис. 5.33. Положение точек составов гранитоидов на классификационных диаграммах Debon, Le Fort (1983).

1 – восточная и 2 – западная части Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса; I–VI – поля минеральных парагенезисов

Таблица 5.17

Химический (в мас.%) и микроэлементный (в г/т) состав гранитоидов восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса

Параметры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	Номер образца																	
	В-300	В-1248	В-1212	В-1472	В-1475а	В-431	В-720	В-710	В-819	В-565-1	В-765	В-551	В-596а	В-1014 А	В-909 А	В-995	В-934	В-1053 А
SiO_2	60,84	73,24	72,26	66,10	72,50	66,18	72,58	74,58	65,42	67,70	71,60	73,44	75,10	53,45	65,28	71,88	73,02	70,90
TiO_2	0,90	0,33	0,35	0,55	0,24	0,90	0,36	0,29	0,49	0,32	0,33	0,31	0,18	1,56	0,70	0,30	0,26	0,48
Al_2O_3	13,87	12,85	13,52	14,85	13,42	15,11	14,31	12,99	15,77	14,05	13,91	13,52	12,60	18,18	14,31	14,31	12,66	14,31
Fe_2O_3	2,59	1,07	2,69	3,23	1,68	1,38	0,94	0,78	1,03	2,87	1,40	0,23	1,31	2,42	0,78	1,11	1,54	2,02
FeO	5,11	1,83	1,69	1,25	0,33	2,76	1,53	1,68	3,82	2,09	1,90	1,84	1,08	7,04	7,16	1,88	2,02	1,13
MnO	0,14	0,13	0,08	0,06	0,06	0,05	0,12	0,11	0,12	0,06	0,06	0,02	0,05	0,14	0,13	0,03	0,06	0,06
MgO	3,95	0,68	0,10	2,61	1,07	1,43	0,86	0,76	1,71	0,40	0,68	0,57	0,76	3,19	1,52	0,57	0,54	0,20
CaO	6,15	0,87	1,74	4,28	1,80	3,59	2,12	1,72	3,64	2,48	1,89	0,67	1,59	6,73	3,04	2,64	1,60	0,72
Na_2O	3,42	4,34	3,65	2,75	2,52	3,71	3,24	2,64	2,92	3,85	4,22	4,45	3,16	3,75	3,24	2,68	3,72	4,66
K_2O	1,70	3,82	3,48	2,88	4,24	3,54	2,73	3,00	3,39	4,20	3,32	3,75	3,45	1,55	2,66	3,50	3,71	4,03
P_2O_5	0,60	0,25	0,02	–	–	0,29	0,36	0,40	0,22	0,01	0,03	0,04	0,28	0,44	0,20	0,12	0,12	0,01
H_2O^-	0,04	0,34	0,32	–	–	0,20	0,12	0,06	0,18	0,56	0,24	0,22	0,10	0,12	0,52	0,14	0,20	0,19
п.п.п.	0,32	0,40	0,30	1,26	1,65	0,88	0,41	0,56	1,02	1,60	0,25	0,76	0,40	1,58	1,43	0,53	0,44	0,75
Rb	51	77	96	82	149	57	107	134	110	–	93	–	158	38	129	410	125	126
Sr	398	109	187	360	145	222	217	162	400	–	154	–	124	420	242	89	159	34
Ba	437	870	1131	652	803	943	538	254	696	–	723	–	247	448	431	294	654	79
Zr	117	158	128	149	212	204	61	67	145	–	134	–	89	79	215	147	92	319
Nb	14	25	28	4	11	19	23	26	12	–	6	–	29	11	32	19	21	41
La	24	33	75	29	58	31	34	60	29	–	36	–	49	26	59	24	36	67
Ce	35	75	67	49	93	59	42	63	42	–	62	–	63	44	84	24	58	123
Nd	11	0	33	2	27	0	0	37	18	–	23	–	43	18	19	9	21	34
Y	21	28	25	15	18	25	20	25	16	–	14	–	28	26	29	67	23	33
Ni	44	7,2	9,4	30	12	9	4	2	–	5	11	4	3	39	–	2	1	2
Co	7,2	0,5	1,1	14	3	15	5	2	–	9	2	2	2	36	–	1	2	1
Cr	47	47	54	63	20	19	5	3	–	9	5	7	7	16	–	0	1	0
V	62	1,1	4,9	17	56	60	38	7	–	29	38	9	4	40	–	6	4	1
Cu	60	7,5	12	53	36	15	23	19	–	30	19	33	9	52	–	10	12	11
Zn	45	32	16	51	32	28	19	12	–	41	5	22	79	162	45	20	0	30
Pb	16	37	10	35	110	18	26	35	–	64	7	44	79	11	24	35	47	40
Sn	6	6,3	4,7	3	16	3	6	3	–	7	3,5	7	3	4,0	–	5	1	5
Mo	30	60	60	1	22	10	1	1	–	1	1	2	2	1,0	–	1	1	2
B	9,1	2,0	2,2	10	680	3	3	2,6	–	4	0,5	13	6	6,3	–	3	3	3
F	41	240	160	–	–	140,0	170	50	–	190	390	32	320	79	–	120	28	280

Примечание. 1 – диорит, 2 – гранит южной части, 3 – гранит северной части, Опричкинский массив; 4 – гранодиорит, 5 – турмалинсодержащий гранит, Бринеровский массив; 6 – гранодиорит, 7 – гранит, 8 – гранит аплитовидный, Владимирский массив; 9 – кварцевый диорит, 10 – гранодиорит, 11 – гранит, 12 – мироловый гранит, 13 – аплитовидный гранит, Ольгинский массив; 14 – диорит, 15 – гранодиорит, 16 – гранит крупнозернистый, 17 – гранит аплитовидный, 18 – щелочной гранит, Валентиновский массив. Прочерк – нет данных.

Таблица 5.18

Химический (в мас.%) и микроэлементный (в г/т) состав гранитоидов западной части ВСАВПП

Параметры	Номер образца									
	В-1430	В-1498а	В-1497м	А-380	В-1489	В-1478б	В-1554в	А-106в	А-123а	А-168
SiO_2	74,37	69,82	72,67	70,92	74,50	66,10	52,90	61,05	60,94	61,50
TiO_2	0,13	0,32	0,19	0,40	0,24	0,45	0,99	0,81	0,60	0,87
Al_2O_3	13,16	15,00	13,23	14,58	11,86	14,51	19,80	16,44	16,07	17,10
Fe_2O_3	1,50	1,74	1,08	0,79	1,39	2,30	2,93	2,91	0,92	2,60
FeO	0,12	1,46	0,99	3,16	0,79	1,87	3,99	2,23	5,25	2,88
MnO	0,05	0,05	0,07	0,07	0,12	0,13	0,10	0,09	0,12	0,09
MgO	0,46	0,62	0,49	1,09	0,89	2,10	3,26	4,07	3,21	2,67
CaO	0,48	3,16	3,33	2,75	1,25	3,88	8,04	4,75	5,02	3,70
Na_2O	4,06	3,68	2,53	3,00	3,00	3,64	3,17	2,76	2,61	2,90
K_2O	4,32	3,45	4,63	3,00	4,51	2,61	1,38	3,15	2,33	3,40
P_2O_5	0,02	0,19	0,11	0,07	–	–	0,32	1,06	0,36	0,20
H_2O^-	0,45	0,21	0,15	0,05	–	–	0,29	0,17	0,10	0,07
п.п.п.	0,81	0,69	0,26	0,57	0,99	2,24	2,45	–	1,50	1,66
Rb	106	97	97	96	97	63	31	91	40	179
Sr	60	251	163	238	139	434	534	336	348	531
Ba	1086	671	769	679	827	674	366	878	634	790
Zr	207	159	128	163	117	203	120	206	42	177
Nb	19	9	14	9	30	5	11	19	10	17
La	34	22	40	42	44	26	32	45	24	39
Ce	90	49	49	61	63	51	36	62	35	46
Nd	13	28	35	30	11	12	9	27	5	19
Y	26	19	16	23	29	10	16	39	30	34
Ni	7	12	11	35	3	7	27	34	35	10
Co	2	7	3	6	3	10	25	20	18	10
Cr	5	11	9	31	5	8	51	174	67	44
V	2	61	45	56	36	75	140	270	240	160
Cu	7	14	10	20	7	26	25	65	110	29
Zn	110	42	78	130	38	93	130	160	110	66
Pb	57	37	52	31	17	27	17	44	120	28
Sn	4	12	7	7	2	3	3	1	4	29
Mo	1	2	4	3	2	2	1	38	1	4
B	4	31	39	22	7	27	23	960	14	42
F	–	–	230	800	–	–	–		120	200

Примечание. Интрузивы: Араратский (1 – гранит); Дальнегорский (2 – адамеллит, 3 – гранит); Партизанский (4 – адамеллит); 27-й ключ (5 – гранит, 6 – гранодиорит); Николаевский (7 – габбро-диорит); Краснореченское поднятие: кл. Лапшин (8 – гранодиорит); кл. Солнечный (9 – гранодиорит); кл. Желтый (10 – гранодиорит).

почти на 1000 км вдоль зоны сочленения Камчатского полуострова с Азиатским материком от Пенжинской губы на юго-западе до зал. Креста на северо-востоке.

Строение и состав надсубдукционных комплексов Корякско-Камчатского вулкано-плутонического пояса (Ханчук и др., 1997), либо Пенжинско-Западно-Камчатского вулканогенного пояса (Лебедев и др., 1979), либо Корякского (Митрофанов и др., 1979), Камчатско-Корякского (Филатова, 1988), или Западно-Камчатско-Корякского (Филатова, Дагис, 1990), рассматриваются преимущественно на примере Велолныкского (Поздеев, 1972) вулканического поля, с использованием литературных данных по Элекайскому и Рарыткинскому вулканическим полям.

В истории становления ККВПП выделяется до пяти стадий магматизма, нередко объединяемых в два крупных магматических этапа: палеоцен-средне-

Таблица 5.19

Содержание редких и редкоземельных элементов в гранитоидах ВСАВПП (в г/т)

Параметры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	Номер образца																		
	B-300	B-267	B-1472	B-1475a	B-431	B-720	B-710	B-781	B-805	B-1014	B-909A	B-1022	B-940	B-1053a	B-1498A	B-1497m	B-1430	A-422	A-106
Rb	74,9	112	91,1	153	103	134	163	128	119	50,1	143	120	136	139	121	142	124	12,7	105
Sr	371	83,7	336	133	254	199	141	195	215	429	211	194	156	20,5	261	179	53,4	603	354
Y	20,3	31,1	18,4	24,0	26,0	17,4	18,7	25,5	17,9	25,3	24,2	15,7	18,6	37,4	23,5	30,8	33,7	13,0	23,9
Zr	45,8	87,1	91,2	116	100	68,5	58,1	101	47,7	54,5	80,7	63,8	77,3	235	74,0	92,5	159	61,0	200
Cs	4,01	1,69	5,56	5,38	4,47	4,13	5,32	2,80	3,87	2,42	7,13	2,16	2,67	1,20	4,44	2,87	2,47	6,54	6,93
Ba	388	798	515	596	798	479	412	572	401	395	401	546	515	47,9	735	805	779	201	538
La	18,2	26,7	24,4	40,2	39,0	23,1	33,5	26,6	27,5	24,5	47,6	23,3	30,4	41,0	27,5	23,5	29,4	8,1	26,8
Ce	39,5	59,6	50,8	85,1	77,8	46,6	64,6	54,4	54,6	54,1	93,2	44,8	60,1	89,0	56,3	59,5	83,6	21,2	58,3
Pr	4,85	7,19	5,87	9,64	8,87	5,06	6,71	6,14	5,92	6,74	9,93	4,83	6,50	10,4	6,50	7,49	7,61	2,89	6,69
Nd	18,2	25,7	20,8	32,8	30,8	16,7	20,5	21,5	19,3	27,4	31,7	16,1	21,3	35,7	23,4	27,0	27,4	13,2	25,2
Sm	3,94	5,46	4,01	6,25	5,88	3,04	3,45	4,43	3,39	5,80	5,38	2,93	3,90	7,40	4,60	5,44	5,51	3,15	5,10
Eu	0,926	0,695	0,921	0,791	1,32	0,606	0,487	0,950	0,659	1,54	0,868	0,744	0,644	0,102	1,10	0,741	0,726	1,141	1,147
Gd	3,84	5,03	3,75	5,42	5,35	2,70	3,07	4,56	3,02	5,86	4,72	2,59	3,46	6,87	4,49	5,34	5,41	3,03	4,46
Tb	0,583	0,816	0,568	0,766	0,792	0,426	0,176	0,713	0,477	0,842	0,686	0,396	0,533	1,10	0,677	0,818	0,894	0,459	0,697
Dy	3,58	5,20	3,29	4,24	4,68	2,69	3,03	4,37	2,90	4,82	4,14	2,51	3,16	6,64	4,13	5,02	5,71	2,79	4,11
Ho	0,715	1,07	0,644	0,815	0,925	0,571	0,633	0,898	0,602	0,953	0,839	0,526	0,644	1,32	0,866	1,05	1,18	0,55	0,83
Er	2,07	3,39	1,83	2,35	2,67	1,81	1,96	2,63	1,87	2,61	2,45	1,61	1,90	3,88	2,53	3,19	3,55	1,47	2,33
Tm	0,291	0,527	0,279	0,354	0,390	0,293	0,337	0,412	0,299	0,367	0,381	0,263	0,293	0,601	0,397	0,479	0,557	0,202	0,351
Yb	1,98	3,70	1,85	2,33	2,56	2,15	2,33	2,71	2,09	2,23	2,57	1,84	2,00	3,88	2,57	3,28	3,74	1,25	2,27
Lu	0,307	0,578	0,278	0,345	0,397	0,353	0,382	0,413	0,328	0,343	0,398	0,291	0,307	0,591	0,406	0,503	0,568	0,179	0,342
Hf	1,55	3,49	3,01	4,20	3,20	2,77	2,25	3,44	1,89	1,71	2,69	2,03	2,61	7,45	2,62	3,34	5,45	1,66	5,23
Pb	17,6	23,5	12,4	65,1	15,2	15,7	21,4	19,1	18,9	18,5	20,7	23,7	14,8	19,5	20,4	18,3	19,7	9,37	29,3
Th	6,87	12,5	13,9	25,1	14,1	15,4	18,6	13,1	15,4	4,22	24,2	16,0	17,4	13,4	11,0	15,3	14,4	0,69	10,4
U	1,40	2,50	3,27	6,48	1,81	3,89	3,87	2,47	3,06	1,02	4,09	3,19	3,19	2,74	2,52	3,72	3,24	0,50	3,07
Rb/Sr	0,20	1,34	0,27	1,15	0,40	0,67	1,16	0,77	0,55	0,12	0,68	0,62	0,87	6,78	0,46	0,79	2,32	0,02	0,06
Sm/Nd	0,22	0,21	0,19	0,19	0,19	0,18	0,17	0,21	0,17	0,21	0,17	0,18	0,18	0,21	0,20	0,20	0,20	0,24	0,20

Примечание. Оричинский массив (1 – диорит, 2 – гранит); Бричеровский (3 – гранодиорит, 4 – гранит); Владимирский (5 – гранодиорит, 6 – гранит, 7 – аплитовидный гранит); Ольгинский (8 – гранодиорит, 9 – гранит); Валентиновский (10 – диорит, 11 – гранодиорит, 12 – гранит южной части, 13 – гранит северной части, 14 – шелочной гранит); Дальнегорский (15 – адамеллит, 16 – гранит), Араратский (17 – гранит), Николаевский (18 – габбро-диорит), кл. Лашкин (19 – монцонит).

эоценовый (датско-палеоценовый) и позднеэоцен-олигоценовый. Первому этапу (В.Н. Полунин и др., 1975 г.) соответствует интервал радиологических возрастов: 70–57 млн лет. Разным стадиям второго этапа отвечают отрезки времени 58–46 млн, 46–39 млн и 38–29 млн лет; сведений об абсолютных датировках пород дайково-субвулканической стадии нет, олигоценовый их возраст принят условно. Калий-аргоновые возрасты – 43–31 млн лет (Рожков, 1969) и 48–29 млн лет (Поздеев, 1972) – свидетельствуют об эоцен-олигоценовом времени формирования ККВПП. В целом подавляющее большинство определений абсолютного возраста пород пояса укладывается в интервал 60–30 млн лет.

По данным фитостратиграфических исследований становление его проходило в датско-олигоценовое (В.Н. Полунин и др., 1975 г.) либо эоцен-олигоценовое (Рожков, 1969; Поздеев, 1972) время. По мнению Н.И. Филатовой (1988), наиболее вероятен позднеэоценовый–олигоценовый возраст. Фитостратиграфические материалы по отложениям первого этапа становления пояса в центральном секторе пояса свидетельствуют об их позднепалеоценовом–среднеэоценовом возрасте.

Суммарная мощность стратифицированных образований пояса, по данным разных авторов, составляет от 1200 до 1600–1700 м.

Описание образований первого (палеоцен-среднеэоценового) этапа ККВПП, сформировавшихся в другой геодинамической обстановке, приведено в разд. «Магматические образования обстановок трансформных континентальных окраин».

Первая стадия второго (позднеэоцен-олигоценового) этапа становления пояса в Велолныкском поле ознаменовалась накоплением контрастной толщи и андезибазальт-риолитового состава, с резко подчиненным количеством умеренно кислых продуктов. Андезибазальты представлены лавами, а кислые образования – игнимбритами больших объемов. В центральном и северном секторах вулканогена первая стадия представлена чередующимися базальтами и андезитами с редкими потоками дацитов.

Вторая стадия характеризуется магматизмом с бимодальным распределением кислых, средних и основных продуктов. Выделяются три крупные ассоциации пород: базальт-андезибазальтовая, дацит-андезитовая и риодацит-риолитовая (включая гранодиорит-гранитную). С породами второй ассоциации связано золото-серебряное оруденение, с третьей – оловянное и олово-серебряное (Хворостов, Зайцев, 1983).

В южной части вулканогена, в Велолныкском вулканическом поле, наиболее распространены породы кислой ассоциации (риолит-гранитная формация) и несколько меньше – андезидациты и андезиты. В центральном и северном фрагментах пояса (Порхонайская, Элекайская, Рарыткинская, Тавайваамская вулкано-тектонические депрессии) преобладают андезибазальты и андезиты, с подчиненными количествами умеренно кислых и кислых туфов и лав.

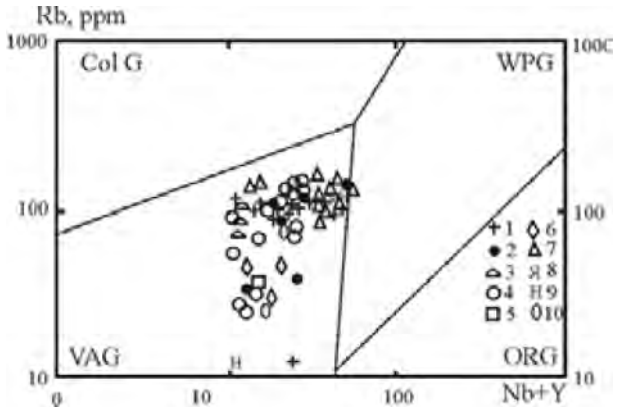


Рис. 5.34. Зависимость содержания Rb и Nb+Y в гранитоидах ВСАВПП от тектонического положения (Pearce et al., 1984; Lipman, 1988).

Col G – коллизионные граниты;WPG – внутриплитные граниты; ORG – граниты вулканических дуг; VAG – то же океанических хребтов. Точки гранитоидов следующих массивов: 1 – Араратский, 2 – 27-го ключа, 3 – кл. Лидовский, 4 – Бринеровский, 5 – Дальнегорский, 6 – Лангоу, 7 – Краснореченское поднятие, 8 – Северо-Якутинский, 9 – Николаевский, 10 – Опричнинский

В Велолныкском поле широко развиты кислые вулканические и интрузивные породы, а основные представлены слабо. В Элекайской структуре центрального сектора пояса наиболее широко развиты андезиты и андезибазальты, с подчиненными количествами дацитов и андезидацитов. Рарыткинский ареал центрального сектора выделяется бимодальным распределением андезитов, андезибазальтов и кислых пирокластических вулканитов. В Русскогорском ареале этого же сектора преобладают породы среднего и основного составов. В Золотогорском поле наиболее северной части пояса ККВПП широко распространены эффузивы среднего состава и ограниченно – базальты, риолиты и риодациты.

Краткая геолого-петрографическая характеристика комплексов. Вулканические образования эоцен-олигоценового этапа развития ККВПП характеризуются сильной изменчивостью состава и мощности как по вертикали, так и по латерали. Преобладают породы лавовой фации; коэффициент эксплозивности стратифицируемых образований не более 15 %. Субвулканические фации образованы риолитами, дацитами, андезитами, базальтами, диоритовыми порфиритами. Интрузивные фации широко распространены на восточных флангах Велолныкского поля и относительно редки – на западных; в других вулканических ареалах пояса они неизвест-

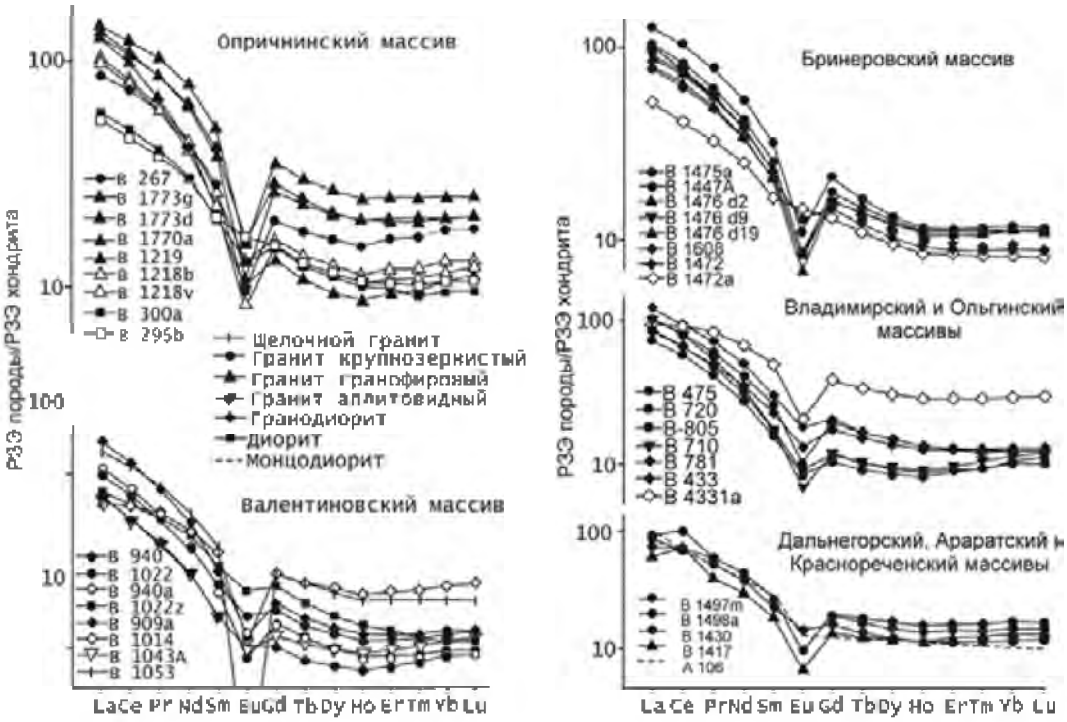


Рис. 5.35. Нормированное по хондриту (Boynton, 1984) распределение редкоземельных элементов в гранитоидах Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса. Незакрашенными значками показаны включения в соответствующих породах

ны. Интрузивные образования представлены плагиогранит-порфирами, гранодиорит- и гранит-порфирами, гранитами и гранодиоритами.

Базальты и андезибазальты имеют порфировую и субафировую структуры. Среди вкрапленников преобладают плагиоклаз и клинопироксен, меньше –

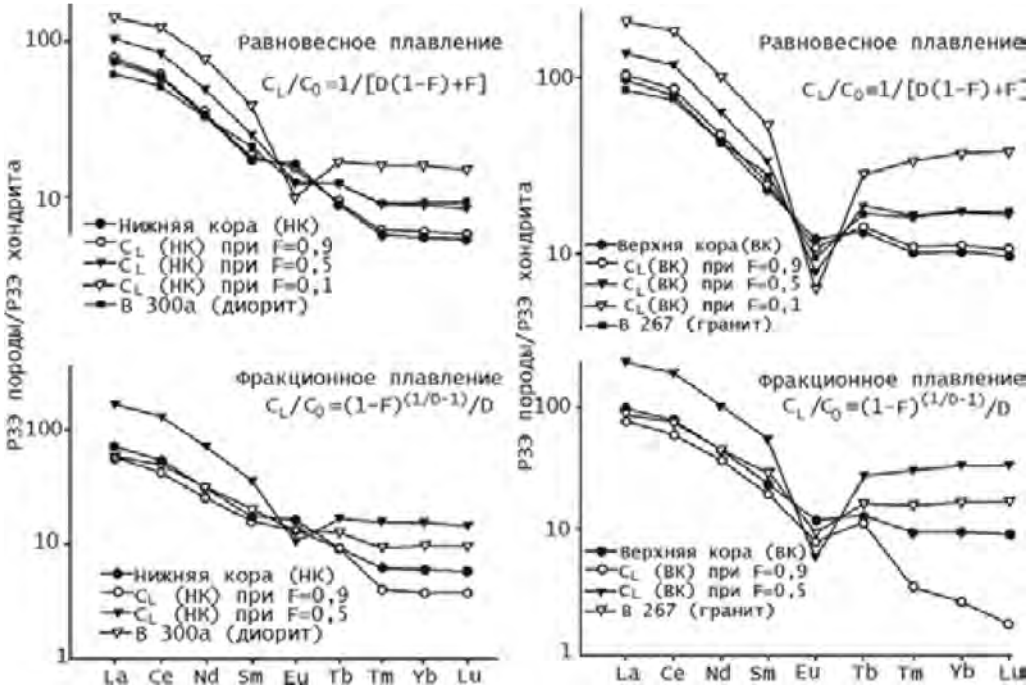


Рис. 5.36. Модельное распределение РЗЭ при плавлении пород нижней и верхней коры (по: Weaver, Tarney, 1984) и сравнение с диоритом (обр. В 300а) и гранитом (обр. В 267) Опричнинского массива.

C_L – концентрация элемента в образующемся (или остаточном) расплаве при весовой доле расплава F=0,9–0,1

магнетит, оливин и ортопироксен. Структуры основной массы – гиалопилитовая, пилотакситовая, микродолеритовая и интерсертальная.

Эффузивные и субвулканические породы кислого и умеренно кислого составов, как правило, порфировые и порфировидные; в ряду средних пород порфировые разности редки. В минеральном составе преобладает плагиоклаз андезин-лабрадорового состава, на втором месте – биотит и гиперстен, в средних и умеренно кислых породах встречаются клинопироксен и железо-магнезиальный гранат. Среди акцессорных минералов обычны ильменит, апатит, лейкоксен и циркон; отмечаются сфен, ортит и касситерит. Петрографические признаки кислых пород позднеэоцен-олигоценового комплекса позволяют отнести их к флюидопорфировым образованиям, в понимании Е.Б. Яковлевой (1979). Риолиты, гранит-порфиры и риодациты характеризуются особо высокими содержаниями интателлурической минеральной фазы (40–60 %), представленной полевыми шпатами, кварцем, гиперстеном, биотитом и рудным минералом. Акцессорные минералы – ортит, флюорит, альмандин, касситерит, ильменит. Кислые породы (игнимбриты) контрастной ассоциации характеризуются существенно кварц-биотит-плагиоклазовым парагенезисом, с малыми количествами или полным отсутствием калишпата, ортопироксена, ортита, чем отличаются от кислых образований последнего цикла вулкано-плутонизма ККВПП.

Породы последней фазы магматизма ККВПП выделяются двуполевошпатовыми с ортопироксеном, ортитом и гранатом парагенезисами. В то же время в лейкогранитах и лейкориолитах завершающей фазы пятого цикла нет биотита.

В интрателлурической минеральной ассоциации дацитов и андезидацитов постоянны пироксены и часто встречается железистый гранат при малой роли биотита и отсутствии калишпата.

Типоморфной чертой железо-магнезиальных силикатов кислых пород позднеэоцен-олигоценового комплекса является их весьма высокая железистость (Чащин и др., 2000) (табл. 5.20).

Краткая петрогеохимическая характеристика пород. Породы позднеэоцен-олигоценового комплекса принадлежат к единой известково-щелочной серии умеренно калиевого типа и характеризуются повышенной известковистостью, высокими дисперсиями содержания магния и умеренной щелочностью при близком содержании натрия и калия. Кислые и средние породы в абсолютном большинстве весьма высокоглиноземистые, корундово-нормативные, калиево-натриевые с калиевым уклоном. По щелочно-известковистому индексу и соотношениям петрогенных компонентов породы вулканогена занимают пограничное положение между толеитовыми и известково-щелочными сериями. Базальт-андезибазальтовая и дацит-андезитовая ассоциации выделяются повышенным содержанием железа, магния, кальция и титана.

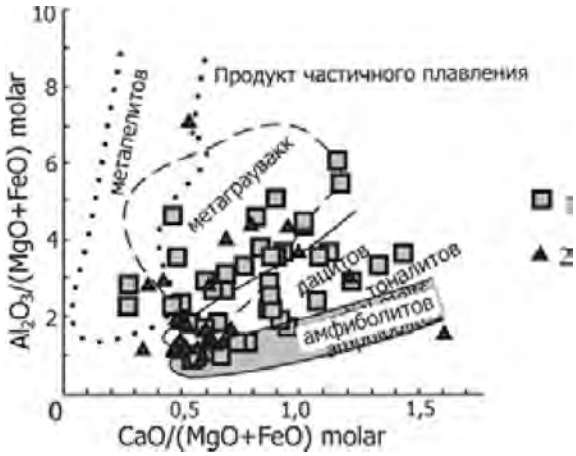


Рис. 5.37. Составы гранитоидов Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса и поля парциальных расплавов различных источников (Gerdes et al., 2000).

1 – гранитоиды восточной и 2 – западной части ВСАВПП

Все вулканические породы отличаются низкими содержаниями титана и микроэлементов его группы; для них характерны глубокие танталниобиевые троги, низкая и умеренная степень фракционированности по РЗЭ. Во всех породах есть европиевые минимумы разной величины. Распределение микроэлементов свидетельствует о принадлежности почти всех магматитов пояса к окраинно-континентальному геохимическому типу. В породах андезибазальт-базальтовой и дацит-андезитовой ассоциаций повышенное содержание стронция, цинка, ванадия, хрома, никеля, кобальта, золота и бария. В риолит-гранитной ассоциации высоки концентрации бария, бериллия, лития, олова, ниобия, иттрия и т. п. Существенно разнятся для них величины K/Rb, Rb/Sr, Ti/Zr, Co/Y отношений, почему нельзя рассматривать эти ассоциации как производные единой исходной магмы.

Петрогеохимическая типизация позволяет сопоставлять породы риолит-гранитной ассоциации с типовыми палингенными гранитоидами (Таусон, 1977; Пермяков, 2000). В то же время большинство петрогеохимических критериев у пород базальт-андезибазальтовой и дацит-андезитовой ассоциаций свидетельствует о глубинном (нижнекоровом или верхнемантийном) их происхождении.

Сопоставление состава пород андезит-андезидацитовой и риолит-гранитной ассоциаций Велолнык-ского вулканического поля с аналогичными комплексами других вулканических поясов Дальнего Востока показывает их значительное сходство с баджаль-

Таблица 5.20

Краткая геолого-петрографическая характеристика пород пятой фазы уннейваямского комплекса

Номер пробы	Порода, местонахождение	Формация	Минералы-вкрапленники (характерные акцессории)	Макро- и микроструктуры пород
Уннейваямский (ичигиннываямский, велолныкский) комплекс				
ПН-123–1353	Туф риолита, бассейн верх. течения р. Ичигиннываям	Андезит-риолит-гранитная. Пятая фаза	Pl, Fsp, Bi_{75} (Ot, Flu, Gr_{82})	Литовитрокристаллокластическая; Основная масса – пирокластическая, игнимбрито-пепловая
ПН-122–1354	Туф риолита, там же	То же	Pl, Fsp, Q, Bi_{76}, (Flu, Ot)	То же
ПН-122–1344А	Гранит-порфир-II	– « –	Pl, Fsp, Q, Bi_{71}, Opx_{54}, Ilm (Ap)	Сериально-порфировидная; микрогипидиоморфнозернистая
ПН-125–1366	Туф риолита, бассейн сред. течения р. Ичигиннываям	– « –	Pl, Q, Bi_{73}, Opx, Ilm	Витрокристаллокластическая; игнимбритовая
ПН-124–1357	Риолит, там же	– « –	Pl, Fsp (ед.), Q, Bi_{71}, Opx (?), Ilm (Flu)	Порфировая; микрофельзитовая
ПН-122–1354А	Риолит субвулканический, бассейн верх. течения р. Ичигиннываям	– « –	Pl, Fsp, Q, Bi_{77}, Hb, Ilm (ед.) (Ot, Gr_{78})	Порфировая; микрофельзитовая с гиалиновой

Примечание. Flu – флюорит, Ot – ортит, Gr – гранат. Прочие обозначения минералов – общепринятые; (ед.) – единичные кристаллы; (?) – псевдоморфозы по указанному минералу. Цифровые индексы: железистость – у темноцветных минералов, содержание анортитовой молекулы – у плагиоклазов.

ским вулкано-плутоническим комплексом Хинганo-Охотского ВПП (Максимов и др., 2000).

Геодинамические условия формирования позднеэоцен-олигоценовых вулкано-плутонических формаций Корякско-Камчатского вулкано-плутонического пояса. Судя по составу вулканических продуктов, можно предположить, что образование базальтоидных расплавов позднеэоцен-олигоценовой известково-щелочной серии было связано с плавлением деплетированного вещества надсубдукционного литосферного клина, в обстановке активной континентальной окраины. В Элекайском и Золотогорском ареалах предполагается простое строение литосферного источника, контаминированного продуктами дегазации субдуцированной океанической плиты. В Рарыткинском поле происхождение вулканитов ККВПП связывается с вторичным плавлением гетерогенного источника, унаследованного от предшествующего датско-палеоценового этапа вулканизма (Федоров и др., 1996).

Тектонические обстановки сжатия при формировании некоторых позднеэоцен-олигоценовых вулканоструктур ККВПП предопределили возникновение промежуточных коровых очагов, что способствовало развитию бимодальных базальт-андезитовых (андезибазальт-андезидацитовых) серий. Формирование очагов риолит-гранитной ассоциации, по-видимому, было связано с коровыми источниками и также происходило в условиях сжатия под воздействием флюидно-тепловых потоков, исходящих от промежуточных очагов базальтоидных мантийных расплавов.

СРЕДИННО-КАМЧАТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС: ЮЖНО-КАМЧАТСКАЯ И ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКАЯ ЗОНЫ (ОЛИГОЦЕН–МИОЦЕН)

Геологическая история развития Камчатской островной дуги в олигоцене–миоцене связана с образованием узких зон наземного вулканизма в центральной части и на юге полуострова.

Центрально-Камчатская вулканическая зона (далее центральная зона) приурочена к Главному Камчатскому разлому и прослеживается вдоль Срединного хребта от Камчатского перешейка до Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций (МПЗ). Вулканическая зона возникла в конце палеогена на горст-антиклинальных островных поднятиях, сложенных мезозойскими и более древними складчатыми комплексами. Мощность земной коры в этих поднятиях до 40 км.

Южно-Камчатская вулканическая зона (далее южная зона) расположена в южной части полуострова и прослеживается почти на 230 км при ширине 10–45 км от верховий рек Паратунка и Плотникова

на севере до мыса Лопатка на юге. От других вулкано-тектонических зон полуострова она отделена МПЗ. В отличие от центральной зоны, наложенной на области устойчивых поднятий, южная зона вплоть до среднего миоцена, а на крайнем юге и до плиоцена развивалась в условиях типичной островной дуги, которая представляла собой ряд вулканических островов мелководного морского бассейна (Петренко, 1999). Что касается плиоценового цикла вулканизма в целом, то на большей части рассматриваемой территории он был преимущественно субаэральным. Мощность земной коры Южной Камчатки меняется от 30 км на северо-западе до 15–20 км вдоль восточного побережья.

Несовпадение осей южной и центральной зон дуги привело к различной трактовке их структурного положения. В частности, многие исследователи объединяют две эти зоны в единую структуру – Центрально-Камчатский вулканический пояс, разорванный по Малко-Петропавловской зоне поперечных дислокаций (Апрелков, Ежов, 1980; Петренко, 1999; Апрелков, Петренко, 2003; и др.). Наблюдаемое смещение этих двух зон относительно друг друга объясняется ими как кулисообразным расположением структур еще в период становления пояса, так и крупномасштабными сдвиговыми дислокациями в миоцен-плиоценовое время. Другие исследователи полагают, что Южно-Камчатская вулканическая зона относится к структурам Большой Курильской гряды (Авдейко, 2003).

В строении рассматриваемых зон отчетливо выделяются два крупных этапа вулканизма.

Первый этап вулканической активности начался в конце олигоцена–начале миоцена. В это время в Срединном хребте накопились вулканические образования анавгайского комплекса, который расчленяется на две свиты – крапивинскую (нижняя часть) и березовскую (верхняя). В крапивинской свите преобладают эффузивы андезитового, андезибазальтового и реже базальтового состава, их туфы, а также туфопесчаники и алевролиты. Что касается березовской свиты, то по составу вулканитов она подразделяется на две части. В нижней части свиты (≈ 800 м) встречаются преимущественно андезитовые и дацитовые лавы и туфы, а вверху – вулканогенно-осадочные породы (≈ 500 м). Магматические образования анавгайского комплекса соответствуют андезитовой (крапивинская) или риолито-дацитовой (березовская) формациям. С вулканическим комплексом пространственно и генетически связаны интрузивные тела габбро-диорит-гранодиоритового ряда. В среднем миоцене в Срединном хребте накопилась погадайкинская свита, которая несогласно перекрывает березовскую свиту. Сложена она туфопесчаниками, алевролитами, конгломератами, туффитами и туфами кислого состава (рис. 5.38).

В целом для этого этапа вулканизма на Срединном хребте характерна гомодромная схема развития. Начальные его фазы сопровождались извержением малокалиевых базальтов и андезибазальтов. В среднем миоцене среди вулканитов доминирующими были дацит-риолитовые эффузивы. К завершению этого этапа в породах несколько возрастает суммарное содержание щелочей преимущественно благодаря повышению концентрации калия. Кроме того, в эффузивах основного и среднего состава уменьшается железистость и увеличивается магнезиальность. Судя по петрогеохимическим характеристикам, породы обеих формаций принадлежат к известково-щелочной серии умеренно калиевого типа (Петраченко, 1984; Богатиков, Цветков, 1988).

В южной зоне выходы олигоцен-миоценовых вулканогенных отложений располагаются в узкой полосе вдоль восточного побережья Камчатки. Они представлены здесь эффузивно-пирокластическими и вулканогенно-осадочными отложениями ахомтенской и жировской толщ (олигоцен), вилючинской и паратунской свит (последняя является аналогом крапивинской свиты) и мутновской толщи (олигоцен–нижний миоцен), вулканитами асачинской и березовской свит (средний миоцен), а также комагматичными им субвулканическими и интрузивными образованиями. Состав субвулканических и интрузивных тел – от риолитов до базальтов и от гранитов до габбро. Магматические образования вышеперечисленных толщ и свит отвечают андезитовой или андезидацитовой формациям (рис. 5.38).

Второй этап, датируемый поздним миоценом–плиоценом, связан с наиболее крупной в позднем кайнозое вспышкой наземного вулканизма в регионе, который охватил значительные площади Срединного хребта и Южной Камчатки и привел к образованию алнейской серии. Сложена она двумя ассоциациями пород: вулканической (контрастная базальт-андезит-риолитовая формация) и интрузивной (диорит-гранодиорит-порфировая формация). Вулканические образования представлены: потоками и субвулканическими телами базальтов, андезитов, андезидацитов, дацитов, покровами игнимбритов и отдельными горизонтами туфов. Для них характерна гомодромная схема развития вулканизма с подчиненным количеством умеренно кислых вулканитов. Интрузивные фации представлены небольшими телами диоритов, гранодиоритов и гранодиорит-порфиров. С ними ассоциируют золото-серебряные и золото-ртутные проявления.

По петрогеохимическим характеристикам большинство вулканитов алнейской серии относится к

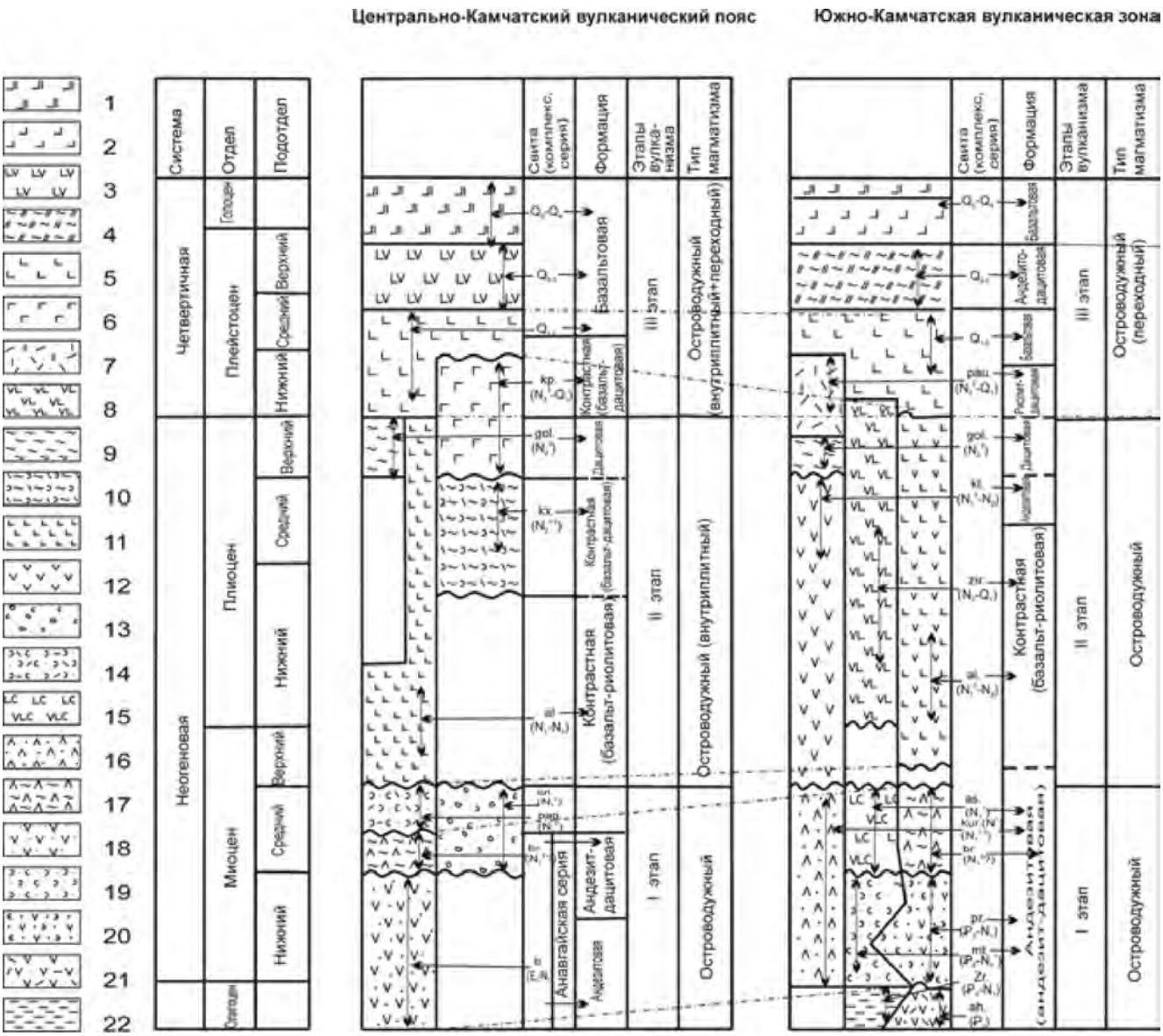


Рис. 5.38. Сводные стратиграфические колонки неоген-четвертичных вулканических формаций Камчатской островной дуги (составлены по материалам: Шанцер, Краевая, 1980; Шеймович, Патока, 1989; Ермаков, 1987; и др.).

1 – базальты, связанные с вулканизмом ареального типа (Q_3–Q_4); 2 – базальты, андезибазальты, андезиты дифференцированных стратовулканов – (Q_3–Q_4); 3 – базальты, андезибазальты, реже туфы (Q_{2-3}); 4 – дациты, андезидациты, дациты, игнимбриты (Q_{2-3}); 5 – базальты, связанные с ареальным вулканизмом и щитовыми вулканами (Q_{1-2}); 6 – отложения крерукского комплекса (N_2^3–Q_1): базальты, игнимбриты дацитового состава; 7 – отложения паужетской свиты (N_2^3–Q_1): пепловые туфы риолит-дацитового состава, туфобрекчии; 8 – отложения жировского комплекса (N_2–Q_1): базальты, дациты, андезиты, туфы липарит-дацитового состава; 9 – отложения голыгинской свиты (N_2^3): игнимбриты и туфы дацитового состава; 10 – отложения кахтунской свиты (N_2^{1-2}): базальты, игнимбриты и туфы дацитового состава; 11 – отложения алнейской серии (N_1^3–N_2): базальты, андезибазальты, андезидациты, дациты, горизонты игнимбритов; 12 – отложения ключевской свиты (N_1^3–N_2): андезиты, андезибазальты и их туфы; 13 – отложения ковавлинской свиты (N_1^2): песчаники, конгломераты; 14 – отложения погадайкинской свиты (N_1^2): туфогенные песчаники, алевролиты, конгломераты, туффиты, туфы кислого состава; 15 – отложения асачинской свиты (N_1^1): андезиты, андезибазальты и их туфы, туфопесчаники; 16 – отложения курильской серии (N_1): андезиты, реже базальты, их туфы, туфобрекчии; 17 – отложения березовской свиты (N_1^2?): туфы, игнимбриты липаритового и дацитового состава; 18 – отложения крапивинской свиты (E_3–N_1): андезиты, реже базальты, туфы, туфобрекчии, туфогенные песчаники, алевролиты; 19 – отложения мутновской толщи (E_3–N_1^1): туфоалевролиты, туфопесчаники, туффиты, прослои туфов дацитового состава; 20 – отложения паратунской свиты (E_3–N_1): андезиты и их туфы, туфы дацитового состава, туфопесчаники, лавобрекчии андезибазальтов; 21 – отложения ахомтенской толщи (E_3): андезиты, андезибазальты, их туфы, туфы дацитового состава, туффиты, туфопесчаники; 22 – отложения жировской толщи (E_3): туфоалевролиты, туфопесчаники, туффиты, туфы дацитового состава и прослои пемзокластических туфов.

Название свит (комплексов, серий): **кр.** – крерукская свита, **кх** – кахтунская свита, **al –** алнейская серия, **pag.** – погадайкинская свита, **кл.** – ковавлинская свита, **br.** – березовская свита, **kr.** – крапивинская свита, **pau** – паужетская свита, **kl.** – ключевская свита, **zir.** – жировской комплекс, **as.** – асачинская свита, **kur.** – курильская серия, **pr.** – паратункинская свита, **mt** – мутновская толща, **zr.** – жировская толща, **ah.** – ахомтенская толща, **gol.** – голыгинская свита.

В скобках указан тип магматизма, получивший локальный характер распространения в этот период

известково-щелочному умеренно калиевому типу (Петраченко, 1984).

Примером проявления миоцен-плиоценового вулканизма Южной Камчатки может служить детально изученная нами Вилючинская вулкано-тектоническая структура (ВТС) 1-го порядка, центр которой находится в бассейне р. Мутновская, а восточная часть оборвана кромкой Тихоокеанского побережья (рис. 5.39).

По представлениям Е.А. Лоншакова (1979), рассматриваемая ВТС включает в себя ряд структур более низкого ранга: Ахомтенскую тектоно-магматическую структуру (ТМС) 2-го порядка и Жировскую ВТС 2-го порядка, а также плейстоценовые и современные вулканы Вилючинский, Горелый и Мутновский. Последние являются элементарными вулканоструктурами 3-го порядка. Кроме того, по данным И.Д. Петренко (1999), здесь следует выделять еще одну вулкано-тектоническую структуру 2-го порядка – палеовулкан Родниковый (рис. 5.39).

Изверженные породы миоцен-плиоценового возраста в пределах Вилючинской ВТС на поверхности встречаются только в ее центральной и северной частях, где слагают реликты двух палеовулканов – Родниковый и Жировской.

Палеовулкан Родниковый расположен в северной части Вилючинской ВТС, в бассейнах рек Вилюча и Паратунка. Он представляет собой остатки глубоко эродированного вулканического аппарата центрального типа, имеющего полукольцевую структуру диаметром около 10 км. Фундаментом вулкана служат интенсивно дислоцированные вулканогенно-осадочные образования ахомтенской и жировской толщ олигоценового возраста (Петренко, 1999). Эти породы перекрыты эффузивно-пирокластической толщей, слагающей руины вулкана. Среди ее отложений преобладают лавобрекчии и туфы андезитового, базальтового и андезибазальтового состава. Они характеризуются относительно простым минеральным парагенезисом, представленным плагиоклазом и пироксеном. К настоящему времени толща сохранилась только на северо-западном фланге вулкана. Согласно материалам геологосъемочных работ эта толща выделена здесь в составе олигоцен-раннемиоценовой паратунской свиты. В эффузивах и туфах указанной толщи локализована Вилючинская рудоносная зона в виде серии жильных и прожилково-жильных рудных тел кварцевого и кварц-карбонатного состава с золото-серебро-полиметаллической минерализацией. В центральной части ВТС расположен интрузивный массив Вилючинский, где размещена Родниковая жильная зона с золото-серебряной минерализацией золото-аргентитового типа. По Ar-Ar методу ее возраст 0,6–0,5 млн лет (Иванов, 1997а) при возрасте рудовмещающего интрузива по K-Ar методу – 8,43–8,19 млн лет (Чащин и др., 2001). Сложен массив преимущественно диоритами и кварцевыми диоритами при подчиненной роли габбро, гранодиоритов и лейкогранитов. Среди габбро и диоритов выделяются пироксен-роговообманковые и биотит-пироксеновые разности.

Петрогеохимическая характеристика пород эффузивно-пирокластической толщи. По петрохимическим особенностям базальты и андезибазальты толщи принадлежат к умеренно калиевой известково-щелочной серии (рис. 5.40, А) и относятся к высокоглиноземистым разностям (al′ = 1,2–1,4) калиево-натриевого ряда (Na_2O/K_2O = 2,8–4,2) (табл. 5.21). На диаграммах SiO_2–FeO^*/MgO (рис. 5.40, Б) и AFM их фигуративные точки располагаются, как правило, в поле известково-щелочных пород или вдоль границы толеитовой и известково-щелочной серий.

Содержания когерентных элементов (Ni, Co, Cr, V) в базальтоидах эффузивно-пирокластической толщи меняются в узких пределах и практически не зависят от содержания магния. Так, концентрации Ni от 30 до 50 г/т, Cr – 60–90 г/т, Co – 19–32 г/т, V – 170–230 г/т. Концентрация литофильных (Rb, Ba, Sr) и высокозарядных (Th, Zr, U) элементов постепенно растет по мере повышения калиевости пород. В базальтах и андезибазальтах с ростом K_2O увеличивается также общий уровень концентрации РЗЭ с обогащением легкими лантаноидами по отношению к тяжелым (La/Yb = 3,3–5,7). Отсутствие в изученных породах Eu минимума (рис. 5.41) свидетельствует о незначительной роли процессов фракционирования его главного минерала-концентратора плагиоклаза при их образовании либо об относительно низком уровне восстановленности расплавов.

Петрогеохимическая характеристика интрузивных образований. По содержанию калия (рис. 5.40, А) габбро, диориты и кварцевые диориты отвечают умеренно калиевой, а гранодиориты и лейкограниты – высококалиевой известково-щелочной серии. Отсутствие тренда обогащенности железом в ряду основные–средние–кислые породы на диаграммах SiO_2–FeO^*/MgO (рис. 5.40, Б) и AFM также указывает на принадлежность пород массива к известково-щелочной серии. По другим петрохимическим характеристикам габбро принадлежат высокоглиноземистым (al′ = 1–1,5) разностям натриевого ряда (Na_2O/K_2O = 5–7), а диориты – высокоглиноземистым (al′ = 1–1,5) породам калиево-натриевого ряда (Na_2O/K_2O = 2–4). Более кислые образования – гранодиориты и лейкограниты – относятся к весьма высокоглиноземистым (al′ = 2–3) гранитоидам калиево-натриевого ряда (Na_2O/K_2O = 0,5–0,9). С ростом количества SiO_2 снижаются концентрации MgO, CaO, Al_2O_3 и возрастает содержание калия.

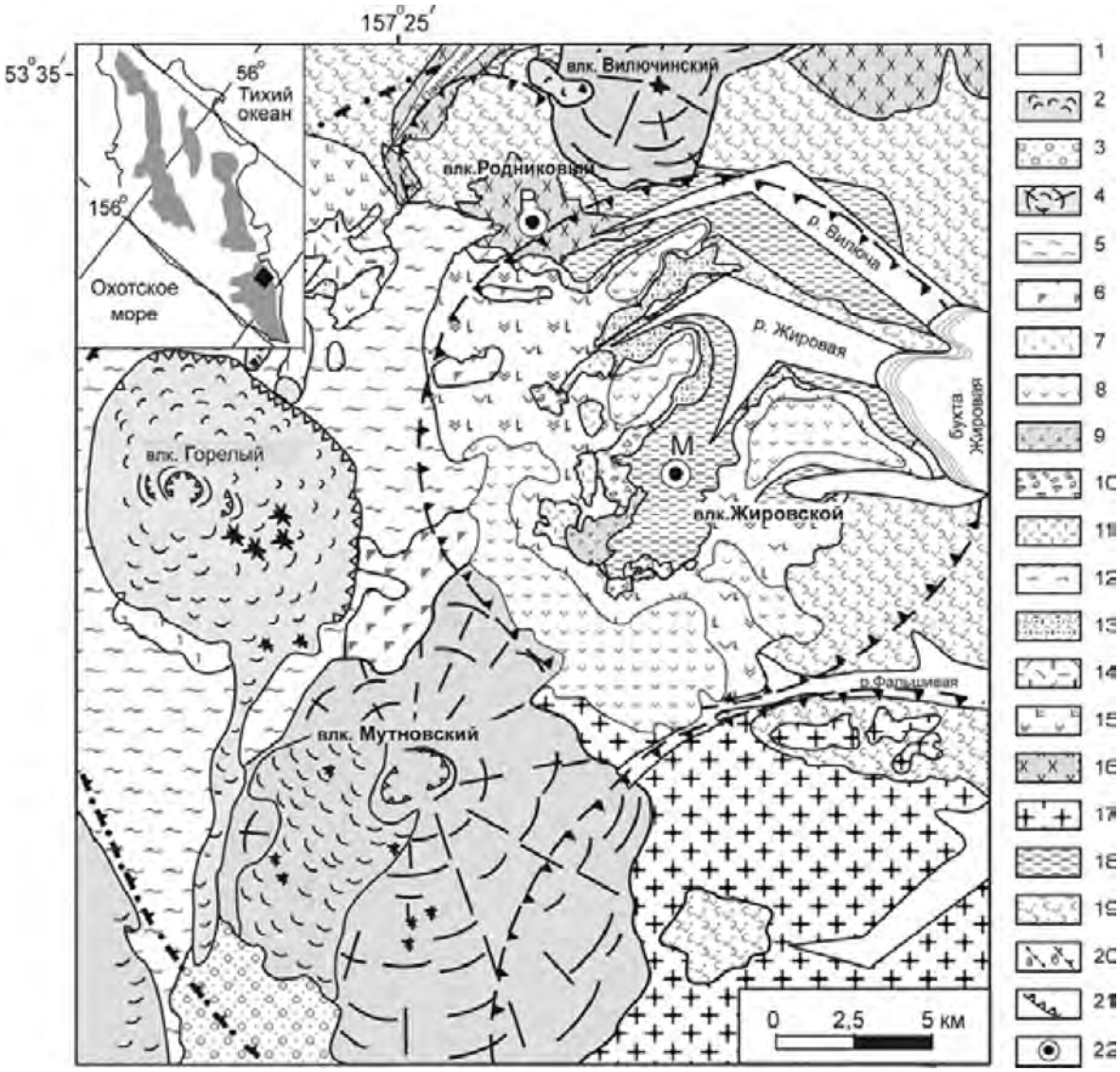


Рис. 5.39. Схема геологического строения Вилючинской вулкано-тектонической структуры (составлена по: Лоншаков, 1979; Вакин и др., 1986; Петренко, 1999; с изменениями и дополнениями авторов).

1 – аллювиально-пролювиальные отложения (Q_4); 2 – шлаковые и лавовые конусы и потоки базальтов (Q_4); 3 – ледниковые, водно-ледниковые отложения (Q_3); 4 – лавы преимущественно базальтового и андезибазальтового состава современных стратовулканов (Q_3-Q_4); 5 – андезидацитовые и дацитовые игнимбриты вулкана Горелый (Q_3); 6 – базальт-липаритовые лаво-пирокластические образования вулканического хребта Двугорбая–Скалистая–Каменная (Q_{2-3}); 7 – экструзии андезитов, андезидацитов, дацитов докальдерного комплекса вулкана Горелый (Q_2); 8 – потоки базальтов, андезибазальтов, андезитов (Q_1); 9–12 – лаво-пирокластический комплекс вулкана Жировской (N_2-Q_1): 9 – интрузия габбро, габбро-диоритов и диоритов (Q_1), 10 – эксплозивные брекчии жерловой фации, 11 – субвулканические тела андезитового и дацитового состава, 12 – эффузивно-пирокластические образования среднеосновного состава; 13 – толща туфов и туффитов дацитового и риолитового состава; 14 – отдельные экструзии риолитов и дацитов (N_2); 15 – лаво-пирокластические образования базальт-липаритового состава алнейской серии (N_{1-2}); 16 – интрузивы диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и габбро (N_1^3); 17 – ахомтенский гранитоидный комплекс (N_1^{1-2}): интрузивы гранитов, диоритов и субвулканические тела андезитов, дацитов; 18, 19 – вулканогенно-осадочные и вулканогенные палеоген-неогеновые образования (E_3-N_1): 18 – преимущественно туфогенные осадки, 19 – преимущественно вулканиты; 20 – контуры структур: 1-го порядка – внешняя граница Вилючинской ВТС (а) и 2-го порядка – Родниковой полукольцевой, Жировской купольно-кольцевой и Ахомтенской купольной (б); 21 – вулкано-тектонические уступы и кромки кратеров и кальдер; 22 – рудные поля: Родниковое (Р) и Мутновское (М).

Врезка: положение Вилючинской ВТС (залитый знак ромба) и вулканических поясов на территории Камчатки

Содержания когерентных элементов (Ni, Co, Cr и Sr) в породах массива постепенно уменьшаются по мере увеличения кремнекислотности. Содержания Rb колеблются: 8–10 г/т – в габбро, 40–50 г/т – в диоритах и 87–100 г/т – в гранодиоритах, достигая 120 г/т в лейкогранитах. Подобным образом ведут себя Ba и Zr. Так, содержание Ba в габбро 130–150 г/т, в диоритах – 470–560 г/т, в гранодиоритах –

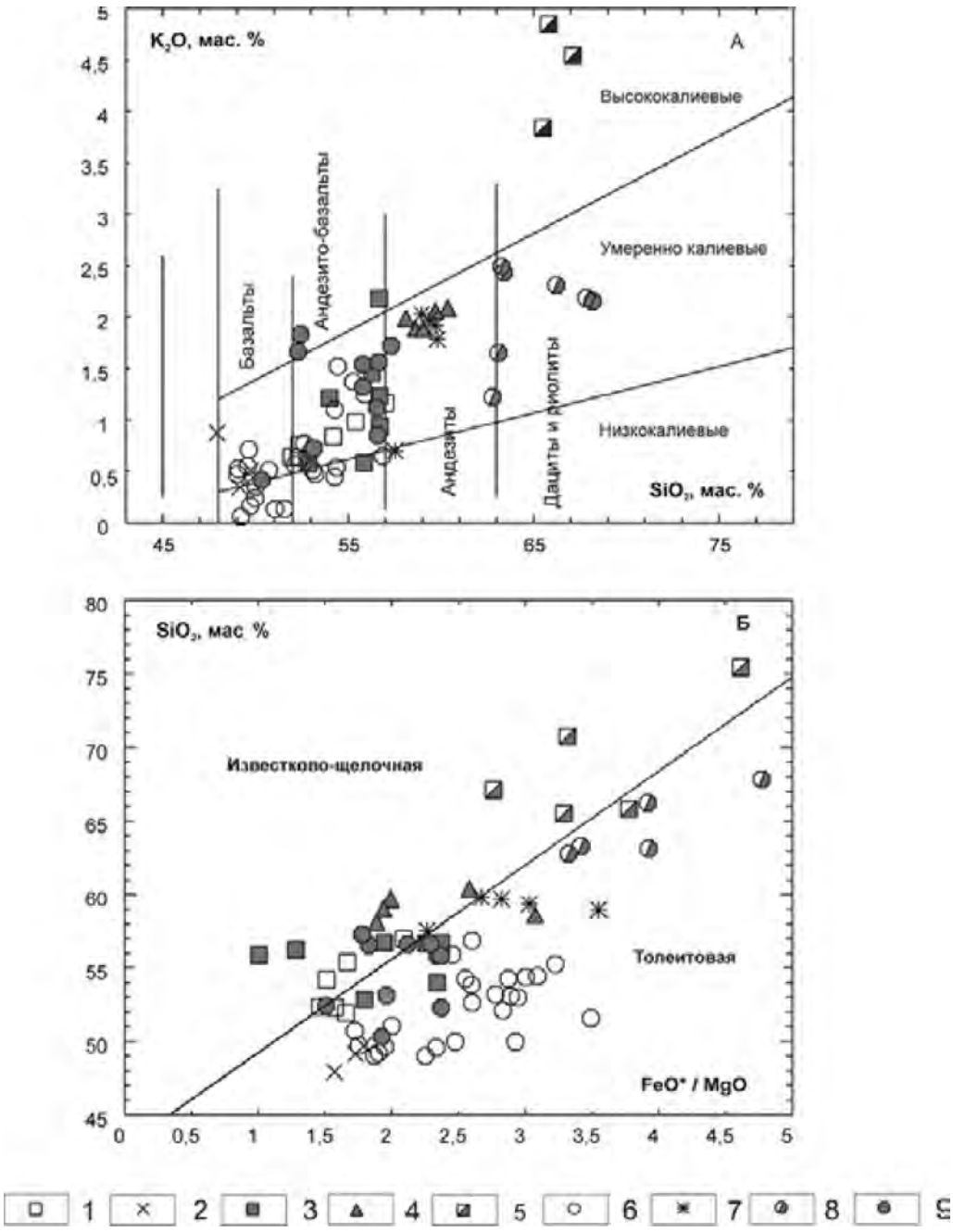


Рис. 5.40. Систематика пород палеовулканов Родниковый и Жировской в координатах K_2O – SiO_2 (А) и SiO_2 – FeO^*/MgO (Б).

1–5 – палеовулкан Родниковый: 1 – базальты и андезибазальты, 2 – габбро, 3 – габбро-диориты, диориты, 4 – кварцевые диориты, 5 – гранодиориты; 6–9 – палевулкан Жировской: 6 – базальты и андезибазальты, 7 – андезиты, 8 – дациты, 9 – габбро, габбро-диориты

720–860 г/т, а в лейкогранитах – 610–710 г/т. Концентрации Zr в габбро составляют 20–25 г/т, оставаясь примерно такими же в диоритах (около 22 г/т) и увеличиваясь до 70–177 г/т в лейкогранитах. Содержание Ni, Co, Cr и Sr в габбро-диоритах близко к таковому в андезибазальтах эффузивно-пирокластической толщи, но в отличие от них диориты обеднены Zr. Наблюдается возрастание величин ΣTR+Y от габбро (36 г/т) к диоритам, кварцевым диоритам (101–120 г/т), гранодиоритам (147–152 г/т) и лейкогранитам (172 г/т). Почти для всех исследованных пород массива характерна общая тенденция к обогащению легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми. Исключение составляют габбро, которым свойственно низкое La/Yb (2,52) и наличие Eu максимума (рис. 5.41), что может свидетельствовать о присутствии в составе габбро кумулятивного плагиоклаза. Графики распределения РЗЭ в габбро-диоритах и

Таблица 5.21

Химический (в мас. %) и микроэлементный (в г/т) состав пород Вилючинской вулкано-тектонической структуры

Параметры	Номер образца												
	Ча-248	Ча-344	Ча-937	ЮМ-1826	865/7	ЮГ-6	Ча-952	Ча-680	Ча-704	Ча-668а	Ча-1101	Ча-723	Ча-652
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Вулкан Родниковый							Вулкан Жировской					
SiO_2	53,48	51,17	48,28	56,97	58,66	64,27	74,53	52,0	53,24	58,02	66,73	48,30	55,58
TiO_2	0,81	0,90	0,52	0,90	0,82	0,50	0,25	0,85	0,86	0,56	0,62	0,91	1,01
Al_2O_3	17,69	18,42	19,56	17,52	17,61	15,24	12,18	18,69	19,86	19,25	15,27	19,89	16,81
Fe_2O_3	2,74	4,95	3,88	3,29	2,84	3,27	1,57	5,12	4,94	1,40	3,29	5,48	2,27
FeO	5,26	4,25	6,54	3,51	3,30	2,62	0,94	5,15	3,14	4,23	1,24	3,55	5,48
MnO	0,21	0,17	0,21	0,16	0,11	0,13	0,02	0,19	0,13	0,18	0,08	0,98	0,29
MgO	4,63	5,52	5,80	3,38	2,94	1,69	0,51	3,31	2,64	1,88	0,88	4,40	4,23
CaO	8,00	9,48	10,80	6,93	6,52	3,56	1,64	9,03	9,27	6,17	3,42	9,69	6,83
Na_2O	2,77	2,61	2,44	3,29	3,54	3,26	2,33	3,24	3,24	3,78	4,85	2,70	2,78
K_2O	0,95	0,62	0,34	1,63	2,02	3,27	4,98	0,69	1,08	1,24	2,15	0,40	1,67
P_2O_5	0,28	0,20	0,23	0,31	0,20	0,14	0,0	0,33	0,18	0,28	0,18	0,22	0,26
H_2O	0,48	0,20	0,89	0,15	0,60	0,21	0,07	0,60	0,17	0,09	0,23	0,20	0,11
п.п.п	2,33	1,58	0,10	1,46	0,77	0,84	0,65	1,06	1,10	2,42	1,01	2,85	2,80
Сумма	99,63	100,11	100,0	99,50	99,93	99,50	99,67	100,2	99,85	99,50	99,95	99,57	100,12
Rb	16,32	9,12	8,69	39,50	47,78	100,31	119,02	5,84	13,88	12,74	22,57	3	32,72
Ba	623,5	418,81	136,7	557,3	565,12	856,76	708,31	190,9	404,3	431,65	729,39	157,14	424,79
Sr	561,9	419,83	514,7	449,2	399,14	298,54	176,63	494,7	487,9	382,41	348,43	425,84	342,56
Nb	2,31	2,48	1,85	2,80	3,68	4,2	2,76	0,79	2,07	2,25	3,84	1,28	2,83
Hf	3,37	2,25	0,76	0,77	0,38	0,33	5,72	1,17	2,86	3,0	5,28	0,88	0,91
Zr	120,4	79,21	20,99	22,95	13,13	11,41	122,06	41,73	95,14	104,84	180,61	29,43	29,39
Y	25,79	26,64	12,55	23,20	20,04	27,83	33,44	13,93	28,54	26,92	41,39	16,82	23,99
U	1,40	0,41	0,21	0,81	0,81	2,09	6,853	0,14	0,47	0,59	0,76	0,10	0,51
La	12,97	7,70	3,44	13,27	12,71	21,22	21,92	3,69	8,61	9,09	9,25	3,38	10,17
Ce	29,73	19,86	8,22	29,91	29,15	46,11	60,45	9,41	21,72	22,81	25,32	8,95	24,50
Pr	4,10	3,06	1,28	4,21	3,94	6,09	6,01	1,46	3,23	3,35	3,64	1,47	3,58
Nd	17,48	14,39	6,06	18,96	17,04	24,93	26,14	7,92	16,23	15,22	19,05	8	17,12
Sm	4,38	3,94	1,67	4,46	3,85	5,71	5,13	2,18	4,36	3,58	4,72	2,42	4,50
Eu	1,23	1,31	0,93	1,15	1,03	1,02	0,42	0,86	1,22	1,14	1,56	0,84	1,21
Gd	3,64	3,72	1,86	4,30	3,76	5,19	4,93	2,58	3,74	3,88	5,60	2,89	4,74
Tb	0,64	0,69	0,33	0,68	0,58	0,91	0,74	0,43	0,69	0,62	0,85	0,50	0,81
Dy	4,02	4,34	2,19	4,16	3,45	4,94	5,21	2,54	4,54	4,19	6,95	2,80	4,50
Ho	0,85	0,86	0,45	0,82	0,75	1,08	0,70	0,51	0,95	0,87	0,93	0,66	0,98
Er	2,53	2,55	1,36	2,33	2,04	3,15	2,89	1,50	2,90	2,76	3,44	1,78	2,84
Yb	2,27	2,32	1,36	2,29	2,11	3	3,46	1,50	2,73	2,68	4,21	1,88	2,78
Lu	0,38	0,36	0,20	0,33	0,34	0,45	0,60	0,25	0,42	0,41	0,65	0,27	0,39
Ta	0,42	0,43	0,90	0,26	0,33	0,46	0,50	0,09	0,44	0,57	0,26	0,10	0,31
Th	3,39	0,99	0,62	3,02	2,68	8,10	13,65	0,29	1,16	1,45	2,15	0,41	1,48
Pb	20,18	5,16	4,68	9,38	10,82	11,53	10,35	4,03	8,12	8,78	15,14	5,10	8,57
Cs	0,69	0,72	1,81	0,83	2,45	1,44	1,52	0,38	0,93	1,52	0,82	0,83	2,08
Sc	31,42	43,24	44,66	24,46	18,07	10,55	3,53	24,57	28,67	13,40	16,08	32,69	25,65

Примечание. 1–7 – вулкан Родниковый: 1, 2 – базальты, андезибазальты, 3 – габбро, 4 – диориты, 5 – кварцевые диориты, 6 – гранодиориты, 7 – лейкограниты; 8–13 – вулкан Жировской: 8, 9 – базальты, андезибазальты, 10 – андезиты, 11 – дациты, 12 – габбро, 13 – диориты.

Аналитические исследования концентраций микроэлементов методом ICP-MS проводились в аналитическом центре Института земной коры СО РАН, Иркутск.

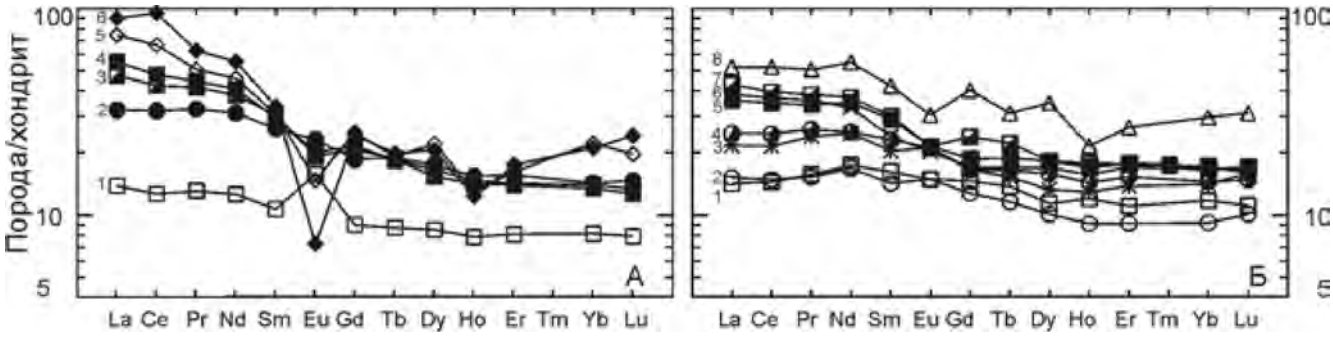


Рис. 5.41. Нормированное по хондриту (Evensen et al., 1978) распределение редкоземельных элементов в неогеновых породах Вилючинской ВТС.

А – палеовулкан Родниковый: 1 – габбро, 2 – базальт, 3 – габбро-диорит, 4 – диорит, 5 – гранодиорит, 6 – лейкогранит; Б – палеовулкан Жировской: 1 – габбро, 2, 4 – низкокалиевый базальт, 3 – низкокалиевый андезибазальт, 5 – умеренно калиевый базальт, 6 – андезит, 7 – диорит, 8 – андезидацит

кварцевых диоритах характеризуются слабым Eu минимумом, в то время как в гранодиоритах и лейкогранитах дайковой фазы массива этот минимум выражен отчетливее (рис. 5.41), что указывает на значительную роль процессов фракционирования плагиоклаза при формировании массива. Кривые распределения нормированных к хондриту содержаний РЗЭ в габбро-диоритах и диоритах, с одной стороны, и в базальтоидах эффузивно-пирокластической толщи, с другой, почти совпадают, что может свидетельствовать об их комагматичности.

Изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах Вилючинского массива сильно разбросано: в диоритах и кварцевых диоритах – от 0,70346 до 0,70665, в гранодиоритах – 0,703980, а в лейкогранитах – 0,706711. Это связано с происхождением серии из двух источников: обедненного (с низким $^{87}Sr/^{86}Sr$) и обогащенного (с высоким $^{87}Sr/^{86}Sr$).

Геодинамические условия формирования. По геохимическим характеристикам изученные базальты и андезибазальты палеовулкана Родниковый соответствуют островодужным магматическим образованиям. Для них характерны высокие отношения Zr/Nb (32–52), Ba/La (48–55), Ba/Nb (170–270) и низкие – Ce/Yb (8,5–13,1), а также резко выраженные Th и Nb минимумы и Ba и Sr максимумы на

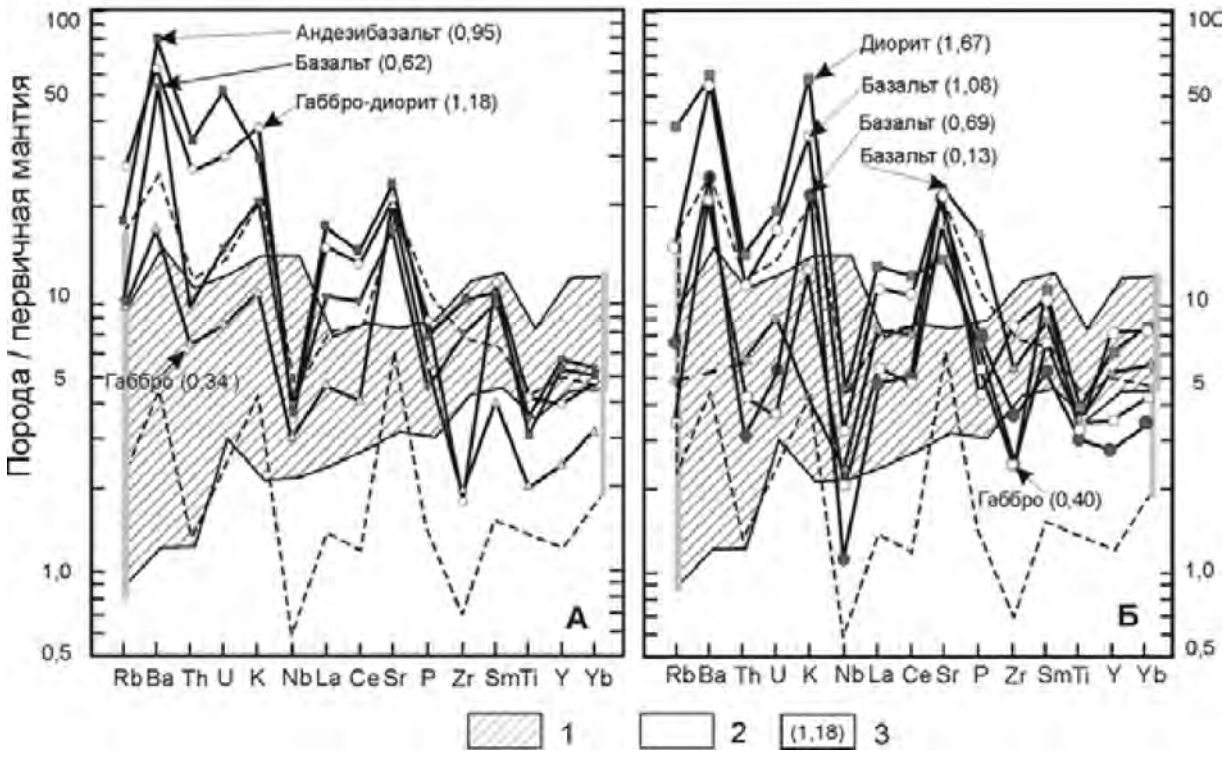


Рис. 5.42. Нормированное по первичной мантии (Wood, 1979) распределение редких элементов в основных и средних породах палеовулканов Родниковый (А) и Жировской (Б).

1, 2 – поля толеитов: 1 – океанических, 2 – островодужных (Holm,1985); 3 – содержание калия в породах, мас.%

спайдердиаграммах, нормализованных по отношению к составу примитивной мантии (рис. 5.42). Принадлежность базальтоидов вулкана к надсубдукционному типу наиболее отчетливо видна на диаграммах Th/Yb–Ta/Yb (рис. 5.43) и Th–Hf/3–Nb/16 (рис. 5.44).

По содержанию и отношениям редких элементов Ba/Nb (74–209), La/Nb (1,16–5,15), Ba/La (40–42) габбро, габбро-диориты и диориты Вилючинского массива относятся к типичным магматическим комплексам островных дуг. Об этом свидетельствует существование на спайдердиаграммах максимумов Ba и Sr и минимумов Nb и Th (рис. 5.42). По степени обогащения редкими элементами (Rb, Ba, Th, U, Nb, La, Ce, Zr, Sm, Y, Yb) габбро сопоставимы с толеитами островных дуг. Этот вывод подтверждается также низкими значениями Ni/Co (0,53–1,1), Ti/V (12–28) (рис. 5.45) и высокими – Sr/Ba (3,68–3,76). По геохимическим характеристикам гранодиориты и лейкограниты массива также принадлежат островодужным магматическим образованиям.

Палеовулкан Жировской расположен в бассейне рек Жировая и Фальшивая, в 10 км восточнее вулкана Родниковый. Он представлен глубоко расчлененным горным массивом с эрозионно-тектонической кальдерой в центре. Фундаментом вулкана служат значительно дислоцированные вулканогенно-осадочные отложения олигоценовых жировской и мутновской толщ и среднемиоценовой асачинской свиты. На поверхности размыва этих отложений с резким угловым несогласием залегает лаво-пирокластическая толща. В геологической литературе она более известна как алнейская серия верхнемиоцен-плиоценового возраста (Апрелков, Шеймович, 1964; и др.). В строении толщи принимают участие три подкомплекса, отвечающие разным этапам становления палеовулкана (Петренко, 1999). Так, начальному этапу соответствуют агломератовые туфы среднеосновного состава, среди которых встречаются редкие потоки базальтов и андезибазальтов (нижний подкомплекс). Второй этап развития Жировского вулкана связан с накоплением пачки переслаивающихся туфов риолитового состава и псефитовых туфов дацитов (средний подкомплекс). На третьем этапе образуется лаво-пирокластическая толща, которая слагает большую часть эродированного палеовулкана

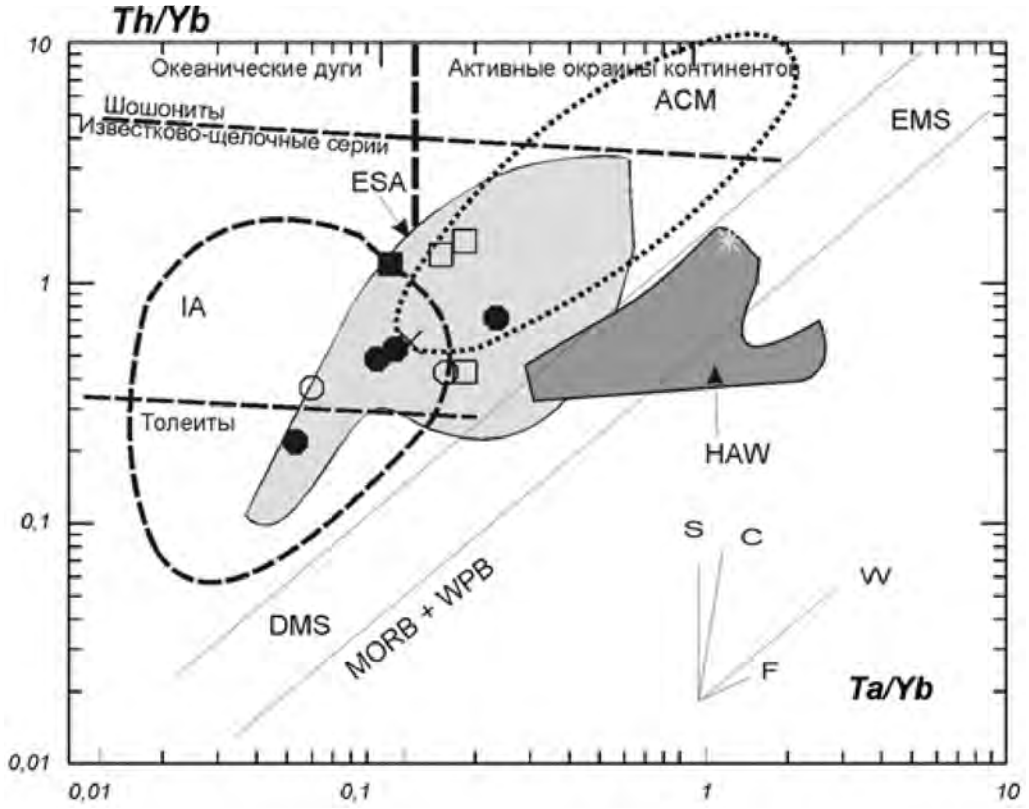


Рис. 5.43. Диаграмма Th/Yb–Ta/Yb (Pearce, 1983) для пород палеовулканов Родниковый и Жировской.

Полями на диаграмме показаны составы базальтов островных дуг (IA), активных континентальных окраин (ACM) (по: Wilson, 1991), Гавайских островов (HAW), высокоглиноземистых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня (ESA) (по: Мартынов, 1999). DMS – деплетированная мантия; EMS – обогащенная мантия; MORB+WPB – тренд базальтов несубдукционных обстановок. Справа показаны тренды изменения состава пород за счет: субдукционных компонентов (S), контаминации (C), компонентов внутриплитных плюмов (W), фракционирования (F). Условные обозначения см. на рис. 5.40

(верхний подкомплекс). Среди вулканитов толщи преобладают маломощные потоки базальтов, андезибазальтов и реже андезитов, чередующихся с горизонтами туфобрекчий и туфоконгломератов. В верхней части разреза встречаются единичные потоки андезидацитов и дацитов. Согласно палеомагнитным данным лаво-пирокластическая толща Жировского вулкана накопилась от 2,46 до 0,7 млн лет назад (Петренко, 1999).

Толща прорвана субвулканическими телами и многочисленными дайками (от базальтов до риолитов), широко распространенными в центральной части вулкана.

По соотношению минералов-вкрапленников базальты, андезибазальты, андезиты и андезидациты лаво-пирокластической толщи подразделяются на клинопироксен-плагиоклазовые и двупироксен-плагиоклазовые разности. Акцессорный минерал – титаномагнетит.

Доминирующий минерал-вкрапленник во всех типах пород – плагиоклаз. В базальтах и андезибазальтах это анортит (93–90 % An) или битовнит (88–85 % An). Некоторые из них обнаруживают прямую зональность. Ядра зональных кристаллов сложены битовнитом (88–87 % An), а краевые зоны лабрадором (64 % An). Лейсты основной массы представлены как битовнитом (87–75 % An), так и лабрадором (63–60 % An). Вкрапленники из андезитов и андезидацитов, как правило, более кислые (84–60 % An).

Фенокристы клинопироксена состоят из авгита ($Wo_{39–43}$, $Fs_{18–14}$), иногда диопсида или салита ($Wo_{46–48}$, $Fs_{7–13}$). Отдельные вкрапленники авгита обладают прямой или обратной зональностью. В первом случае центральная часть обогащена Ca, а краевая – Mn и Fe, тогда как во втором наблюдается падение концентрации Mn, Fe, Ti и увеличение содержания кальция от центра к краю зерна.

Низкокальциевые пироксены в породах представлены бронзитом ($Wo_{3–4}$, $Fs_{25–26}$), реже гиперстеном ($Wo_{3–4}$, $Fs_{31–33}$).

Лаво-пирокластическая толща перекрыта раннеплейстоценовыми базальтами, андезибазальтами и андезитами, слагающими водораздельную часть кальдеры. Центры их излияния приурочены к местам пересечения радиальных трещин и кольцевой ослабленной зоны Жировского палеовулкана (Лоншаков, 1979).

Завершается развитие вулкана образованием Жировского интрузивного массива сложного строения, который занимает почти всю центральную часть постройки. Он сложен диоритами, габбро-диоритами, габбро-норитами и габбро-долеритами. Минеральный состав габбро-диоритов и диоритов представлен плагиоклазом (андезином и лабрадором), гиперстеном, авгитом, калишпатом, кварцем и иногда биотитом. Радиологический возраст габбро-диоритового массива 0,5±0,4 млн лет (ранний плейстоцен–эоплейстоцен) (Шеймович, Карпенко, 1996).

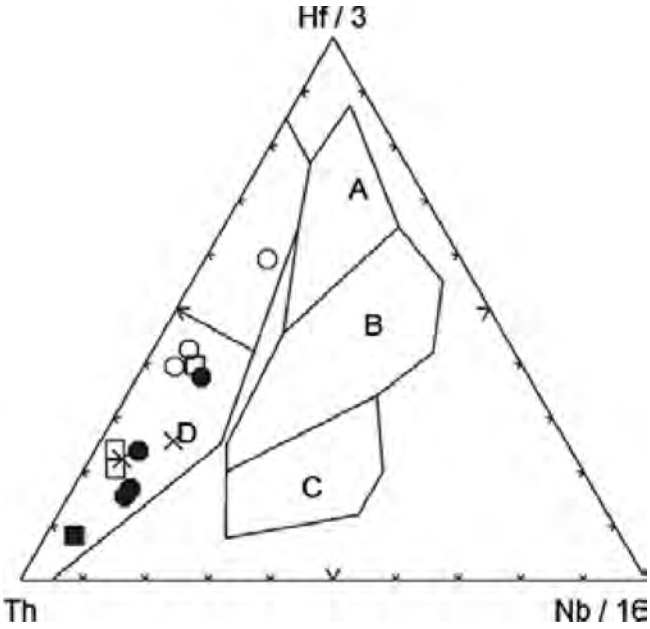


Рис. 5.44. Дискриминантная диаграмма Th–Hf/3–Nb/16 (Wood, 1980) для пород основного состава палеовулканов Родниковый и Жировской.

Поля базальтов: A – N-тип MORB; B – E-тип MORB и внутриплитные толеиты; C – внутриплитные щелочные базальты; D – базальты вулканических дуг. Условные обозначения см. на рис. 5.40

В интрузивном массиве и частично в вулканогенно-осадочных породах фундамента локализованы многочисленные кварцевые и кварц-карбонатные жилы и зоны прожилкования с золото-серебряной и серебро-полиметаллической минерализацией.

Петрогеохимическая характеристика пород эффузивно-пирокластической толщи. Данные по петрохимии пород лаво-пирокластической толщи Жировского палеовулкана позволяют сделать вывод о принадлежности их известково-щелочной серии. Это выражается прежде всего в отсутствии четкого тренда накопления железа и увеличении общей щелочности, особенно содержания калия, по мере роста кремнекислотности пород (рис. 5.40, A). По другим петрогеохимическим критериям базальты и андезибазальты принадлежат к высокоглиноземистым разностям ($al' = 1,4–2,1$) натриевого ($Na_2O/K_2O = 4–23$) или калиево-натриевого ($Na_2O/K_2O = 2,4–3,93$) рядов. Андезидациты и дациты приближаются к весьма высокоглиноземистым разностям ($al' = 1,4–2,3$) калиево-натриевого ряда ($Na_2O/K_2O = 1,7–2,4$). По содержанию щелочей, прежде всего калия, вулканиты лаво-пирокластической толщи подразделяются на два подтипа: низкокалиевый ($K_2O = 0,13–0,7$ мас.%) и умеренно калиевый ($K_2O = 0,7–1,8$ мас.%).

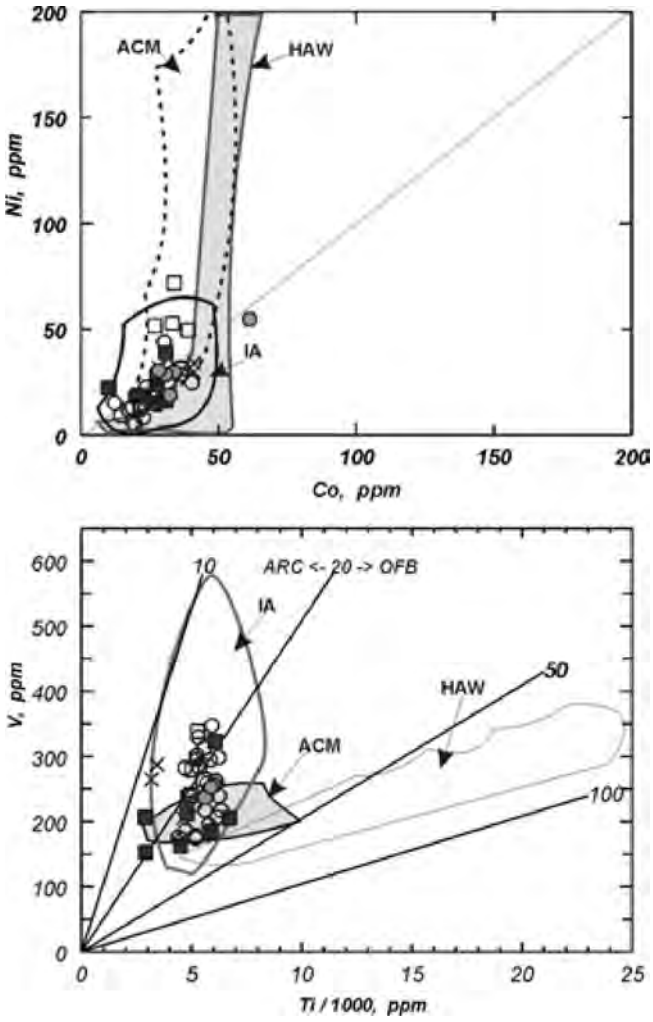


Рис. 5.45. Классификационные диаграммы Ni–Co (Мартынов, 1983) и Ti–V (Shervais, 1982) для пород палеовулканов Родниковый и Жировской.

Полями на диаграмме показаны составы: базальтов Гавайских островов (HAW), базальтов активных континентальных окраин (ACM) и островных дуг (IA) (по: Мартынов, 1995). Условные обозначения см. на рис. 5.40

Первый подтип представлен базальтами и андезибазальтами, которые составляют наибольшую долю продуктов вулкана. Петрохимической особенностью низкокалиевых разностей является их «толеитовая специфика», которая проявлена в низком уровне общей щелочности, высоком содержании CaO (8,8–11,8 мас.%) и Al_2O_3 (18–22 мас.%). Кроме того, по концентрации некоторых редких элементов (Rb, Th, U, Nb, Ce, Zr, Sm, Ti, Y), а также высоким отношениям Hf/Th (3–4), K/Rb (400–900), Sr/Ba (2,06–2,6) и низким Ni/Co (0,36–1,03) они сопоставимы с островодужными толеитами.

Второй подтип представлен базальтами, андезибазальтами, андезитами и дацитами, которые слагают наиболее молодые потоки и субвулканические тела в приводораздельной части кальдеры. По составу они близки к известково-щелочной серии. Так, наряду с возрастанием содержания щелочей в базальтах увеличивается концентрация Ba, Rb, La, Ce, Nb, Zr, Th и U. Соответственно, уменьшаются отношения Hf/Th (2,5–2), K/Rb (650–400), Sr/Ba (1,15–0,89), а также Ti/Zr (32–43), в то время как в толеитовых сериях эти отношения обычно выше. Однако следует иметь в виду, что граница между этими двумя подтипами весьма условная, так как они связаны между собой переходными разностями.

С ростом кремнекислотности в породах лавопирокластической толщи закономерно падают концентрации MgO, CaO, Al_2O_3 и слабо увеличиваются – Na_2O и K_2O. По мере снижения основности концентрации Ni, Co, Cr и Sr убывают, а Rb, Ba – возрастают, причем Ni, Co, Cr имеют слабую положительную корреляцию с магнием. Что касается V, то его содержание изменяется в довольно широких пределах (от 150 до 350 г/т) и почти не зависит от степени кремнекислотности и магнезиальности пород. Следует добавить, что для наиболее кислых вулканитов толщи характерна «рафинированность» по Ni и Cr. Редкоземельные элементы в исследованных породах (рис. 5.41) положительно коррелируют с SiO_2 и K_2O. Базальты и андезибазальты с низким содержанием калия (K_2O = 0,68 мас.%) имеют низкие величины ΣTR+Y (49–69 г/т) и слабо обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых (La/Yb = 2,26–2,46). Однако среди них встречаются потоки базальтов, которые, несмотря на довольно низкое содержание калия (K_2O = 0,13 мас.%), весьма обогащены легкими и тяжелыми лантаноидами (ΣTR+Y = 79 г/т). Базальты и андезиты с высоким содержанием калия (K_2O = 1,08–1,3 мас.%) более обогащены редкоземельными элементами (ΣTR+Y в базальтах – 100 г/т, в андезитах – около 98 г/т). Им свойственны сильное фракционирование этих элементов (La/Yb = 3,15–3,39) и крутой наклон линий нормирования к хондриту. Наиболее кремнекислые члены толщи – андезидациты и дациты – имеют самый высокий уровень содержания редкоземельных элементов (ΣTR+Y = 128–167 г/т). Геохимической особенностью этих образований является более медленное обогащение La по отношению к Yb, что фиксируется довольно низким отношением La/Yb (2,19–2,59). Отрицательная Eu аномалия в вулканитах толщи встречается в единичных образцах андезидацитов.

Петрогеохимическая характеристика интрузивных образований. Габброиды массива принадлежат нормальной известково-щелочной серии высокоглиноземистого типа (al′ = 1,3–1,7) калиево-натриевого ряда (Na_2O/K_2O=1,4–3,9). На диаграмме AFM интрузивные породы располагаются в поле известково-щелочных пород, хотя по величине Fe^*O/MgO (1,5–2,4) они попадают в толеитовую серию (рис. 5.40, Б).

С ростом SiO_2 и K_2O в породах Жировского массива накапливаются Rb, Ba, Nb, U, Ta, Th, Cs и РЗЭ и снижаются концентрации Sr, Sc. При этом у габбро самые низкие величины ΣTR+Y (53 г/т) и субгоризонтальный спектр распределения РЗЭ с незначительным дефицитом легких лантаноидов (La, Ce, Pr), что подчеркивается низким значением La/Yb (1,79). У диоритов более высокие величины ΣTR+Y (95–133 г/т) и совершенно иное поведение РЗЭ, фиксируемое значительным наклоном кривых распределения РЗЭ, благодаря легким лантаноидом (La/Yb = = 3,39–3,77). Близкие концентрации РЗЭ и одинаковая форма графиков распределения лантаноидов интрузивных пород и эффузивов палеовулкана Жировской отражают их генетическое родство. Об этом же говорят близкие величины отношений некогерентных элементов (Ce/La, Nb/La, Th/La, Yb/La, Eu/La).

По химическому составу габброиды и диориты Жировского массива очень сходны с однотипными породами Вилючинского массива, отличаясь от них только более высокими концентрациями MnO. Вместе с тем однотипные породы заметно различаются между собой по распределению микроэлементов. В частности, в габброидах Жировского массива повышены концентрации РЗЭ, вследствие чего их кривые занимают более высокий уровень, чем габброиды Вилючинского массива. Кроме того, у них нет Eu максимума. В диоритах Жировского массива, в отличие от Вилючинского массива, более высокие содержания V, Ho, Er, Yb, Lu и более низкие – La, Ce, Pr, Nd, Th и U. Важно также, что основные породы рассматриваемых массивов различаются по соотношениям некогерентных элементов (Nb/La, Yb/La, Eu/La, Lu/La). Это позволяет предполагать их происхождение из различных магматических источников.

Геодинамические условия формирования. Базальтоиды Жировского палеовулкана относятся к типичным островодужным. Об этом свидетельствуют высокие значения Ba/La (47–52), La/Ta (20–47), Ba/Nb (195–242) и низкие – Ni/Co (0,25–1,2), Ti/V(16–26) и Ce/Yb (6–8), а также высокие «пики» Sr и Ba и глубокие «троги» Nb и Th на спайдердиаграммах (рис. 5.42).

По содержанию и отношениям редких элементов (La/Nb = 3,6–2,6; Ba/La = 46–33; La/Ta = 35–33), а также по их положению на диаграммах Th/Yb – Ta/Yb (рис. 5.43) и Th – Hf/3 – Nb/16 (рис. 5.44 и др.) породы Жировского массива относятся к магматическим образованиям островных дуг. Подтверждением этому также является наличие на спайдердиаграммах ярко выраженной отрицательной аномалии Nb и Th и положительной аномалии Sr и Ba, столь характерных для островодужных лав (рис. 5.42).

Таким образом, петрогеохимические данные свидетельствуют, что магматические образования вулкана Родниковый соответствуют умеренно калиевой известково-щелочной серии, тогда как породы вулкана Жировского – низко- и умеренно калиевой известково-щелочной, а тип геодинамической обстановки, в которой они возникли, был типично островодужным. Принимая во внимание, что основные породы вулканов Родниковый и Жировской, вне зависимости от их фациальной принадлежности, имеют разные отношения некогерентных элементов, можно предположить, что это продукты самостоятельных магматических источников, причем вариации изотопных характеристик в интрузивных образованиях вулкана Родниковый свидетельствуют об участии в их происхождении двух компонентов с разными изотопными составами стронция.

ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС (ПЛЕЙСТОЦЕН–ГОЛОЦЕН)

Полуостров Камчатка, совместно с цепью Курильских островов, обычно рассматривают как единую островодужную систему, но тектоническая позиция полуострова более сложная. На юге его структуры продолжают систему Курильской островной дуги; на севере – переходят в Корякский орогенный пояс; с востока к ней причленяется Алеутская островная дуга. Все это отражено в сложном геологическом строении полуострова, где наряду с типичными островодужными тектоническими элементами (глубоководный желоб, внешняя невулканическая и внутренняя вулканическая дуги) принимает участие и ряд «нестандартных» структур (рис. 5.46) – вулканический пояс Срединного хребта, Центрально-Камчатская депрессия и Малко-Петропавловская зона поперечных разломов (Леглер, 1977; Пополитов, Волынец, 1981; и др.). Учитывая эти данные, а также континентальный тип земной коры, ряд исследователей (Volynets, 1992; Perepelov, Antipin, 1992; Волынец, 1993) предполагают определенное сходство геологической структуры Камчатки с активной континентальной окраиной.

Начало формирования островодужной системы приходится на поздний олигоцен–ранний миоцен, но все черты, присущие островной дуге в тектоническом понимании этого термина, включая глубоководный желоб и сопряженные с ним пояса наземного вулканизма, она приобрела только в конце миоцена–начале плиоцена после заложения северного отрезка Курило-Камчатского глубоководного желоба (Петрология и геохимия..., 1987). Основные геолого-геофизические параметры этой системы следующие: угол наклона субдуцирующей плиты 45–50°; угол схождения литосферных плит 85–90°; расстояние от

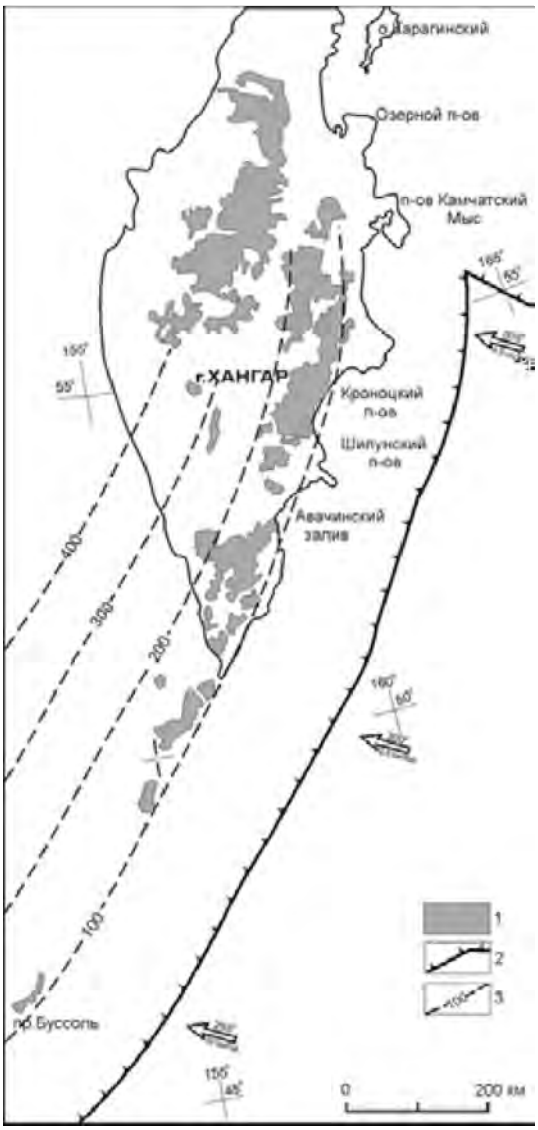


Рис. 5.46. Распределение позднекайнозойских вулканитов в Курило-Камчатской островодужной системе (по: Авдейко и др., 2002).

1 – поля распространения плиоцен-четвертичных вулканитов; 2 – осевая зона глубоководных желобов; 3 – изолинии глубины до сейсмофокальной зоны. Стрелками показаны направление и скорость движения Тихоокеанской плиты

глубоководного желоба до вулканического фронта, измеренное по направлению движения Тихоокеанской плиты, 180–210 км; мощность земной коры 36–46 км. При этом мощность «гранитного» геофизического слоя невелика и лишь под вулканическим поясом Центральной депрессии и Срединного хребта соответствует континентальной (Авдейко и др., 1987; Волынец, 1993; и др.).

На Камчатке локализовано несколько вулканических поясов или зон северо-восточного простирания: Срединная зона, совпадающая с большей частью Срединного хребта; Центральная, приуроченная к Центральному грабену, Восточная и Южно-Камчатская. По мнению ряда исследователей, Южно-Камчатская зона представляет собой северное окончание Курильского сегмента островной дуги (Шанцер, Шапиро, 1984). В этом разделе кратко рассмотрены особенности четвертичного вулканизма Восточно-Камчатского вулканического пояса.

Краткая геологическая характеристика. Ширина вулканической зоны Восточной Камчатки, расположенной между полуостровами восточного побережья (Шипунский и Кроноцкий) и Восточным хребтом, достигает 50–60 км. Для нее характерны значительные перепады мощности земной коры, которая по своему строению относится к континентальному типу. При этом мощность «гранитного» слоя не более 6 км, а «базальтового» – 12 км.

Восточно-Камчатская вулканическая зона – крупная наложенная структура, в основании которой установлены невулканические образования и базальты с внутриплитной геохимической спецификой (Волынец и др., 1990а; Волынец, 1993). Структура начала формироваться в раннечетвертичное время, а в современном виде она представляет собой плато с многочисленными стратовулканами. По особенностям строения, типу и характеру вулканизма в ней выделяется три участка. В Авачинско-Жупановском участке расположены гигантские стратовулканы, в строении которых принимают участие главным образом андезиты и андезибазальты, но иногда широко развиты основные (Корякский вулкан) или, наоборот, кислые породы (вулканы Аак и Арий). Для Карымско-Узонского участка характерны крупные вулкано-тектонические депрессии и кальдеры, с которыми связаны обширные поля игнимбритов и пемз андезидацитов. В Кроноцко-Гамчинском участке формируются существенно лавовые стратовулканы и щитовые вулканические постройки, сложенные главным образом базальтами и андезибазальтами.

Сходное строение имеет южная часть пояса, отделенная Малко-Петропавловской зоной поперечных нарушений. Здесь сосредоточены крупные стратовулканы и сложнопостроенные вулкано-тектонические депрессии, выполненные дифференцированными базальт-андезитовыми сериями.

Основные особенности строения вулканических сооружений Восточной Камчатки можно рассмотреть на примере хорошо изученного нами вулкана Мутновский. Мутновский вулкан представляет собой сложное хребтообразное сооружение, ориентированное в северо-западном направлении и состоящее из четырех слившихся между собой стратовулканов, осложненных многочисленными побочными шлаковыми конусами и лавовыми потоками на склонах. Развитие вулканического массива началось в среднем плейстоцене с формирования вулканического конуса Мутновский I, сложенного базальтами и андезибазальтами, реже – андезитами, андезидацитами и дацитами (10–15 % общего объема пород).

Конус вулкана Мутновский II представляет собой двойной вулкан типа Сомма-Везувий. Сложен он в основном базальтоидами, хотя на северном склоне есть поток риодацитов, а на северо-восточном и южном – потоки андезитов.

Следующий этап в развитии вулканического массива связан с образованием конуса вулкана Мутновский III, расположенного между вершинами двух ранее образованных вулканических сооружений. Состав пород, слагающих этот вулкан, варьирует от базальтов до андезидацитов. На завершающем этапе развития вулкана формировалась кальдера с выбросами пемзы андезидацитового состава.

Заключительный, четвертый, этап активной вулканической деятельности вулкана Мутновский связан с образованием в начале голоцена вулканического конуса Мутновский IV. Его венчает округлый кратер диаметром 1,3 км, на гребне северной стенки которого сформировалась андезитовая шлаковая постройка. Мутновский вулкан активен и в настоящее время.

Петрографический и минеральный состав. Состав основных лав описываемого вулканического сооружения слабо варьирует во времени. Среди пород древней постройки (Мутновский I) преобладают высокоглиноземистые базальты и андезиты, тогда как среди лавовых образований самого молодого конуса (Мутновский IV) преимущественно распространены магнезиальные основные эффузивы. При этом петрографические характеристики основных вулканитов во многих отношениях остаются сходными. Характерны типичные для субудукционных лав высококальцевые плагиоклазы (битовнит-анортит), широко распространен клинопироксен и редко встречается оливин. В магнезиальных эффузивах заключительного этапа оливина намного больше и появляются редкие зерна ортопироксена.

Основные лавы вулкана Мутновский характеризуются относительно низкой щелочностью, что типично для вулканических пород фронтальных зон современных островодужных систем. На диаграмме SiO_2–K_2O (рис. 5.47) эти породы располагаются, как правило, вдоль границы низко- и умеренно калиевой серий. На диаграмме Миаширо (рис. 5.48) высокоглиноземистые базальты попадают в толеитовое поле, а молодые – магнезиальные – смещены к границе толеитовой и известково-щелочной серий.

Содержание когерентных элементов (Ni, Co, Cr, V и Sr) в основных вулканитах этого вулкана отчетливо зависит от степени их магнезиальности. Базальты современного конуса (Мутновский IV) более обогащены Ni и Cr по сравнению с такими же вулканитами древней постройки. Тем не менее во всех типах пород Ni намного меньше, чем в океанических и внутриплитных вулканитах. Отношение Ni/Co, как правило, не превышает 2 (рис. 5.49). При относи-

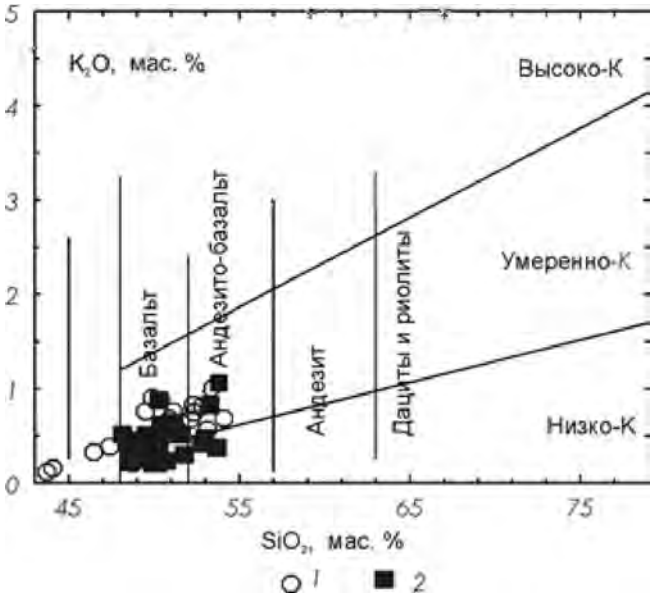


Рис. 5.47. Диаграмма SiO_2–K_2O для основных вулканитов Восточного вулканического пояса Камчатки (1) и вулкана Мутновский (2) Южно-Камчатского блока

тельно низком содержании никеля во всех типах основных вулканитов вулкана Мутновский высоки содержания V (от 150 до 500 г/т), что также типично для надсубдукционных вулканитов. В более кислых вулканитах (андезиты и дациты) содержания почти всех некогерентных элементов падают (табл. 5.22).

Особенностью распределения некогерентных элементов в базальтоидах вулкана Мутновский является высокое отношение крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba, Sr, Th) к высокозарядным катионам (Ta, Nb), типичное для надсубдукционных эффузивных серий. Это выражается в отчетливом Ta–Nb минимуме на нормализованных многокомпонентных диаграммах (рис. 5.50) и смещении описы-

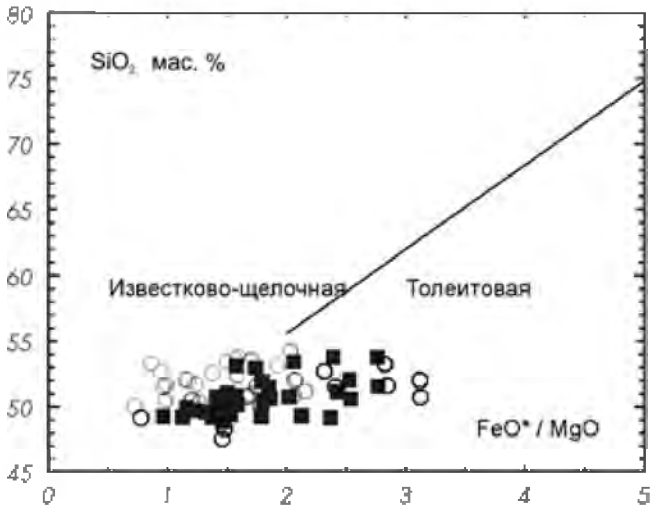


Рис. 5.48. Дискриминантная диаграмма SiO_2–FeO*/MgO (Miashiro, 1974).

Условные обозначения см. на рис. 5.47

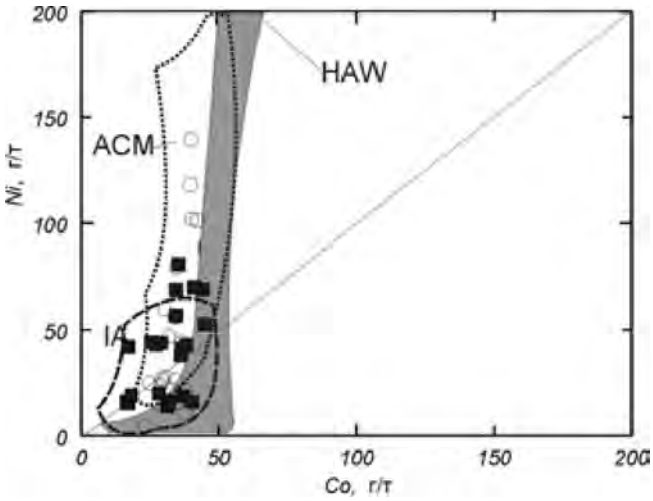


Рис. 5.49. Соотношение Ni–Co (Мартынов, 1983) в основных лавах Восточного вулканического пояса Камчатки и вулкана Мутновский.

Полями на диаграмме показаны составы основных вулканитов: надсубдукционных обстановок (IA), активных континентальных окраин трансформного типа (ACM), Гавайского плюмового источника (HAW).

Условные обозначения см. на рис. 5.47

ваемых пород в поле островодужных лав на дискриминантных диаграммах (рис. 5.49, 5.51). Распределение РЗЭ в базальтах Мутновского вулкана отражает некоторый избыток легких лантаноидов над тяжелыми, хотя отношение La/Yb в них достаточно низкое. Европиевая аномалия, характеризующая участие плагиоклаза в процессе плавления или фракционирования, не проявлена.

В андезитах и дацитах вулкана Мутновский по сравнению с базальтами более высокие содержания редкоземельных элементов и хорошо выражен европиевый минимум.

Геодинамические условия формирования. По основным геохимическим характеристикам базальтоиды вулкана Мутновский – это аналоги основных вулканитов, развитых во фронтальной части Восточной зоны Камчатки. По геологическим и петрологическим признакам и те, и другие – типичные представители островодужной серии. Вулканические сооружения представлены стратовулканами, которым свойственны значительные вариации – от базальтов до риолитов. Характерной петрографической особенностью основных лав является частая встречаемость высокоосновного плагиоклаза, а петрохимической – высокая железистость и глиноземистость, низкое содержание щелочей. К основным геохимическим признакам следует отнести низкие соотношения Ni/Co, Cr/V, Ti/V и высокие – LILE/HFSE. На спайдердиаграммах для вулканитов, сформированных в пределах субдукционных зон, типичны максимумы по Ba и Sr и минимумы по Nb и Th.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОБСТАНОВОК ТРАНСФОРМНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

В разделе описаны магматические образования трансформных континентальных окраин, проявленные как на континентальной окраине, так и в современной островодужной системе Южных Курил и Камчатки (рис. 5.52).

СТАНОВОЙ ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС (ЮРА–МЕЛ)

Становой плутонический пояс представляет собой близширотную систему, состоящую из ряда зон (Сухов, 1975), магматические образования которых формировались в широком возрастном интервале от юры до позднего мела (рис. 5.53). K-Ar датировки магматических пород колеблются от 70 до 140 млн лет, а иногда достигают 200 млн лет (рис. 5.54). На широкий возрастной диапазон магматических событий указывают также сопряженность гранитоидов на востоке с юрской джелонской свитой и обломки вулканических пород в юрских молассоидах, выполняющих Южно-Алданскую систему впадин. Важнейшая особенность пояса – закономерное пространственно-временное размещение магматических формаций. Осевое положение занимают диорит-гранодиоритовая, гранодиорит-граносиенитовая, сиенит-гранодиоритовая и риолитовая формации, а на его окраинах – вулканические зоны, сложенные формациями андезитового ряда. Это определяет симметрично-зональное строение пояса, несколько нарушенное смещенной от центра к югу полосой интрузий субщелочных гранитов.

Становой плутонический пояс близок по возрасту триасово-юрским турбидитам, слагающим преддуговые прогибы и тектонические пластины в расположенном южнее Монголо-Охотском орогенном поясе. В последнем есть комплексы, состав и структура которых могли быть обусловлены процессами, происходящими при поддвиге океанической коры.

Новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные (Ларин и др., 2001; Ларин и др., 2002) позволили установить, что к мезозойскому Становому плутоническому поясу относятся также несколько массивов (например, Чубачинский), которые ранее традиционно считались раннепротерозойскими.

Согласно А.М. Ларину с соавторами (2001), Чубачинский массив сложен главным образом биотитовыми и биотит-мусковитовыми гранитами. Геохронологические данные (U-Pb метод по циркону) свидетельствуют о том, что возраст этого массива составляет 138±4,8 млн лет. Наиболее характерными

Таблица 5.22

Содержание петрогенных (в мас.%) и микроэлементов (в г/т) в базальтах Мутновского вулканического поля

Параметры	Номер образца													
	2130	2146	2134	586	1515	В-5617*	619	2213	2211	В-5656*	1646	1573	633	2209
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	49,34	48,7	49,82	50,5	50,68	51,62	52,1	50,16	50,89	50,72	51,58	52,25	53,62	54,04
TiO_2	1,02	0,86	0,99	1,07	1	1,24	1,23	1,32	1,33	1,1	1	1,12	0,99	1,11
Al_2O_3	17,38	17,21	19,15	17,41	18,76	17,9	17,85	16,26	18,02	15,47	17,12	17,9	17,41	17,6
Fe_2O_3	3,12	5,27	4,01	3,88	4,1	8,31	4,92	10,25	3,05	6,29	6,78	0,39	3,28	2,88
FeO	7,37	6,06	6,3	6,34	6,19	3,25	6,26	0,64	7,08	6,71	3,32	7,34	5,15	5,82
MnO	0,17	0,17	0,16	0,17	0,17	0,23	0,2	0,17	0,07	0,2	0,13	0,17	0,14	0,14
MgO	6,42	11,2	6,59	6,97	5,37	3,44	3,69	4,57	5,43	4,85	6	6,22	5	5,27
CaO	10,5	6,05	10,3	10,34	9,62	9,39	9,18	9,06	9,76	9,24	8,19	8,24	8,55	7,79
Na_2O	2,52	2,1	2,47	2,14	2,48	3,24	3,21	2,89	3,05	2,82	3,18	3,57	3,4	3,09
K_2O	0,45	0,27	0,44	0,34	0,43	0,55	0,41	1,05	0,96	1,16	1,06	1,18	1,43	1,5
P_2O_5	0,28	0,2	0,23	0,38	0,17	0,28	0,13	0,56	0,56	0,47	0,38	0,38	0,33	0,61
H_2O^+	0,24	0,12	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
H_2O	0,47	0,32	0,11	0,53	н.а.	н.а.	0,11	0,36	н.о.	н.а.	0,08	0,11	0,08	н.о.
п.п.п.	0,33	0,24	0,84	н.о.	0,93	0,37	0,21	2,9	н.о.	0,36	0,75	0,7	0,65	н.о.
Сумма	99,44	99,49	99,92	99,57	99,87	99,82	99,5	100,19	100,2	99,4	99,58	99,57	100,03	99,85
Rb	8	6	8	9	10	4	6	17	16	11	22	24	24	29
Sr	398	340	459	375	404	433	423	616	683	515	501	453	530	433
Pb	8	5	7	8	10	н.а.	7	11	9	н.а.	18	19	16	21
Sn	2	2	2	2	3	н.а.	2	3	2	н.а.	4	3	3	3
Cu	93	110	99	153	244	н.а.	120	131	157	н.а.	100	125	100	130
Zn	90	100	90	132	68	н.а.	110	100	140	н.а.	140	114	106	131
Ag	0,06	0,04	0,06	0,1	0,07	н.а.	0,08	н.о.	н.о.	н.а.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Ni	44	80	42	70	15	5	10	32	33	19	67	97	95	54
Co	25	35	35	41	31	23	26	20	20	279	15	39	28	27
Cr	100	110	111	146	11	103	11	45	73	46	130	167	179	139
V	200	210	180	320	262	335	250	333	374	290	210	299	301	333
Zr	90	65	99	90	83	103	92	175	175	н.а.	151	155	150	175
La	7	3,9	8,2	н.а.	н.а.	3,7	н.а.	15	13	12,5	н.а.	н.а.	н.а.	15
Ce	19	9,5	18	н.а.	н.а.	9,6	н.а.	29	24	2,9	н.а.	н.а.	н.а.	28
Eu	1	0,75	0,95	н.а.	н.а.	1,07	н.а.	1,1	1,2	1,29	н.а.	н.а.	н.а.	1,3
Yb	2,5	2	2,2	н.а.	н.а.	3,03	н.а.	2,4	2,1	2,51	н.а.	н.а.	н.а.	2,6
Lu	0,34	0,25	0,45	н.а.	н.а.	0,45	н.а.	0,4	0,24	0,36	н.а.	н.а.	н.а.	0,33
Nb	5	4	4	4	4	2	4	9	9	н.а.	7	7	7	8
Y	15	13	14	16	14	26	21	21	22	н.а.	21	22	20	23

*Анализы из работы Волынец и др., 1990а.

Примечание. Образцы базальтов: 1–7 – Мутновского вулкана; 8–14 – раннего (8, 9) и позднего (10–14) этапов формирования современного конуса вулкана Горелый. Анализ редкоземельных элементов выполнен в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН химико-спектральным методом с предварительным химическим обогащением, остальных элементов – в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН методом традиционной мокрой химии (петрогенные элементы), ренгено-флюоресцентным (Rb, Y, Nb, Zr, Sr) и количественным спектральным (Pb, Sn, Cu, Zn, Ag, Ni, Co, Cr, V). Аналитики Ж.Ф. Щека, З.С. Натарова, А.И. Белоглазов, Т.В. Сверкунова.; н.о. – не обнаружено; н.а. – не анализировалось.

геохимическими особенностями гранитоидов Чубачинского массива являются: 1) принадлежность к умеренно щелочному и низкощелочному петрохимическим типам пород известково-щелочной серии с широкими вариациями Na_2O/K_2O отношений; 2) крайне низкие содержания HFS- и большинства LIL-элементов, за исключением Ba и Sr; 3) низкие содержания и фракционированное распределение РЗЭ с относительным обогащением легкими и сильным обеднением тяжелыми РЗЭ, отсутствие Eu-аномалии. Родоначальный расплав гранитоидов, скорее всего, был образован в результате частичного плавления в условиях насыщения водой пород среднего-кислого состава, что привело к образованию обогащенного амфиболом рестита. Sm-Nd изотопные данные (T_{DM}(2-st) = 2,5–2,1 млрд лет; ε_{Nd} = –18,5…–14,0)

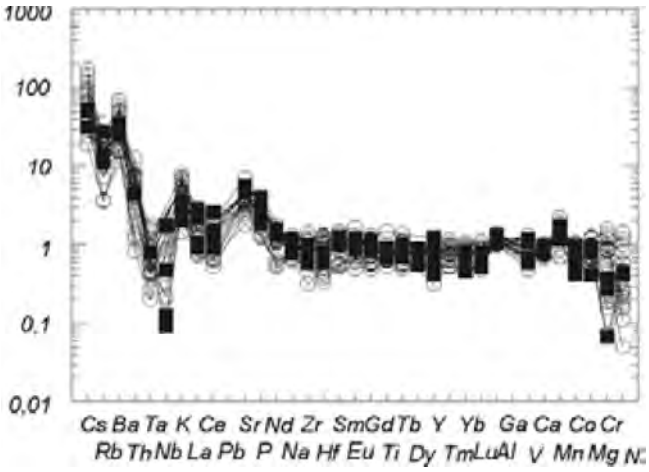


Рис. 5.50. Нормированное по MORB (Pearce, Parkinson, 1993) распределение микроэлементов в вулканических породах Восточной Камчатки.

Условные обозначения см. на рис. 5.47

позволяют предполагать, что зарождение родоначальных для гранитоидов Чубачинского массива расплавов было связано с плавлением смешанного источника, состоящего из пород раннепротерозойской ювенильной и архейской континентальной коры.

Полученные А.М. Лариным с соавторами (2001, 2002) новые изотопно-геохимические и геохронологические данные позволяют предполагать, что гранитоиды Станового пояса развивались в позднем палеозое–раннем мезозое в обстановке активной континентальной окраины, сменившейся обстановкой коллизии в результате сближения Буреинского супертеррейна и Северо-Азиатского кратона. Сразу после коллизии, в поздней юре–раннем мелу, в связи

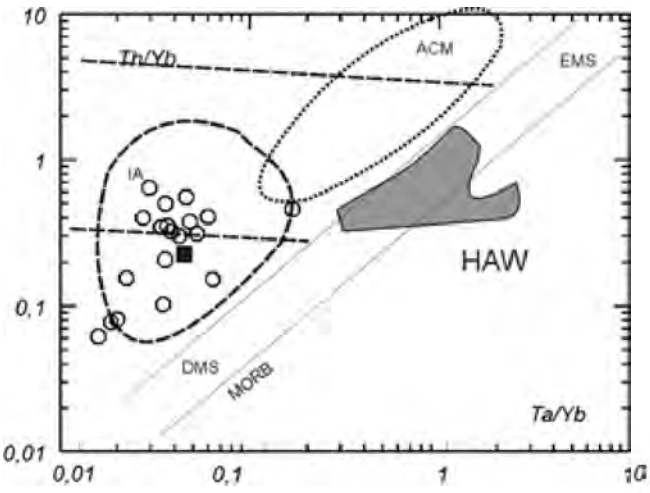


Рис. 5.51. Соотношение Th/Yb–Ta/Yb в вулканических породах Восточной Камчатки.

Полями на диаграмме показаны составы основных вулканитов: надсубдукционных обстановок (IA), активных континентальных окраин трансформного типа (ACM), обогащенного (EMS) и деплетированного (DMS) источников MORB, Гавайского плюмового источника (HAW). Условные обозначения см. на рис. 5.47

с субдукцией тихоокеанской плиты Кула возобновилось формирование Удской магматической дуги. Вдоль южной границы Сибирского континента в это время развивается трансформная континентальная окраина с внедрением крупных эпизональных гранит-гранодиоритовых батолитов (Ларин и др., 2001).

УМЛЕКАНО-ОГОДЖИНСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС (ЮРА–МЕЛ)

ЗАПАДНАЯ ЗОНА

Мезозойские вулканические и интрузивные образования северной окраины Амурской плиты, обращенной в сторону Монголо-Охотского орогенного пояса, обычно рассматриваются в составе Умлекано-Огоджинского вулкано-плутонического пояса (зоны или ареала) (Геология зоны…, 1988; Мартынюк и др., 1990; Геологическая карта..., 1999; Парфенов и др., 1999). Согласно традиционным представлениям этот пояс протягивается более чем на 500 км в субширотном направлении от бассейна р. Омутная на западе до верховьев р. Селемджа на востоке (рис. 5.55). Основанием для него служат домезозойские метаморфические и интрузивные образования Аргунского орогенного пояса и Мамынского террейна, палеозойские терригенно-карбонатные образования Ольдойского террейна и нижнетриасово-юрские терригенные отложения Верхне-Амурского и Зея-Депского прогибов.

В составе пояса до недавнего времени выделялось несколько комплексов: позднеюрский(?) субщелочных и щелочных гранитов и гранит-порфиров (магдагачинский), раннемеловой (или позднеюрско-раннемеловой) гранит-гранодиоритовый (верхнеамурский), раннемеловой монцодиорит-гранодиоритовый (буриндинский), а также вулканические и субвулканические комплексы – талданский, керакский, галькинский (Геология зоны..., 1988; Мартынюк и др., 1990; и др.). Исследования последних лет (Козырев и др., 2001; Сорокин и др., 2003, 2004) внесли коррективы в схему расчленения западной части Умлекано-Огоджинского пояса, которые выразились в упразднении керакского комплекса, пересмотре взаимоотношений и уточнении возраста и формационной принадлежности ряда других магматических комплексов. Приведенное ниже описание магматических комплексов соответствует новым взглядам на последовательность их формирования, при этом расчленение на фазы и петрографическая характеристика заимствованы из последней наиболее полной сводки этих данных (Козырев и др., 2001).

Позднеюрские субщелочные и щелочные граниты и гранит-порфиры магдагачинского комплекса представляют собой наиболее ранние мезозойские

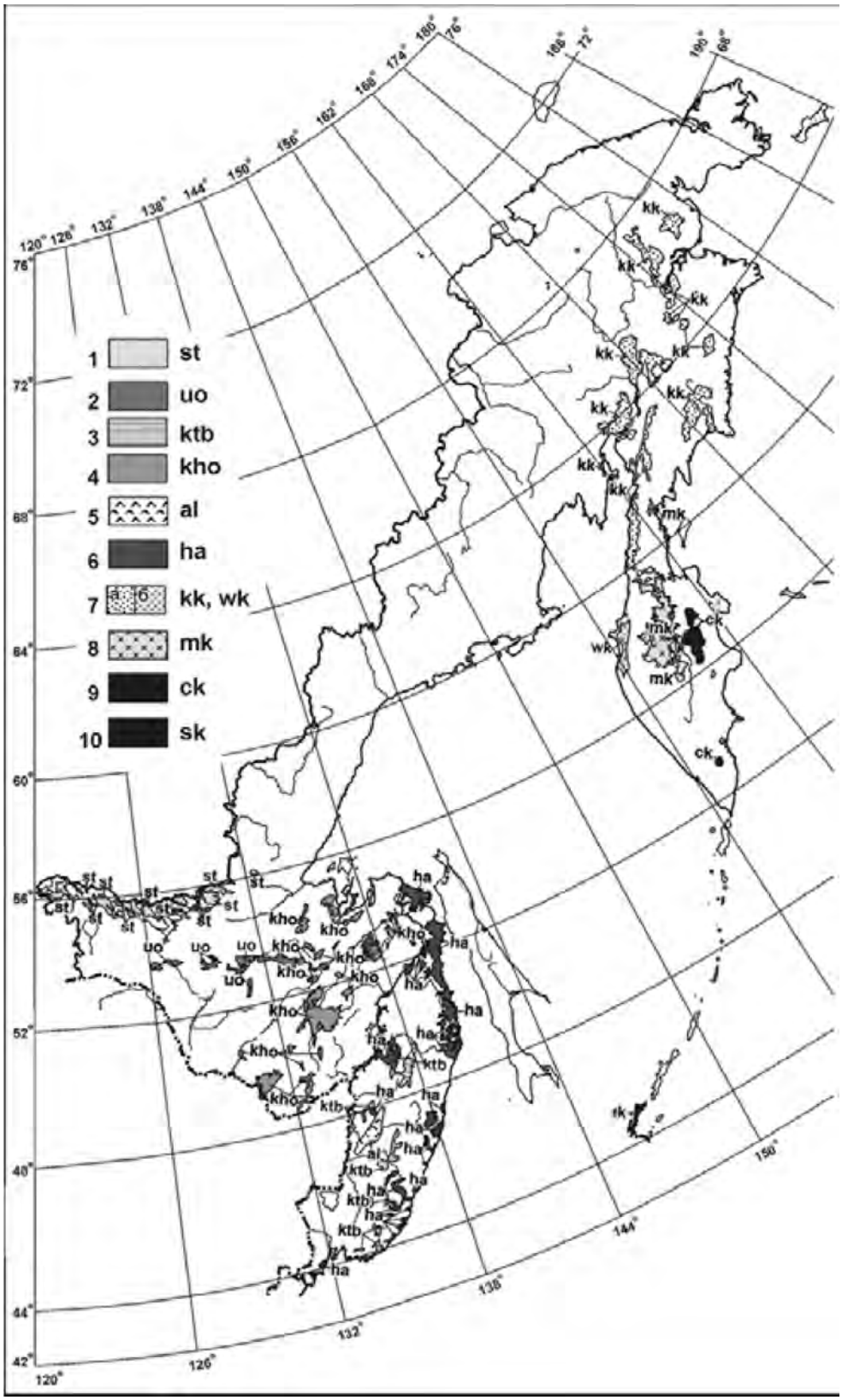


Рис. 5.52. Схема размещения магматических поясов, зон и ареалов обстановок трансформных континентальных окраин.

1 – Становой плутонический пояс (юра–мел); 2 – Умлекано-Огоджинский вулкано-плутонический пояс (юра–мел); 3 – Хунгари-Татибинский плутонический пояс (ранний мел); 4 – Хингано-Охотский ареал (ранний мел–ранний сеноман); 5 – Алчанская зона (ранний мел); 6 – Хасано-Амурский ареал (палеоцен–миоцен); 7 – Корякско-Западно-Камчатская зона: а – Корякско-Камчатский ареал (палеоцен–средний эоцен), б – Западно-Камчатский ареал калиевого щелочного магматизма (эоцен–олигоцен); 8 – Срединно-Камчатская вулканическая зона (плиоцен–голоцен); 9 – Центрально-Камчатская вулканическая зона (плейстоцен–голоцен); 10 – южные острова Курильской островной дуги (миоцен–голоцен)

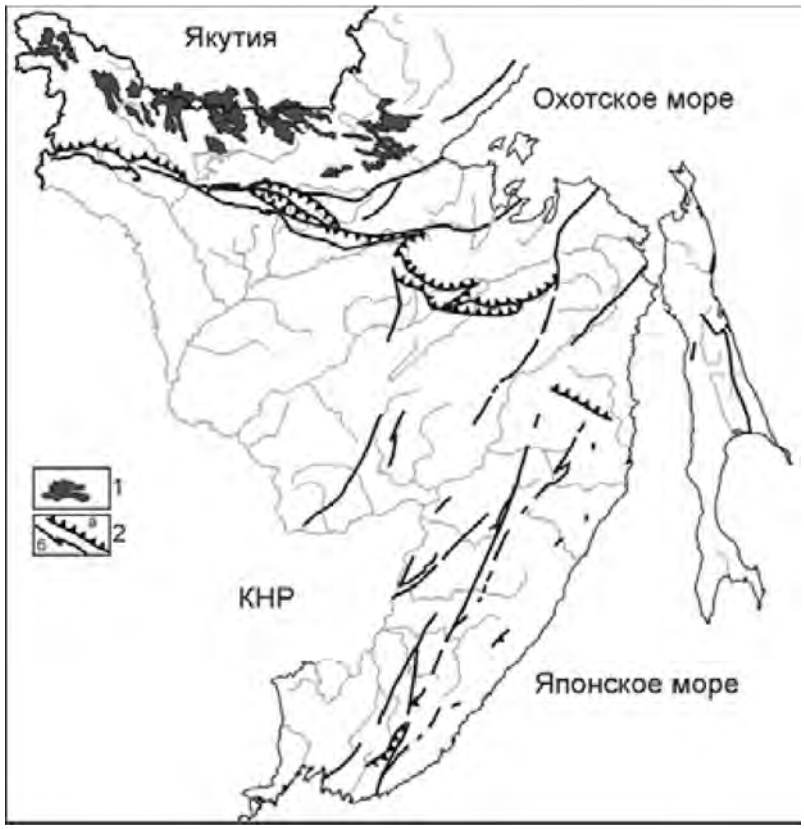


Рис. 5.53. Становой плутонический пояс в структуре юга Дальнего Востока

1 – интрузивные массивы; 2 – главные разломы (а – надвиги, б – сдвиги)

образования Умлекано-Огоджинского пояса. В комплексе преобладают гранитоиды субщелочного ряда, представленные умеренно щелочными гранитами и гранит-порфирами, реже – умеренно щелочными лейкогранит-порфирами и граносиенит-порфирами. Резко подчинены граниты, гранит-порфиры и лейкогранит-порфиры нормального типа щелочности; в некоторых плутонах есть жилы аплитов и пегматит-аплитов. Магматические породы комплекса характеризуются мелко-среднезернистыми порфировидными до резкопорфировидных и порфировыми структурами. Темноцветных минералов обычно до 8–10 %, среди которых выделяются примерно в равных количествах биотит и сине-зеленая роговая обманка. В гипабиссальных разновидностях вкрапленники составляют до 30–70 %, а их размер 3–6 мм. Они представлены желтовато-белым плагиоклазом, светло-серым кварцем, бледно-розовым калиевым полевым шпатом и темноцветными минералами (Козырев и др., 2001).

Рассматриваемые породы относятся к умеренно щелочной натриевой–калиево-натриевой серии и являются высокоглиноземистыми, умеренно титанистыми, высокомагнезиальными и высококалиевыми образованиями (Козырев и др., 2001). Геохимические особенности выражаются в отчетливой деплетированности такими элементами, как Nb, Ta, HREE, Y, при обогащенности Sr (табл. 5.23). Спектр REE резко дифференцирован, о чем свидетельствует отношение La_n/Yb_n = 51,4 (рис. 5.56). Породам свойственны отрицательные значения параметра $\varepsilon Nd_{(t)}$ = –4,3 и рифейский модельный возраст 1,1–1,3, рассчитанный по одно- и двустадийной моделям.

Комплекс прорывает толбузинскую свиту (оксфорд–титон) и перекрывается конгломератами перемыкинской свиты (берриас–валанжин). Кроме того, для субщелочных гранитов одного из массивов K-Ar методом получена серия значений возраста: 140±8 млн лет для амфибола, 148±8 млн лет для биотита и 145±7 млн лет для калиевого полевого шпата. Усредненное значение составляет 145±5 млн лет (Козырев и др., 2001), что не противоречит указанным выше геологическим наблюдениям. В то же время возраст комплекса, несомненно, нуждается в уточнении.

Раннемеловой гранит-гранодиоритовый верхнеамурский комплекс представлен гранитоидами нормального петрохимического типа, слагающими батолиты плитообразной формы. В комплексе выделяется три фазы. Первая (основная) фаза представлена гранодиоритами, фациально сменяющимися в краевых и апикальных частях массивов кварцевыми диоритами, тоналитами и, реже, кварцевыми монцонитами; вторая – гранитами с краевой фацией грано-

диоритов; третья – жильными лейкогранитами, умеренно щелочными лейкогранитами, пегматитами, аплитами и пегматит-аплитами (Козырев и др., 2001).

Гранодиориты, тоналиты и кварцевые диориты первой фазы верхнеамурского комплекса – крупно-среднезернистые неотчетливо порфировидные биотит-роговообманковые породы с массивной и слабовыраженной план-параллельной текстурой, обусловленной ориентированным размещением таблитчатых плагиоклазов. Порфировидные выделения сложены полевым шпатом, роговой обманкой. Кварцевые монцониты – меланократовые (темноцветов до 35–40 %) резко порфировидные биотит-роговообманковые породы с отчетливо выраженной план-параллельной текстурой. Порфировидные выделения сложены плагиоклазом и роговой обманкой. Граниты и гранодиориты второй фазы – от средне- до мелкозернистых, отчетливо порфировидные и нередко гнейсовидные биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые породы, в которых темноцветов от 3–5 до 15–20 %. В порфировидных выделениях есть плагиоклаз, калишпат и кварц размерами до 4–6 мм. Жильные образования третьей фазы представлены светло-серыми породами с разнообразными структурами – от аплитовых и мелкозернистых до гигантозернистых (Козырев и др., 2001).

Породы рассматриваемого комплекса относятся к известково-щелочной калиево-натриевой серии. Гранитоиды первой фазы характеризуются высокой глиноземистостью, умеренной и – редко – низкой титанистостью, умеренной и высокой магнезиальностью. Породы второй фазы – высокоглиноземистые, умеренно титанистые, как правило, низкомагнезиальные. Образования первых двух фаз – умеренно калиевые до высококалиевых. Жильные гранитоиды третьей фазы – крайне высокоглиноземистые, низкотитанистые, низкомагнезиальные и высококалиевые (Козырев и др., 2001). Содержания большинства литофильных элементов находятся на уровне или несколько ниже кларковых содержаний для пород верхней коры. Исключение составляют Nb, Ta, иногда Rb, характеризующиеся отчетливым дефицитом, и незначительный избыток Sr (табл. 5.23). Спектр REE умеренно дифференцирован, о чем свидетельствует La_n/Yb_n = 10–15 (рис. 5.56). Породам свойственны отрицательный $\varepsilon Nd_{(t)}$ = –3,5...–3,9, рифейские модельные возрасты 1,0–1,3, рассчитанные по одно- и двустадийной моделям, и умеренное начальное $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ = 0,7062–0,7069 (Sorokin, Ponomarchuk, 2002).

Гранитоиды верхнеамурского комплекса прорывают позднеюрские отложения Верхнеамурского прогиба, а также гранитоиды магдагачинского комплекса. В свою очередь они прорываются интрузиями раннемелового буриндинского комплекса, а также перекрываются вулканогенными образованиями барремской талданской свиты (Козырев и др., 2001, 2003, 2004). $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопным методом некоторых минеральных фаз гранита и гранодиорита Игакского массива установлен абсолютный возраст 134–140 млн лет как по плато, так и при расчете в изохронном варианте при СКВО = 0,7 (табл. 5.24) (Сорокин и др., 2003, 2004). Таким образом, наиболее вероятный возраст становления комплекса берриас–валанжин.

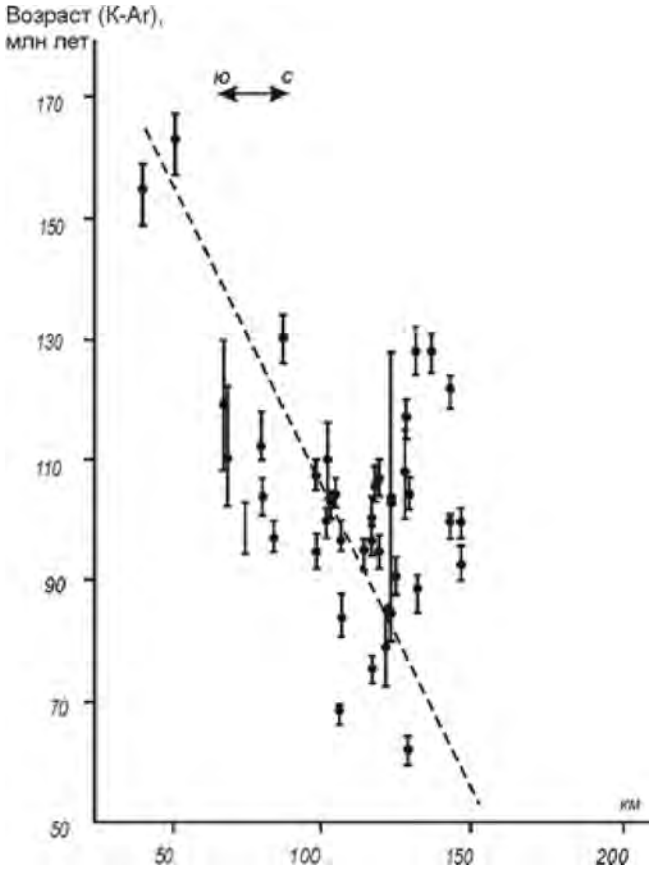


Рис. 5.54. Вариации возраста магматических пород вкрест простирания Станового пояса (по: Родионов, Натальин, 1988).

По горизонтальной оси – расстояние от Северо-Тукурингрского разлома

Раннемеловой монцодиорит-гранодиоритовый гипабиссальный буриндинский комплекс представлен преимущественно породами повышенной щелочности, слагающими разнообразные гипабиссальные интрузии – от даек до крупных лополитов (Козырев и др., 2001; Сорокин и др., 2003, 2004). В комплексе выделяются четыре фазы. Первая фаза представлена монцодиоритами с краевой фацией кварцевых монцонитов и реже кварцевыми диоритами, слагающими штоки, лакколиты и плитообразные тела. Кварцевые монцониты второй фазы слагают несколько штокообразных и лакколитообразных тел площадью от 0,5 до 4,5 км^2. Породы третьей фазы распространены шире и слагают лакколиты, плитообразные те-

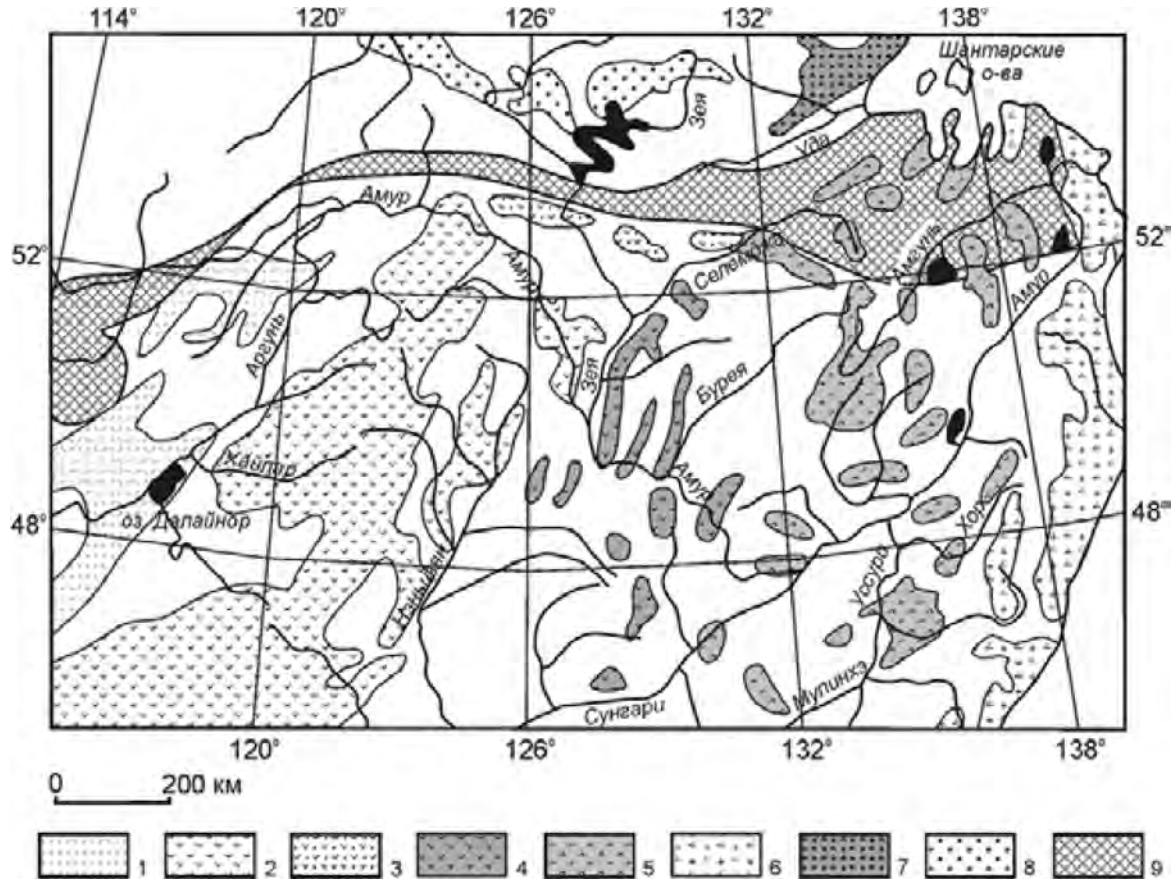


Рис. 5.55. Схема размещения мезозойских вулканических и вулкано-плутонических поясов (ареалов) восточной окраины Азиатского континента (составлена по: Геологическая карта..., 1999, с изменениями авторов).

1 – Монголо-Забайкальский вулканический пояс; 2 – Большехинганский вулкано-плутонический пояс; 3 – Умлекано-Огоджинский вулкано-плутонический пояс; 4 – Нижне-Зейский вулканический ареал; 5 – Хингано-Охотский вулкано-плутонический пояс; 6 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический пояс; 7 – Удской вулкано-плутонический пояс; 8 – Становой плутонический пояс; 9 – Монголо-Охотский складчатый пояс

ла и штоки. В составе пород резко преобладают порфировидные до резкопорфировидных кварцевые диориты трахитоидной текстуры, реже с фациальными переходами к гранодиоритам и кварцевым монцонитам с теми же структурно-текстурными особенностями. Последние, как правило, слагают краевые фации лакколитов. Нередко породы плохо раскристаллизованы и представлены кварцевыми диорит-порфиритами и кварцевыми монцонит-порфиритами. В хорошо раскристаллизованных породах отмечаются лейкограниты остаточных расплавов, слагающие непротяженные и маломощные жилы. Породы четвертой фазы гипабиссального буриндинского комплекса, представленные гранодиорит-порфирами, – наиболее близповерхостные и распространенные образования, слагающие крупные лакколиты и лополиты (Козырев и др., 2001).

Монцонитоиды и кварцевые диориты первой фазы – мелко-среднезернистые порфировидные породы биотит-роговообманково-пироксенового состава массивной или слаботрахитоидной текстуры. Порфировидные выделения (до 15–30 %) сложены таблитчатым плагиоклазом, а также пироксеном, биотитом и роговой обманкой. Кварцевые монциниты второй фазы – средне- и мелко-среднезернистые слабопорфировидные массивные породы биотит-роговообманково-пироксенового и биотит-роговообманкового составов. Кварцевые диориты и кварцевые монциниты третьей фазы – порфировидные породы, с ярко выраженной трахитоидной текстурой благодаря план-параллельно ориентированным таблитчатым плагиоклазам. Остальные вкрапленники (до 30–40 % от объема породы) представлены биотитом, роговой обманкой и редко кварцем. Роговообманково-биотитовые гранодиориты третьей фазы отличаются крупнопорфировидной структурой. Гранитоиды четвертой фазы – мелко- и среднепорфировые биотит-роговообманковые породы, в которых вкрапленники представлены плагиоклазом, кварцем, биотитом и роговой обманкой (Козырев и др., 2001).

Буриндинский комплекс относится к известково-щелочной (близкой к умеренно щелочной) калиево-натриевой серии. Породы высокоглиноземистые и умеренно магнезиальные (до весьма высокоглинозе-

Таблица 5.23

Химические составы представительных образцов Верхнего Приамурья

Параметры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Номер образца										
	К-323	К-48–3	К-1032–4	К-311	К-294	К-290-1	С-703	k-65-4	k-66-a	С-702	С-789
SiO_2	68,56	68,96	61,20	63,10	72,89	63,15	61,60	52,72	72,94	61,55	61,55
TiO_2	0,411	0,412	0,742	0,582	0,303	0,563	0,667	1,307	0,332	0,711	0,742
Al_2O_3	15,96	14,90	15,91	15,35	13,96	15,76	15,67	16,78	13,78	17,28	16,15
Fe_2O_3	2,58	3,30	6,15	4,77	1,99	4,93	5,89	8,27	2,11	4,11	5,54
MnO	0,034	0,067	0,128	0,065	0,012	0,078	0,125	0,178	0,015	0,066	0,102
MgO	1,140	1,442	3,118	4,059	0,566	3,259	4,260	3,243	0,510	1,482	2,397
CaO	2,630	2,897	4,711	3,880	1,155	3,656	5,467	5,948	1,692	4,025	4,142
Na_2O	5,06	3,37	3,52	3,63	3,58	3,77	3,98	3,83	3,23	3,75	3,83
K_2O	2,800	3,393	2,625	2,973	5,545	3,172	1,672	3,386	4,757	3,422	3,141
P_2O_5	0,134	0,145	0,256	0,162	0,043	0,165	0,193	0,765	0,089	0,258	0,239
п.п.п.	0,56	1,01	1,50	0,67	0,24	1,67	1,31	3,48	0,45	3,02	2,09
Сумма	99,87	99,90	99,86	99,24	100,28	100,17	100,83	99,91	99,91	99,67	99,92
Ga	21,4	12,7	10,4	16,0	15,5	19,9	17,2	21,1	18,2	18,8	23,7
Ge	–	0,74	0,42	0,73	0,66	0,88	1,23	1,53	0,79	1,01	1,40
Rb	91,62	85,2	40,1	91,8	267	82,8	63,9	84,6	200	236	119,8
Cs	2,75	–	–	–	–	5,16	6,10	0,77	8,54	20,9	3,31
Sr	670	368	402	513	162	662	560	984	260	606	559
Ba	512	651	707	724	317	665	638	1201	733	1543	932
Pb	22,9	–	–	–	–	23,1	23,8	37,9	41,8	27,2	35,75
La	17,82	27,1	22,7	27,2	48,0	33,8	23,4	55,60	40,50	54,8	37,38
Ce	41,09	50,7	45,3	53,5	95,6	63,6	49,0	118,00	76,50	99,55	77,49
Pr	4,39	5,73	5,94	6,67	11,0	7,79	5,67	13,92	9,52	12,2	8,93
Nd	16,03	17,6	20,4	22,2	32,7	25,6	21,9	54,60	29,10	38,7	32,72
Sm	2,63	3,21	3,98	4,42	5,19	4,05	4,24	9,68	5,11	6,23	5,84
Eu	0,65	0,71	1,00	1,01	0,49	0,99	1,02	2,48	0,90	1,66	1,33
Gd	1,65	2,09	3,19	2,92	3,45	3,23	3,52	7,35	3,90	5,13	5,50
Tb	0,22	0,32	0,46	0,44	0,51	0,46	0,52	1,04	0,58	0,78	4,84
Dy	0,79	1,77	2,48	2,08	2,47	2,34	2,85	5,22	2,86	3,97	3,58
Ho	0,13	0,36	0,57	0,40	0,47	0,41	0,51	0,87	0,47	0,71	0,70
Er	0,32	0,96	1,45	1,07	1,40	1,16	1,58	2,50	1,39	2,12	1,88
Tm	0,03	0,15	0,24	0,23	0,23	0,18	0,26	0,37	0,21	0,32	0,27
Yb	0,24	0,96	1,40	1,05	1,34	1,02	1,61	2,22	1,32	2,04	1,76
Lu	0,04	0,15	0,21	0,14	0,19	0,16	0,27	0,37	0,17	0,30	0,25
Y	4,8	10,0	13,2	11,4	13,2	12,3	16,8	29,1	15,4	21,1	17,3
Th	8,45	10,8	7,43	11,7	31,5	15,6	6,80	6,34	19,4	21,4	12,65
U	1,85	1,14	1,33	1,64	5,21	4,00	2,13	1,63	4,45	5,27	2,90
Zr	190	133	90,5	119	165	151	147	299	176	274	234
Hf	3,99	4,04	3,20	4,67	6,66	2,82	3,65	5,68	2,90	6,42	4,84
Nb	5,5	6,91	5,83	6,36	9,21	1,0	2	12,0	9,0	3,0	12,2
Ta	0,40	<0,3	<0,3	0,33	0,76	0,50	0,2	0,4	0,76	0,60	0,97
Sc	1,98	–	–	–	–	9,93	16,9	16,7	4,15	9,63	23,7

П р и м е ч а н и е. Оксиды даны в мас.%, микроэлементы – в ppm, прочерк – не обнаружено.

1 – гранит магдагачинского комплекса; 2, 3 – гранитоиды вехнеамурского комплекса; 4, 5 – гранитоиды буриндинского комплекса; 6, 7 – вулканиты талданского комплекса; 8, 9 – вулканиты галькинского комплекса; 10, 11 – вулканиты трахибазальт-трахиандезитового комплекса.

Аналитические исследования выполнены в Институте геохимии СО РАН (Иркутск). Анализ содержаний основных петрогенных компонентов выполнен методом РФА А.Л. Финкельштейном и Т.С. Айсуевой, микроэлементов – методом ICP-MS Е.В. Смирновой и Г.П. Сандимировой.

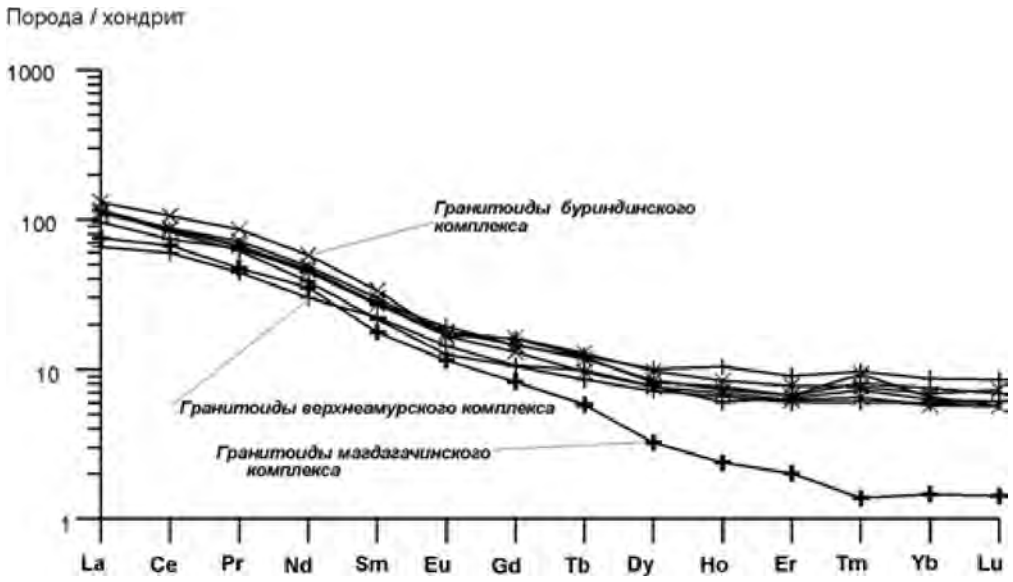


Рис. 5.56. Нормированное по хондриту (McDonough, Sun, 1995) распределение редкоземельных элементов в гранитоидах магдагачинского, верхнеамурского и буриндинского комплексов

мистых и высокомагнезиальных в образованиях третьей и четвертой фаз), умеренно титанистые, высококалиевые (Козырев и др., 2001). Геохимические особенности гранитоидов буриндинского и верхнеамурского комплексов весьма близки, отличаясь более высоким уровнем содержаний LREE, Rb, Th и слабой отрицательной Eu аномалией ($Eu/Eu^*_{(n)}$ = 0,67–0,82) в породах буриндинского комплекса (табл. 5.23, рис. 5.56). Гранитоидам буриндинского комплекса также свойственны более отрицательные значения $\varepsilon Nd_{(t)}$ = –4,6, и близкие величины модельных возрастов 1,0–1,3, рассчитанных по одно- и двустадийной моделям, достаточно высокие начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ = 0,7075–0,7080 (Sorokin et al., 2002).

Гранитоиды буриндинского комплекса прорывают гранитоиды верхнеамурского комплекса и пе-

Таблица 5.24

Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования мезозойских магматических образований Верхнего Приамурья

Комплекс	Порода	Образец	Минерал	Возраст* по всем ступеням, млн лет	Расчет по плато		Расчет по изохроне		
					Возраст*, млн лет	Выделенный ^{39}Ar, %	Возраст*, млн лет	СКВО	$(^{40}Ar/^{39}Ar)_0$
Трахибазальт-трахиандезитовый	Трахиандезит	С-702	Амфибол	94,5	97,5 ±0,6	57	94±1,2	3,0	298±2
			Ксенолиты вулканич. стекла	128,6	129,5±0,8	92	128,7±1	1,02	301±10
Трахибазальт-риолитовый (галькинский)	Риолит	К-66-а	Матрикс	–	115,3±1,5	75	–	–	–
	Трахибазальт	К-65-4	– " –	–	118,7±0,9	82	–	–	–
Андезитовый (талданский)	Дациандезит	К-290-1	Плагиоклаз	116,5	122,9±1,2	84	125,4±4,2	1,9	290±10
	Андезибазальт	С-703	Матрикс	122,7	127,3±1,1	59	125,4±1,1	0,6	298±2
Монцодиорит-гранодиоритовый (буриндинский)	Кв. монцонит	К-291-3	Амфибол	144,7	142,4±1,6	85	141,6±3,3	0,61	295±9
	Гранодиорит	К-291-4	Валовой состав пород	119	127,2±0,9	80	129±0,4	1,3	284±3
	Кв. диорит	К-311	Биотит	124	130,2±1,3	98	131±3,6	0,4	274±194
Гранит-гранодиоритовый (верхнеамурский)	Гранодиорит	К1032-4	Амфибол	166	139,9±1,1	94	138,9±1,4	0,7	298±7
	Гранит	К-48-3	Плагиоклаз	103,6	134,9±1,3	31	–	–	–

*Возраст рассчитан с доверительным интервалом ±2σ. Прочерк – расчет не производился.

Примечание. Изотопно-геохронологические исследования выполнены в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (Новосибирск) В.А.Пономарчуком с использованием масс-спектрометра МИ-1201В. Коррекция полученных данных выполнялась стандартным методом с учетом атмосферной контаминации и интерферирующих пиков от побочных нейтронно-индукцированных реакций. Использовались константы распада $\lambda_{э.з} = 0{,}581 \times 10^{-10}$ у$^{-1}$; $\lambda_{\beta} = 4{,}962 \times 10^{-10}$ у$^{-1}$. Номера образцов в таблице соответствуют номерам в тексте и на рисунках.

рекрываются андезитами барремской талданской свиты (Козырев и др., 2001). Для гранодиорита Джиктандинского массива и кварцевого диорита Магдагачинского массива установлены согласующиеся изотопные датировки – 130,2±1,3 млн лет (биотит) и 127,2±0,9 млн лет (валовой состав), соответствующие плато, и близкие значения возраста по изохронам при низких СКВО = 0,4...1,3 (табл. 5.24) (Сорокин и др., 2003, 2004). Для монцонита Джиктандинского массива получены более древние значения возраста как по плато, так и в изохронном варианте – 142,2±1,6 млн лет и 141,6±3,3 млн лет (СКВО = 0,61) соответственно. Последние значения в большей степени отвечают этапу формирования верхнеамурского комплекса.

Раннемеловой андезитовый талданский комплекс образует ряд палеовулканов центрального типа, характеризующихся эксплозивно-эффузивным режимом деятельности. Среди их продуктов наиболее распространены роговообманковые и биотит-роговообманковые андезиты, дациандезиты, дациты и их туфы, реже трахиандезиты и андезибазальты (Козырев и др., 2001; Сорокин и др., 2003, 2004). В некоторых разновидностях андезитов есть клино- и ортопироксены, а также базальтическая роговая обманка (Козырев и др., 2001). Среди пирокластических образований преобладают псаммитовые, псефитовые и лапиллиевые туфы, агломератовые туфы более характерны для жерловой фации.

Эффузивы талданского комплекса принадлежат калиево-натриевому типу щелочности с единичными пробами, соответствующими натриевому типу; для них характерна нормальная щелочность, изредка доходящая до умеренной. Породы комплекса высокоглиноземистые, иногда весьма высокоглиноземистые (Козырев и др., 2001). Распределение литофильных элементов в рассматриваемых породах идентично таковому в породах буриндинского комплекса с сохранением дефицита Nb и Ta и слабым обогащением Sr (табл. 5.23). Некоторым отличием является чуть более высокий уровень HREE (рис. 5.57). Породам свойственны отрицательные значения $\varepsilon Nd_{(t)}$ = –3,5... –4,8, рифейские модельные возрасты 1,0–1,3 и достаточно высокие начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ = 0,7066–0,7078 (Sorokin, Ponomarchuk, 2002).

На основании остатков разнообразной пресноводной фауны (*Limnocyrena sibirica* (Ramm), *Leptesthes elongatus* Mart., *Unio* cf. *obrutschevi* Mart., *U. elongata* Mart., *U.* ex. gr. *pseudomargaritana* Mart. и др.) и флоры (*Coniopteris nympharum* (Heer) Vachr., *C. arctica* (Pryn.) Samyl. и др.) возраст талданской свиты – баррем–апт (Решения..., 1994; Козырев, 2000). В результате $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования дациандезитов (обр. К-290-1) Талданского и андезибазальтов Аблюкунского вулканических полей получены одинаковые значения возраста 123–127 млн лет (табл. 5.24) как по плато, так и по величине угла наклона изохроны (СКВО = 0,6...1,9), что соответствует баррему и, вероятно, отвечает времени образования комплекса (Сорокин и др., 2003, 2004).

Наиболее поздние мезозойские магматические ассоциации представлены бимодальным трахибазальт-риолитовым (галькинским) и трахибазальт-трахиандезитовым комплексами. Они явно наложены и, вероятно, не связаны с формированием Умлекано-Огоджинского пояса, как предполагалось ранее (Геология зоны..., 1988; Мартынюк и др., 1990; и др.).

Раннемеловой трахибазальт-риолитовый галькинский комплекс представлен трахибазальтами, трахиандезибазальтами, трахиандезитами, трахириода-

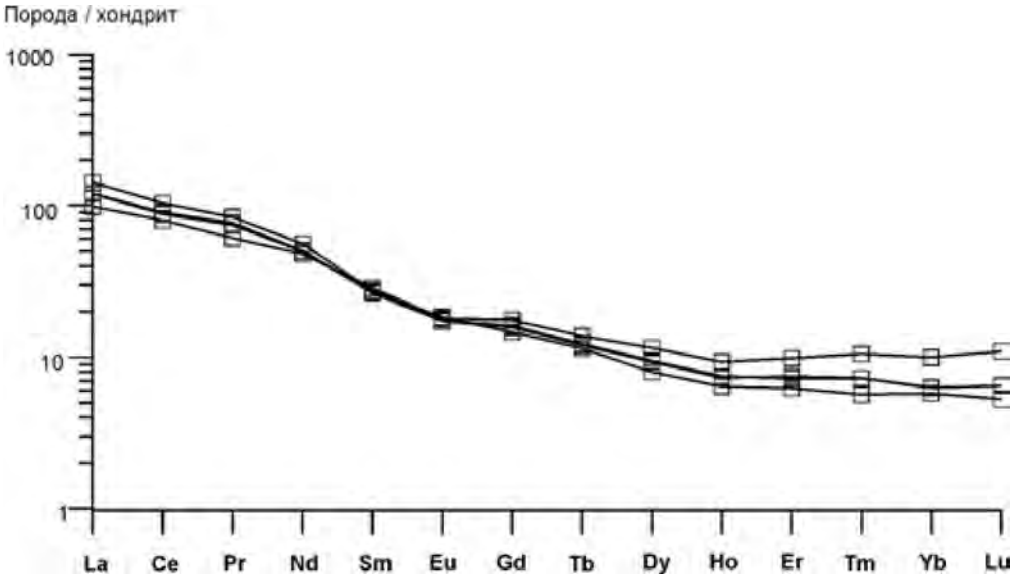


Рис. 5.57. Нормированное по хондриту (McDonough, Sun, 1995) распределение редкоземельных элементов в андезитах талданского вулканического комплекса

цитами, риолитами, трахириолитами. Комплекс слагает незначительные по площади вулканические поля. Отчетливое преобладание основных и кислых разностей позволяет отнести эти образования к бимодальной ассоциации. По составу вкрапленников среди трахибазальтов различаются плагиоклазовые и ортопироксеновые разности. В трахириодацитах во вкрапленниках часто встречается санидин. В высокоглиноземистых риолитах есть единичные зерна кордиерита (Козырев и др., 2001; Сорокин и др., 2003, 2004).

Эффузивы галькинского комплекса характеризуются умеренной щелочностью основных и средних пород и нормальной – кислых. Породы относятся к калиево-натриевому типу щелочности до калиевого для редких проб. Основные, средние и кислые вулканиты галькинской свиты являются высокоглиноземистыми (Козырев и др., 2001). В сравнении с близкими по кремнекислотности породами талданского комплекса трахибазальты галькинского комплекса отчетливо обогащены большинством LILE, REE и HFSE (табл. 5.23), имеют более дифференцированный спектр лантаноидов $La/Yb_{(n)}$ = 17 (рис. 5.58). Риолиты этого комплекса по большинству LILE и REE в целом отвечают составу верхней континентальной коры. В то же время отмечается некоторый дефицит Nb, Ta, Y, Yb, но менее ярко выраженный, чем в гранитоидах рассмотренных выше комплексов. Характерная особенность риолитов – отчетливый европиевый минимум $(Eu/Eu^*_{(n)}$ = 0,6 (рис. 5.58). Вулканиты трахибазальт-риолитового галькинского комплекса характеризуются отрицательными значениями параметра $\varepsilon Nd_{(t)}$ = –1,4... –3,3 и рифейскими модельными возрастами 1,0–1,2. Им свойственны умеренно низкие начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ = 0,7056–0,7062 (Sorokin, Ponomarchuk, 2002).

По нашим исследованиям вулканитов Галькинского поля, $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопный возраст (по матриксу) составил для трахибазальтов 118,7±1,8 млн лет, а для риолитов – 115,3±1,5 млн лет (табл. 5.24) (Сорокин и др., 2003, 2004). Эти результаты соответствуют данным изотопного датирования риолитов Ковриж-кинского вулканического поля U-Pb методом, выполненного в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (С.-Петербург), – 117±1 млн лет (Козырев и др., 2001). Таким образом, наиболее вероятный возраст излияния вулканитов галькинского комплекса 115–119 млн лет (апт).

Ранне-позднемеловой трахибазальт-трахиандезитовый комплекс выделен сравнительно недавно (Сорокин и др., 2003, 2004). Ранее описанные образования включались в рассмотренный выше галькинский комплекс. Он сложен трахибазальтами, трахиандезибазальтами, трахиандезитами, практически тождественными составу основных и среднеосновных пород раннемелового трахибазальт-риолитового галькинского комплекса (табл. 5.23, рис. 5.58).

Возраст пород определяется на основе $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопного датирования трахиандезита Улунгинского вулканического поля, для которого получено значение для плато 97,5±0,6 млн лет (по амфиболу) и близкий изохронный возраст – 94±1,2 млн лет при СКВО = 3,0 (табл. 5.24) (Сорокин и др., 2003, 2004). Этот абсолютный возраст соответствует сеноману.

Таким образом, в Верхнем Приамурье последовательность формирования магматических ассоциаций (комплексов) следующая: магдагачинский комплекс субщелочных и щелочных гранитов и гранит-

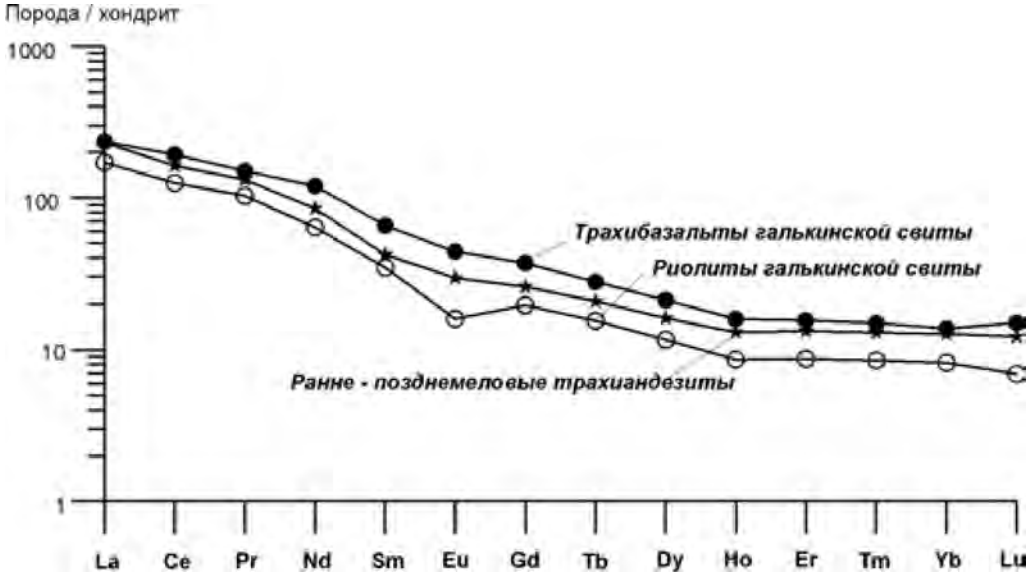


Рис. 5.58. Нормированное по хондриту (McDonough, Sun, 1995) распределение редкоземельных элементов в вулканических породах галькинского и трахибазальт-трахиандезитового комплексов

порфиров – около 145 млн лет (требует уточнения), верхнеамурский гранит-гранодиоритовый – 134–140 млн лет, буриндинский монцодиорит-гранодиоритовый – 127–130 млн лет, талданский андезитовый – 123–127 млн лет, галькинский трахибазальт-риолитовый – 115–119 млн лет и трахибазальт-трахиандезитовый – 94–97 млн лет.

Весьма актуальна проблема корреляции различных ареалов мезозойского магматизма Амурского супертеррейна. В этой связи следует отметить, что в некоторых схемах структурного районирования (Геологическая карта..., 1999; Гордиенко и др., 2000; и др.) Умлекано-Огождинский пояс рассматривается как продолжение Большехинганского пояса обширного Восточно-Азиатского вулканогенно-плутоногенного мегаареала. Проведенный авторами сравнительный анализ (Сорокин и др., 2004) на основе собственных данных, а также заимствованных из литературы материалов по изотопному возрасту магматических образований северного (Гордиенко и др., 2000; Чжан Хун и др., 2000; Wei-Ming Fan et al., 2003), а также центрального и южного (Bor-ming Jahn et al., 2001; Chun-Sheng Wei et al., 2000; Fu-yuan Wu et al., 2000) сегментов Большехинганского пояса позволяет обратить внимание на следующее.

1. Закономерность проявления магматизма внутри Большехинганского и Умлекано-Огоджинского поясов близка или тождественна. Это выражается в смене известково-щелочных ассоциаций (гранитоиды I- и S-типа и преимущественно андезитовые вулканические серии) на субщелочные и щелочные ассоциации (бимодальные и щелочно-базальтовые вулканические серии).

2. Возраст формирования близких по составу магматических ассоциаций сравниваемых поясов различен. Известково-щелочной магматизм Большехинганского пояса проявился в позднеюрское время, а Умлекано-Огоджинского – в начале раннего мела. Отмеченная выше смена характера магматизма в сравниваемых поясах произошла также несинхронно – в начале раннего мела и конце раннего мела соответственно. В то же время эти различия нивелируются, если привлекать данные лишь для северного сегмента Большехинганского пояса (Гордиенко и др., 2000; Чжан Хун и др., 2000; Wei-Ming Fan et al., 2003).

3. В Большехинганском поясе широко распространены раннемеловые редкометалльные гранитоиды А-типа (Bor-ming Jahn et al., 2001; Chun-Sheng Wei et al., 2000; Fu-yuan Wu et al., 2000), которых нет в Умлекано-Огоджинском поясе.

Таким образом, приведенные материалы свидетельствуют о несинхронном проявлении магматизма Большехинганского и Умлекано-Огоджинского поясов (во всяком случае, до середины раннемелового времени, когда был создан основной их объем), что определенно препятствует их прямому объединению в единую структуру. Можно полагать, что до указанного времени сравниваемые пояса формировались в значительной степени автономно. Но эта трудность может быть преодолена, если предположить, что единый пояс формировался с омоложением в северном и северо-восточном направлениях. Более поздние субщелочные и щелочные ассоциации Верхнего Приамурья (бимодальные и щелочно-базальтовые вулканические серии), возникшие в конце раннего мела и на рубеже раннего и позднего мела, имеют свои ярко выраженные геохимические особенности и, скорее всего, должны рассматриваться не в составе Большехинганского и Умлекано-Огоджинского поясов, а как наложенные на них образования.

Происхождение мезозойского магматизма северной окраины Амурской плиты дискуссионно. Л.П. Зоненшайн одним из первых предложил два возможных варианта геодинамической позиции этих образований: над зоной субдукции или в связи с деятельностью «горячей точки» (Зоненшайн и др., 1990). Эти варианты доминируют до настоящего времени (Коваленко и др., 1999; Ярмолюк и др., 2000; Гордиенко и др., 2000; Моисеенко и др., 2000). А.И. Ханчук предложил альтернативную модель – обстановку трансформной окраины (Ханчук, 2000). Отметим, что для Умлекано-Огоджинского вулкано-плутонического пояса многовариантость геодинамической интерпретации во многом остается. Одна из причин такой неопределенности – не вполне очевидное структурное положение этого пояса. Как показывают последние результаты, вулканиты Огоджинской зоны, традиционно рассматривавшейся как восточный фланг пояса, более молодые – 108–105 млн лет ($^{40}Ar/^{39}Ar$ метод) (Рассказов и др., 2003). Таким образом, появились данные, ставящие под сомнение большую протяженность пояса в восточном направлении. Если исходить лишь из геохимических особенностей пород, то позднеюрский(?) комплекс субщелочных и щелочных гранитов и гранит-порфиров (магдагачинский), раннемеловой гранит-гранодиоритовый (верхнеамурский), раннемеловой монцодиорит-гранодиоритовый (буриндинский) комплексы, а также раннемеловой андезитовый (талданский) комплекс, сформированные в течение 145–123 млн лет, могут отвечать обстановкам как активной, так и трансформной континентальной окраин. Более поздние бимодальный трахибазальт-риолитовый (галькинский) и трахибазальт-трахиандезитовый и вулканические комплексы, проявившиеся в интервале 119–94 млн лет, обладая признаками внутриплитного происхождения, могут быть связаны либо с обстановкой трансформной континентальной окраины, либо с начальными этапами формирования континентального рифта. Этот вопрос нуждается в дальнейшем уточнении.

ВЕРХНЕ-СЕЛЕМДЖИНСКАЯ ЗОНА

Умлекано-Огоджинский вулкано-плутонический пояс представляет собой типичный пример пограничной линейной структуры между аккреционными призмами Монголо-Охотского орогенного пояса и Амурской плиты (Зоненшайн и др., 1990) (рис. 5.59). По характеру взаимодействия плит пояс может быть отнесен к коллизионно-трансформным, которым свойственно сочетание зон коллизии (сжатия) и зон синсдвигового растяжения с развитием депрессий типа «pull-apart». В этой связи в строении пояса выделяются зоны с сокращенной мощностью гранито-гнейсового слоя (более мощным «базальтовым» слоем) и участки с мощной сиалической корой в крупных сводовых поднятиях, что отражается в магнитных аномалиях. Гонжинская, Зейско-Депская, Верхне-Селемджинская зоны пояса по типу геодинамического развития близки обстановкам трансформных окраин, Октябрьская и самые восточные зоны – Эзопская и частично Ям-Алинская – типичные коллизионные структуры. Вследствие этого вулканизм и металлогения зон весьма различны.

Развитие вулканизма пояса достаточно подробно охарактеризовано (Сухов, 1975; Вулканические пояса..., 1984; Тихоокеанская окраина…, 1991; и др.). Однако по некоторым его звеньям накопленный материал не получил должной интерпретации. Таким звеном, формировавшимся в условиях, близких к трансформным обстановкам, является Верхне-Селемджинская зона, в которой широко развита золотая минерализация. Вулканические и интрузивные породы зоны содержат важную информацию об ус-

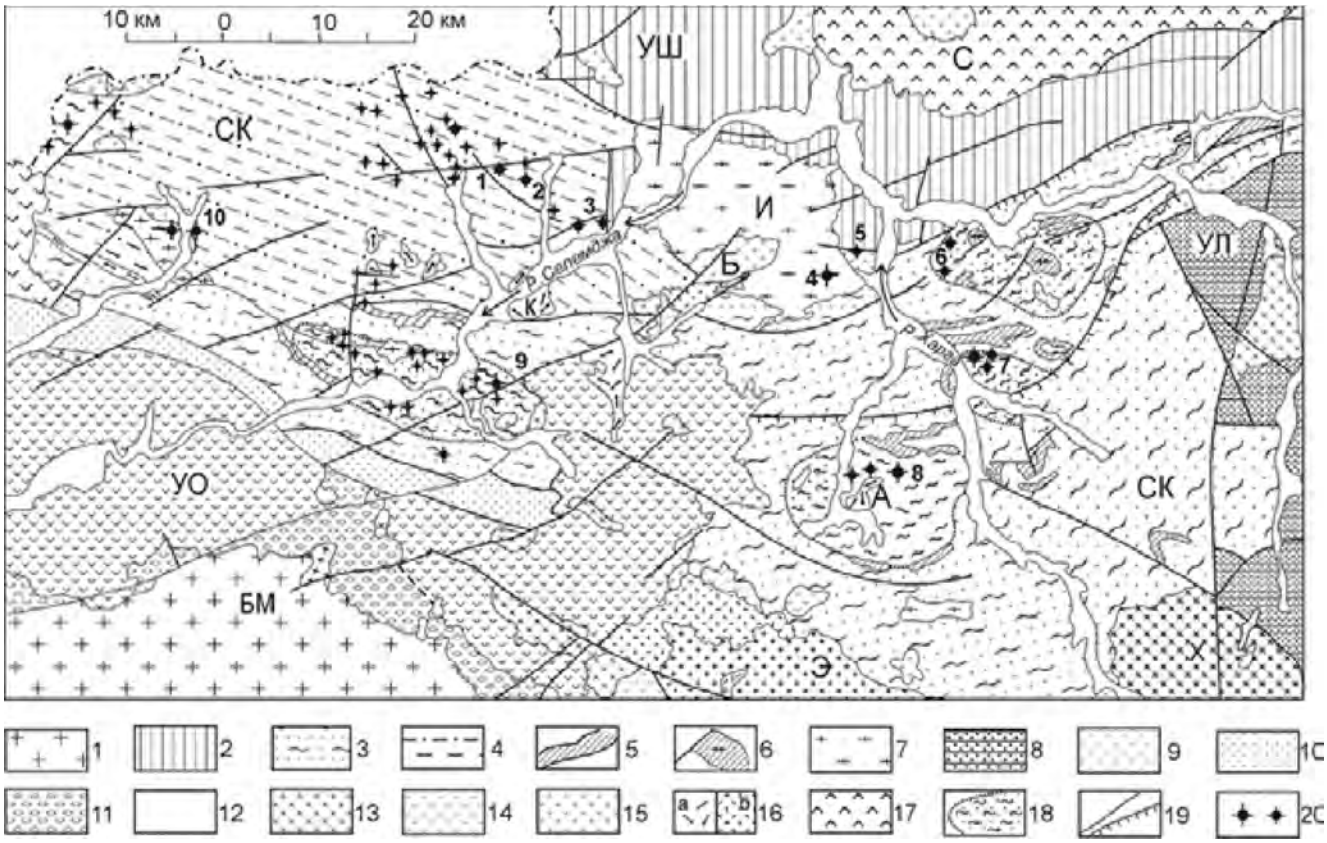


Рис. 5.59. Геотектоническая схема Верхне-Селемджинской зоны Умлекано-Огоджинского вулкано-плутонического пояса. Составлена по материалам Геологической карты Амурской области М 1:500 000 (отв. исполнитель Ю.Р. Волкова, 1996 г.) с привлечением данных В.Г. Моисеенко (1965).

1 – протерозойско-палеозойские образования Буреинского (БМ) террейна; 2 – палеозоиды Удско-Шантарского (УШ) террейна; 3–6 – палеозоиды Селемджино-Кербинского (СК) террейна: 3 – осадки нижнего и среднего карбона, метаморфизованные в зеленосланцевой фации, 4 – осадки среднего и верхнего карбона, филлитизированные, 5 – зеленокаменные породы по габброидам, 6 – зеленокаменные породы по плагиогранитам; 7 – позднепалеозойские гранитоиды; 8 – турбидиты Ульбанского (УЛ) террейна; 9–11 – молассоидные комплексы, перекрывающие террейны: 9 – триасовый (Мариинский грабен), 10 – юрский (Стойбинский грабен), 11 – раннемеловой угленосный (Огоджинский грабен); 12 – четвертичные отложения; 13 – раннемеловые гранитоиды; 14 – раннемеловые вулканиты Верхне-Селемджинской зоны (УО); 15 – ранне-позднемеловые гранитоиды; 16 – ранне-позднемеловые: а – лейкомикрограниты, б – риолитоиды; 17 – позднемеловые вулканиты Селитканской (С) зоны; 18 – метаморфические куполовидные структуры; 19 – разломы и надвиги; 20 – месторождения и проявления золота: 1 – Иннокентьевское, 2 – Токурское, 3 – Тарнахское, 4 – Ингаглинское, 5 – Ясненское, 6 – Унгличиканское, 7 – Харгинское, 8 – Афанасьевское, 9 – Сагурское, 10 – Ворошиловское. Гранитоидные массивы: А – Афанасьевская интрузия, Б – Брюс, И – Ингаглинский, К – Карауракский, Х – Харгинский, Э – Эзопский

ловиях формирования пояса. Приведем их характеристику и анализ материалов.

Зона расположена на южных склонах хр. Джагды в бассейне верхнего течения р. Селемджа, левого притока р. Зея. В общих чертах ее положение совпадает с Верхне-Селемджинским золотоносным районом.

Магматические комплексы Верхне-Селемджинского района достаточно специфичны (Фатьянов, 1977) и в целом отражают геотектоническую эволюцию Монголо-Охотского орогенного пояса. Позднепалеозойские интрузивы здесь дискордантны складчато-надвиговым структурам аккреционной призмы, но по своей длинной оси ориентированы субсогласно генеральному простиранию складок. В верхнем же мезозое, вследствие левостороннего смещения Северо-Азиатского кратона (Натальин, 1991), когда палеозойские структуры Монголо-Охотского орогенного пояса подверглись уже синсдвиговым деформациям («мягкой» коллизии), раннемеловые вулканиты ряда провинций, по данным М.И. Кузьмина и В.С. Антипина (1982), формировались в условиях рифтогенеза. Меловые вулкано-плутонические комплексы Верхне-Селемджинской зоны содержат важную информацию о типичных геодинамических обстановках, сопровождавших трансформно-сдвиговый режим Монголо-Охотского орогенного пояса.

По структурно-морфологическим признакам, возрасту и происхождению в раннемеловом комплексе выделены: 1) готерив-аптские андезиты синсдвигового рифтогенеза (Верхне-Селемджинская вулканическая зона); 2) альбские гранитоиды синсдвиговых дислокаций; 3) альб-сантонские диориты синсдвиговых трещин отрыва (малые интрузии).

Андезиты синсдвигового рифтогенеза (Верхне-Селемджинская вулканическая зона). Верхне-Селемджинская вулканическая зона трассирует систему глубинных разломов. Вулканиты залегают на раннемеловой молассе Огоджинского грабена, слабо дислоцированы и прорваны меловыми гранитоидами. Возраст андезитов бассейна руч. Унерикан 134 млн, а андезидацитов – 122 млн лет (В.Б. Григорьев и др., 1967 г.). В основании вулканической зоны находятся алевритовые и псефитовые туфы андезитов, выше сменяющиеся псефитовыми и грубопсаммитовыми – с туфоконгломератами и туфобрекчиями. Мощность туфовой толщи 250–400 м. На туффизитах залегают покровы андезитов с прослоями туфов, туфо- и лавобрекчий общей мощностью 500–800 м. Завершают разрез андезидациты (до 300 м).

Андезиты – породы с пойкилитовой или гиалопилитовой структурой основной массы и порфировыми вкрапленниками (иногда до 70 %) плагиоклаза, пироксена и амфибола. Размер вкрапленников обычно 0,5–2 мм. Преобладают плагиоклазовые, реже пироксен-плагиоклазовые, а иногда пироксен-амфиболовые разности. Фенокристы плагиоклаза относятся к андезину ($Pl_{30–50}$), нередко зональны с более основным ядром. Пироксен вкрапленников ромбический, редко моноклинный. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, зерен моноклинного пироксена, изредка – стекла. Среди андезитов встречаются лавы андезибазальтов, отличающиеся увеличением количества пироксена во вкрапленниках и основной массе.

Андезидациты тяготеют к северному обрамлению вулканической зоны. Это массивные (иногда флюидальные) породы с порфировыми вкрапленниками (до 20 %) плагиоклаза, кварца, реже пироксена. Плагиоклаз вкрапленников ($Pl_{25–40}$) часто зонален с более основным ядром. Основная масса микропойкиллитовая или гиалопилитовая и состоит из микролитов плагиоклаза, зерен кварца, амфибола, иногда пироксена, рудного минерала и стекла.

В вулканитах зоны отмечены слабые признаки пропилитовых изменений. Новообразованные минералы представлены карбонатом, серицитом, эпидотом, амфиболом, биотитом, иногда цеолитами, тальком, серпентином и халцедоном.

Гранитоиды синсдвиговых дислокаций. Гранитоидные массивы формировались на разной глубине в условиях синсдвиговых напряжений, вызывавших коробление осадочно-метаморфического чехла аккреционной призмы. Они развиты к северу от Верхне-Селемджинской вулканической зоны. Субвулканические гранитоидные тела – Карауракский массив, Осипканская и Афанасьевская интрузии – сгруппированы в подобие полосы, субпараллельной вулканической зоне. Гипабиссальные же массивы, типичным представителем которых является массив Брюс, размещены не закономерно. Они сопровождаются близкими по составу скоплениями даек, штоков и штокообразных тел.

Карауракский массив площадью около 20 км^2 расположен в верхнем течении р. Селемджа. В эндоконтакте массива с вмещающими породами развиты риолиты, которые к центральной части переходят в лейкократовые микрогранит-порфиры и микрограниты. Возраст Карауракского массива 105 млн лет, аналогичной по составу Афанасьевской интрузии – 107 млн лет (Фатьянов, 1972).

Риолиты имеют массивную текстуру, вкрапленники (до 10 %) кварца и плагиоклаза размером до 3 мм. Структура основной массы фельзитовая, а с приближением к контакту переходит в сферолитовую, с появлением глобулярных выделений (0,2–0,3 мм), состоящих из срастаний плагиоклаза и кварца.

В лейкократовых микрогранит-порфирах количество порфировых вкрапленников кварца и плагиоклаза может достигать 15 %. Иногда состав вкрапленников расширяется благодаря появлению калишпата и биотита. Вкрапленники плагиоклаза относятся

к андезину ($Pl_{35–40}$). Основная масса микрогранитной структуры сложена калишпатом (35–45 %), олигоклазом (25–35 %), кварцем (25–35 %) и биотитом (до 5 %). Иногда в основной массе отмечается турмалин.

Массив Брюс площадью около 35 км^2 расположен в верховьях руч. Брюс, левого притока р. Селемджа. Он сложен среднезернистыми биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами. Возраст его 103–98 млн лет (В.Б. Григорьев и др., 1967 г.; Фатьянов, 1972).

Граниты – гипидиоморфнозернистые, с редкими порфировыми выделениями полевых шпатов. Они сложены плагиоклазом (30–45 %), калишпатом (20–30 %), кварцем (20–25 %), биотитом (5–12 %), роговой обманкой (5–10 %) и пироксеном (до 1 %). Плагиоклаз – андезин-лабрадор ($Pl_{45–55}$). В гранодиоритах больше плагиоклаза и меньше – калишпата и кварца, а соотношение темноцветных минералов сохраняется. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, ортитом, анатазом, рутилом и титаномагнетитом. В одном из штоков гранит-порфиров руч. Ивановский присутствует гранат. Вторичные изменения – серицит по плагиоклазу, хлорит по темноцветным – проявлены слабо.

Диоритоиды синсдвиговых трещин отрыва (малые интрузии). Малые интрузии сгруппированы в субширотной полосе, которая совпадает с золотоносной полосой. В структурно-морфологическом отношении они разделяются на серии даек диабазовых и диоритовых порфиритов и штоков диоритовых тел. Характерно, что дайки и цепочки штоков в полосе концентрации ориентированы ортогонально.

Возраст малых интрузий: даек диоритового и диабазового порфирита правобережья руч. Токур – соответственно 108 млн и 100 млн (Фатьянов, 1972), диоритового порфирита правобережья руч. Брюс – 99 млн (В.Б. Григорьев и др., 1967 г.), штоков диоритов правобережья руч. Токур и руч. Мал. Караурак – 98 млн и 86 млн лет (Фатьянов, 1972). Возраст образования малых интрузий 108–86 млн лет, однако три анализа из пяти показывают 100–98 млн лет.

Дайки порфиритов – переменной мощности (изредка до первых сотен метров) и протяженности (иногда до 3 км) северо-восточного, субмеридионального, реже северо-западного простирания, крутого падения на запад или восток под углами 70–90°. Нередко образуют скопления до 15 даек. Диабазовые порфириты – порфировой структуры с вкрапленниками (до 30 %) плагиоклаза, пироксена, реже амфибола. Пироксен моноклинный (диопсид-авгит) или ромбический (энстатит-бронзит). Плагиоклаз – лабрадор или лабрадор-битовнит ($Pl_{50–70}$). Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза ($Pl_{45–60}$, иногда $Pl_{35–40}$) с подчиненным количеством пироксена и амфибола. Изредка отмечаются сферолитовые выделения калишпата и кварца, раскристаллизованное стекло. Структура основной массы офитовая, пилотакситовая, гиалопилитовая и интерсертальная. В диоритовых порфиритах вкрапленники представлены плагиоклазом ($Pl_{40–55}$), амфиболом, иногда пироксеном, редко кварцем. Основная масса афанитовой, гиалопилитовой и интерсертальной структуры сложена микролитами среднего плагиоклаза с подчиненным количеством амфибола, кварца и калишпата.

Штоки диоритов – столбообразные округлые, иногда удлиненные, обычно с падением к юго-западу под углами 60–70°. Крупные тела, площадью до 2 км^2, достаточно редки. Один из них – Гербичанский шток – сложен габбро-диоритами. В других крупных штоках С.А. Шер и О.И. Ковалева (1954 г.) отметили подобие зонального строения с постепенной сменой к центру диоритов гранодиоритами. Чаще же штоки – небольшие однородные тела, сложенные диоритами и монцодиоритами. Признаки монцонитоидного состава чаще присущи штокам из рудных полей.

Габбро-диориты Гербичанского штока – среднезернистые породы офитовой, габбровой и призматически-зернистой структуры, состоящие из плагиоклаза (50–75 %), пироксена (до 25 %), амфибола (до 20 %), иногда кварца (до 5 %). Плагиоклаз – лабрадор ($Pl_{45–65}$), изредка зонален с более основным ядром. Среди пироксенов преобладает ромбический (бронзит), встречается и моноклинный (диопсид). Амфибол представлен роговой обманкой. Акцессорные минералы – апатит и магнетит. Вторичные минералы – серицит, хлорит, карбонат, иногда амфибол.

Диориты, монцодиориты и кварцевые диориты – мелкосреднезернистые породы с признаками порфировидности благодаря крупным кристаллам амфибола, редко плагиоклаза. Они состоят из плагиоклаза (50–70 %), калишпата (до 20 %), биотита (5–15 %), амфибола (до 15 %), кварца (до 10 %), пироксена (до 10 %), сфена, циркона, апатита и рудного минерала. Структура их гипидиоморфнозернистая, участками – монцонитовая, иногда в эндоконтактах – сферолитовая и микропегматитовая. Состав плагиоклаза меняется от андезина (Pl_{30}) до лабрадора (Pl_{55}). Он нередко зонален, с более основным ядром. Калишпат образует призматические кристаллы и каемки вокруг зерен плагиоклаза. Амфибол представлен бурой роговой обманкой, а пироксен – салитом, иногда авгитом.

В рудных полях малые интрузии нередко пропилитизированы с развитием серицита, хлорита, карбоната и рудных минералов.

Трансформный сдвиговый режим Монголо-Охотской складчатой области в верхнем мезозое отразился на магматической деятельности, сопровождавшей скольжение литосферных плит. Состав меловых вулкано-плутонических комплексов Верхне-Се-

лемджинской зоны – от основных пород, с содержанием SiO_2 около 50 мас.%, до кислых, содержащих почти 75 мас.% SiO_2. Однако доминируют средние разности. Натрий в магматитах заметно преобладает над калием. Общая железистость пород от 30 до 85 %, возрастая от средних (30–55 %) к кислым (40–85 %). Глиноземистость вулкано-плутонитов, оцененная с помощью диаграммы $Al+2Ca/Na+K–SiO_2$ (Шкодзинский и др., 1992), изменяется широко – от гипер- до малоглиноземистых разностей, однако большая часть магматитов относится к умеренно глиноземистым породам.

Показательно распределение микроэлементов в магматических породах. Ni преобладает над Co в 3–6, Cr над V – в 2,5–6 раз, Pb и Zn находятся примерно в равных количествах (табл. 5.25). Несколько выделяются из этого ряда кислые дифференциаты комплекса – лейкограниты Карауракского массива – с преобладанием Cr над V в 36 раз. По отношению к кларкам земной коры, по А.П. Виноградову (1962), в магматитах выделяется группа избыточных элементов: Co, Cr, Cu, Pb, Sn. Сопоставимы с кларком содержания Ag, V и Ni – в андезитоидах и гранитоидах околокларковые, а Zn и Au в этих породах по отношению к кларкам – дефицитные. В диоритоидах малых интрузий, по сравнению с андезитоидами и гранитоидами, концентрация большинства элементов повышена в 2–6 раз, и для этой группы пород они также избыточные (Фатьянов, 1977, 1978).

Петрохимические диаграммы показывают, что андезиты Верхне-Селемджинской зоны, гипабиссальные гранитоиды и большая часть диоритов малых интрузий принадлежат известково-щелочной серии и относятся к породам нормальной щелочности. В область субщелочной серии отклоняются лишь лейкократовые субвулканические микрограниты и часть монцодиоритов рудных полей.

Особенности генезиса, эволюции и геодинамические обстановки проявления магматизма. Важные сведения о геодинамических обстановках и динамике движения расплавов при формировании вулкано-плутонических пород содержат данные по РЗЭ. Тренды их содержаний имеют отрицательный наклон, что указывает на обеднение тяжелыми элементами относительно легких (табл. 5.26, рис. 5.60). Обратим внимание на полную идентичность кривых для андезитов вулканической зоны и диоритов малых интрузий, характеризующихся отсутствием европиевой аномалии, что свидетельствует о быстром подъеме расплавов из очагов генерации магм в зоны кристаллизации. Очень сходны с этими кривыми тренды распределения элементов в умеренно кислых гранитоидах гипабиссального уровня глубинности. Они отличаются лишь наличием слабо выраженной отрицательной европиевой аномалии. В самых кислых составляющих комплекса эта аномалия выражена хорошо.

Спайдердиаграммы крупноионных и высокозарядных элементов дополняют данные по РЗЭ (табл. 5.26, рис. 5.61). Формы кривых распределения для андезитов вулканической зоны и диоритов малых интрузий почти совпадают. Они имеют отрицательный уклон и небольшие отрицательные аномалии по Nb и Ti. Близки им по форме кривые для гипабиссальных гранитоидов, однако они имеют слабые отрицательные аномалии крупноионных совместимых элементов – Ba и Sr. На кривых для самых кислых дифференциатов комплекса – лейкократовых микрогранитов – уже хорошо выражены отрицательные аномалии Ba, Sr и Ti, свидетельствующие об отсадке плагиоклаза и ильменита в процессе дифференциации расплавов. Таким образом, графики распределения РЗЭ, крупноионных и высокозарядных элементов позволяют получить общие представления о динамике движения расплавов от очагов генерации в зоны кристаллизации. При формировании вулканической зоны и самостоятельных малых интрузий в условиях растяжения был характерен быстрый подъем средних по составу магм без признаков дифференциации, а в условиях синсдвиговых деформационнных напряжений медленное движение расплавов через осадочно-метаморфическую аккреционную

Таблица 5.25

Содержание микроэлементов в магматических породах Верхне-Селемджинской зоны (в г/т)

Порода	Элемент										
	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Sb	V	Cr	Co	Ni	Sn
Андезиты	0,0013	0,042	167	30	30	0,8	83	200	24	70	2,9
Андезидациты	0,0018	0,055	106	47	42	13,7	52	229	21	71	4,2
Брюс: граниты и гранодиориты	0,0017	0,046	83	36	48	15,1	63	370	19	65	10
Караурокский: лейкограниты	0,0022	0,074	51	38	57	–	1	36	1	6	5,4
Диабазовые и диоритовые порфириты	0,0072	0,036	220	146	190	–	410	1150	62	403	10
Габбро-диориты, диориты, монцодиориты	0,0222	0,53	183	155	148	16,1	293	800	66	348	11

Примечание. Золото определялось спектрохимическим методом, остальные элементы – спектральным количественным анализом в ДВГИ ДВО РАН. Прочерк – не обнаружено.

Таблица 5.26

Содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов в магматических породах Верхне-Селемджинской зоны

Параметры	Андезитоиды		Гранитоиды				Диоритоиды			
	И-1234	И-1288	И-1145	И-1134	И-1025	И-1135	И-1089	И-162	И-632	И-895
SiO_2	58,76	63,22	65,48	67,84	70,56	74,33	57,92	55,7	51,42	60,26
TiO_2	0,79	0,4	0,7	0,46	0,23	0,07	0,95	0,66	0,9	0,54
Al_2O_3	17,52	15,77	14,92	15,37	14,31	12,96	17,44	16,03	14,8	17,52
Fe_2O_3	4,14	3,41	0,77	1,46	1,38	0,55	1,55	1,86	2,94	3,1
FeO	2,33	0,71	3,59	2,24	2,41	0,96	5,03	4,85	5,56	2,13
MnO	0,1	0,12	0,06	0,11	0,06	0,03	0,12	0,14	0,15	0,09
MgO	3,8	2,83	3,4	1,19	0,4	0,41	4,4	5,93	9,2	1,12
CaO	5,84	4,88	3,34	2,22	0,83	0,93	6,39	3,98	4,17	5,1
Na_2O	3,35	4,06	3,05	3,89	4,21	3,82	3,32	4,65	4,05	4,39
K_2O	2,06	2,35	3,48	4,2	4,8	4,6	1,85	2,4	1,06	2,92
P_2O_5		0,24				0,08	0,2			0,24
CO_2		0,13								
H_2O^+	1,16	1,36	0,78	0,8	0,66		1,05	2,83	4,37	
H_2O	0,08	0,64	0	0,25	0,07	0,02	0	0,78	0,48	0,02
п.п.п.	0,52	0,22	0	0	0	0,82	0	0	0,51	2,15
Сумма	100,45	100,34	99,57	100,03	99,92	99,58	100,22	99,81	99,61	99,58
La	19,6	18,7	24,9	30,1	8,28	12,1	17,1	19,1	12,2	21,2
Ce	41,8	40,1	53	64,5	17,6	27,9	37,2	41,9	27,1	45
Pr	5,03	4,56	6,08	7,41	2,17	3,45	4,49	5,1	3,35	5,29
Nd	18,4	16,1	21,2	26	8	13,4	17	19,3	13,2	19,4
Sm	3,67	3,22	4,06	4,97	2,36	4,21	3,63	3,85	2,96	3,69
Eu	1,01	0,83	0,701	0,91	0,33	0,14	0,92	1,06	0,82	0,93
Gd	3,38	3,07	3,89	4,37	1,82	4,57	3,46	3,35	2,97	3,09
Tb	0,49	0,44	0,573	0,64	0,19	0,67	0,53	0,49	0,48	0,45
Dy	2,86	2,5	3,28	3,55	0,78	3,27	3,21	2,76	2,84	2,55
Ho	0,53	0,47	0,634	0,67	0,1	0,46	0,62	0,55	0,58	0,49
Er	1,57	1,37	1,8	1,48	0,23	0,95	1,84	1,52	1,69	1,38
Tm	0,22	0,21	0,26	0,27	0,03	0,1	0,27	0,21	0,26	0,2
Yb	1,49	1,34	1,72	1,73	0,18	0,55	1,76	1,41	1,65	1,33
Lu	0,22	0,21	0,273	0,25	0,03	0,06	0,27	0,21	0,26	0,21
ΣРЗЭ	100,27	93,12	122,371	146,85	42,1	71,83	92,3	100,81	70,36	105,21
Nb	8	5	9	10	10	11	8	6	8	9
Rb	85,3	75,9	158	117	148	191	66,9	53,6	25,3	83,3
Sr	384	243	204	193	78,9	24,6	263	564	303	389
Y	14,1	11,8	16,3	17	2,9	13,2	15,6	13,1	14,5	12,4
Zr	118	107	78,6	98,2	34,9	42,6	116	124	95,3	120
Cs	3,58	4,28	18,1	15,3	7,36	14,01	4	0,49	1,49	1,38
Ba	535	385	470	615	390	52,5	316	392	877	424
Hf	3,55	3,41	3,09	3,55	2,29	2,64	3,6	3,58	2,8	3,77
Pb	11,9	20,2	9,93	34,3	29	34	17,6	55,7	10,3	15
Th	10,5	8,35	20,6	13	7,36	10,9	7,62	7,42	3,89	8,51
U	3,01	3,16	3,93	2,29	2,44	2,16	1,66	1,81	0,93	3,06

Примечание. Андезиты – И-1234 и андезидациты – И-1288 (вулканическая зона), гранодиориты – И-1145 (массив Брюс), гранит-порфиры – И-1134 (шток, руч. Ивановский), лейкократовые микрограниты – И-1025 (Карауракский массив) и И-1135 (Афанасьевская интрузия), габбро-диориты – И-1089 (Гербичанский шток), монцодиориты – И-162 (шток руч. Токур), диабазовые порфириты – И-632 (дайка, руч. Токур), диоритовые порфириты – И-895 (дайка, правый борт р. Селемджа). Химические анализы пород (мас.%) и микроэлементный (г/т) рентгено-флюоресцентный анализ Nb выполнены в ДВГИ ДВО РАН, анализы РЗЭ – в Научно-исследовательском центре г. Потсдама (Германия). Пропуск – нет данных.

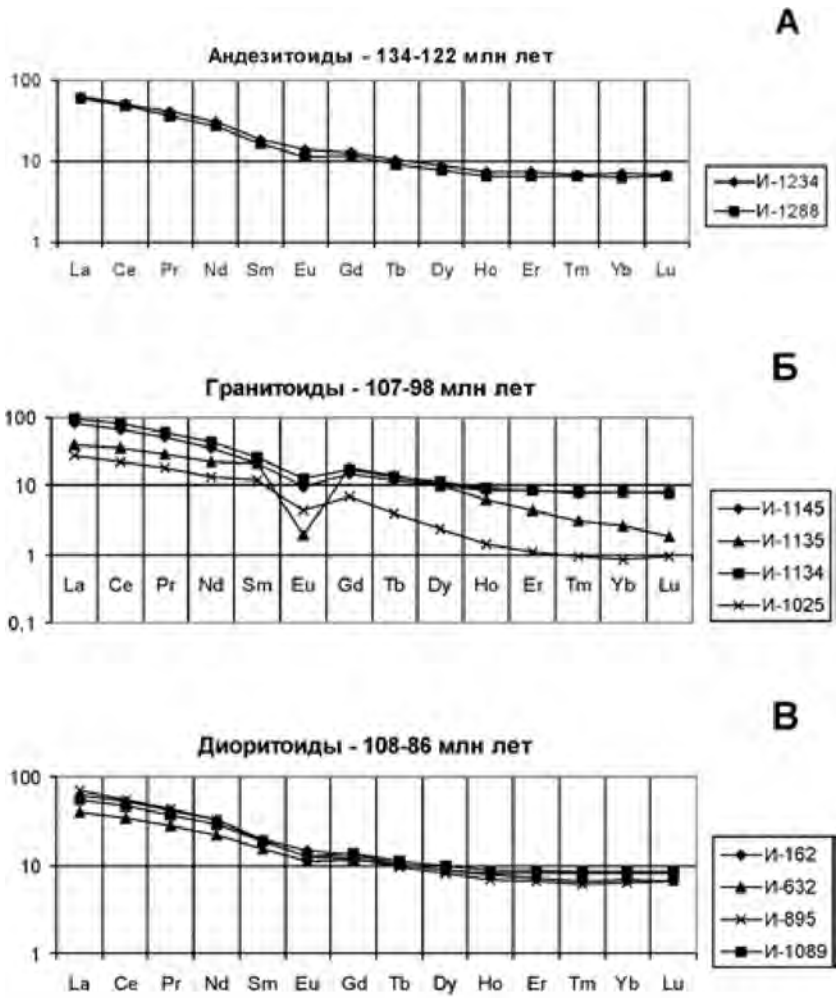


Рис. 5.60. Нормированное по хондриту (Bard, 1970) распределение редкоземельных элементов в магматических породах Верхне-Селемджинской зоны.

А – андезитоиды синсдвигового рифтогенеза; Б – гранитоиды синсдвиговых дислокаций; В – диоритоиды синсдвиговых трещин отрыва (самостоятельные малые интрузии)

призму с дифференциацией магм и формированием гранитоидных массивов на разной глубине.

По соотношениям Nb–Y и Rb–(Y+Nb) магматические породы комплекса соответствуют обстановкам образования вулканических дуг (рис. 5.62). Диаграмма Rb–Sr (Ферштатер, 1987) показывает, что исходными расплавами для них могли быть производные толеитовой континентальной и островодужной магм (рис. 5.63). Из диаграмм Rb–K_2O, (La/Yb)–(Yb) можно предположить их возможную связь с амфиболитами нижней коры. Оценка областей генерации магм согласуется с представлениями о сокращенной мощности гранито-гнейсового слоя в Монголо-Охотском орогенном поясе и возможности залегания геосинклинальных осадков прямо на «базальтовом» слое (Геохимическая модель…, 1984). Геохимические данные (табл. 5.25, 5.26) также показывают, что магмы генерировались в «базальтовом» слое коры в условиях трансформно-сдвигового режима, возможно, при участии на отдельных этапах мантийной составляющей. В этой связи информативна диаграмма NK/A–A/CNK (Maeda, 1990). Магматиты комплекса образуют компактное сгущение в полях I-S, а также обособленный ареал в поле А (рис. 5.64). При этом сгущение I-S условно разделяется на два сектора: левый, с магматитами I-типа – андезитами Верхне-Селемджинской зоны и диоритами малых интрузий и правый, с магматитами I- и S-типа – гипабиссальными гранитоидами. А-тип представляют лейкократовые микрограниты субвулканических массивов. По диаграмме же Fe_3/Fe_2–A/CNK все магматиты комплекса, располагаясь как в области магнетитовой, так и ильменитовой серий, принадлежат I-типу.

Рудная специализация комплекса. Верхне-Селемджинский район – один из крупных центров золотодобывающей промышленности Приамурья. Оруденение относится к золото-кварцевой мало-

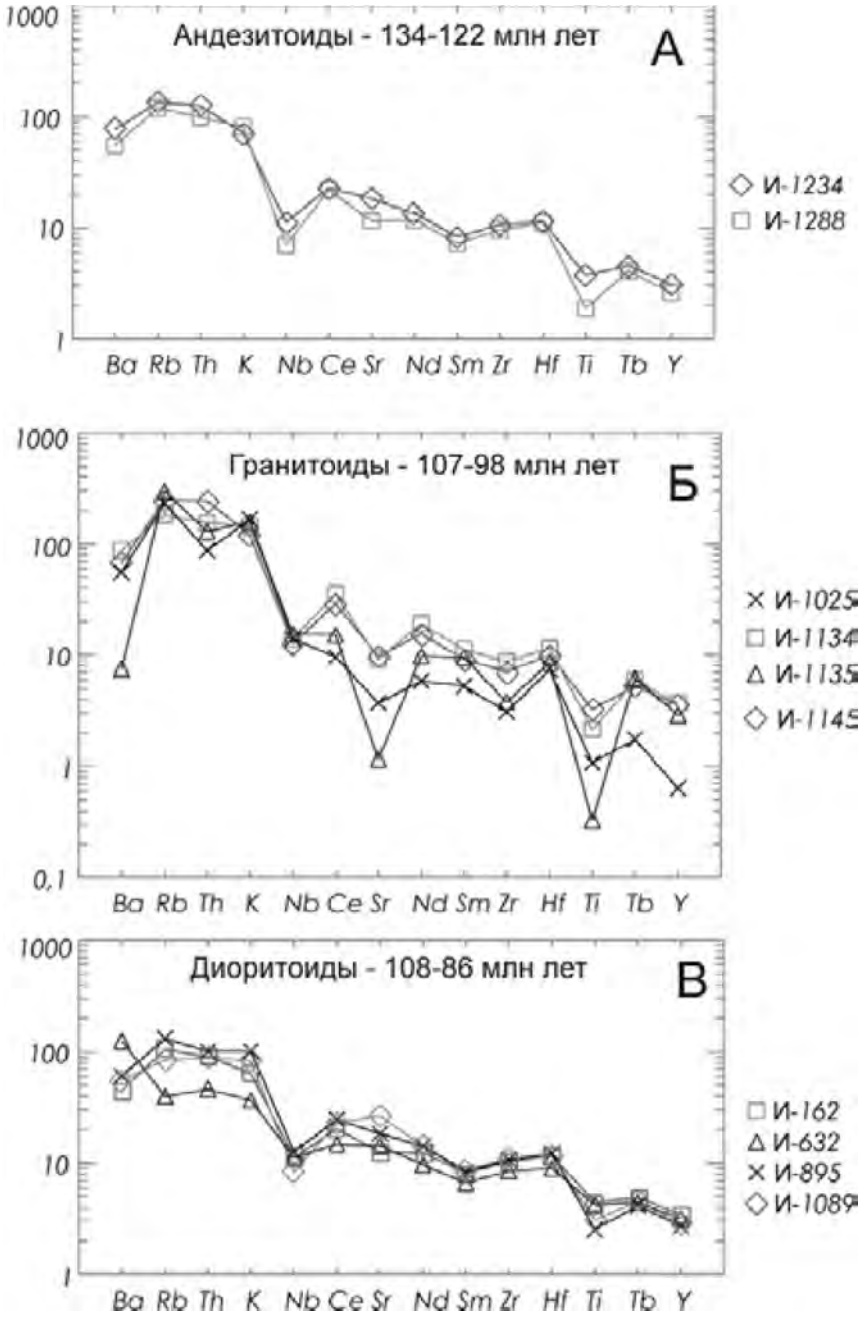


Рис. 5.61. Нормированное по хондриту (McDonough, Sun, 1995) распределение крупноионных и высокозарядных элементов в магматических породах Верхне-Селемджинской зоны.

А – андезитоиды синсдвигового рифтогенеза; Б – гранитоиды синсдвиговых дислокаций; В – диоритоиды синсдвиговых трещин отрыва (самостоятельные малые интрузии)

сульфидной формации. На ряде месторождений – заметные количества шеелита. Возраст самого известного месторождения Токур, определенный по околорудно-измененным породам, 133–112 млн лет (Фатьянов, 1972). Этот интервал включает длительный период формирования синсдвиговых рудовмещающих структур, поскольку серицит – основной калийсодержащий минерал околорудно-измененных пород – устойчив в условиях динамометаморфизма. Возраст же гидротермалитов, установленный по адуляру аргон-аргоновым методом, 114 млн лет (Фатьянов, Лэйер, 1995). Как видим, рудовмещающие структуры формировались синхронно с излиянием андезитовых лав, а фаза рудоотложения несколько опережала внедрение гранитоидных массивов. Таким образом, золотое оруденение парагенетически связано с вулкано-плутоническими породами позднемезозойского возраста.

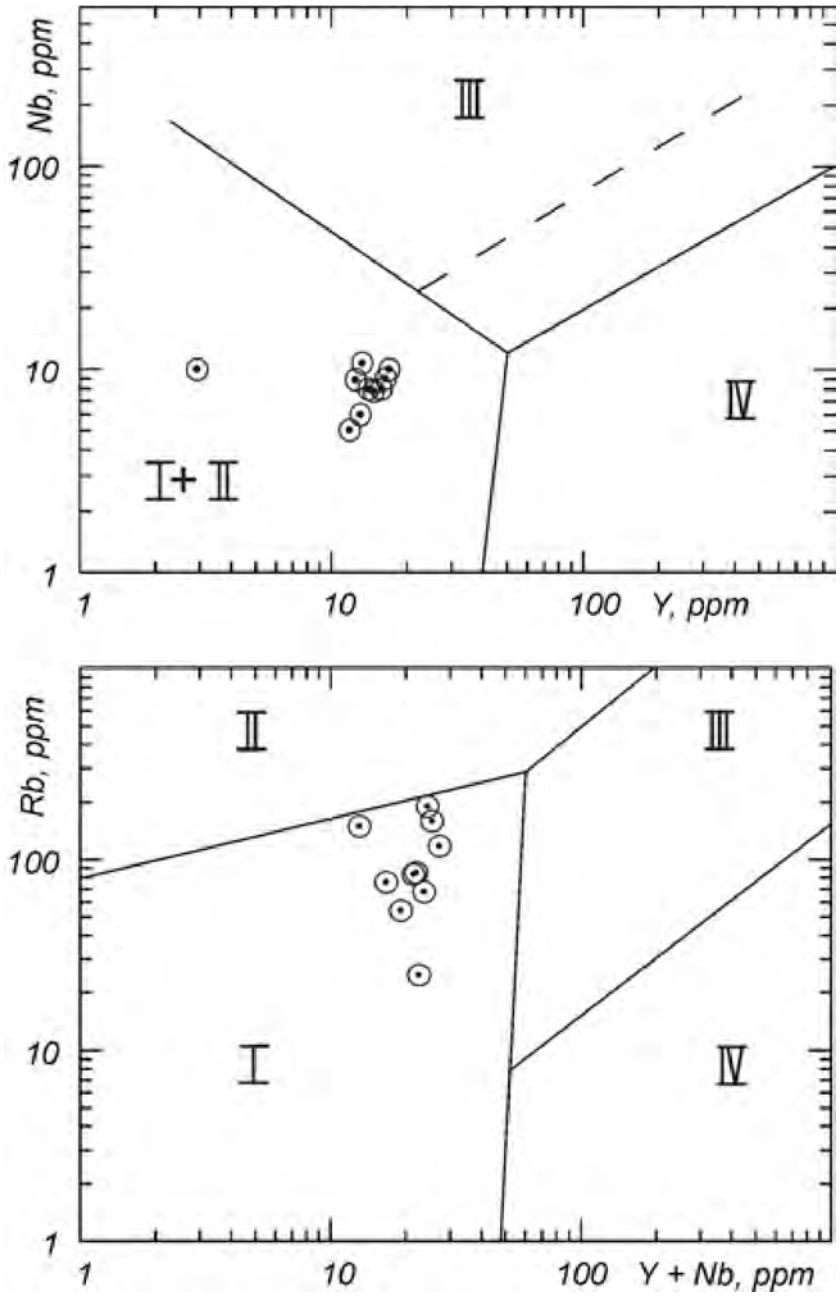


Рис. 5.62. Дискриминантные диаграммы Nb–Y и Rb–(Y+Nb) для магматических пород Верхне-Селемджинской зоны.

I–IV – поля типовых геодинамических обстановок (по: Pearce et al., 1984): I – вулканических дуг, II – коллизионных обстановок, III – внутриплитных обстановок, IV – океанических хребтов

ХУНГАРИ-ТАТИБИНСКИЙ ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС (РАННИЙ МЕЛ)

Хунгари-Татибинский, или Сихотэ-Алинский (Сахно и др., 1991; Сахно, 2001), плутонический пояс выделен в Центральном Сихотэ-Алине и объединяет крупные батолитоподобные плутоны, не имеющие вулканических аналогов, расположенные в зоне влияния Центрального шва от среднего течения р. Хунгари на севере до побережья Японского моря на юге, а также массивы, расположенные в Бикинской зоне к западу от Центрального шва.

Плутонический пояс развивался в два этапа: валанжин-готеривский и готерив-альбский.

В валанжин-готеривское время формировались гранитоиды хунгарийской серии. Внедрение этих гранитоидов произошло на наиболее раннем этапе формирования Сихотэ-Алинского орогенного пояса и связывается со складчатостью и сдвиговыми де-

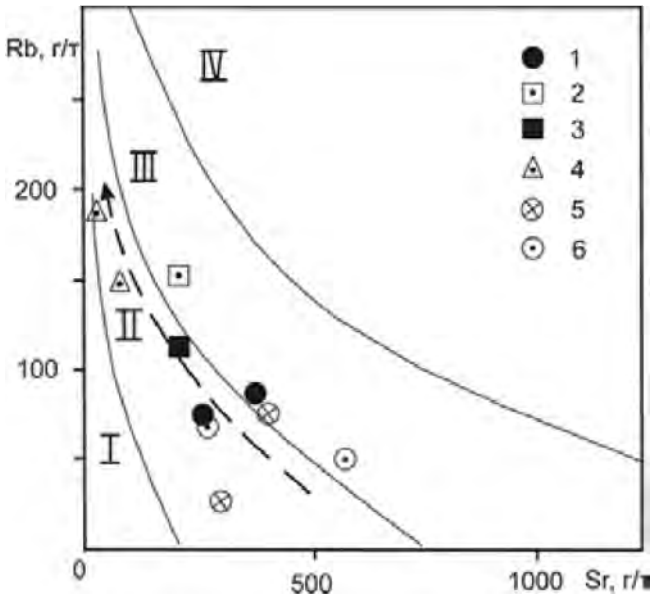


Рис. 5.63. Диаграмма Rb–Sr для магматических пород Верхне-Селемджинской зоны.

I–IV – поля исходных магм, по Г.Б. Ферштатеру (1987): I – толеитовой океанической; II – толеитовой континентальной и островодужной; III – орогенной андезитовой, толеитовой повышенной щелочности, латитовой; IV – латитовой, щелочно-базальтовой. 1 – андезитоиды синсдвигового рифтогенеза; 2–4 – гранитоиды синсдвиговых дислокаций: 2 – массив Брюс, 3 – шток руч. Ивановский, 4 – Карауракский массив и Афанасьевская интрузия; 5, 6 – диоритоиды синсдвиговых трещин отрыва (самостоятельные малые интрузии): 5 – дайки, 6 – штоки

формациями, происходившими в условиях крупномасштабных перемещений блоков окраины Азии в северо-восточном направлении вдоль системы Тан-Лу. Гранитоиды хунгарийского комплекса распространены на севере Сихотэ-Алиня, главным образом в Самаркинском террейне – фрагменте юрской аккреционной призмы и вдоль его границ с прилегающими к нему Журавлевско-Амурским, Кемским и Киселевско-Маноминским террейнами различной геодинамической природы. По мнению Б.А. Натальина, внедрение хунгарийских гранитоидов связано с коллизией ряда микроконтинентов (Анюйского, Хорского и Алчанского), включенных в Самаркинский террейн при формировании так называемой Амурской сутуры (Натальин, Фор, 1991). Более поздние исследования показали, что Амурской сутуры не существует (Ханчук, 1993) и что на рассматриваемом участке континентальной окраины Самаркинский террейн, как и прилегающие к нему раннемеловые террейны, образуют гигантские синсдвиговые складки с крутопадающими шарнирами. Приосевые части этих складок (район Гурской петли, а также структурной петли хр. Наданьхада-Алинь на Северо-Востоке Китая), (рис. 5.65) характеризуются аномальным северо-западным простиранием как многочисленных зон рассланцевания, так и слоев, «зажатых» между этими зонами. Положение гранитов хунгарийского комплекса в приосевых частях гигантских складок с крутопадающими шарнирами объясняется тем, что в условиях продолжавшихся сдвиговых перемещений именно на этих аномальных участках следует ожидать появления многочисленных структур растяжения (магмоподводящих раздвигов), вдоль которых формировались гранитоидные магмы, проникавшие на более высокие уровни земной коры.

Гранитоидный комплекс хунгарийской серии сформировался в две фазы: первая (главная) – меланократовые биотитовые и двуслюдяные кордиерит-содержащие диориты, гранодиориты и мелаграниты; вторая (второстепенная) – мелкозернистые биотитовые граниты и лейкограниты. Гранитоиды комплекса имеют однотипный минеральный состав, особенностью которого является обогащенность пород биотитом, при полном отсутствии амфиболов, и наличие высокоглиноземистых минералов (граната, кордиерита и мусковита). Акцессории представлены ильменитом, цирконом, монацитом, турмалином и высокоглиноземистыми минералами (Изох и др., 1967; Мартынюк и др., 1990). По химическому составу (Симаненко и др., 1997) хунгарийские гранитоиды соответствуют высоко- и гиперглиноземистым гранитам высококалиевой известково-щелочной серии. Они обеднены кальцием, а калий обычно преобладает над натрием в сумме щелочей. Судя по щелочности биотита, породы комплекса формировались при низком потенциале щелочей и повышенных температурах. Температура гомогенизации расплавных включений в кварце хунгарийских гранитов (определения Л.Н. Хетчикова) составляет 910–920 °С (Симаненко и др., 1997). По классификации Б. Чаппела и А. Уайта, гранитоиды хунгарийской серии определяются как граниты S-типа (Chappell, White, 1974).

Большинство исследователей отмечают, что хунгарийские граниты прорывают и метаморфизуют фаунистически охарактеризованные берриас-готеривские отложения и перекрываются баррем-аптскими отложениями, на основании чего их возраст определяется как валанжин-готеривский (Изох и др., 1967; Мартынюк и др., 1990; Назаренко, Бажанов, 1987). K-Ar возраст хунгарийских гранитоидов по валовому составу 234–115 млн лет, по биотиту – 130 млн лет (Тектоно-магматические..., 1989). Определения по биотиту Гобиллинского плутона ^{39}Ar-^{40}Ar изохронным методом дают возраст 107,2±1,4 млн лет (Натальин и др., 1994). Проведенное Н.С. Герасимовым по гранитоидам Шивкинского массива, одного из крупнейших плутонов хунгарийской серии, Rb-Sr датирование дает возраст 127±4,5 млн лет ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = = 0,70975±0,00154, СКВО = 1,0), а гранитоидов Лермонтовского массива – от 123,7±0,8 ($^{87}Sr/^{86}Sr_i$ = = 0,70909) до 125,6±0,9 ($^{87}Sr/^{86}Sr_i$ = 0,70949) млн лет (Хетчиков и др., 1998).

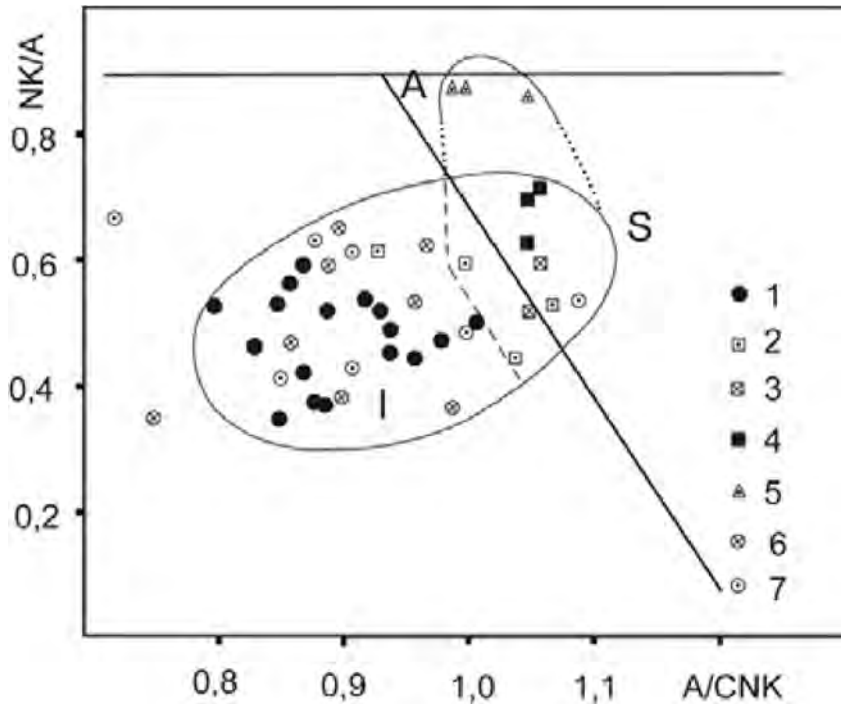


Рис. 5.64. Диаграмма NK/A–A/CNK для магматических пород Верхне-Селемджинской зоны.

1 – андезитоиды синсдвигового рифтогенеза; 2–5 – гранитоиды синсдвиговых дислокаций: 2 – массив Брюс, 3 – Харгинский массив, 4 – штоки гранит-порфиров, 5 – Карауракский массив и Афанасьевская интрузия; 6, 7 – диоритоиды синсдвиговых трещин отрыва (самостоятельные малые интрузии): 6 – дайки, 7 – штоки

Готерив-альбский этап становления Хунгари-Татибинского плутонического пояса протекал в условиях сочетания фронтального сжатия и левостороннего латерального скольжения окраинно-континентальных и приокеанических блоков относительно друг друга (Уткин, 1978). В этих условиях южнее Бикинской зоны вдоль Центрального Сихотэ-Алинского шва и оперяющих его разломов формировались интрузии гранитоидов татибинской плутонической серии (Геология СССР..., 1969; Иванов и др., 1980; Назаренко, Бажанов, 1987). В Приморье с гранитоидами этой серии (в особенности с мелкими телами и штоками) связаны многочисленные промышленные месторождения вольфрама, олова, золота и других металлов. Несмотря на значительную изученность, единства мнений об объеме, генезисе, возрасте внедрения, истории и геодинамических условиях формирования гранитоидов татибинской серии не существует.

Обычно в серию включают гранитоиды дальнинского и бисерского комплексов (Иванов, 1980; Изох и др., 1967; Стрижкова, 1980; Говоров, Левашов, 1973). Некоторые исследователи включают в татибинскую серию также гранитоиды березовского и сандинского комплексов (Левашов, 1991; Тектономагматические системы..., 1989; Сахно, 2001), раннемеловые массивы монцонитоидов (Венюковский массив, шток Молодежный и др.) и часть гранитоидов позднемеловой бачелазской серии (Сахно и др., 1991; Сахно, 2001), формировавшиеся в иной геодинамической обстановке.

Массивы татибинских гранитов многофазны. В дальнинском комплексе широко распространены гранодиориты (адамеллиты) при подчиненной роли диоритов и гранитов, а в бисерском комплексе резко преобладают средне- и крупнозернистые биотитовые и лейкократовые граниты. Породы более основного состава в них встречаются редко. По последним данным эти комплексы сформировались в три фазы. В первую фазу внедрялись диориты, кварцевые диориты и граномонцониты, во вторую – гранодиориты, биотит-роговообманковые и биотитовые граниты, а в третью – гранит-порфиры, лейкограниты и аплиты. В отдельных массивах соотношение фаз сильно варьирует.

Петрографическая и петрогеохимическая характеристики гранитоидов серии в полном объеме даны в работах М.Г. Руб с соавторами (1982) и Г.Б. Левашова (1991). Гранитоиды первой фазы характеризуются преобладанием плагиоклаза над калишпатом, большим количеством темноцветных минералов и широким набором акцессориев (циркон, ильменит, рутил, сфен, монацит и ортит), среди которых аномально много апатита. Граниты второй фазы содержат кварц, плагиоклаз и калишпат примерно в равных соотношениях. Акцессории в них такие же, как в

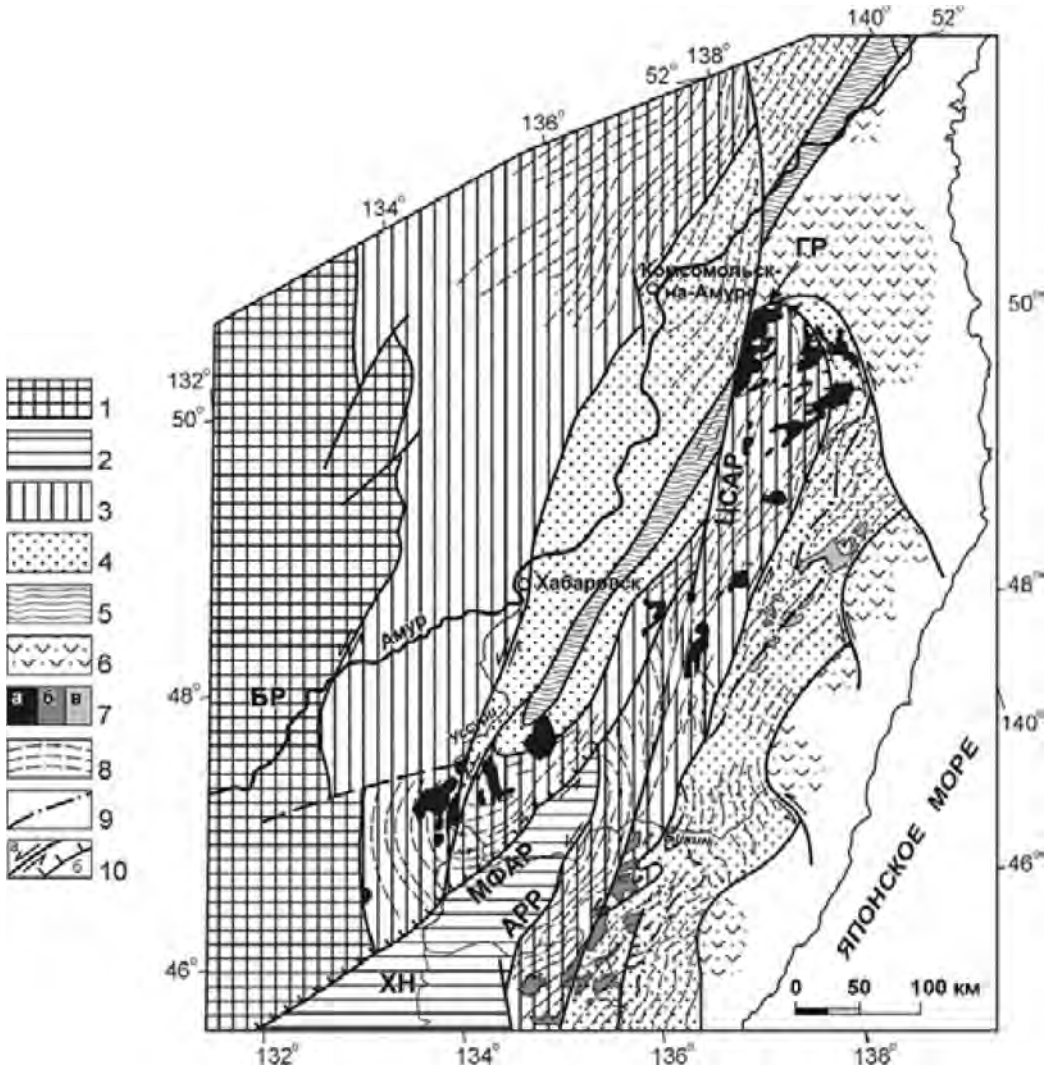


Рис. 5.65. Положение гранитоидов Хунгари-Татибинского пояса в системе левых сдвигов и сопряженных с ними гигантских складок с крутопадающими шарнирами в Северном Сихотэ-Алине и на сопряженных территориях.

1, 2 – домезозойские Буреинский (1) и Ханкайский (2) массивы; 3 – Самаркинский террейн и его аналоги – фрагменты юрской аккреционной призмы; 4–6 – раннемеловые террейны – фрагменты: 4 – синсдвигового турбидитового бассейна (Журавлевско-Амурский террейн), 5 – аккреционной призмы (Киселевско-Маноминский террейн), 6 – островодужной системы (Кемский террейн); 7 – массивы гранитоидов: а – хунгарийской серии, б – татибинской серии, в – сандинского комплекса; 8 – простирание крыльев и осей складок; 9 – граница, отделяющая берриас-валанжинские отложения от расположенных восточнее апт-альбских образований; 10 – разломы: а – левые сдвиги, б – взбросы и надвиги. МФАР – Мишань-Фушунский (Алчанский), АРР – Арсеньевский, ЦСАР – Центральный Сихотэ-Алинский разломы

породах первой фазы, но апатита значительно меньше, а ортита и монацита – больше. Изредка в них встречаются топаз и касситерит. Характерен ильменит, который иногда замещается поздним магнетитом, и обнаружены четыре разновидности граната (Левашов, 1991).

Гранитоиды первой фазы обладают повышенной калиевостью и по соотношению щелочей и кремнезема отвечают кварцевым диоритам, кварцевым монцонитам, гранодиоритам и кварцевым сиенитам умеренной глиноземистости. Геохимической особенностью этих пород являются повышенные концентрации никеля, кобальта, хрома и ванадия. Гранитоиды второй фазы по химизму соответствуют гранодиоритам нормальной щелочности, лейкократовым и субщелочным гранитам известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной серии умеренно глиноземистого типа. В отличие от гранитоидов первой фазы им свойственны низкие содержания элементов группы железа и высокие – крупнокатионных литофилов, в особенности бария.

По минералогическим критериям сделан вывод о кристаллизации пород первой фазы из глубинных расплавов, появление которых связано или с дифференциацией трахиандезитовых магм, или с явлениями анатексиса в пределах нижней коры–верхней

мантии при повышенной (700–900 °С) температуре (Руб и др., 1982б). Образование гранитоидов второй фазы связывается с кристаллизацией низкотемпературных (около 600 °С) палингенных коровых магм. Данные температур гомогенизации флюидных включений в кварце гранитоидов дальнинского комплекса подтвердили эти выводы (Хетчиков и др., 1994). По петрохимическим особенностям гранитоиды первой фазы соответствуют I-типу гранитов и по соотношению Rb-Sr-Ba относятся к известковощелочному типу магм. Гранитоиды второй фазы относятся к S-типу ультраметаморфических гранитов.

По многочисленным валовым K-Ar определениям возраст гранитоидов татибинской серии от 140 до 95 млн лет с максимумом 115–105 млн лет. Наиболее достоверные данные, полученные в лаборатории ИГЕМ РАН, – 112±4 млн лет, для штока «Восток-2» – 106±5 млн лет (Руб и др., 1982; Гладков и др., 1984). Rb-Sr возраст крупных массивов и мелких штоков различный (Герасимов и др., 1994). При этом некоторые из них сложены породами двух импульсов магматической активности. В течение первого импульса 128±16 млн лет формировались монцонитоиды Дальнинского массива и биотит-роговообманковые граниты Бисерского. Биотитовые и лейкограниты обоих комплексов сформировались значительно позднее и имеют изотопный возраст 98±15 млн лет. Несмотря на петрохимические различия и значительный возрастной разрыв, магматиты обоих импульсов имеют практически одинаковые начальные отношения изотопов стронция (0,70470 ± 0,00047 для первого и 0,70483 ± 0,00072 для второго). Время формирования рудоносного штока Восток-2 по одним данным (Крымский и др., 1997) совпадает с заключительным импульсом магматизма и составляет 100±1 млн лет, а по другим данным (Герасимов и др., 1994) не совпадает и составляет 111±9 млн лет при близких величинах ($^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ отношений (0,70667±7 и 0,70675 соответственно) в обоих определениях. На основании этих данных было предположено, что субстратом для возникновения гранитоидных расплавов первой фазы явилась не мантия, а аллохтонные включения основных и ультраосновных пород в турбидитах Самаркинского террейна (Герасимов и др., 1994). Образование второй фазы крупных плутонов татибинской серии в этой модели связывается с последующей тектоно-магматической активизацией, переплавлением ранее закристаллизованного в глубинном очаге диоритового плутона и дифференциацией вновь образованного расплава. Расплавы мелких штоков с начальными «промежуточными» стронциевыми отношениями связываются с ассимиляцией первичных выплавок материалом метаморфических комплексов Ханкайского массива. Другие исследователи считают, что образование магм крупных плутонов связано с плавлением субстратов мантийного клина, а штока Восток-2 – с контаминацией гранитоидного расплава вмещающими песчано-глинистыми толщами (Крымский и др., 1998).

Березовский комплекс представлен двумя крупными плутонами монцонитоидной магмы (Березовским и Араратским), расположенными вблизи Центрального шва к востоку от него, вдоль северо-восточных разломов, оперяющих шов. Комплекс состоит из эффузивной толщи латитов, шошонитов, трахитов и интрузий кварцевых монцонитов, габбромонцонитов, диорит-сиенитов и сиенитов (Поповиченко, 1992). Для него характерны раннемагматический минеральный парагенезис (диопсид-авгит, лабрадор-битовнит, хромшпинель и хромсодержащий апатит) и повышенные концентрации калия, рубидия, стронция и бария (Левашов, 1991). По геохимическим особенностям магматиты березовского комплекса рассматриваются как специфические субщелочные (высококалиевые) образования, отличающиеся от пород шошонит-латитовых серий (Левашов, 1991). Первичные $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения меняются мало (0,7045–0,7052) и являются мантийными (Гладков и др., 1984). K-Ar возраст по породе для монцонитов – 120 млн, а граносиенитов – 128 млн лет (Матюнин, 1988).

Монцонитоиды венюковского комплекса и мелких штоков вне зоны влияния Центрального шва, а также граниты сандинского комплекса и бачелазской серии не следует включать в состав Хунгари-Татибинского плутонического пояса, как это сделано в работе (Сахно и др., 1991), так как они отличаются возрастом и геодинамическими условиями проявления.

Монцонитоиды венюковского комплекса и мелкие интрузии типа Молодежного штока располагаются к востоку от Центрального шва и развиты среди апт-альбских образований Кемского островодужного террейна, прорывая и метаморфизуя их. Массивы многофазны. Первая фаза представлена основными породами – монцогаббро, монцогаббро-диоритами, монцодиоритами и кварцевыми монцонитами. Вторая фаза, которой сложены большинство массивов, – гранодиоритами и монцогранитами, а третья – дайками и жилами аплитов. Минеральный и химический состав пород комплекса приведен в работе В.П. Симаненко с соавторами (1997). Гранитоиды относятся к ильменитовой серии. В некоторых из них наблюдаются ксеногенные зерна высокоглиноземистых минералов (андалузита и силлиманита), что свидетельствует о контаминации магмы коровым материалом. По химизму они относятся к высококалиевой известково-щелочной и нормальной известково-щелочной сериям; по уровню содержания глинозема отвечают умеренно и низкоглиноземистому типу, и лишь более контаминированные из них попадают в группу высокоглиноземистых пород. Породам свой-

ственны повышенные концентрации элементов группы железа, которые значительно снижаются в процессе дифференциации. Минералого-петрографические, геохимические данные и структурная позиция этих монцонитоидов близки к высококалиевым вулканитам и монцонитоидам Монероно-Самаргинского вулкано-плутонического пояса. K-Ar возраст этих пород, определенный по валовому составу, 102–76 млн лет с пиком 89,9–92,6 млн лет. K-Ar возраст одного из массивов венюковского комплекса, полученный по биотиту из монцонитов, 93 млн лет.

Граниты сандинского комплекса относятся к высокоглиноземистому типу S-гранитов и по основным минералого-петрографическим особенностям сопоставимы с гранитами хунгарийской серии (Мартынюк, 1990; Сахно, 2001; Симаненко и др., 1997). Однако, если хунгарийские граниты прорывают и метаморфизуют берриас-готеривские толщи и перекрываются апт-альбскими отложениями, то граниты сандинского комплекса, располагаясь на границе Журавлевско-Амурского и Кемского террейнов, прорывают и метаморфизуют апт-альбские образования и перекрываются позднемеловыми эффузивами Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. K-Ar возраст гранитов Сандинского массива, полученный по биотиту в лаборатории ДВГИ ДВО РАН, 100 млн лет (Симаненко и др., 1997). Положение сандинских гранитов значительно восточнее зоны влияния Центрального шва и их более молодой возраст позволяют рассматривать образование их в связи не с формированием Хунгари-Татибинского пояса, а с трансформно-коллизионными процессами, связанными с причленением в позднем альбе–сеномане Монероно-Самаргинской островодужной систамы к Евроазиатскому континенту.

Бачелазская интрузивная серия, сложенная массивами адамеллит-гранитного и монцонит-гранодиорит-гранитного состава (Бурьянова и др., 1973; Иванов и др., 1980; Стрижкова, 1980; Симаненко и др., 1997), также расположена к востоку от Центрального шва в турбидитах Журавлевско-Амурского террейна. По петролого-геохимическим данным образование серии связано с дифференциацией андезитовых магм в условиях повышенной температуры и щелочности и пониженной активности воды (Недашковский, Ленников, 1992; Стрижкова, 1980). Многочисленные K-Ar датировки дают возраст 98–94 млн лет для диоритов и габбро-диоритов, 88–83 млн лет для гранодиоритов и монцогранодиоритов, 78–62 млн лет для адамеллитов и биотитовых гранитов, 58–53 млн лет для лейкократовых гранитов (Стрижкова, 1980). Rb-Sr возраст гранитоидов главных фаз типовых массивов серии составляет 86–81 млн лет (Герасимов и др., 1990). Следовательно, становление бачелазской интрузивной серии проходило параллельно с формированием субдукционного Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, но в тыловой его части.

ХИНГАНО-ОХОТСКИЙ АРЕАЛ (РАННИЙ МЕЛ–РАННИЙ СЕНОМАН)

Хингано-Охотский магматический ареал, рассматривавшийся ранее в качестве транзитной линейной магмоконтролирующей структуры (Сахно, 1976, 2001; и др.), представлен серией магматических зон. Восточная граница ареала проходит по Чля-Орельской системе наложенных впадин и левому борту Средне-Амурской впадины, северо-западная – по Хингано-Буреинскому, Западно-Туранскому, Тастахскому и Хунгари-Ляодунскому разломам (рис. 5.66). В ареал, наложенный на гетерогенный фундамент, обычно включаются Малохинганская, Тырмо-Гуджальская, Баджальская, Эзоп-Ям-Алинская, Мяо-Чанская и ряд других вулканических, вулкано-плутонических и плутонических зон (Ициксон и др., 1965; Усенко, Чеботарев, 1973; Сухов, 1975; Сухов, Родионов, 1986). В южной части фундамент пояса слагают позднерифейско-палеозойские метаморфические образования Буреинского супертеррейна, а далее к северу – мезозойские аккреционные и турбидитовые комплексы Сихотэ-Алинского и Монголо-Охотского орогенных поясов.

Наиболее исследованные и, по мнению некоторых исследователей (Гоневчук и др., 2000), с наибольшим основанием объединямые в ареал Малохинганская (Хингано-Олонойская), Тырмо-Гуджальская, Баджальская и Мяо-Чанская зоны расположены на разном удалении от предполагаемой во время их формирования континентальной окраины, в разных литосферных блоках. Это позволяет рассматривать их петрологический состав как основу модели формирования ареала в целом.

Вулкано-плутонические ассоциации, слагающие ареал, разделяются на андезит-гранодиоритовый и риолит-гранитный типы (Болотников, Кравченко, 1975; Вулканические пояса…, 1984; Геология оловорудных месторождений…, 1986). Время формирования магматических пород пояса охватывает интервал 140–55 млн лет (Бондаренко, 1979; Кривовичев и др., 1996; Крымский и др., 1997; Лебедев и др., 1997; Гоневчук и др., 1998; Rodionov, 2000; Gonevchuk et al., 2000; Родионов, 2001; Sato et al., 2002). При этом обнаруживается слабовыраженная тенденция относительного «удревнения» с юго-востока на северо-запад (вкрест простирания пояса) (рис. 5.67).

Две магматические ассоциации в Хингано-Охотском ареале отражают два этапа его развития в позднемезозойское время. Первый, позднеюрско(?)-раннемеловой, этап (140–110 млн лет) выражен преимущественно формированием андезит-гранодиоритовой ассоциации с толеитовой тенденцией в ранней фазе (Сахно, Максимов, 1991). Наиболее полный ее состав представлен в Тырмо-Гуджальской зоне, где

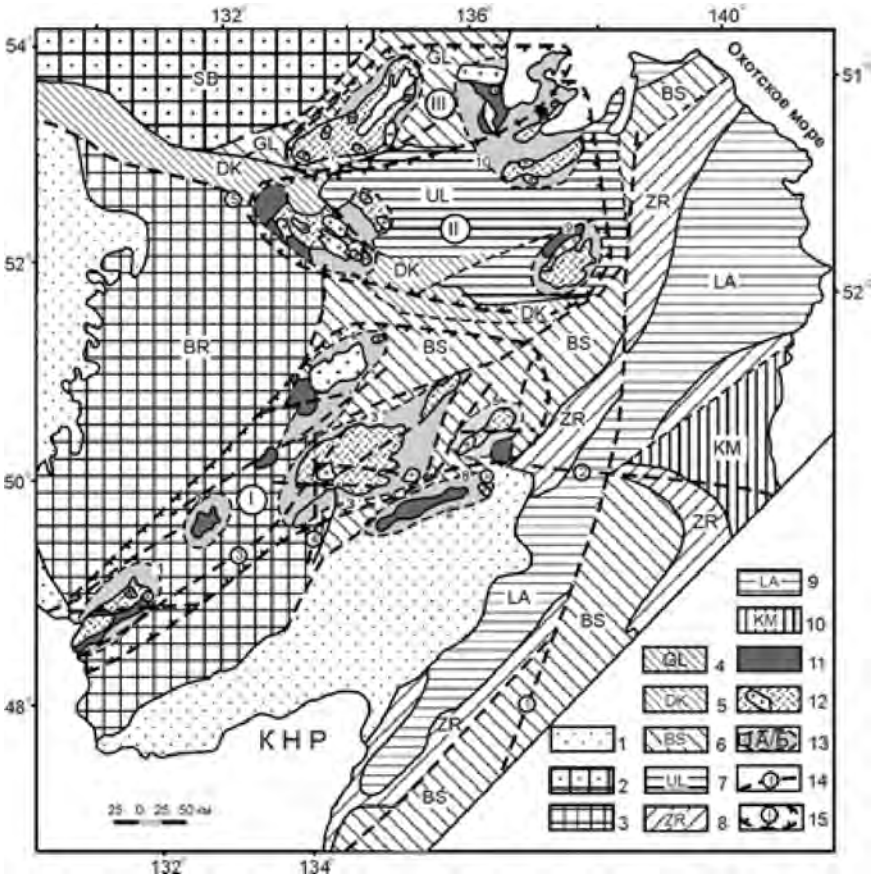


Рис. 5.66. Схема тектоностратиграфических террейнов Среднего и Нижнего Приамурья с элементами магматизма и металлогении (Гоневчук и др., 2000).

1 – наложенные прогибы; 2 – Сибирский кратон (SB); 3 – Буреинский супертеррейн палеозойско-раннемезозойской континентальной окраины (BR); 4 – Галамский террейн палеозойской аккреционной призмы (GL); 5 – Джагды-Кербинский террейн юрской аккреционной призмы (DK); 6 – Баджало-Самаркинский террейн юрской аккреционной призмы (BS); 7 – Ульбинский террейн юрского преддугового турбидитового бассейна (UL); 8 – Журавлевско-Амурский террейн раннемелового турбидитового бассейна трансформной окраины (ZR); 9 – Нижне-Амурский террейн апт-сеноманской аккреционной призмы (LA); 10 – Кемский террейн раннемеловой островной дуги (KM); 11 – магматические породы первого (раннемелового) этапа; преимущественно андезиты и гранодиориты; 12 – магматические породы второго (позднемелового) этапа: сложные (трахи)риолит-(трахи)андезитовая и комплементарная эффузивная габбро-гранодиорит-гранитная ассоциации (вулкано-плутоническая серия); 13 – вулканические зоны (1 – Малохинганская, 2 – Тырмо-Гуджальская, 3 – Баджальская, 4 – Дуссе-Алинская, 5 – Мяо-Чанская, 6 – Эзоп-Ям-Ульбанская, 7 – Селитканская, 8 – Харпийская, 9 – Эвур-Харпичиканская, 10 – Ульбанская), А, Б – ареалы разноэтапного магматизма; 14 – глубинные разломы (1 – Сихотэ-Алинский, 2 – Ярап-Сюркумский, 3 – Хингано-Баджальский, 4 – Тастахский, 5 – Южно-Тукурингрский); 15 – металлогенические зоны (I – Хингано-Баджальская, II – Эзопско-Ульбанская, III – Селиткано-Тугурская)

она выделяется в составе станолирского вулкано-плутонического комплекса (Сахно, 2001) (табл. 5.27, 5.28). В Малохинганской зоне станолирский комплекс представлен в основном эффузивной фацией и отличается более высокой щелочностью и калиевостью пород.

Породные ассоциации этого этапа Баджальской и Мяо-Чанской зон (лакский и пурильский комплексы) близки по химизму и возрасту (Вулканические пояса…, 1984; Гоневчук и др., 1994; Гоневчук, 2002; Максимов, 1978), по многим показателям соответствуют магматитам зрелых островных дуг («сиалическим толеитам») (Богатиков, Цветков, 1988) и отражают начальную стадию режима трансформной континентальной окраины.

Недостаточно определенным представляется положение на этом этапе комплекса щелочных (субщелочных) базальтоидов, детально исследованных в Баджальской зоне, где они выделены в качестве раннего (145–117 млн лет) даянского комплекса (Вулка-

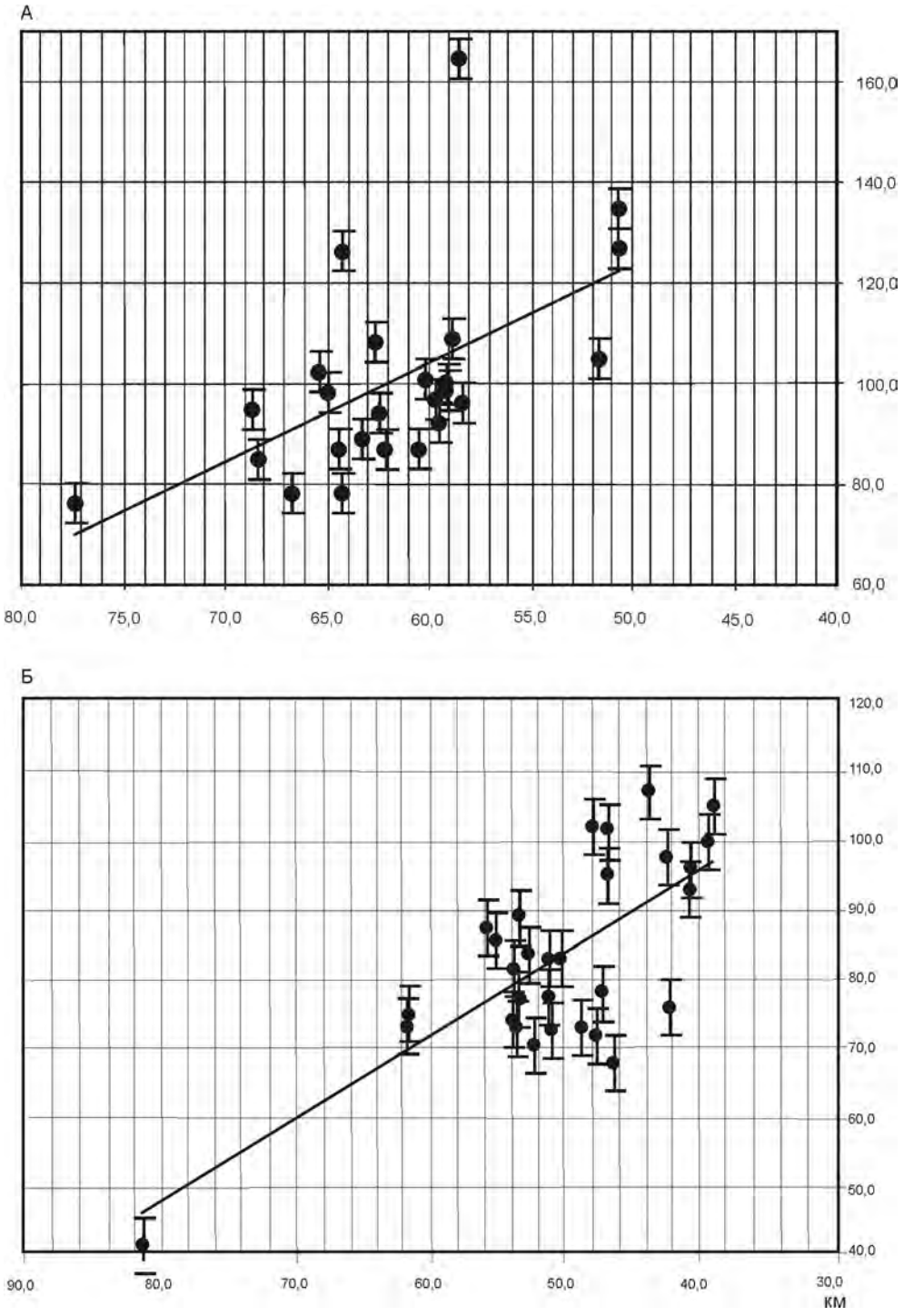


Рис. 5.67. Возраст магматических пород Хингано-Охотского ареала вкрест его простирания.

А – андезит-гранодиоритовая ассоциация, Б – риолит-гранитная ассоциация. По горизонтальной оси – расстояние от юго-восточной границы ареала к СЗ, км, по вертикальной оси – возраст пород по K-Ar, млн лет (данные Е.И. Бондаренко)

нические пояса…, 1984; Огнянов, 1978). По нашим данным (Гоневчук Г., Гоневчук В., 1998), такие породы встречаются в нижней части разреза станолирской свиты Малохинганской зоны и образуют силлообразные тела в юрском (юрско-раннемеловом) аккреционном комплексе – мяо-чанском. В.Г. Сахно характеризует пикрит-щелочнобазальтовую ассоциацию как «инициальную» в эволюции магматизма вулканических зон (поясов), связанную с заложением глубинных разломов, контролирующих их положение в пространстве (Вулканические пояса…, 1984; Сахно, 1994, 2001).

Таблица 5.27

Состав магматических ассоциаций и некоторые геохимические характеристики наиболее распространенных пород вулканических зон Хингано-Охотского ареала

Параметры	Позднеюрско-раннемеловой этап(I): 140–96 млн лет												
	Малохинганская зона		Тырмо-Гуджальская зона				Баджальская зона				Мяо-Чанская зона		
	Станолирский комплекс						Даянский комплекс		Лакский комплекс		Без назв.	Пурильский комплекс	
	Породы (по возрасту)												
	(Трахи) дациты, андезидациты, андезиты, андезибазальты		Базальты и андезибазальты, андезиты, риолиты. Габбро-нориты, диориты				Пикрито-базальты, трахиты, щелочные габбро, сиениты		Андезиты, андезидациты, дациты, риолиты, гранодиориты		Пикробазальт	Андезиты и риолиты(?), кв. диориты, гранодиориты, граниты	
SiO_2	64,05	60,01	53,25	56,04	70,45	54,37	41,75	58,65	60,59	66,24	42,60	66,42	68,82
TiO_2	0,83	1,21	1,04	0,60	0,78	1,10	3,52	0,88	0,62	0,39	4,00	0,60	0,48
Al_2O_3	16,66	16,45	17,33	16,70	14,82	18,21	12,28	18,57	16,99	15,98	13,26	16,02	15,35
Fe_2O_3	1,80	1,82	4,64	6,02	1,30	1,32	4,87	1,98	2,68	0,98	2,70	0,69	0,54
FeO	3,97	5,18	3,74	1,52	1,28	7,63	7,50	2,14	3,64	2,96	13,77	3,10	2,21
MnO	0,08	0,11	0,19	0,09	0,05	0,13	0,,22	0,34	0,15	0,10	0,52	0,05	0,04
MgO	0,70	1,88	4,83	4,23	1,05	4,10	10,40	1,15	2,86	1,78	9,84	1,77	1,16
CaO	1,92	3,98	7,54	6,73	1,77	7,41	9,40	2,40	5,31	4,00	10,24	3,50	2,38
Na_2O	4,02	3,53	3,14	3,83	4,04	3,56	1,77	3,75	3,27	3,28	0,52	3,65	4,05
K_2O	4,18	2,90	0,74	1,56	1,52	1,34	2,83	7,63	1,60	2,65	1,84	2,65	2,68
F	0,08	0,07	н.о.	0,02	н.о.				0,03		0,10	0,07	0,06
Rb	155	168	46	15	12		84		80		83	99	85
Sr	230	150	344	377	279		818		230	420	403	311	313
Ba		420	390	398	402		647		450	440	190	610	588
Ni	13	21	50	11	4		191	14	26		64	18	14
Co	6	9	17	5	1		36	7	15		23	7	5
Cr	11	32	130	48	4		199	11	42		94	42	31
V	125	125	123	45	51		231	71	83		157	127	59
Cu	17	22	28	16	11		100	34	41		40	106	98
Sn	21	13	5	4	2		4	4	4		5	6	5
Pb	46	27	8	6	2		10	46	15		135	15	18
Zn	154	175	92	95	61		87	44	119		346	57	48
B	24	29	15	12	3		17	30	33		95	12	13
Zr	320	263	120	117	92		279		98		331	155	137
Nb	23	17	16	10	2		36		10		60	14	11
Y	50	43	32	16	14		40		20		46	27	11
K/NK	0,51	0,45	0,19	0,29	0,27	0,27	0,61	0,67	0,33	0,45	0,78	0,42	0,40
I_{Sr}			0,706970 – 0,708985				0,706101		0,7065–0,7088			0,70499	
Геохим. серия, тип	(Щ) → СЩ		Т → ИЩ				Щ → (СЩ)		(Т) → ИЩ I		Щ	(Т) → ИЩ I → (S)	
Геодинам. тип	WPB		WPT				WPB		VAG		WPB	VAG	
Возр. K/Ar	135; 122±3						145–117		136–100		J_3-K_1	95–80	
Rb/Sr												113±25	

Параметры	Ранне-позднемеловой этап (II): 110–80 млн лет												
	Малохинганская зона		Тырмо-Гуджальская зона		Баджальская зона				Мяо-Чанская зона				
	Обманийский комплекс		Ноннинский комплекс		Баджальский комплекс		Силинский комплекс		Чалбинский комплекс		Силинский комплекс		
	Породы (по возрасту)												
	Риолиты, гранит (гранодиорит)-порфиры, лейкограниты		Монцодиорит, монцогранодиорит		Риолиты, дациты, граниты биотитовые, лейкограниты		Андезиты и андезито-дациты, кварцевые диориты, гранодиориты		Риолиты, граниты, лейкограниты		Андезиты, риолиты, диориты, гранодиориты, граниты, лейкограниты		
SiO_2	72,81	74,14	58,60	64,21	71,41	76,29	57,84	62,05	71,19	72,17	58,90	64,41	70,19
TiO_2	0,30	0,19	2,01	0,51	0,26	0,08	0,86	0,85	0,30	0,37	0,79	0,60	0,41
Al_2O_3	13,87	13,38	15,97	15,71	14,67	12,65	17,43	16,19	13,92	13,52	16,25	14,91	13,94
Fe_2O_3	1,50	0,59	1,05	0,43	0,82	0,56	2,40	1,45	0,85	0,62	1,44	1,08	0,50
FeO	1,06	1,34	7,99	3,95	1,80	0,60	5,06	4,52	1,84	1,73	5,63	4,52	3,03
MnO	0,05	0,03	0,13	0,96	0,06	0,02	0,14	0,12	0,05	0,03	0,15	0,11	0,08
MgO	0,23	0,22	2,61	2,10	0,68	0,09	2,96	2,61	0,56	0,96	3,80	2,92	1,46
CaO	0,90	0,49	4,51	4,53	2,46	0,79	6,58	5,31	1,88	1,66	6,48	4,88	2,70
Na_2O	2,75	3,20	3,66	3,83	3,48	3,41	2,38	3,07	2,28	2,95	1,99	2,44	2,59
K_2O	5,03	5,20	2,05	3,44	3,53	4,60	1,72	2,36	4,06	4,76	1,89	2,79	4,08
F	0,42	0,31				0,09			0,10	0,12	0,04	0,07	0,08
Rb	146	196			210	263	38		172	183	98	148	178
Sr	104	44			117	28	464		183	162	230	236	201
Ba	813	321			724	265	317		740	414	960	658	667
Ni	6	6			8	1	36	31	7	7	9	19	16
Co	1	2			6	н.о.	24	23	5	3	9	13	7
Cr	4	4			16	4	66	54	21	18	60	72	78
V	4	21			43	10	137	108	35	29	102	101	96
Cu	16	24			38	21	74	66	23	21	43	47	30
Sn	9	19			5	7	4	5	8	13	8	14	11
Pb	27	47			54	55	15	34	41	77	22	30	35
Zn	106	87			86	44	149	105	47	55	38	57	42
B	11	15			16	10	32	22	92	27	33	36	51
Zr	615	316				34	134		157	183	150	153	144
Nb	40	24				20	11		15	25	12	10	18
Y	47	48				57	24		32	26	20	18	25
K/NK	0,65	0,62	0,36	0,47	0,50	0,57	0,42	0,43	0,64	0,62	0,49	0,53	0,61
I_{Sr}		0,71739			0,70730–0,70884	0,70831–0,71180	0,70650–0,70732		0,70829	0,70630	0,70749	0,70755	0,70751
Геохим. серия,	СЩ		ИЩ		ИЩ→(СЩ)		(Т)→ИЩ		ИЩ		ИЩ		
тип	S→(A)		I		(I)→S→(A)		I		(I)→S		I→(S)		
Геодинам. тип			VAG		(VAG)→WPG				VAG→(WPG)		VAG		
Возр. K/Ar	110–80				105–85	100–80	83–69		100–86	90±2	100–85	95–85	86±2
Rb/Sr	78,6±8,1				105–100	96±1	100–102		111±23	84	102±6	98±19	89±10

Примечание. Подчеркнуты охарактеризованные породы. Геохимические серии: Т – толеитовые, Щ – щелочные, ИЩ – известково-щелочные, СЩ – субщелочные; геохимические типы (I, S, A) по: Chappell, White, 1974; Maeda, 1990; геодинамические типы (VA – вулканических дуг, WP – внутриплитные) – по: Pearce et al., 1984; Maniar, Piccoli, 1989; Abdel Rahman, 1994; и др. В скобках – менее вероятные серии и типы. Петрогенные оксиды даны в мас.%, микроэлементы – в г/т.

Таблица 5.28

Представительные анализы магматических пород Хингано-Охотского ареала

Параметры	Малохинганская зона						Баджальская зона						
	Х-2	ХК-91	ХК-103	ХК-32	ХК-39	ХК-43	СХ-94	СХ-74	С-4	БГ-75/2	БГ-82	БГ-105	БГ-88
SiO_2	55,08	65,18	76,01	74,30	73,55	75,30	52,78	62,70	72,54	64,27	73,44	76,40	77,46
TiO_2	1,99	0,91	0,19	0,21	0,16	0,16	1,44	0,48	0,50	0,50	0,19	0,10	0,07
Al_2O_3	17,69	15,21	12,32	12,72	14,25	12,80	17,22	17,10	14,05	17,13	13,85	13,09	11,54
Fe_2O_3	1,08	2,97	0,85	0,30	1,50	0,35	3,37	1,80	0,66	3,25	0,28	0,26	0,94
FeO	7,84	2,98	1,52	2,10	0,40	1,40	7,01	3,52	1,99	2,35	1,66	1,03	0,59
MnO	0,08	0,06	0,03	0,04	0,04	0,03	0,11	0,11	0,04	0,09	0,01	0,01	0,02
MgO	2,37	0,63	0,27	0,27	0,30	0,14	4,37	0,69	0,65	0,85	0,90	0,20	0,04
CaO	7,25	2,49	0,52	0,50	0,46	0,27	4,68	4,85	1,95	4,44	1,41	0,50	0,85
Na_2O	1,53	4,45	2,79	3,18	3,21	3,31	3,90	3,50	3,20	3,55	3,45	3,38	3,29
K_2O	2,88	4,55	4,89	4,82	4,93	4,90	0,40	2,43	3,60	2,29	4,01	4,58	4,51
H_2O	1,65	0,84	0,83	1,16	1,03	0,77		1,32	0,56	0,78	0,25	0,37	0,73
F	0,41	0,15	0,16	0,13	0,14	0,16		0,33		0,12	0,17	0,14	0,07
K/NK	0,65	0,51	0,64	0,60	0,61	0,60	0,09	0,41	0,52	0,39	0,43	0,48	0,48
A/CNK	0,81	0,91	1,00	1,11	1,24	1,14		0,99		1,04	1,10	1,00	0,97
La	25,8	35,5	46,5	54,3	55,9	52,9	5,53	23,7	197	<30	30,2	26,2	18,7
Ce	58,0	79,5	103	117	120	113	12,24	52,6	196		65,2	62,2	46,3
Pr	7,21	9,47	12,9	14,3	14,6	13,7	1,55	6,03	18,2		7,68	7,49	5,72
Nd	28,6	36,0	48,0	50,9	50,8	48,5	6,89	21,8	54,7		27,1	27,0	20,2
Sm	6,47	7,62	11,24	10,7	10,9	10,4	1,62	4,52	8,00		5,51	6,32	4,66
Eu	1,73	1,78	0,825	0,609	0,647	0,546	0,64	1,06	3,00		0,65	0,27	0,13
Gd	6,99	7,25	11,6	10,2	10,8	10,2	1,85	4,30	7,00		5,43	6,67	3,99
Tb	1,04	1,08	1,93	1,64	1,75	1,63	0,29	0,64	1,00		0,90	1,16	0,69
Dy	6,13	5,94	11,9	9,86	10,7	9,69	1,75	3,60	6,00		5,49	7,72	4,24
Ho	1,19	1,13	2,44	1,97	2,12	1,95	0,36	0,67	1,00		1,14	1,67	0,87
Er	3,31	3,19	7,12	5,52	6,28	5,57	1,09	1,97	3,00		3,28	5,12	2,57
Tm	0,454	0,456	1,09	0,778	0,865	0,831	0,16	0,29	–		0,51	0,80	0,41
Yb	2,86	2,91	7,30	5,00	5,52	5,23	1,08	1,89	3,00		3,28	5,32	2,68
Lu	0,441	0,431	1,13	0,727	0,822	0,749	0,16	0,28	0,10		0,50	0,79	0,41
∑ РЗЭ	150	192	266	283	291	274	35	123			136	158	112
Eu / Eu*	0,78	0,72	0,22	0,18	0,18	0,16		0,72			0,36	0,13	0,09
Rb	253	170	229	236	199	210	7,5	80	210	132	182	245	303
Sr	256	228	55,1	48,3	53,7	40,6	315	218	117	235	100	45,3	21,5
Ba	240	492	384	387	431	369	91	482	724	376	478	308	125
Y	35,9	30,8	63,6	53,2	57,9	52,6	10	20	32,5	38	30,5	45,9	19,3
Zr	224	409	2894	180	157	139	80	151	40,4	600	111	89,9	121
Nb		24	47	23	21	23	3,4	7	11	26	13	18	18
Cs	31,5	11,5	6,05	14,5	11,6	8,17	17,4	4,2	6,0		10,8	11,0	10,9
Ni		11	9	11	7	6	15	8	30	8	8	44	–
Co		4	1	2	2	2	27	<5	6	7	<5	<5	<5
Cr		13	8	10	5	–	15	51	45	52	13	–	–
V		110	6	33	11	22	156	15	50	63	48	17	8
$^{87}Sr/^{86}Sr$									0,708840	0,71077	0,71476	0,73277	0,78560
Pb	7,19	27,5	24,0	30,9	32,4	30,9	2,38	34,3	24,3		22,9	24,1	32,3
Th	6,05	12,6	22,9	23,4	25,2	23,6	1,23	8,85	44,5		14,5	15,2	21
U	1,53	3,15	7,78	6,43	6,64	7,15	0,37	1,98	8,00		2,51	2,34	3,53

Окончание табл. 5.28

Параметры	Мяо-Чанская зона									
	ВГ-4	ВГ-10	8421	ВГ-89	ВГ-752/1	ВГ-735	ВГ-729	ЧГ-332	8234	ЧГ-469
SiO_2	77,63	76,01	67,28	68,07	63,93	64,23	72,17	69,34	68,75	72,82
TiO_2	0,16	0,20	0,58	0,56	0,47	0,47	0,26	0,33	0,48	0,26
Al_2O_3	13,17	13,50	16,48	15,64	15,21	15,31	13,35	14,21	14,38	14,52
Fe_2O_3	0,13	0,09	0,05	0,13	3,53	1,24	0,80	2,23	1,77	0,44
FeO	0,40	0,69	3,00	3,95	2,56	4,41	1,46	1,78	2,68	1,42
MnO	0,03	0,02	0,06	0,09	0,09	0,13	0,01	0,07	0,08	0,02
MgO	0,44	0,35	1,60	1,20	2,98	3,02	1,10	1,28	1,02	0,66
CaO	1,47	1,89	3,79	2,52	4,40	4,60	2,32	2,39	2,41	2,23
Na_2O	4,60	3,52	3,78	4,18	2,68	2,56	2,68	3,25	3,19	2,19
K_2O	1,68	3,28	2,82	3,40	3,38	3,17	4,71	4,58	4,40	4,74
H_2O	0,70	0,72	0,40	0,35	1,15	0,41	0,58	0,43	0,55	0,30
F			0,044		0,034	0,037	0,20	0,12	0,12	0,10
K/NK	0,27	0,48	0,33	0,35	0,46	0,45	0,54	0,48	0,58	0,68
A/CNK	1,09	1,05	1,02	1,02	0,94	0,96	0,98	0,96	1,00	1,09
La	22,4	34,0	26,4	24,3	26,2	26,4	37,3	34,0	37,1	30,0
Ce	50,9	71,7	52,0	49,3	56,9	56,8	77,5	69,4	76,8	61,5
Pr	6,14	8,09	5,88	5,66	6,65	6,49	8,63	7,64	8,57	6,88
Nd	22,8	27,7	20,0	19,4	23,5	22,9	28,0	24,5	28,9	23,3
Sm	5,16	5,16	3,38	3,51	4,84	4,41	4,95	4,38	5,47	4,24
Eu	0,59	0,59	1,02	0,81	0,80	0,81	0,57	0,59	0,715	0,808
Gd	5,97	4,62	2,91	2,85	4,87	4,02	4,19	4,01	4,92	3,81
Tb	1,05	0,71	0,41	0,42	0,76	0,66	0,64	0,62	0,76	0,599
Dy	6,90	4,59	2,40	2,42	4,76	3,92	3,75	3,85	4,82	3,55
Ho	1,46	1,04	0,45	0,48	0,96	0,78	0,77	0,81	1,02	0,756
Er	4,31	3,31	1,32	1,38	2,86	2,40	2,30	2,39	2,31	2,27
Tm	0,64	0,50	0,20	0,20	0,43	0,36	0,35	0,37	0,30	0,352
Yb	4,23	3,26	1,31	1,41	2,78	2,33	2,31	2,47	1,98	2,45
Lu	0,63	0,49	0,20	0,21	0,43	0,37	0,37	0,38	0,35	0,391
∑ РЗЭ	133	166	118	112	137	133	171	153	137	141
Eu / Eu*	0,33	0,36	0,98	0,76	0,50	0,58	0,37	0,42	0,28	0,32
Rb	41	111	104	141	185	140	201	210	220	206
Sr	258	243	454	333	183	208	10	186	215	141
Ba	428	1280	535	554	479	549	546	518	503	419
Y	40,5	28,7	13,3	13,4	28,4	23,1	22,2	22,6	28,4	22,0
Zr	142	95	80,6	75,4	101	69,8	121	104	153	103
Nb				13	7	11	14	18	29	30
Cs	3,12	2,33	6,17	10,9	19,0	5,68	9,51	14,1	12,6	10,6
Ni	6	9	7	23	32	32	18	11	19	6
Co	1	1	5	8	18	14	7	5	12	5
Cr	15	14	16	56	130	170	81	58	36	21
V	8	9	53	110	160	160	85	53	76	51
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,71021	0,71107								
Pb	14,2	14,3	22,0	22,1	14,5	17,9	13,8	25,0	27,5	23,6
Th	15,7	10,4	9,79	10,5	14,3	15,6	22,2	19,7	23,7	18,6
U	2,37	1,72	1,72	3,31	4,42	3,74	6,76	2,07	2,58	2,50

Примечание. Данные В.Г. Гоневчука и В.Г. Сахно. Х-2 – андезибазальт станолирский, Хинганское рудное поле, скв. >1200 м, ХК-91 – щелочные дациты станолирские (?), карадубское рудное поле скв. 713, 40 м.; ХК-103 – риолит обманийский. Хинганское рудное поле, скв. 650, последующие – граниты олонойские, крайняя восточная часть зоны, скв. № 1-С: ХК-32 (155 м) – розовый мелко-среднезернистый гранит с чешуйками очень темного биотита, ХК-39 (81 м) – те же (аналогичные) граниты с меньшим количеством биотита и пегматоидными структурами, ХК-43 (485 м) – розовые средне-мелкозернистые граниты с реликтами биотита и амфибола.

Второй этап (110–80 млн лет) в большинстве зон пояса отмечен проявлением сложной вулкано-плутонической ассоциации, в которой объединяются производные риолитовых и более молодых андезитовых (трахиандезитовых) магм. При этом разноглубинные, с разным составом продуцируемых расплавов, очаги функционировали в какие-то отрезки времени параллельно. Контроль магматической деятельности этого этапа сводово-купольными структурами, расположенными на пересечениях субширотных и северо-восточных разломов, свидетельствует о вероятном проявлении его в условиях господствовавших в позднемеловое время северо-восточных сдвиговых дислокаций (Уткин, 1989). Большинство вулканических центров риолитового (риолит-гранитного) магматизма приурочено к северо-восточным разломам, тогда как по результатам исследований в Мяо-Чанской, Малохинганской зонах центры андезитового (трахиандезитового) вулканизма контролируются субширотными разломами.

Общая тенденция изменения характера магматизма от первого этапа ко второму – возрастание роли риолитов и комплементарных им гранитов, слабое увеличение щелочности и более значительное – калиевости (табл. 5.27, 5.28) – для разных зон проявлена в разной мере. Для Малохинганской зоны, магматические породы которой наиболее щелочные и калиевые из трех характеризуемых, можно говорить лишь о незначительном возрастании калиевости. При этом наиболее калиевые здесь самые поздние диабазы и диоритовые порфириты даек, образующих субширотные пояса при северо-восточном простирании даек внутри пояса. В Баджальской зоне, при

←

СХ-94 – андезибазальт, СХ-74 – андезит. Все – лакский комплекс; С-4 – риолит урмийский; БГ-75/2 – гранодиорит, западный экзоконтакт Урмийского массива, лакский (?) комплекс; БГ-82 – порфировидный гранит, западный эндоконтакт Урмийского массива; БГ-105 – крупнозернистый биотитовый гранит центральной части массива; БГ-88 – среднезернистый биотитовый гранит, шток в центральной части массива.

ВГ-4, ВГ-10 – риолиты Холдаминской толщи. Западный грабен, прав. борт р. Чалба вблизи впадения р. Сектах. 8421, ВГ-89 – граниты (адамеллиты) пурильского комплекса, Верхне-Силинский и Пурильский массивы соответственно; ВГ-752/1, ВГ-735 – кварцевые диориты силинского комплекса, месторождение Перевальное, скв. № 1385 п (130 м) и № 1226 п (370 м) соответственно; ВГ-729 – граниты силинского комплекса, месторождение Солнечное, скв. 150э, инт. 240 м; ЧГ-332 – пироксенсодержащие граниты силинского (?) комплекса, Чалбинский массив, восточный эндоконтакт, лев. борт р. Чалба; 8434 – крупнозернистые биотитовые граниты главной фазы чалбинского комплекса, Чалбинский массив, западный эндоконтакт, прав. борт р. Чалба; ЧГ-469 – мелкозернистые биотитовые граниты дополнительной фазы чалбинского комплекса, Чалбинский массив, восточный эндоконтакт, лев. борт р. Чалба ниже устья кл. Широкого.

Определения РЗЭ, Pb, Th, U выполнены в исследовательском центре г. Потсдама, Германия. Породообразующие окислы и элементы от Rb до V – анализы лабораторий ДВГИ. Контрольные определения Rb, Sr, Ba, Zr выполнены в исследовательском центре Потсдама и учтены в приведенных результатах.

Пропуск – нет данных, прочерк – содержание ниже чувствительного минимума, петрогенные оксиды даны в мас.%, микроэлементы – в г/т.

близком и в целом нормальном содержании щелочей в породах первого и второго этапов, на позднемеловом этапе значительно возрастает калиевость. Наиболее калиевые здесь – андезиты (трахиандезиты) силинского комплекса, а наиболее щелочные – поздние лейкократовые с биотитом, иногда с протолитионитом, граниты – баджальского.

Магматические породы второго этапа Мяо-Чанской зоны наименее щелочные из всех рассматриваемых. Связано это с пониженным содержанием натрия, что, в свою очередь, обусловливает их высокую и резко увеличивающуюся от первого этапа ко второму относительную калиевость. По отношению K_2O/K_2O+Na_2O они близки хинганским, а по его возрастанию превосходят все остальные. Особенность магматизма второго этапа Мяо-Чанской зоны еще и в том, что здесь (трахи)андезит-(монцо)гранодиорит-гранитный силинский комплекс по объему лишь незначительно уступает риолит-гранитному чалбинскому, а по металлогеническому значению превосходит его.

На диаграмме петрогенетической типизации породы разных этапов образуют обособленные ареалы: первого – преимущественно в поле I-типа, второго – S-типа (рис. 5.68).

Заключительные фазы вулкано-плутонических ассоциаций Хингано-Охотского ареала представлены гранитами преимущественно ильменитовой серии (рис. 5.69), что предопределяет оловянную (оловянно-вольфамовую) металлогеническую специализацию ареала. Они характеризуются слабоповышенной общей щелочностью с калиевым уклоном и по геохимическим особенностям относятся к переходному – I-S и, значительно реже, А-типам. Тренды РЗЭ демонстрируют отчетливо выраженный и усиливающийся в поздних интрузивных фазах Eu минимум и опережающее накопление элементов иттриевой группы (Гоневчук, 2002). Геохимические характеристики пород и их ассоциаций позволяют предполагать «континентализацию» магматизма во времени от раннемелового этапа к позднемеловому, а в пространстве – с северо-востока на юго-запад: Мяо-Чанская → Баджальская → Малохинганская зоны. Кроме глиноземистости, щелочности и калиевости, содержания редких и редкоземельных элементов наиболее высоки в Малохинганской зоне, на это указывает, например, начальное изотопное отношение стронция. По отношению изотопов стронция оловоносные гранитоиды Хингано-Охотского пояса соответствуют области смешения корового и мантийного материала (рис. 5.70). В однотипных позднемеловых гранитоидах $^{87}Sr/^{86}Sr$ возрастает в ряду Мяо-Чан (0,707–0,708) → Баджал (0,709–0,710) → Малый Хинган (0,712), а в раннемеловых гранитоидах составляет 0,7054 для Мяо-Чанской и 0,7065–0,7082 – для Баджальской зон. В этой же последовательности

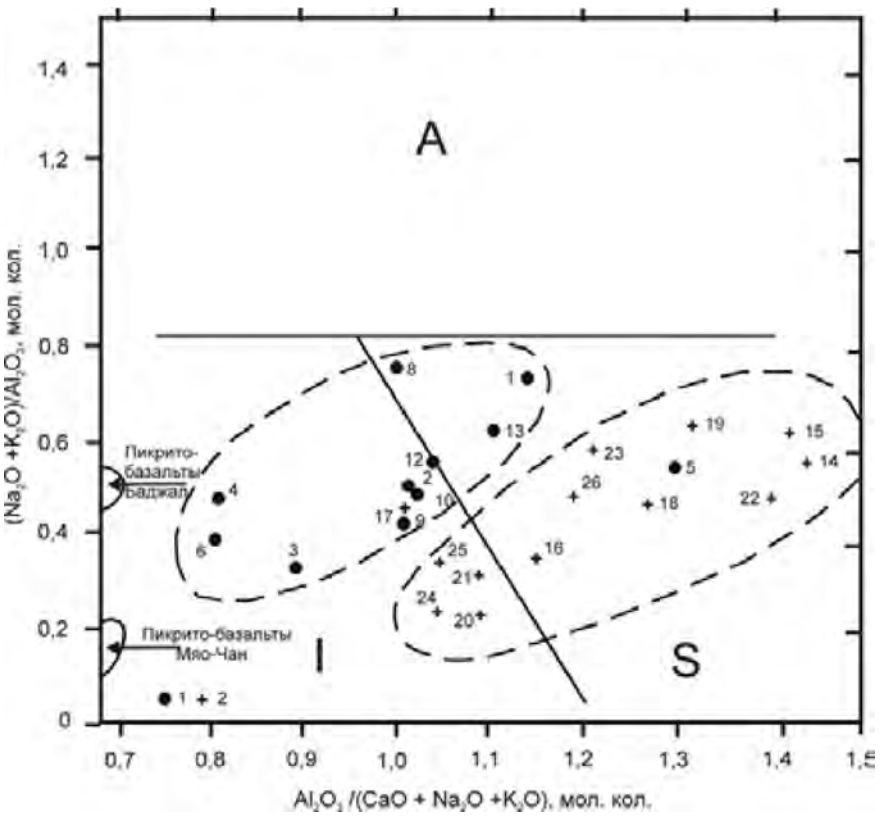


Рис. 5.68. Типизация магматических пород Хингано-Охотского ареала по соотношению щелочей и глинозема (Maeda, 1990).

1 – средние типы пород I этапа (табл. 5.27); 2 – то же II этапа

среди позднемеловых гранитоидов по характерным соотношениям в них акцессорных элементов (Pearce et al., 1984) увеличивается доля «внутриплитных» и уменьшается – «островодужных» разностей. Гранитоиды раннемелового этапа по этому признаку – «островодужные» (рис. 5.71).

В последнее время (Сорокин и др., 2004) получены новые сведения о возрасте и геохимии магматических пород Малохинганской вулканической зоны (рис. 5.66, 5.72), дополняющие и корректирующие общие представления о развитии Хингано-Охотского магматического ареала. В целом полученные результаты не подтверждают мнение о широком возрастном диапазоне вулканизма зоны от начала раннего мела до границы мела–палеогена (Мартынюк и др., 1990; Реше-

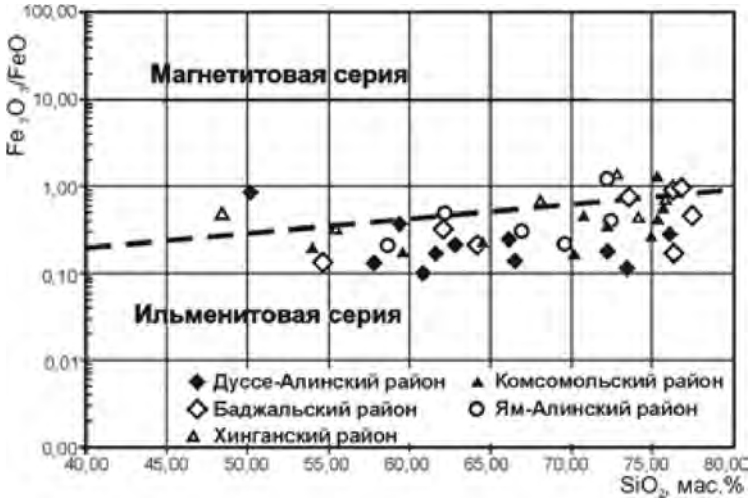


Рис. 5.69. Вариационная диаграмма SiO_2–Fe_2O_3/FeO для гранитоидов Хингано-Охотского ареала (по: Родионов, 2003, с упрощениями)

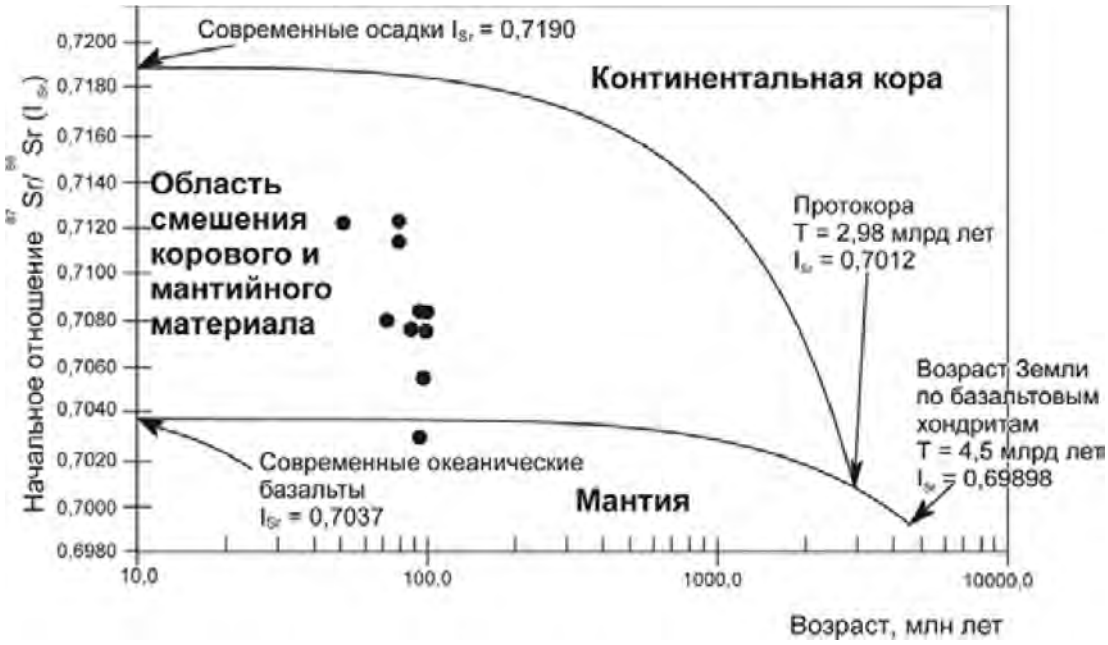


Рис. 5.70. Положение изотопного состава Sr магматических пород Хингано-Охотского ареала в модели эволюции Sr изотопной системы Земли (по: Родионов, 2003, с упрощениями)

ния..., 1994; Геологическая карта..., 1999), но отчетливо фиксируют два этапа магматической активности в истории формирования зоны. Первый (111–105 млн лет) отвечает излиянию дифференцированной базальт-андезит-дацитовой ассоциации (с преобладанием андезитов), второй (101–99 млн лет) – проявлению существенно кислого магматизма субщелочного и щелочного рядов (табл. 5.29). При этом самыми молодыми среди исследованных пород (99 млн лет) оказались трахидациты, известные в западной части вулканической зоны.

Более древний результат – 106 млн лет, полученный для плагиоклаза одного из образцов риолита, может объясняться ксеногенностью этой минеральной фазы.

Распределение редкоземельных элементов (табл. 5.30, рис. 5.73) показывает вероятную генетическую близость исследованных пород и «редкометалльную» направленность их эволюции с возрастанием европиевого минимума и опережающим накоплением элементов иттриевой группы. В качестве вероятного субстрата магматических очагов по геохимическим признакам можно предполагать нижнюю кору, в плавлении которой активно участвует мантия. Как и по другим признакам, по распределению РЗЭ достаточно отчетливо обособляются два геохимических типа пород, фиксирующих два этапа формирования зоны. Трахидациты, вероятно, фиксируют переход от риолитового к трахиандезит-андезит-монцонитовому магматизму во втором этапе. Этот тип пород хорошо проявлен, например, в Мяо-Чанской зоне.

Геодинамическая природа Хингано-Охотского ареала остается предметом дискуссий. Ранее мы предположили, что в предсенонское время он развивался в обстановке активной континентальной окраины андийского типа, которая в послесенонское время сменилась обстановкой коллизии (Родионов, Натальин, 1988). Позднее было высказано мнение о вероятности формирования магматического ареала в обстановке активной окраины калифорнийского типа (Гоневчук и др., 1997; Ханчук и др., 1997). У.Дж. Ноклеберг с соавторами (Nokleberg et al., 1998) считают, что «Хингано-Охотская магматическая дуга» сформировалась в результате косой субдукции палео-Тихоокеанской плиты под континентальную окраину в раннем мелу. К. Сато с соавторами (Sato et al., 2002), учитывая сопоставимость начального этапа образования магматических комплексов Хингано-Охотского пояса и этапа аккреции Киселевско-Маноминского комплекса (альб–сеноман), подтвердили модель формирования пояса в результате косой субдукции, предположив при этом, что субдуцировавшаяся часть плиты представляла собой задуговой бассейн (по примеру современного Андаманского бассейна в дуге Сунда). По нашему мнению, многие особенности Хингано-Охотского магматического ареала могут быть удовлетворительно объяснены реконструируемой в мезо-кайнозойской эволюции региона геодинамической обстановкой континентальной трансформной окраины (Ханчук и др., 1997; Ханчук, 2000; Khanchuk, 2001). В обобщенном виде она описывается как переход от косой субдукции к латеральному скольжению плит друг относительно друга. В результате такого скольжения

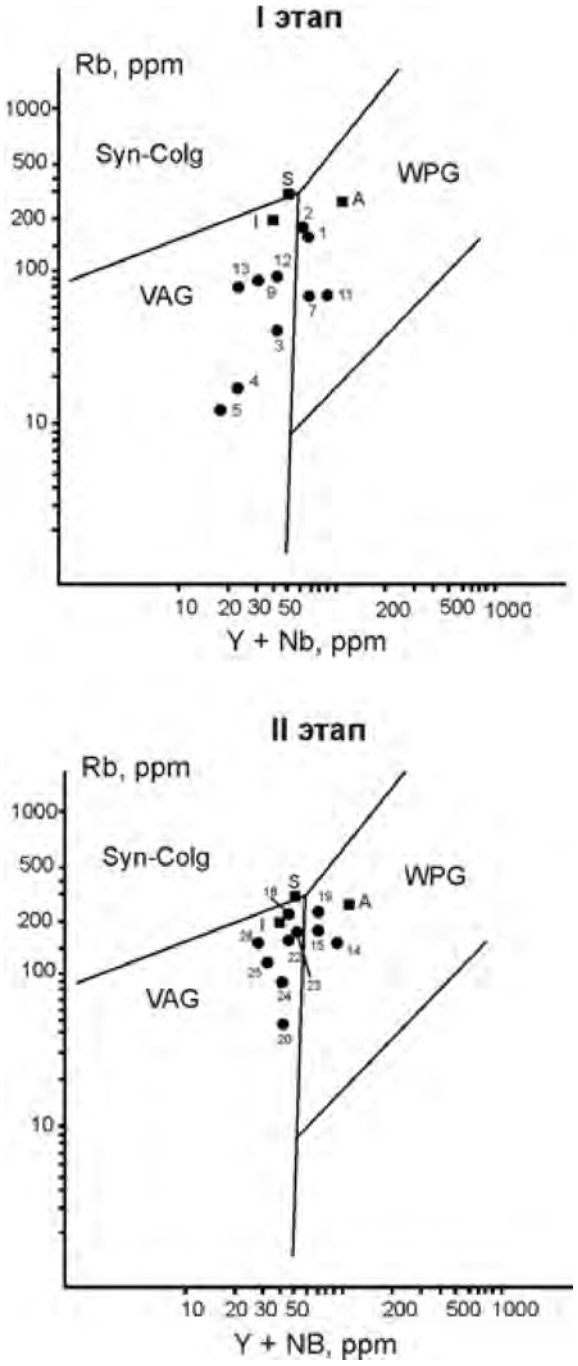


Рис. 5.71. Диаграмма геодинамической типизации магматических пород Хингано-Охотского ареала по содержаниям Rb и Y+Nb.

Выделены поля: Syn-Colg – коллизионных, VAG – островодужных, WPG – внутриплитных гранитоидов (Pearce et al., 1984). Положение гранитов S- и A-типов дано по Whalen et al. (1987). Данные приведены в табл. 5.27

в ранее субдуцированной части литосферной плиты возникали разрывы («slab-window»), по которым проникало вещество астеносферной мантии, инициировавшее магмообразование в разных горизонтах земной коры (Benz et al., 1992; Тычков, Владимиров, 1998; Ханчук, Иванов, 1999).

Хингано-Охотский ареал формировался по этой модели в такой последовательности. В раннем мелу к восточной окраине Буреинского супертеррейна причленились террейны юрской аккреционной призмы и раннемелового турбидитового бассейна Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса. Турбидиты, залегающие на позднеюрских спрединговых базальтах, фиксируют переход от субдукции к латеральному скольжению океанической плиты в северном (в современных координатах) направлении вдоль палеоконтинентальной окраины. Сдвиги рассекли край Буреинского супертеррейна и переместили отдельные части в северном направлении, сформировав наблюдаемую ныне «зубчатую» форму его восточной границы. Одновременно с этим готерив-сеноманские левосторонние сдвиги создали гигантскую S-образную структуру. С этим этапом развития трансформной континентальной окраины связано инициирование процесса формирования гранитоидных плутонов и вулкано-плутонических комплексов бимодального (с преобладанием риолитов) типа, образующих Хингано-Охотский магматический ареал (Ханчук, 2000). Характерно, что породы даянского магматического комплекса Баджальской зоны по многим геохимическим и минералогическим особенностям близки щелочным базитам, а вулканиты и граниты Малохинганской зоны – комендитам и топазовым риолитам континентальной трансформной окраины запада США (Моисеенко, Сахно, 2000; Ханчук, 2000; Гоневчук, 2002).

АЛЧАНСКАЯ ЗОНА (РАННИЙ МЕЛ)

Алчанская магматическая зона расположена в западной части Сихотэ-Алиня. Формирование ее связывается с существованием на Азиатской окраине в конце раннего мела режима трансформной окраины калифорнийского типа (Ханчук и др., 1997), когда образовалось большое число синсдвиговых («pull-appart») бассейнов в Северо-Восточном Китае, Корее и Вьетнаме (Голозубов и др., 1998; Ли Донг-У и др., 2001; Xu et al., 1987, 1993). Зона представляет собой именно такой бассейн (Амельченко и др., 2001; Голозубов и др., 2002) и связана со сдвиговой системой Тан-Лу.

Строение и динамика развития Алчанского бассейна описаны В.В. Голозубовым с соавторами (2002). Этот бассейн формировался в апте–сеномане на сочленении Алчанского и Арсеньевского разломов (рис. 5.74). Бассейн расположен в северо-восточной части Ханкайского массива на сочленении его с Самаркинским террейном. В плане бассейн имеет форму вытянутого в северо-восточном направлении треугольника, острый угол которого рас-

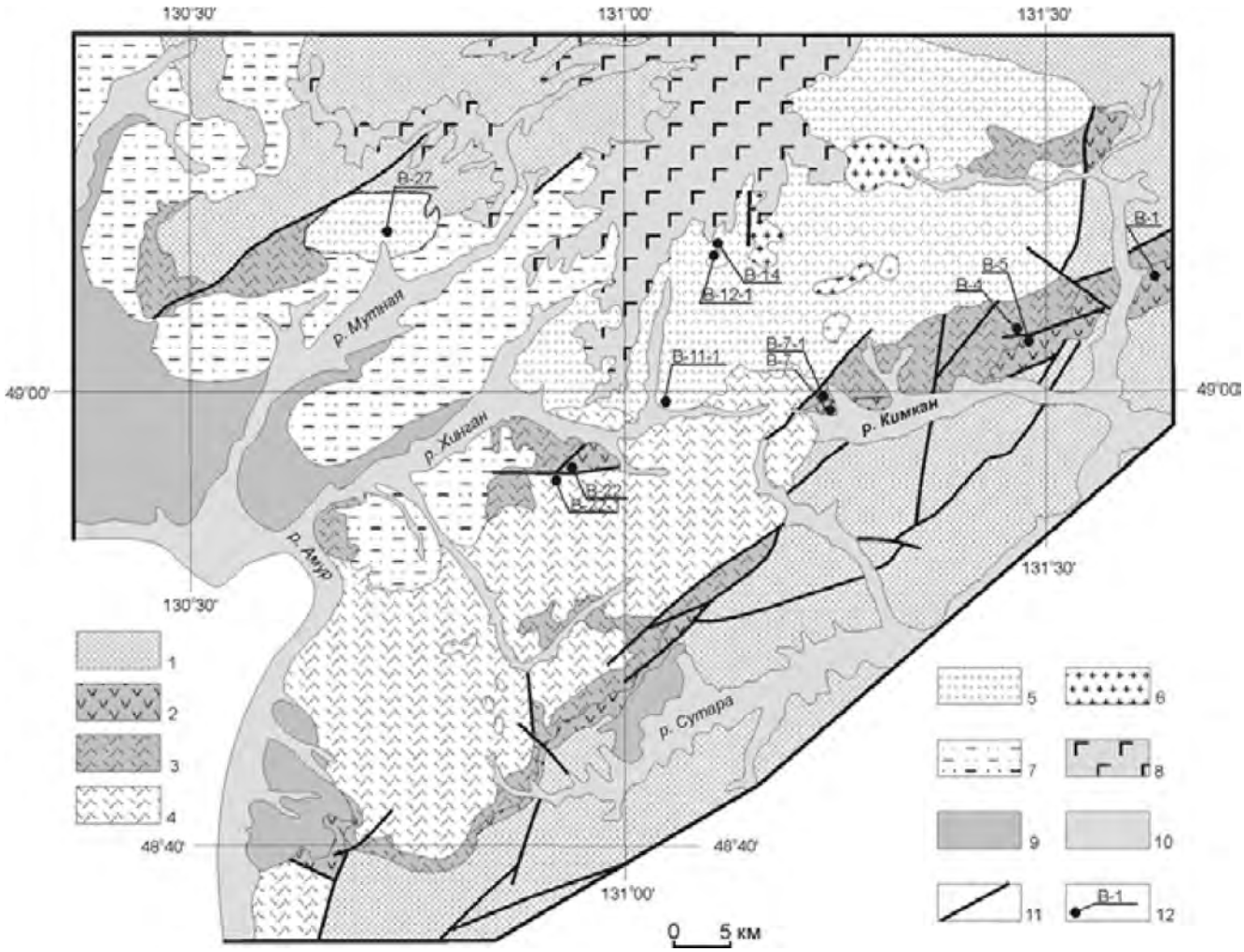


Рис. 5.72. Геологическая схема Малохинганской вулканической зоны (составлена А.А. Сорокиным с использованием материалов Амурского территориального фонда геологической информации).

1 – домезозойские магматические и метаморфические образования Малохинганского террейна; 2–5 – стратифицируемые вулканические образования: 2 – станолирского, 3 – солонечного, 4 – яуринского, 5 – обманийского комплексов; 6 – субвулканические тела гранитоидов хинганского комплекса; 7 – нижне- и верхнемеловые осадочные отложения; 8 – кайнозойские базальты; 9 – нижнекайнозойские отложения; 10 – современные отложения долин водотоков; 11 – главные разломы; 12 – места отбора образцов на изотопно-геохронологические исследования и их номера

положен в верхнем течении р. Матай, а основная часть занимает бассейн р. Алчан (правого притока р. Бикин) и междуречье Бикина и Бол. Уссурки в их нижнем течении. Площадь бассейна около 6300 км^2.

Фундаментом бассейна служат докембрийско-раннепалеозойские образования Ханкайского супертеррейна, участками перекрытые терригенными отложениями поздней перми, триаса и юры.

В пределах бассейна выделены Змеино-Столбовской и Губеровский вулканические грабены, развитие которых происходило в какой-то мере автономно, и разделяющий их Силаньшаньский горст, ограниченный со стороны Губеровского грабена надвигом Кедрач, а со стороны Змеино-Столбовского грабена – Силаньшаньским сбросо-сдвигом.

Меловые отложения Алчанского бассейна представлены ассикаевской и алчанской свитами и столбовской толщей (Амельченко и др., 2001).

Ассикаевская свита развита в центральной части Алчанского бассейна в обрамлении Силаньшаньского горста (рис. 5.74) и подразделена на три подсвиты. Нижнеассикаевская подсвита (780 м) сложена песчаниками с туфовой примесью, а также прослоями и линзами углистых аргиллитов и углей. Среднеассикаевская подсвита (870 м) сложена преимущественно алевролитами с прослоями песчаников. В районе с. Верхний Перевал среди них встречаются потоки спилитов (Геология СССР, 1969). Верхнеассикаевская подсвита (около 850 м) сложена главным образом песчаниками, иногда в верхней части переходящими в ритмичное переслаивание песчаников и алевроаргиллитов. В восточной части бассейна в ее верху появляются пласты зольных углей и прослои мелкообломочных туфов дацитов. Свита накопилась в прибрежно-морской обстановке в позднем апте–среднем альбе (Амельченко и др., 2001).

Таблица 5.29

Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировок мезозойских магматических образований Малохинганской зоны

Комплекс	Порода	Образец	Анализируемая фаза	Возраст* по всем ступеням, млн лет	Расчет по плато		Расчет по изохроне		
					Возраст*, млн лет	Выделенный ^{39}Ar, %	Возраст*, млн лет	СКВО	$(^{40}Ar/^{36}Ar)_0$
Хинганский	Кварцевый сиенит-порфир	В-12-1	Матрикс	101,7±0,3	100,3±0,2	56,7	98,5±0,4	1,9	318±3
Станолирский(?)	Шелочной трахидацит	В-1	–"–	98,7±0,6	99,1±1	42,7			
Яуринский и обманийский	Трахириолит	В-14	–"–	101,8±0,2	101,5±0,1	84,7	101,4±0,3	1,6	298,5±2
	Риолит	В-27	–"–	99,1±7	100,9±0,2	80,3	101±0,3	2,8	294±1
			Плагиоклаз (ксенофаза)	106±0,6	105,7±0,6	97,5	106±0,6	0,6	292±3
Солонечный	–"–	В-4	Матрикс	98,7±0,3	99,9±0,2	50	98,1±1,3	1,9	380±48
	–"–	В-7-1	–"–	101±0,4	99,9±2,7	99,8	101,3±0,5	0,5	287,5±8
	–"–	В-11-1	–"–	100,4±0,3	100,90,3	81,3	100,7±0,4	1,1	296±8
	Игнимбрит	В-22-1	Матрикс I	104,7±0,3	103,4±0,6	71,1	109,4±0,8	2,4	234±6
			Матрикс II	103,7±0,3	103,2±0,2	49,0	103,8±0,7	1,7	289±5
Станолирский	Дацит	В-5	Матрикс	105,3±0,3	105,4±0,2	82,6	108,1±2	1,5	276,8±20
	Андезит	В-7	–"–	115±0,6	107,8±0,3	46,1	104,4±4	3,5	315±1
	–"–	В-22	–"–	110,1±0,4	108,5±0,3	66,6	111±0,6	3,7	297,6±0,2

*Возраст рассчитан с доверительным интервалом ±2σ.

Примечание. Изотопно-геохронологические исследования выполнены в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (Новосибирск) В.А. Пономарчуком с использованием масс-спектрометра МИ-1201В. Коррекция полученных данных выполнялась стандартным методом с учетом атмосферной контаминации и интерферирующих пиков от побочных нейтронно-индуцированных реакций. Использовались константы распада $\lambda_{э.з.} = 0{,}581\times10^{-10}$ у$^{-1}$; $\lambda_{\beta} = 4{,}962\times10^{-10}$ у$^{-1}$.

Алчанская свита в основном вулканогенная и заполняет большую часть одноименного бассейна. Вулканогенный комплекс включает жерловые, экструзивные и субвулканические тела, лавовые, туфовые и игнимбритовые покровы, а также дистальные тефроиды, туфы, туффиты, туфопесчаники и алевролиты. Выделяется два цикла алчанского вулканизма, разделенных периодом накопления терригенных пород. Этим циклам соответствуют две подсвиты алчанской свиты.

В основных тектонических единицах бассейна строение и состав вулканитов свиты существенно различаются. В Змеино-Столбовском грабене нижнеалчанская подсвита согласно залегает на верхнеассикаевской, сложена игнимбритами, брекчиевидными лавами и туфами дацитов и риодацитов (до 800 м). Верхнеалчанская подсвита (до 880 м) состоит здесь из чередования вулканогенно-осадочных пород и прослоев туфов дацитов. В кровле подсвиты постоянно наблюдается пачка алевролитов (до 90 м). В Губеровском вулканическом грабене нижнеалчанская подсвита несогласно залегает на домеловом фундаменте. Нижняя ее часть (135–450 м) сложена туфопесчаниками и алевролитами с туфами дацитов, а верхняя (200–700 м) – туфами и брекчиевыми лавами дацитов. Верхнеалчанская подсвита (600–900 м) сложена здесь потоками лав с пластами туфов андезитов. Мощность потоков и пластов от 5–10 до 80–110 м. В верхней части подсвиты – маломощные потоки дацитов. В Силаньшаньском горсте нижнеалчанская подсвита перекрывает с размывом, азимутальным и угловым несогласием среднеассикаевскую подсвиту. В ее основании залегает флороносный горизонт конгломератов, алевролитов и углистых аргиллитов мощностью до 14,5 м. Этот горизонт перекрыт покровом игнимбритов дацитового состава (370 м), который составляет главную часть подсвиты. Верхнеалчанская подсвита внизу сложена пачкой туфов и лав андезитов (160 м), а вверху – туфами и игнимбритами дацитов, чередующихся с туффитами (720 м).

Алчанская свита континентальная. По остаткам флоры и фауны ее возраст – вторая половина среднего–поздний альб (Амельченко и др., 2001; Волынец, 1997; Маркевич, 1995; Маркевич и др., 2000).

Столбовская толща (до 900 м) развита в Змеино-Столбовском и Губеровском грабенах и имеет сходное строение. Толща представлена аллювиальными и озерными фациями (конгломератами, гравелитами, песчаниками, пестроцветными и красноцветными алевролитами) и накопилась в семиаридных условиях при слабом влиянии вулканизма. Возраст свиты по палинологическим данным, остаткам флоры и пресноводных ракообразных – сеноманский (Амельченко и др., 2001; Волынец, 1997).

Пироксен-плагиофировые базальты ассикаевской свиты значительно альбитизированы и хлоритизированы. По химическому составу они относятся

Таблица 5.30

Химический состав представительных образцов мезозойских магматических образований Малохинганской зоны (Сорокин и др., 2004)

Параметры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Номер образца										
	В-5	В-5-1	В-7	В-4	В-7-1	В-11-1	В-22-1	В-14	В-27	В-1-1	В-12-1
SiO_2	67,18	55,94	59,92	78,93	76,94	75,73	78,65	73,74	74,66	65,61	67,19
TiO_2	0,71	1,390	1,28	0,14	0,12	0,14	0,11	0,18	0,18	0,33	0,36
Al_2O_3	13,28	14,01	14,69	10,83	12,59	12,01	11,20	12,77	12,80	15,26	14,85
$Fe_2O_3^*$	7,19	9,56	8,25	1,60	0,64	2,70	1,46	3,49	2,59	6,35	4,45
MnO	0,11	0,19	0,13	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	0,05	0,02	0,15	0,09
MgO	0,14	3,33	1,96	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
CaO	1,81	6,42	4,61	0,08	0,09	0,21	0,24	0,75	0,68	0,77	1,63
Na_2O	3,11	3,13	3,05	3,13	0,44	3,57	2,88	2,77	1,98	4,62	3,63
K_2O	4,26	2,27	3,09	4,79	6,38	5,07	4,85	5,37	4,94	5,37	5,66
P_2O_5	0,21	0,23	0,26	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,07	0,08
п.п.п.	1,62	3,30	2,86	0,36	2,72	0,42	0,56	0,65	2,00	1,21	1,96
Сумма	99,62	99,77	100,08	99,90	99,95	99,90	99,98	99,81	99,89	99,73	99,90
Ga	26,9	23,3	20,6	26,2	18,9	30,8	23,4	24,5	25,6	31,6	26,5
Rb	135	76	103	217	190	146	207	149	154	139	128
Cs	8	15	10	19	5	4	6	6	10	1	5
Sr	190	289	260	6	5	<30	10	83	68	122	147
Ba	675	201	416	21	148	45	54	344	350	1399	1320
La	31,15	35,04	30,46	68,99	41,89	85,03	55,65	33,54	33,29	29,52	42,00
Ce	75,07	71,53	65,40	138,12	94,87	116,41	112,82	35,96	67,08	63,89	54,90
Pr	8,29	7,92	7,61	16,07	10,67	17,46	13,64	8,07	8,59	7,65	9,79
Nd	31,34	30,56	29,47	58,05	39,27	67,85	49,51	32,90	33,59	28,42	37,76
Sm	7,39	6,10	6,50	10,88	7,61	12,90	10,31	6,73	7,70	6,12	6,91
Eu	1,50	1,68	1,46	0,22	0,27	0,52	0,08	0,90	0,91	1,69	1,17
Gd	8,88	7,16	6,61	10,66	6,27	12,88	9,25	6,94	8,54	8,01	6,94
Tb	1,36	1,02	1,01	1,51	0,92	1,65	1,41	1,09	1,19	1,24	0,96
Dy	8,50	6,14	5,62	9,14	4,90	8,72	7,94	6,36	7,01	7,54	5,48
Ho	1,78	1,15	1,05	1,52	0,87	1,46	1,46	1,23	1,37	1,46	0,99
Er	5,13	3,28	3,12	4,48	2,28	4,18	4,26	3,65	3,88	4,34	2,94
Tm	0,74	0,45	0,43	0,61	0,28	0,57	0,60	0,53	0,55	0,67	0,40
Yb	4,79	2,76	2,67	4,31	1,76	3,53	3,87	3,51	2,55	4,27	2,90
Lu	0,70	0,40	0,37	0,60	0,23	0,48	0,52	0,49	0,48	0,62	0,41
Y	51	40	27	38	20	54	36	45	57	46	36
Th	15,89	9,14	10,74	24,24	25,03	18,40	21,45	13,29	15,67	8,68	8,69
U	5,22	2,29	2,96	4,91	2,18	3,21	4,04	3,01	2,71	1,78	1,82
Zr	412	169	201	374	243	332	203	269	255	613	533
Hf	13,1	5,3	5,0	11,0	8,5	10,2	7,4	7,6	7,8	18,0	11,9
Nb	38,7	18,7	20,2	71,6	37,4	50,5	40,4	30,5	31,1	69,8	35,8

*Все железо определено в форме Fe_2O_3.

Примечание. 1–3 – андезиты, андезибазальты, дациты станолирского комплекса; 4–7 – ультракислые риолиты солонечного(?) комплекса; 8, 9 – риолиты яуринского и обманийского комплексов; 10 – щелочные трахидациты станолирского(?) комплекса; 11 – гранит-порфиры хинганского комплекса. Аналитические исследования выполнены в Институте геохимии СО РАН (Иркутск). Содержание основных петрогенных компонентов определено методом РФА А.Л. Финкельштейном и Т.С. Айсуевой, микроэлементов – методом ICP-MS Е.В. Смирновой и Г.П. Сандимировой. Оксиды даны в мас. %, микроэлементы – в г/т.

к трахибазальтам субщелочной серии калиево-натриевого типа с близким к единице отношением K_2O/Na_2O и обладают повышенными концентрациями когерентных элементов – Ni, Co и Cr (табл. 5.31).

Для нижнеалчанской подсвиты намечается антидромная эволюция вулканизма с развитием наиболее кислых вулканитов в ее нижней части и более основных разностей – в верхней. В составе подсвиты преобладают пирокластические образования: игним-

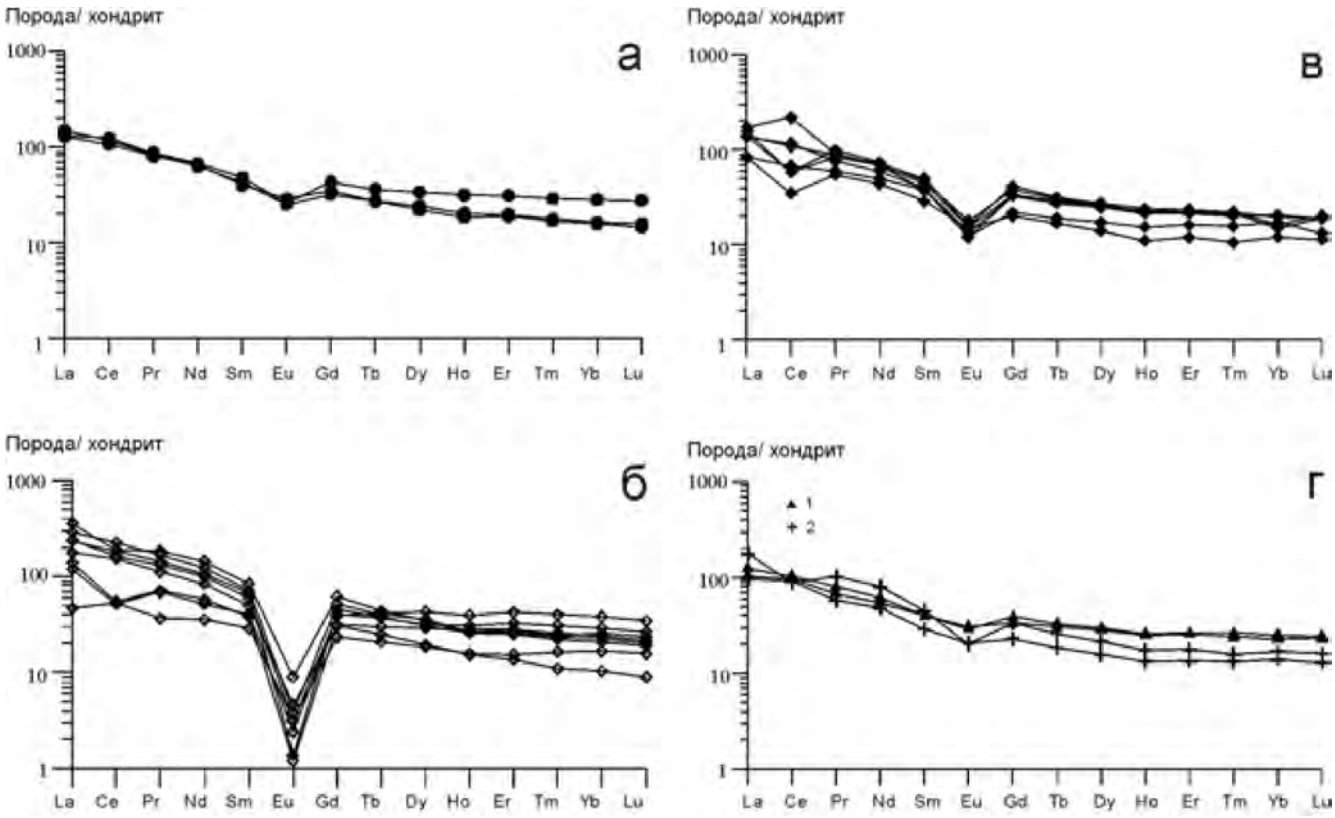


Рис. 5.73. Графики распределения редкоземельных элементов в мезозойских магматических образованиях Малохинганской вулканической зоны.

а – андезибазальты, андезиты, дациты станолирского комплекса; б – ультракислые субщелочные риолиты солонечного комплекса; в – субщелочные риолиты яуринского и обманийского комплексов; г – щелочные трахидациты (1) и кварцевые сиенит-порфиры (2) хинганского комплекса

бриты, туфы, туфолавы дацитового, риодацитового, реже – дацит-риолитового состава, а лавовые породы встречаются редко и представлены риолитами и дацитами. Игнимбриты алчанской свиты характеризуются различной степенью спекания, а по составу обломков в них, варьирующих от 10 до 70 %, разделяются на витролитокластические, литокристаллокластические и другие типы. Кристаллокласты представлены плагиоклазами (от олигоклаза до лабрадора), реже кварцем, биотитом, калишпатом в разных соотношениях. Основной связующей массой служит в разной степени спекшийся пепловый материал, иногда с хорошо выраженной флюидальной текстурой. Туфолавы дацитового и риодацитового составов имеют порфирокластическую и литокластическую структуры. В качестве обломков в них присутствуют плагиоклаз (олигоклаз-андезин, лабрадор, частично замещенные альбитом и серицитом) и калишпат. В наиболее кислых туфолавах вместе с кварцем присутствуют санидин, биотит, роговая обманка и пироксен. Акцессорными минералами служат циркон, апатит и титаномагнетит. Обломки пород представлены флюидальными лавами дацитов, риолитов и андезитов. Все они сцементированы бурым, частично раскристаллизованным, стеклом с флюидальной структурой. Лавы дацитов и риодацитов представлены плотными, частично флюидальными, порфировыми породами с вкрапленниками оплавленных и корродированных плагиоклазов, редко – калишпата, моноклинного и ромбического пироксена, роговой обманки и биотита. Темноцветные минералы обычно замещены хлоритом, гидрослюдой и гидроокислами железа.

В верхнеалчанской подсвите внизу преобладают андезитовые породы, которые постепенно сменяются более кислыми, вплоть до риолитов. Преобладают туфы андезидацитового и андезитового состава, реже в экструзивах встречаются лавовые потоки и лавобрекчии. Немного андезибазальтов и базальтов. Андезиты обычно имеют роговообманково-плагиоклазовый парагенезис вкрапленников и стекловатую слабофлюидальную основную массу. Роговая обманка в них почти полностью замещена опацитом, а плагиоклазы соссюритизированы. Базальты и андезибазальты обычно пироксен-роговообманковые. Туфы андезитов кроме кристаллокластов содержат много обломков песчаников, дацитов и игнимбритов.

Большинство вулканитов алчанской свиты относится субщелочному и щелочному ряду и по соот-

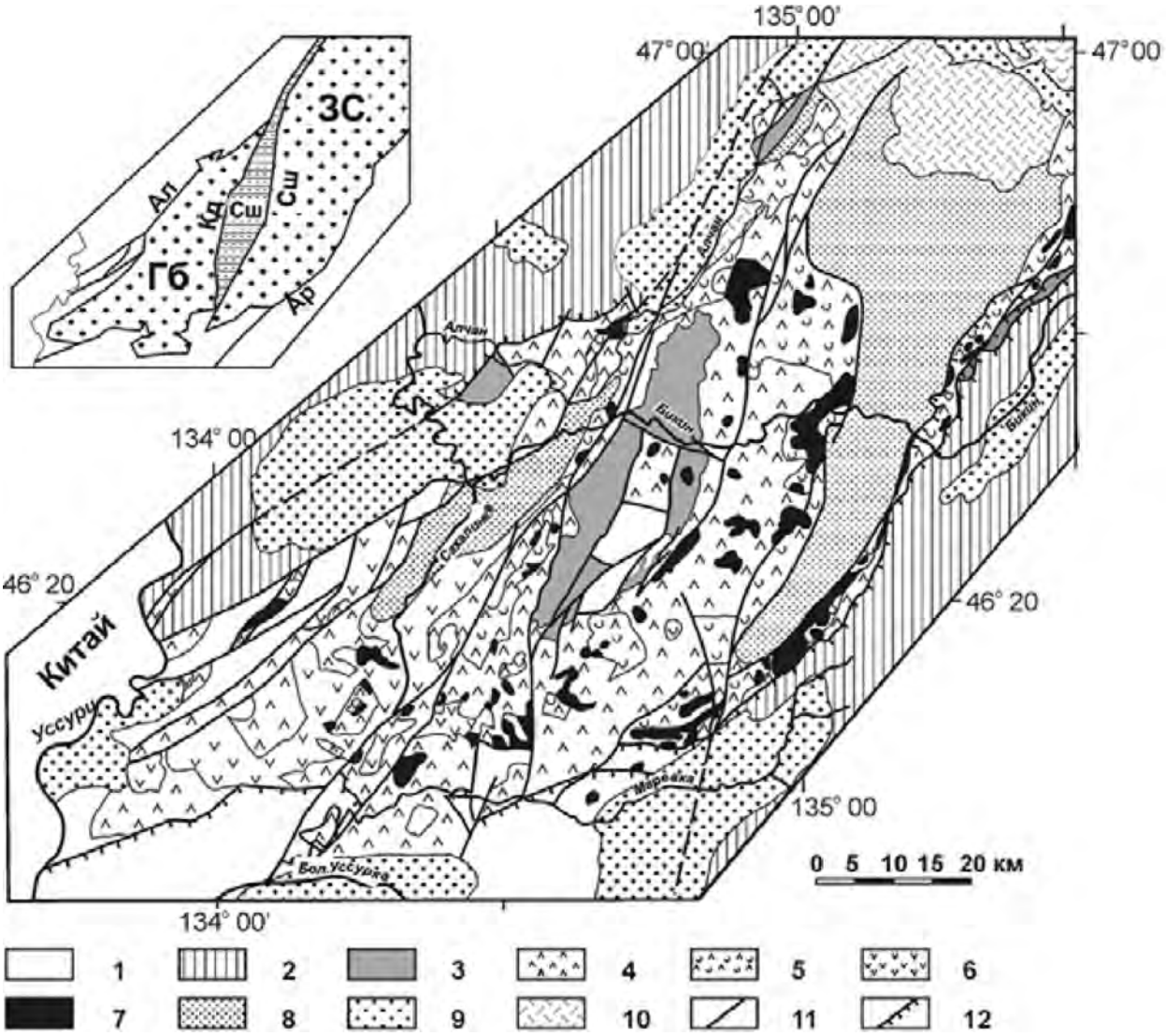


Рис. 5.74. Геологическая карта центральной и южной частей Алчанского бассейна (из работы: Голозубов и др., 2002).

1, 2 – комплексы домелового фундамента: 1 – докембрийские и нижнекембрийские осадочные, метаморфические и изверженные породы Ханкайско-Буреинского супертеррейна, перекрытые чехлом преимущественно терригенных пород верхней перми, триаса и юры, 2 – юрские аккреционные комплексы Самаркинского террейна; 3 – терригенные породы ассикаевской свиты (апт–нижний альб); 4–6 – вулканогенные породы алчанской свиты (средний и верхний альб): 4 – туфы, игнимбриты и лавы преимущественно дацитов, риодацитов, реже риолитов с прослоями туффитов (нижняя подсвита), 5, 6 – вулканогенные породы верхней подсвиты (5 – туфы дацитов и риодацитов, туффиты, 6 – туфы и лавы андезитов); 7 – алчанские вулканиты субвулканической, экструзивной и жерловой фаций; 8 – пестроцветные образования столбовской толщи (сеноман); 9 – третичные депрессии; 10 – верхнемеловые вулканиты северянской свиты; 11 – левые сдвиги; 12 – взбросы и надвиги.

Вверху слева показана схема расположения главных структур Алчанского бассейна: Гб – Губеровский грабен, Сш – Силаньшаньский горст, ЗС – Змеино-Столбовской грабен; разломы: Ал – Алчанский, Кд – Кедрач, Сш – Силаньшаньский, Ар – Арсеньевский

ношению кремнезема и суммы щелочей отвечает трахидацитам, трахиандезитам и трахибазальтам. При этом с повышением основности от риолитов к базальтам повышается их щелочность, соотношение K/Na близко или больше единицы (табл. 5.31) и породы относятся к K-Na серии. Повышенные содержания MgO, Ni, Co, Cr, V, а также Zr и Nb отличают эти породы от вулканитов активных континентальных окраин и сближают с адакитами (магнезиальными андезитами) трансформных окраин калифорнийского типа (Волынец и др., 1987; Сахно, 2001). На диаграмме Zr/4–Nb×2–Y (рис. 5.75) алчанские андезиты и базальты отвечают внутриплитным базальтам.

Активные тектонические процессы в сдвиговой системе Тан-Лу возобновились в конце раннего мела–начале палеогена. В связи с ними в разных районах локально проявился андезибазальтовый магма-

Таблица 5.31

Химический состав вулканитов Алчанского бассейна

Параметры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Номер образца													
	А-406	А-407	1	2	3	4*	5*	6*	7	8	9	10	11	12
SiO_2	52,14	52,57	71,49	63,95	68,43	76,43	72,60	70,50	69,48	67,92	63,76	64,50	63,99	60,50
TiO_2	0,85	0,74	0,23	0,64	0,32	0,20	0,39	0,30	0,39	0,49	0,59	0,45	0,54	0,81
Al_2O_3	16,58	14,50	14,44	15,87	14,96	13,17	12,43	14,37	14,46	14,48	15,57	15,43	15,62	15,35
Fe_2O_3	2,87	0,00	4,40	2,63	2,48	0,34	1,73	2,01	2,68	2,72	1,71	3,49	1,98	1,83
FeO	4,86	3,74	0,40	1,81	1,37	0,71	2,63	1,17	0,99	2,80	5,39	2,09	2,38	2,98
MnO	0,12	0,12	0,02	0,08	0,08	0,02	0,11	0,02	0,05	0,08	0,11	0,08	0,09	0,14
MgO	3,97	3,77	0,12	0,90	0,51	0,55	0,57	2,16	0,59	0,27	0,92	1,12	1,49	1,53
CaO	6,15	7,92	0,61	3,96	0,82	1,50	1,20	0,84	0,82	2,01	2,16	1,55	3,04	4,86
Na_2O	3,00	2,86	2,92	2,91	3,30	2,45	3,50	2,40	3,22	4,45	4,16	3,57	2,63	1,76
K_2O	2,22	2,21	3,93	3,00	4,85	5,41	2,70	3,70	4,38	2,74	2,76	4,05	3,55	2,65
P_2O_5	0,24	0,52	0,10	0,20	0,22	0,00	0,07	0,16	0,18	0,20	0,20	0,22	0,20	0,28
H_2O-	0,29	0,28	0,13	0,09	0,08	0,00	0,00	0,00	0,09	0,16	0,08	0,29	0,20	0,19
п.п.п.	4,48	5,07	1,66	3,83	2,26	1,01	1,38	2,04	2,35	1,25	2,41	2,79	3,81	6,83
CO_2	2,14	5,51												
Сумма	99,86	99,81	100,45	99,87	99,68	100,00	100,10	99,70	99,68	99,57	99,82	99,63	99,52	99,71
Ni	43	50												
Co	25	19												
Cr	15	30												
V	154	148												
Zr														
Pb	5	5												

Параметры	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
	Номер образца												
	13	14	15*	16*	17	18	Ал-12	Ал-13	Ал-14	Ал-15	Ал-19	Ал-20	Ал-22
SiO_2	60,82	58,95	59,00	60,30	62,97	66,11	59,70	60,60	57,6	57,40	58,50	53,5	52,70
TiO_2	0,65	0,69	0,52	0,59	0,59	0,58	0,67	0,70	0,67	0,72	0,67	1,11	0,88
Al_2O_3	16,92	15,40	16,39	16,75	16,83	15,57	16,50	16,13	15,48	16,12	16,15	15,87	17,01
Fe_2O_3	2,85	2,19	4,74	1,65	3,42	3,90	3,11	2,28	2,76	2,62	2,42	3,59	5,87
FeO	2,99	3,52	3,81	3,02	1,30	1,85	3,77	4,17	3,64	4,81	4,01	3,49	3,78
MnO	0,06	0,09	0,09	0,11	0,08	0,05	0,11	0,11	0,11	0,14	0,13	0,11	0,18
MgO	0,86	1,97	3,00	2,27	1,80	0,77	5,00	3,48	3,81	4,47	4,80	5,46	7,78
CaO	2,03	4,82	4,74	5,52	2,94	1,71	2,67	2,46	2,97	3,93	2,38	4,40	5,12
Na_2O	3,56	2,20	2,28	2,59	4,70	4,53	3,33	3,75	3,58	2,77	3,66	2,00	1,73
K_2O	4,79	2,60	2,46	3,48	2,80	1,96	2,79	3,83	3,54	2,51	2,87	3,25	2,19
P_2O_5	0,22	0,27	0,30	0,14	0,27	0,18	0,23	0,24	0,24	0,24	0,30	0,60	0,30
H_2O-	0,15	0,34	0,60	0,25	0,28	0,16	0,34	0,39	0,36	0,61	0,42	0,40	0,46
п.п.п.	3,65	6,63	1,78	1,67	1,85	2,19	1,66	1,85	4,91	3,60	3,49	6,15	1,71
CO_2													
Сумма	99,53	99,70	99,70	100,20	99,83	99,56	99,88	99,99	99,68	99,94	99,80	99,93	99,71
Ni							18	16	16	26	14	73	50
Co							16	12	12	20	13	27	32
Cr							47	48	53	120	46	150	88
V							190	180	180	200	170	130	260
Zr							250	200	165	120	150	330	120
Pb							25	25	30	22	22	22	14

Примечание. 1, 2 – базальты ассикаевской свиты (коллекция А.Н. Филиппова), порядок образцов с 3 по 18 характеризует разрез нижнеалчанской подсвиты от низов до верхних горизонтов (звездочкой помечены образцы коллекции Б.А. Кабанова и др., 1987 г.), 19–27 – верхнеалчанская подсвита. Образцы с индексом Ал из коллекции В.П. Симаненко, остальные – из коллекции В.Г. Сахно. Пропуск – нет данных. Петрогенные оксиды даны в мас.%, микроэлементы – в г/т.

тизм. В Алчанской зоне в это время изливались андезиты северянской свиты.

Вулканические породы северянской свиты распространены в бассейне р. Алчан, правого притока р. Бикин, и слагают покровы в Алчанском и Бикинском прогибах, больше всего в районах развития пород алчанской серии, часто с размывом перекрывая вулканиты последней.

Свита сложена главным образом покровами базальтов, андезибазальтов и андезитов. Пирокластических пород немного (не более 10 % объема), и они слагают невыдержанные по латерали горизонты между покровами. Мощность лавовых потоков от 5–8 до 40–50 м. Кроме того, известны экструзивные тела, которые прорывают лавовые толщи. Они представлены андезитами и андезидацитами. Последние встречаются редко в виде мелких штоков. Возраст свиты по остаткам фитофлоры и палеомагнитным данным маастрихтский (Б.А. Кабанов и др., 1987 г.).

Базальты и андезибазальты представлены афировыми и порфировыми плагиоклаз-пироксеновыми и оливин-пироксеновыми разностями. Плагиоклаз по составу относится к андезин-лабрадору и лабрадору. Пироксены (моноклинные и ромбические) часто замещены хлоритом и гидроокислами железа. Кроме того, в породах встречаются изометричные кристаллы оливина и удлиненно-призматические опацитизированные пластинки роговой обманки. Основная масса имеет интерсертальную и микродолеритовую структуру с микролитами и лейстами плагиоклаза, пироксена и агрегатами рудного минерала.

Андезиты характеризуются порфировой и афировой структурой с гиалиновой и андезитовой основной массой и в различной степени раскристаллизованным стеклом. По минеральному составу андезиты разделяются на роговообманковые, пироксен-роговообманковые и пироксеновые. В экструзивных фациях встречаются кварцсодержащие роговообманковые андезиты и андезидациты. Темноцветные минералы в андезитах замещены хлоритом, гидробиотитом и карбонатом. Ксеногенный кварц образует крупные (до 2 мм) оплавленные кристаллы с оторочкой из мелких зерен моноклинного пироксена и биотита. В результате поздней гидротермальной деятельности в некоторых андезитах развиты прожилки кварца и благородного опала, иногда образующего промышленные скопления (месторождение Радужное). Особенностью роговообманковых андезитов является высокая магнезиальность роговых обманок.

Петрохимический состав пород северянской свиты (табл. 5.32) показывает, что они характеризуются высокой магнезиальностью. При этом наиболее высока она в пироксен-роговообманковых андезитах. Все разновидности пород имеют высокую общую щелочность и высокое K/Na отношение (1,3–5,4). Наиболее высокие K/Na отношения в андезитах, ко-

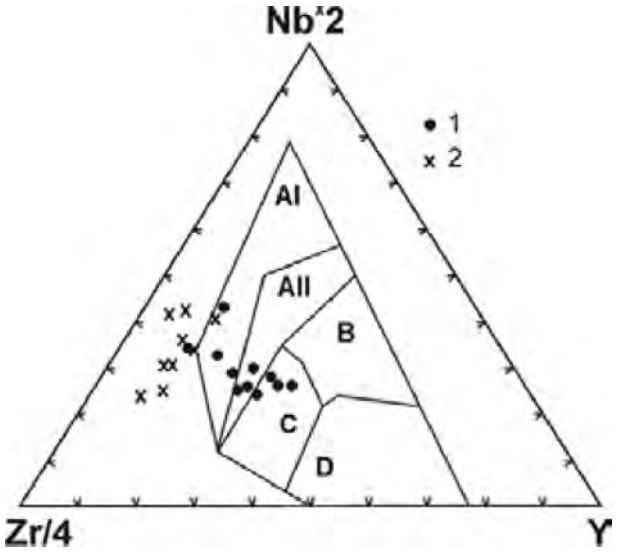


Рис. 5.75. Дискриминантная диаграмма Zr/4–Nb×2–Y для базальтов (De Poolo, Wasserburg, 1976).

Поля на диаграмме: AI – внутриплитные щелочные базальты, AII – внутриплитные щелочные базальты и внутриплитные толеиты, B – E-тип MORB, C – внутриплитные базальты и базальты океанических дуг, D – N-тип MORB и базальты океанических дуг.

1 – составы андезибазальтов и базальтов алчанской свиты; 2 – составы пород северянской свиты

торым свойственны и высокие концентрации хрома, циркония, лантана и ниобия. На диаграмме Zr–Nb–Y (рис. 5.75) породы северянской свиты группируются вблизи поля пород внутриплитной геодинамической обстановки. Эти геохимические особенности, наряду с высокой магнезиальностью пород и роговых обманок в них, отличают породы северянской свиты от андезитов самаргинской свиты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Они сопоставляются с высокомагнезиальными андезитами (адакитами) Камчатки, Калифорнийского залива и структурами консолидированных областей (Волынец и др., 1998; Saunders et al., 1987; Сахно, 2001). Петрохимическая и геохимическая специфика пород свиты позволяет предполагать, что их формирование связано с геодинамическим режимом трансформных окраин калифорнийского типа (Ханчук, 2000).

ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ АРЕАЛ (ПОЗДНИЙ МЕЛ–ПАЛЕОГЕН)

Постсубдукционные образования в Охотско-Чукотском ареале представлены сенон-палеогеновыми базальт-трахибазальтовой и трахибазальт-трахидацит-комендит-щелочногранитной формациями постсубдукционного или рифтогенного типа. Эти формации наиболее широко проявлены в Чукотском звене ОЧВПП (нунлигранская, танюрерская, чуванская, верхняя(?) часть энмываамской, тнеквээмская

Таблица 5.32

Типовой состав вулканитов северянской свиты (коллекция В.П. Симаненко)

Параметры	Номер образца							
	Р-2	Р-3	Р-5	Р-7	Р-8	Р-9	Р-10	Р-11
SiO_2	61,60	64,00	63,6	60,00	55,70	54,10	53,20	53,90
TiO_2	0,63	0,65	0,89	0,94	1,04	1,06	1,60	1,11
Al_2O_3	16,58	16,58	16,30	16,00	15,92	17,22	15,89	17,19
Fe_2O_3	1,38	1,86	1,73	2,21	3,11	2,07	2,07	1,73
FeO	3,77	2,42	3,13	3,87	4,24	4,92	5,92	6,15
MnO	0,08	0,10	0,09	0,13	0,11	0,16	0,17	0,11
MgO	3,44	3,71	3,98	5,30	7,45	7,01	6,79	7,35
CaO	1,82	1,86	1,39	3,30	2,92	2,62	3,45	3,37
Na_2O	2,83	2,09	2,41	1,24	1,30	0,58	1,73	1,30
K_2O	3,85	3,85	3,89	3,91	3,07	3,15	3,47	3,23
P_2O_5	0,39	0,39	0,45	0,47	0,50	0,54	0,60	0,50
H_2O	1,23	0,53	0,87	0,76	0,53	0,68	1,34	0,77
п.п.п.	2,06	1,04	0,90	1,66	3,98	5,15	3,40	3,23
Сумма	99,76	99,90	99,72	99,79	99,97	99,86	99,66	99,97
Ni	22	32	10	65	78	76	78	88
Co	11	16	11	21	21	21	25	20
Cr	50	71	8	100	148	160	160	230
V	140	160	190	150	200	160	210	210
Cu	50	45	18	80	15	65	75	80
Pb	16	25	16	25	15	15	16	20
Zn	80	100	85	89	98	80	93	120
Sn	2	3	2	3	2	3	2	3
Ag	0,41	0,40	0,48	0,68	0,41	0,20	0,32	0,96
Zr	210	330	320	200	200	190	170	170
La	50	130	98	31	60	58	66	<10
Nb	21	28	40	26	28	26	36	26
Yb	1,7	2,0	2,2	1,7	2,0	2,0	2,1	2,0
Y	19	21	25	18	20	21	20	20

Примечание. Петрогенные оксиды даны в мас.%, микроэлементы – в г/т.

свиты), меньшие выходы имеются в Охотском звене (мыгдыкитская, уйканская, кыйтымская, хакаринская и другие толщи и свиты).

Бимодальная трахибазальт-трахидацит-комендит-щелочногранитная формация связана с участками пояса, заложенными на коре с мощным гранитно-метаморфическим слоем (Охотский, Тайгоносский, Омолонский, Эскимосский массивы). Однородная базальт-трахибазальтовая формация в своем распространении тяготеет к коре переходного типа (Белый, 1978).

Бимодальные вулканиты и плутониты – палеоцен-эоценовые (Сидоров и др., 1970; Кундышев, Верховская, 1984; Полин и др., 1997), однородная формация занимает возрастной интервал поздний мел–ранний палеоген (Умитбаев, 1983; Белый, Белая, 1998; Котляр и др., 2001).

В бимодальной формации основную роль играют трахибазальты и трахиандезиты-трахидациандезиты; меньше развиты трахидациты, трахириолиты, пантеллериты, комендиты и щелочные граниты. Основные породы представлены почти исключительно эффузивами, изредка встречаются небольшие гипабиссальные тела оливинового габбро.

Породы ряда трахиандезит–трахидацит обычно распространены в эффузивной, пирокластической и экструзивно-дайковой фациях. Более кислые образования – субвулканические и гипабиссальные.

Состав базальт-трахибазальтовой формации более простой: базальты и андезибазальты, трахибазальты и трахиандезибазальты, развитые в эффузивной и дайковой фациях.

Базальтоиды образуют в приразломных прогибах и вулканических грабенах щитовые и трещинные вулканы. Здесь же встречаются субвулканы и дайки пантеллеритов и комендитов. Трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахидациты, трахириолиты и щелочные граниты связаны со структурами центрального типа: стратовулканами, кольцевыми кальдерами (на реликтах щитовых вулканов) и вулкано-плутоническими куполами. Базальты и трахибазальты в таких структурах распространены ограниченно.

В базальтоидной группе постсубдукционных формаций преобладают высокоглиноземистые базальты и трахибазальты, а среди них по ассоциациям вкрапленников – оливин-плагиоклаз-клинопироксеновые, реже – оливин-плагиоклаз-двупироксеновые, плагиоклазовые и оливин-плагиоклазовые. Иногда встречаются плагиоклаз-двупироксеновые и плагиоклаз-ортопироксеновые с магнетитом и ильменитом базальты и трахибазальты. Характернейшим петрографическим признаком сенон-палеогеновых основных эффузивов, помимо почти повсеместного оливина (в том числе и в базисе пород), является наличие миндалекаменных текстур. Миндалины выполнены карбонатом, халцедоном, цеолитом.

Большинство вкрапленников в базальтах незональны, лишь плагиоклазы слабо зональны. Примечательная особенность состава плагиоклазов основных пород – низкая основность их фенокристов ($Pl_{48–52}$) и высокая – лейст ($Pl_{72–80}$). Фенокристаллам плагиоклаза присуще также предельно высокое содержание ортоклазового минала. Оливины палеогеновых базальтоидов принадлежат хризолитам с содержанием фаялитового минала от 18–19 до 23–27 мол.%. Клинопироксены этих пород более магнезиальные и кальциевые в сравнении с клинопироксенами надсубдукционных базальтоидов и относятся к титан-авгитам. Еще одна отличительная их черта – особо высокие содержания Al^{IV}, что в разных случаях объясняется низкой активностью кремнекислоты в расплаве, повышенным потенциалом в нем щелочей или высокими значениями $P_{общ.}$ условий кристалли-

зации. Составы редких по встречаемости ортопироксенов базальтов отвечают железистому бронзиту – гиперстену.

Отсутствие в базальтоидах зональности пироксенов и оливинов, как и слабая зональность плагиоклазов, свидетельствует о равновесности условий кристаллизации вкрапленников в стационарном геодинамическом режиме.

Средние и умеренно кислые породы бимодальной формации представлены эффузивной, флюидизатно-пирокластической и субвулканической фациями. В них распространены амфибол-двупироксен-плагиоклазовые, двупироксен-плагиоклазовые, амфибол-клинопироксен-плагиоклазовые и биотит-клинопироксен-плагиоклазовые разности. Плагиоклаз часто образует 2–4 генерации вкрапленников, с вариациями по составу от основного андезина до олигоклаз-андезина. Характерна осциллярная зональность его фенокристов. Для субвулканических пород отмечаются гломеропорфировые сростки плагиоклаза с пироксенами. Клинопироксен отвечает составу авгита и диопсид-авгита, ортопироксен представлен бронзитом, амфибол близок керсутиту и титанистому гастингситу.

Кислые члены бимодальной формации подразделяются на щелочную и субщелочную группы. Первая образована пантеллеритами, комендитами и щелочными гранит-порфирами. Вторая представлена игнимбритами трахириолитов, риолитами и трахириолитами. Для щелочных пород характерны керсутит-клинопироксен-двуполевошпатовый и арфведсонит-кварц-калишпатовый парагенезисы вкрапленников. Преобладают кварц и калишпат либо полевые шпаты: калишпат и анортоклаз. Клинопироксен – зональный: натриевый геденбергит – в ядре и эгирин-авгит, эгирин – в оторочке. Акцессорные минералы – циркон и энигматит. В базисе пород велика доля щелочных минералов – эгирина, рибекит-арфведсонита, калишпата.

В игнимбритах трахириолитов кристаллокласты представлены плагиоклазом, амфиболом, клинопироксеном, изредка кварцем. Зачастую присутствуют две генерации клинопироксена, разнящиеся по железистости: салит и железистый салит, близкий геденбергиту. Плагиоклаз – андезин, амфибол – магнезиальный керсутит. В трахириолитах обычен парагенезис вкрапленников плагиоклаза и биотита, порой с гастингситом либо ортопироксеном(?). Состав последнего не определен ввиду измененности. Биотит представлен мероксеном-лепидомеланом, плагиоклаз – средним олигоклазом – кислым андезином.

Сопоставление петрографических характеристик разноосновных постсубдукционных вулканитов и плутонитов показывает специфичность ассоциаций минералов для каждой их группы. Обращает внимание близость составов одноименных фенокристов из отличных по кремнекислотности пород.

Петрогеохимическая характеристика комплексов. Сенон-палеогеновые базальты принадлежат типу лейкократовых базальтов субщелочного ряда; составы части из них отвечают натриевым трахибазальтам (трахидолеритам). Сравнительно низкая калиевость (но все же более высокая, чем в надсубдукционных позднемеловых базальтах) сближает их с оливиновыми лейкобазальтами. По данным дискриминантного анализа эти породы попадают в область составов континентальной оливин-базальтовой формации, отличаясь более высокой глиноземистостью и кремнекислотностью, как и несколько более высокой суммарной щелочностью.

Следует подчеркнуть слабую дифференцированность состава базальтоидов, выполняющих вулканические грабены. Они относятся к «переходному» высокоглиноземистому типу. Характерными особенностями основных пород в пределах вулканов центрального типа являются более высокая щелочность и титанистость, в сравнении с базальтами из вулканических грабенов (Полин, 1990; Полин, Молл-Столкап, 1999).

В целом всем постсубдукционным базальтам и трахибазальтам свойственны повышенная титанистость и натриевая щелочность, высокие содержания фосфора, умеренные и пониженные (против типовых пород) содержания магния и железа (табл. 5.33). В то же время относительно раннесенонских (надсубдукционных) базальтоидов сенон-палеогеновые обогащены магнием, кальцием и щелочами.

В постсубдукционных базальтоидах понижены, сравнительно с кларком, концентрации большинства элементов группы железа: содержания Ni, максимальные в базальтах (около 100 г/т), резко снижаются в андезибазальтах (50–60 г/т) и высокотитанистых трахибазальтах (около 30 г/т). Колебания содержаний кобальта менее значительны; средние их значения в базальтах 30–33 г/т, в высокотитанистых трахибазальтах – 20–24 г/т, в андезибазальтах и трахиандезибазальтах – 16–17 г/т. Величины отношения Ni/Co понижаются с ростом кремнекислотности либо титанистости пород.

Концентрации Sr падают от 630–840 г/т – в базальтах и трахибазальтах до 600–730 г/т – в андезибазальтах и трахиандезибазальтах. Стронциевый максимум на спайдердиаграммах гигромагматофильных элементов (см. рис. 5.19), столь характерный для базальтов надсубдукционного геохимического типа, в высокотитанистых базальтах практически отсутствует. Содержания Rb и Ba возрастают с падением основности и ростом калиевой щелочности пород, что отвечает кларковым тенденциям: от 6–12 г/т (Rb) и 260–315 г/т (Ba) – в базальтах до 10–19 г/т (Rb) и 520–650 г/т (Ba) – в трахибазальтах, андезибазальтах и трахиандезибазальтах.

Таблица 5.33

Химический состав магматических пород трахибазальт-щелочногранитной формации

Параметры	Трахибазальт-трахидацит-комендит-щелочногранитная формация												
	Трахибазальты	Ti-трахибазальты	Кварцевые базальты	Ti-кварцевые базальты	Андезибазальты	Трахиандезиты	Трахиандезидациты	Трахидациты	Трахириодациты	Трахириолиты	Комендиты	Щелочные граниты	Лейкограниты
SiO_2	48,91	48,62	51,24	51,72	54,87	59,39	62,21	64,21	69,75	73,06	71,38	75,57	73,35
TiO_2	1,64	2,07	1,44	1,97	1,40	0,93	0,94	0,71	0,33	0,25	0,18	0,26	0,16
Al_2O_3	17,98	17,85	17,87	17,81	17,65	17,16	16,46	16,55	14,88	13,91	14,64	10,59	14,09
Fe_2O_3	4,81	4,49	4,35	4,55	4,19	3,36	3,75	2,81	1,96	1,36	1,54	2,76	0,95
FeO	4,59	5,69	4,36	4,09	3,45	2,92	1,66	1,62	0,77	0,71	1,34	0,98	1,48
MnO	0,13	0,15	0,14	0,12	0,12	0,11	0,13	0,11	0,07	0,06	0,08	0,06	0,07
MgO	5,89	6,10	4,87	3,76	3,64	2,77	1,31	1,46	0,75	0,45	0,15	0,02	0,10
CaO	8,35	8,12	7,60	7,55	6,32	5,01	2,84	3,18	1,73	1,10	0,37	0,40	0,70
Na_2O	3,20	3,31	3,74	3,87	3,84	4,15	5,06	4,55	4,39	4,21	5,35	4,21	4,19
K_2O	1,10	1,14	1,20	1,25	1,68	2,34	2,88	2,73	3,39	3,42	4,25	4,36	4,11
P_2O_5	0,54	0,52	0,52	0,58	0,48	0,36	0,35	0,26	0,12	0,10	0,06	0,02	0,07
H_2O^+	1,36	1,20	1,27	1,03	0,35	1,11	1,49	1,23	0,66	1,09	0,34	0,39	0,44
Cr	129	150	127	22	15	30	4	3	6	2	1	1	12
Ni	100	105	69	31	20	31	2	5	12	3	3,3	1	11
Co	30	33	28	24	17	15	10	4	6	1	1,7	1	2
V	137	140	100	120	150	108	100	60	85	26	8,3	6	
Cu	54	50	44	40	13	36	58	15	34	15	8	9	18
Pb	13	15	10	16	24	18	30	20	21	30	31	45	42
Zn	78	82	75	80	97	85	86	86	76	50	82	175	41
Sn	3	3,1	3,1	2,8	2,8	3,2	6,0	3,2	2	2,7	5,3	9,0	11
Rb	6	5	35	10	34	–	84	55	44	55	95	160	110
Ba	329	–	651	519	687	–	793	805	714	685	32	10	1100
Sr	619	–	951	795	704	–	532	260	722	112	17	2	71
Ta	0,33	–	0,33	0,89	0,48	–	1,31	0,65	0,48	0,90	3,45	3,50	–
Nb	9	–	9	18	9	–	15	9	9	11	49	39	9,5
Hf	2,91	–	3,46	5,79	4,73	–	10,40	6,58	3,54	3,65	19,6	–	–
Zr	138	–	145	2,56	217	–	435	243	136	130	754	960	220
Y	19	–	18	36	32	–	41	30	11	17	68	97	39
Th	0,74	–	4,25	2,39	3,47	–	8,78	4,85	5,21	6,65	10,40	10	–
U	0,35	–	1,52	0,92	1,10	–	2,88	1,74	1,73	1,68	1,80	–	–
La	13,60	–	25,10	29,50	31,20	–	41,00	26,80	21,90	23,05	65,80	38,00	36
Ce	34,40	–	59,80	74,20	73,30	–	109,00	60,10	40,80	46,60	136,0	43,00	65
Nd	21,00	–	32,60	42,50	39,60	–	41,00	28,50	16,90	15,90	55,50	48,0	33
Sm	4,88	–	6,	9,19	9,09	–	8,28	6,41	3,11	2,74	10,40	8,40	7,10
Eu	1,57	–	1,71	2,31	2,48	–	1,84	1,85	0,72	0,43	0,52	0,54	1,10
Gd	4,40	–	5,32	8,0	7,89	–	7,05	5,63	2,28	2,20	9,17	–	–
Yb	1,81	–	1,55	2,96	3,47	–	3,24	3,40	1,07	1,27	6,41	8,60	3,90
B	4,0	5,1	22	–	6,3	5,0	9,0	4,5	7,1	3,8	6,4	8,0	1,0
N**	31(2)1	11(2)1	6(3)1	6(1)1	12(3)1	28(8)0	7(2)1	31(6)1	2(1)1	6(2)1	4(3)1	2(2)1	1(1)1

Примечание. N^{**} – число анализов в выборке: петрохимических – первая цифра, микроэлементных – вторая, редкоземельных – третья. Химические анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН. Аналитик Л.И. Алексеева. Определения REE и редких элементов проводились в ГЕОХИ СО РАН (Иркутск) методом ICP-MS. Аналитики Е.В. Смирнова, Г.П. Сандимирова. Петрогенные оксиды даны в мас. %, прочие – в г/т. Прочерк – определения не проводились.

В распределении РЗЭ и несовместимых элементов постсубдукционные базальты и трахибазальты обнаруживают черты, характерные и для надсубдукционных пород: обогащенность высоконесовместимыми элементами и легкими РЗЭ, обедненность совместимыми и слабонесовместимыми элементами. Однако эти признаки в постсубдукционных образованиях проявлены неотчетливо и в целом последние близки внутриплитным лавам. Для них характерны высокие содержания калия, фосфора, титана и элементов его группы, высокие величины Ni/Co и Zr/Y, пониженные значения ряда реперных отношений: Zr/Nb, Tb/Nb, K/Nb, Ba/La и La/Ta при высоком содержании Zr, Nb, Ta и La. По абсолютным концентрациям типоморфных элементов большинство сенон-палеогеновых базальтоидов может быть сопоставлено все же не с типичными внутриплитными вулканитами, а с лавами окраинно-континентальных рифтов типа мексиканских Рио-Гранде или Тепик-Закоалко (Luhr et al., 1989) (см. рис. 5.19).

Геохимические данные указывают на различные источники основных магм надсубдукционного, с одной стороны, и внутриплитного и «переходного» геохимических типов, с другой. Величины реперных отношений микроэлементов в сенон-палеогеновых базальтах Охотско-Чукотского ареала свидетельствуют об их выплавлении из менее деплетированного источника либо при меньшей степени парциального плавления, чем это характерно для ранне- и позднемеловых базальтов ОЧВПП (Polin, Moll-Stalcup, 2000). Об этом же свидетельствует и отсутствие стронциевого максимума на спайдердиаграммах высокотитанистых постсубдукционных базальтов, позволяющее предполагать, что источником магм для них служили более глубинные по сравнению с островодужными зоны плавления. Близкое положение виртуальных точек высокотитанистых палеогеновых базальтов к полю мантийных значений указывает на незначительную роль в их составе субдукционной компоненты или ее отсутствие.

Средним и умеренно кислым вулканитам и субвулканитам бимодальной формации свойственны как сквозные для предшествующих базальтоидов признаки – повышенные содержания щелочей, фосфора и титана, так и специфические – относительно низкие концентрации кальция, магния и глинозема. Представляют интерес самостоятельные тренды железистости для пород основного состава и среднего–умеренно кислого, отражающие самостоятельность эволюционной истории основных и средних магм (Полин, 1990). Сопоставление микроэлементного состава основных и средних пород показывает определенное подобие моделей распределения в них несовместимых элементов. Однако имеются и некоторые особенности, среди которых самой показательной является возрастание содержания наиболее несовместимых элементов (Ba, Rb, Th, K, Nb, Ta, La, Ce) от основных пород к средним и умеренно кислым, а также появление среди последних разностей с европиевым незначительным минимумом.

Кислые члены сенон-палеогеновой контрастной формации представлены в Охотско-Чукотском ареале субщелочной и щелочной ассоциациями: трахидацит-трахириолитовой и пантеллерит-комендит-щелочногранитной. Выявлены существенные различия между ними, выраженные в составе пород и минералов (Полин, 1990; Polin, Moll-Stalcup, 2000). Субщелочная ассоциация обладает многими признаками субщелочных комплексов надсубдукционного типа. В ней сохраняются общие для средних – умеренно кислых пород формации признаки: обедненность магнием и кальцием; относительная обогащенность титаном, фосфором и щелочами, особенно натрием. По сравнению с трахидацитами в трахириодацитах и трахириолитах значительно снижаются глиноземистость и титанистость. Характерная черта геохимии большинства пород этой серии – деплетированность по титану, фосфору и стронцию, низкий уровень или отсутствие европиевого трога, повышенные содержания бария и стронция, пониженные концентрации РЗЭ и радиоактивных элементов, циркония и гафния, тантала и ниобия.

Щелочные породы отличаются резко специфичной геохимией (табл. 5.33) и минералами типичных щелочных серий. Пантеллериты, комендиты и щелочные граниты выделяются высокой натриевостью (при повышенных содержаниях калия) и значительной обедненностью магнием, кальцием, фосфором, титаном, «связанной» водой. Для их микроэлементного состава характерны: значительный европиевый минимум, резкая обогащенность всеми РЗЭ и иттрием, а также торием, ураном и элементами группы титана: цирконием, ниобием, гафнием и танталом, при исключительной «рафинированности» по барию и стронцию.

Сравнение с породами типовых геодинамических обстановок свидетельствует о полной аналогии палеогеновых пантеллеритов, комендитов и щелочных гранитов Охотско-Чукотского ареала кислым членам внутриплитных бимодальных комплексов (Ярмолюк, Коваленко, 1991; Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986), а в ряде случаев – гранитам анорогенного типа (см. рис. 5.21–5.23). Субвулканиты и вулканиты субщелочной группы по ряду признаков подобны типичным надсубдукционным породам, по другим – приближаются к внутриплитным, что может свидетельствовать о гетерогенности их источника.

Кислая субщелочная ассоциация сформировалась, вероятно, при тесном взаимодействии базаль-

тов внутриплитного и переходного типа с коровым веществом, возможно, путем паратексиса (Добрецов Г., Добрецов Н., 1983). Щелочные породы могут рассматриваться как глубокие дифференциаты трахибазальтовой магмы либо как продукты низкой степени плавления мантийного источника, общего с трахибазальтами.

Геодинамические условия формирования. Петролого-геохимическое сопоставление позднемеловых формаций ОЧВПП и сенон-палеогеновых вулканитов и плутонитов показывает, что они формировались в различных геодинамических обстановках. Наиболее важный вывод состоит в том, что далеко не все вулканогенные толщи, относимые ранее к ОЧВПП, являются частью окраинно-континентального пояса надсубдукционного типа.

На рубеже поздний мел–палеоген субдукция прекратилась вследствие резкой перестройки взаимного движения континентальных и океанических плит с фронтального на параллельное (Уеда, 1980; Уткин, 1984; Ханчук и др., 1997). Граница плит, пологонаклонная в период субдукции, сменилась на субвертикальную, возможно трансформного типа, в результате чего произошел «скачок» зоны магмогенерации из области мантийного клина в астеносферную зону мантии. С этих позиций состав постсубдукционных магматических пород отражает резкую смену источника магматических расплавов, которая стала свидетельством быстрого изменения на рубеже мел–палеоген надсубдукционной геодинамической обстановки на обстановку трансформных границ плит типа калифорнийской (Ханчук и др., 1997; Полин, Молл-Столкап, 1999).

Появление в палеогене в Охотско-Чукотском ареале бимодальных формаций связывается нами (Полин, Молл-Столкап, 1999) с задержкой астеносферных базальтовых расплавов в разогретой предшествующим надсубдукционным магматизмом коре и сопутствующими процессами паратексиса. В структурах преобладающего растяжения длительных задержек базальтовых магм не было, в результате чего здесь формировались однородные базальтоидные серии.

ХАСАНО-АМУРСКИЙ АРЕАЛ (ПАЛЕОЦЕН–МИОЦЕН)

В Хасано-Амурский (Попов и др., 2001), или Япономорский (по определению Ю.А. Мартынова), вулканический ареал, протягивающийся вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива, включены вулканические палеоцен-миоценовые породы, которые ранее относились к двум структурным различным элементам – Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканическому поясу (ВСАВП) и Лаоелин-Гродековскому террейну. Однако последние исследования (Мартынов, 1999) показали, что кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня не был поясовым и развивался по сходному сценарию с Лаоелин-Гродековским террейном, расположенным далеко в тылу позднемелового вулканического фронта. Хорошо коррелируют между собой как временные этапы вулканизма, так и геохимические типы его продуктов. Поэтому в дальнейшем кайнозойский вулканизм этих двух структурных единиц рассматривается совместно.

КИСЛЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Начальные этапы развития кайнозойского вулканизма связаны с формированием в палеоцене–эоцене богопольского комплекса. Абсолютный Rb/Sr возраст покровных и экструзивных образований богопольского комплекса 59,7–52,9 млн лет (Grebennikov, 1998; Попов, Гребенников, 2001). Эти данные подтверждают более ранние определения абсолютного возраста вулканических пород богопольского комплекса K/Ar методом (Баскина, Фаворская, 1969; Филимонова, 1985; и др.). Особенностью этого комплекса является тесная пространственная связь с локальными рифтогенными впадинами субширотной и северо-западной ориентировки, наложенными на разнородные структуры континентальной окраины, включая позднемеловой Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс.

Для кислых пород комплекса характерно отсутствие видимой пространственно-временной и генетической связи с базальтовым вулканизмом. Высокоэксплозивные и флюидонасыщенные вулканические извержения субщелочных риолитов формировали поля гиалоигнимбритов, спекшихся туфов, вулканических стекол и флюидальных риолитов (последние часто в форме экструзивных куполов), субвулканическими аналогами которых являются граниты и гранит-порфиры. Эффузивные фации характеризуются широким «набором» минералов-вкрапленников, представленных кварцем, санидином (Or_{70}), плагиоклазом (An_{14-40}), высокожелезистыми оливином (Fa_{89-99}), авгитом (Cpx_{95-99}), гиперстеном (Opx_{71-75}), роговой обманкой (Hb_{70-80}), биотитом (Bi_{70-88}), ильменитом и магнетитом. Акцессорные минералы представлены цирконом, ортитом, редкими шариками самородного железа и когенита. Последних много в гиалоигнимбритах. В субвулканических и дайковых гранит-порфирах и риолитах темноцветные минералы представлены только биотитом (Bi_{73-79}). Химический и микроэлементный состав основных фациальных типов пород приведен в табл. 5.34. Магматические породы богопольского комплекса относятся к известково-щелочной серии с дифференциро-

Таблица 5.34

Химический (в мас.%) и микроэлементный (в г/т) состав магматических пород богопольского, кедровского и краскинского вулканических комплексов

Параметры	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	72,47	72,91	71,45	72,30	72,31	73,23	73,13	70,40	73,91
TiO_2	0,08	0,04	0,07	0,09	0,10	0,12	0,11	0,17	0,10
Al_2O_3	12,41	11,77	12,55	12,38	11,94	12,07	11,98	12,05	12,56
Fe_2O_3	0,21	0,03	0,10	0,17	0,91	1,16	0,95	1,32	0,14
FeO	1,05	0,85	0,48	0,44	0,50	0,10	0,54	0,08	0,74
MnO	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03
MgO	0,06	0,05	0,05	0,07	0,10	0,14	0,12	0,10	0,07
CaO	0,42	0,34	0,66	1,36	0,65	1,19	0,54	0,87	0,67
Na_2O	4,38	4,48	4,44	3,75	4,49	3,61	4,07	3,95	4,06
K_2O	3,96	3,43	2,33	1,97	2,40	3,37	3,26	2,80	4,05
P_2O_5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,05	0,05	0,01
H_2O	0,33	0,74	1,51	0,51	1,02	0,31	0,57	2,70	4,05
п.п.п.	4,29	4,85	5,97	5,57	5,50	4,78	4,76	5,94	0,00
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Co	0	0	0	0	0	1	0	0	1
Sc	1	1	2	1	7	3	7	5	2
Zn	61	78	63	81	78	30	87	59	21
Sb	0,52	0,56	1,70	0,56	0,38	0,00	0,49	0,39	0,15
Rb	229	228	223	216	311	91	252	192	93
Cs	13,65	11,11	98,05	20,04	205,51	5,02	11,20	27,81	2,61
Ba	1	26	391	86	914	843	814	1173	694
Sr	1	1	44	1	42	196	38	164	68
Ta	1,30	1,32	1,15	1,43	0,96	0,75	1,05	0,94	1,04
Nb	19,5	19,5	18,4	19,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Hf	6,47	6,50	5,72	6,72	5,78	3,02	5,35	4,95	3,94
Zr	188	181	186	182	176	102	165	171	150
Y	39	43	54	50	0	0	0	0	0
Th	19,11	19,93	15,21	20,26	9,95	12,21	10,80	9,91	14,97
U	4,61	4,96	3,50	5,03	3,21	2,99	2,18	2,09	3,24
La	38,18	28,83	30,79	21,89	43,00	31,00	44,00	40,95	40,18
Ce	85,20	71,35	70,17	58,32	91,00	58,00	87,80	86,05	62,77
Nd	39,81	37,17	33,80	28,93	38,00	19,00	41,66	34,06	27,89
Sm	8,17	8,57	7,94	8,24	7,71	3,43	8,27	7,30	2,51
Eu	0,04	0,04	0,52	0,08	1,27	0,60	1,24	1,35	0,42
Tb	1,10	1,24	1,21	1,30	1,07	0,39	1,19	1,05	0,25
Dy	7,10	7,36	8,77	8,60	6,97	2,09	7,81	6,89	1,53
Yb	4,04	4,47	4,17	4,58	3,73	1,57	4,42	3,96	0,94
Lu	0,62	0,64	0,60	0,68	0,49	0,27	0,59	0,54	0,21
Cl	792,40	852,90	252,20	923,00	0,00	0,00	526,30	344,60	246,20
Параметры	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	72,65	71,78	72,40	74,46	75,12	72,64	72,55	72,69	72,15
TiO_2	0,18	0,15	0,70	0,04	0,05	0,08	0,09	0,07	0,11
Al_2O_3	13,14	12,98	12,58	10,42	11,69	11,26	11,74	11,48	12,40
Fe_2O_3	0,22	0,54	0,14	0,33	0,15	1,40	0,93	0,81	0,72
FeO	1,10	0,88	0,74	0,94	0,92	0,12	0,43	0,35	0,92
MnO	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,05
MgO	0,16	0,18	0,05	0,04	0,02	0,13	0,10	0,15	0,47

Окончание табл. 5.34

Параметры	10	11	12	13	14	15	16	17	18
CaO	0,87	0,80	0,50	0,19	0,21	0,64	0,96	0,55	0,96
Na_2O	4,34	4,46	4,00	3,72	3,26	3,57	3,49	3,53	3,83
K_2O	3,64	2,13	3,89	3,77	4,28	3,54	3,53	3,50	3,92
P_2O_5	0,03	0,09	0,01	0,11	0,07	0,10	0,03	0,04	0,06
H_2O	0,00	6,13	5,92	5,10	4,31	5,15	5,11	5,05	0,04
п.п.п.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,84
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	11
Co	1	1	0	0	0	0	0	0	0
Sc	2	2	2	2	2	1	1	2	3
Zn	22	52	31	19	26	21	25	21	38
Sb	0,18	0,11	0,47	0,20	0,41	0,00	0,00	0,00	0,28
Rb	91	59	146	96	185	89	90	101	149
Cs	2,59	2,20	5,80	3,04	6,15	2,70	2,70	3,21	6,12
Ba	674	915	31	83	41	267	257	105	177
Sr	98	465	0	0	0	16	63	0	44
Ta	1,06	1,08	2,89	1,54	3,14	1,34	1,37	1,59	1,12
Nb	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	14,6
Hf	3,98	4,32	4,02	3,14	4,36	3,20	3,14	3,30	4,59
Zr	148	162	135	108	154	117	114	117	174
Y	0	0	0	0	0	0	0	0	27
Th	15,46	12,37	28,17	16,88	24,77	16,27	16,26	17,19	13,91
U	3,87	2,12	12,59	3,34	6,24	3,31	3,01	5,41	3,76
La	38,30	38,88	17,14	26,05	22,94	31,95	31,49	25,66	32,71
Ce	63,15	69,16	36,40	46,69	46,17	53,85	53,62	46,81	64,59
Nd	28,89	19,51	16,28	12,97	15,12	15,50	14,63	13,04	23,84
Sm	2,46	3,09	3,48	2,71	4,28	2,63	2,61	2,76	4,56
Eu	0,43	0,66	0,04	0,13	0,06	0,21	0,21	0,12	0,32
Tb	0,26	0,28	0,53	0,34	0,64	0,29	0,28	0,33	0,60
Dy	1,98	1,42	3,72	2,67	4,54	1,93	1,72	2,02	3,48
Yb	0,96	0,98	2,18	1,33	2,99	1,16	1,12	1,31	2,49
Lu	0,21	0,19	0,44	0,25	0,52	0,23	0,21	0,25	0,39
Cl	279,70	323,50	299,90	431,90	320,00	354,60	321,50	363,50	707,10

Примечание. Богопольский вулканический комплекс: 1, 2 – гиалоигнимбрит, Якутинская вулканоструктура; 3, 4 – перлиты, экструзив, гора Нежданка; 5 – перлит, экструзив, Богопольская вулканоструктура, месторождение; 6 – перлит, падь Прямая, Брусиловская вулканоструктура; 7, 8 – перлиты, падь Богопольская Тропа, там же; 9, 10 – перлиты, вулкан Дегера; 11 – перлит, экструзив, Краскинская вулканоструктура; 12, 13 – перлит, дайка, там же; 14 – перлит, экструзив, Пойменская вулканоструктура; 15–17 – перлит, дайка, Краскинская вулканоструктура; кедровский комплекс: 18 – перлит, Кедровская вулканоструктура.

ванным распределением калия и натрия. Это отражается в широких вариациях микроэлементного состава пород. В целом вулканиты обогащены щелочными и щелочноземельными элементами – Cs, Rb, Ba, Sr и Zr. Относительно среднего состава континентальной коры (Supplemental date…) в них больше содержание элементов редкоземельной группы (рис. 5.76). Исключение составляют игнимбриты и перлиты экструзивов завершающих этапов развития богопольского комплекса, что хорошо видно на примере вулканитов Якутинской вулканоструктуры. Они отличаются минимальными содержаниями Sr, Ba, Eu, образующих на спайдердиаграммах отчетливые минимумы, и повышенными концентрациями Th, Ta и тяжелой группы редкоземельных элементов (рис. 5.76). Значения первичных изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ в гиалоигнимбритах Якутинской вулканоструктуры 0,70659–0,70810.

На дискриминантных геохимических диаграммах Пирса и Харриса точки вулканических пород богопольского комплекса попадают в поля гранитов вулканических дуг, соответствующие современным геодинамическим обстановкам островодужного (субдукционного) типа, частично в поле гранитов синколлизионных областей (рис. 5.77–5.80). Для сопоставления богопольских эффузивов с магматическими породами современных геодинамических обстановок на геохимические диаграммы вынесены

составы кислых эффузивов Восточной и Западной Камчатки, вулканов Пектусан (на границе Северной Кореи и Китая) и Косо провинции Бассейнов и Хребтов Калифорнии (США). На модифицированной дискриминантной диаграмме С.Д. Великославинского (2003) богопольские эффузивы занимают переходное положение между островодужными и внутриплитными гранитоидами (рис. 5.81). На наш взгляд, предложенная С.Д. Великославинским диаграмма, основанная на большом количестве эмпирических данных, более совершенна и более реально отражает тектоническую типизацию кислых магматических пород.

С завершающими этапами вулканизма богопольского периода совпадает начальная стадия формирования рифтогенных впадин с бимодальным типом вулканизма. На юго-западе Приморья в эоцене формировалась группа рифтогенных впадин хасанской группы – Краскинская, Пойменская, Нарвская и Амбинская впадины. В Восточном Сихотэ-Алине расположены аналогичные по времени заложения и характеру проявления вулканизма вулкано-тектонические впадины – Ванчинская, Зеркальненская, Максимовская, Светловоднинская, Кедровская и др. На северо-восточном окончании пояса в это время возникла Тумнино-Амурская группа впадин, перекрытых позднемиоценовыми платобазальтами.

Геологическое развитие впадин начинается с накопления грубообломочных молассовых отложений. Вулканическая активность связана с извержением базальтов и андезитов, накоплением пирокластических отложений, слагающих стратовулканы. Андезиты содержат реститовые зерна ксеногенного кварца и кислого плагиоклаза, что свидетельствует о взаимодействии базальтовых магм с кислым материалом коры. Базальт-андезитовый вулканизм во времени сменяется высокоэксплозивным извержением риолитов. Мощные извержения кислого пеплового материала определяют вулканомиктовый состав синхронных осадочно-угленосных толщ, содержащих горизонты кислых пеплов, вулканических песков и туфов. Экструзивные фации часто соответствуют составу смешанных (гибридных) дацитовых, а также флюидонасыщенных высококалиевых и ультракислых расплавов. Вулканические извержения сопровождались появлением больших масс вулканических стекол (перлитов), а также образованием обширной группы гидротермально измененных пород и объемной цеолитовой минерализацией.

Краскинский комплекс сложен риолитами, дацитами, вулканическими стеклами (перлитами), туфами, дайковыми и жильными телами эксплозивных пород – туффизитов. Дайки риолитов и вулканических стекол часто развиты в обрамлении вулканоструктуры, иногда на значительном удалении от нее

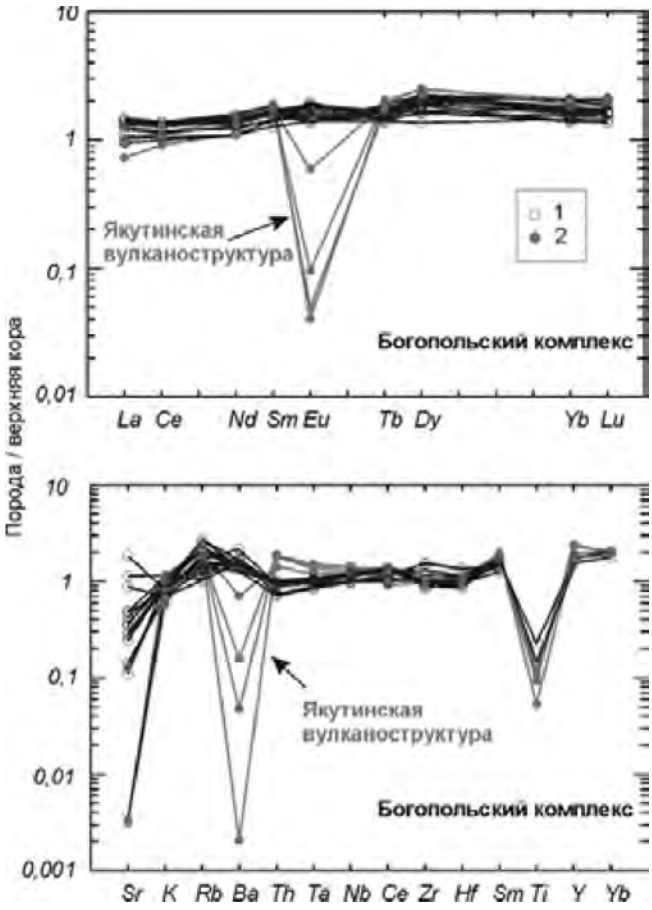


Рис. 5.76. Нормированное по составу верхней континентальной коры (Supplemental data…) распределение редких элементов в вулканических породах богопольского комплекса (1) и Якутинской вулканоструктуры (2) по данным работы (Вулканические стекла…, 2000)

(реки Виноградная и Гладкая). Абсолютный K/Ar возраст кислых вулканических стекол составляет 36,7 млн (дайка, перлит, р. Виноградная) и 21 млн лет (экструзив, перлит, п-ов Краббе) (Попов и др., 2001). Аналогичны им по составу и возрасту кислые эффузивы кедровского комплекса, развитые в центральном звене Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса в бассейнах рек Максимовка, Светловодная, Соболевка, Кузнецова и др. (Попов, 1986). На северо-восточном окончании пояса в Нижнем Приамурье их аналогами являются кислые эффузивы колчанского и масловского вулканических комплексов эоцен-миоценовой контрастной формации (Мартынов, 1983а).

Для риолитов, трахириолитов, риодацитов и трахидацитов характерна порфировая структура, обусловленная вкрапленниками кварца, калиевого полевого шпата, олигоклаза и биотита. Текстура их брекчиевая или флюидальная. В трахидацитах, кроме того, встречаются роговая обманка, авгит, гиперстен и магнетит. Ксенотуфы иногда на 80 % состоят из обломков пород фундамента (амфиболи-

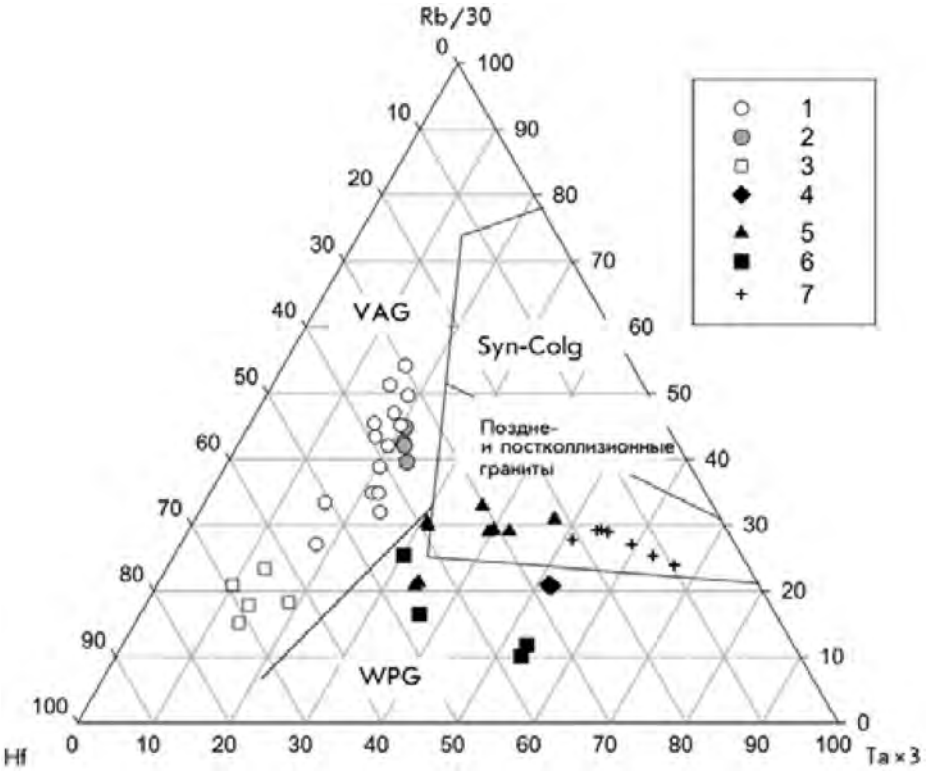


Рис. 5.77. Дискриминантная диаграмма Hf–Rb/30–Ta×3 для гранитов (Harris et al., 1986) по данным работ (Вулканические стекла…, 2000; Геохимическая типизация…, 1990).

Кислые вулканиты: 1 – Брусиловской и Богопольской ВТС; 2 – Якутинской ВТС; 3 – вулканов Гамченского ряда, Кихпиных, кальдеры Узон и Бол. Семячика (Камчатка); 4 – вулканов Белоголовый, Ичинский, Черпук (Камчатка); 5 – краскинского и кедровского комплексов (Приморье); 6 – вулкана Пектусан (Северная Корея); 7 – вулканического поля Косо (Калифорния, Америка). VAG – поле гранитов вулканических дуг; Syn-Colg – граниты синколлизионных областей; WPG – внутриплитные граниты; ORG – граниты океанических хребтов

тов, гнейсов, сланцев, гранитов и др.), сцементированных кислым пеплом. Вулканические стекла черные и зеленые с перлитовой отдельностью и вкрапленниками (до 15 %) кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза ($Pl_{17–23}$), биотита (Bi_{57}), роговой обманки (Hb_{70}), ортопироксена ($Opx_{55–59}$) и ильменита.

По химическому и микроэлементнму составу (табл. 5.34) кислые вулканиты относятся к щелочно-известковой риолит-дацитовой серии с повышенным содержанием калия. Экструзивные флюидальные риолиты характеризуются высококремнеземистым (SiO_2 до 78–80 мас.%) и ультракалиевым (K_2O до 8 мас.%) составом, с высокой степенью дифференцированности распределения щелочных и щелочноземельных элементов (Rb, Ba, Zr). По химическому составу они близки вулканитам богопольского комплекса. Отличия выражены в геохимическом составе пород. Эоцен-олигоценовые риолиты характеризуются пониженными концентрациями Zr, Hf и Yb, тяжелой группы редкоземельных элементов, а также Nd, Sm и Eu. Относительно среднего состава континентальной верхней коры (Supplemental date…) кислые эффузивы краскинского и кедровского комплексов отличаются более высоким содержанием Rb, Ta и Th и более низким – Sr, Ba и редкоземельной группы элементов (рис. 5.82). На диаграммах Харриса и Пирса вулканиты краскинского и кедровского комплексов занимают промежуточное положение, располагаясь в приграничной области островодужных и внутриплитных гранитов (рис. 5.77–5.80). На диаграмме С.Д. Великославинского (2003) кислые вулканические породы попадают в поле внутриплитных гранитоидов (рис. 5.81). По геохимическому составу они близки позднечетвертичным риолитам кратера Косо вулканической провинции Бассейнов и Хребтов в Восточно-Тихоокеанской рифтовой зоне Калифорнии, отражающим магматизм континентальных трансформных окраин калифорнийского типа (Ханчук и др., 1997).

Позднекайнозойский (миоцен-плиоценовый) магматический этап характеризуется незначительным кислым вулканизмом, предшествующим извержению базальтов Шуфанского плато. Кислый вулканизм этого времени был высокоэксплозивным. Это обусловило широкое развитие пирокластических

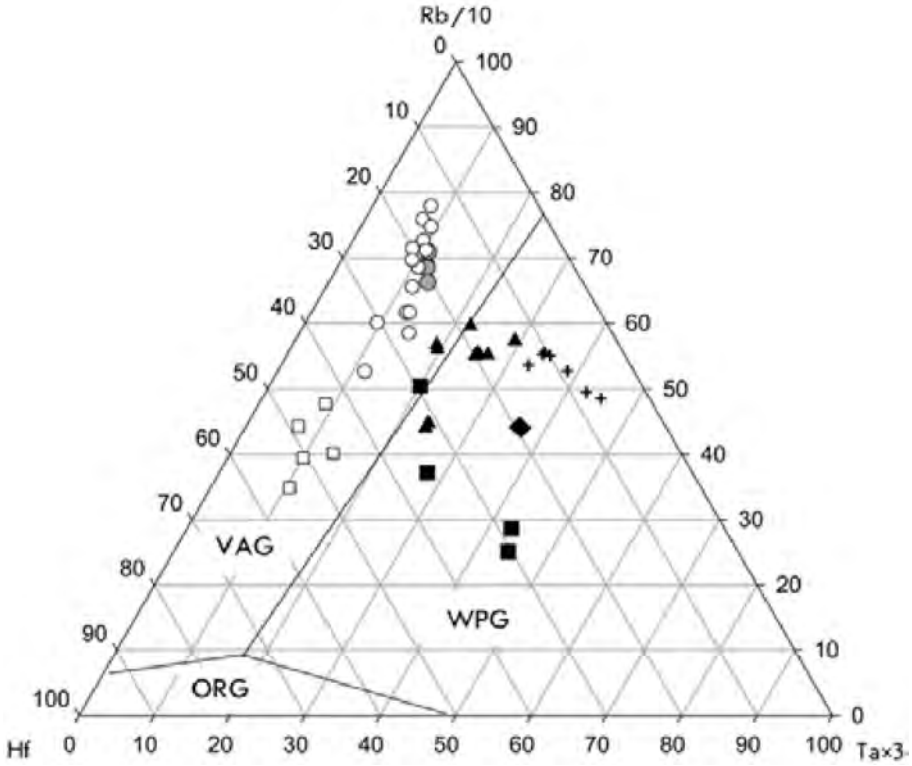


Рис. 5.78. Дискриминантная диаграмма Hf–Rb/10–Ta·3 для гранитов (Harris et al., 1986) по данным работ (Вулканические стекла…, 2000; Геохимическая типизация…, 1990).

Условные обозначения см. на рис. 5.77

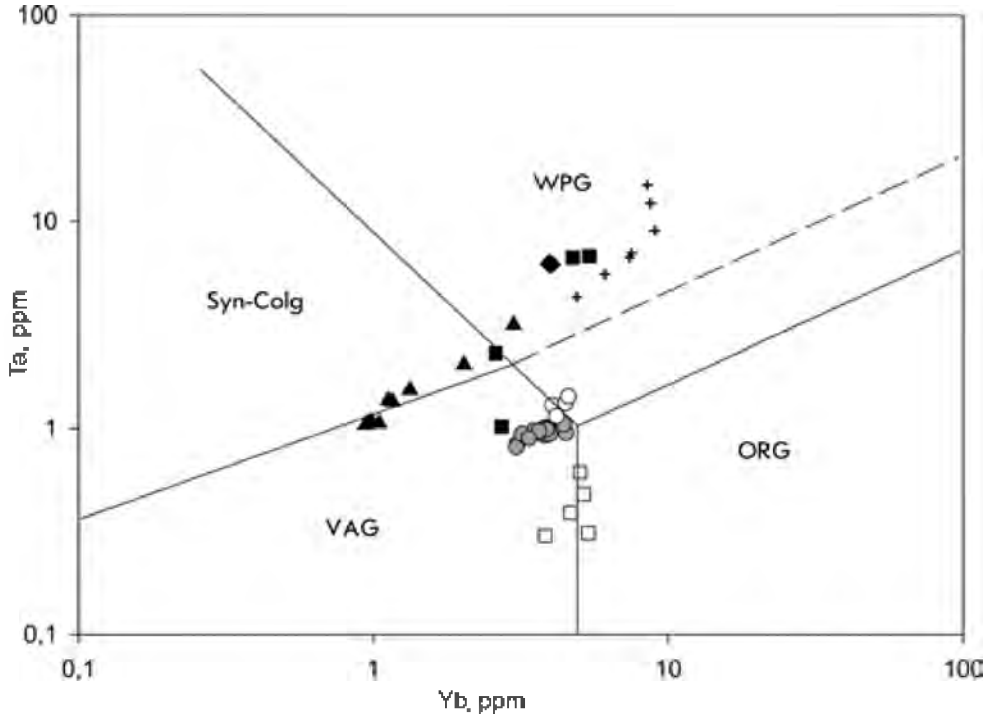


Рис. 5.79. Дискриминантная диаграмма Ta–Yb для гранитов (Pearse et al., 1984) по данным работ (Вулканические стекла…, 2000; Геохимическая типизация…, 1990).

Условные обозначения см. на рис. 5.77

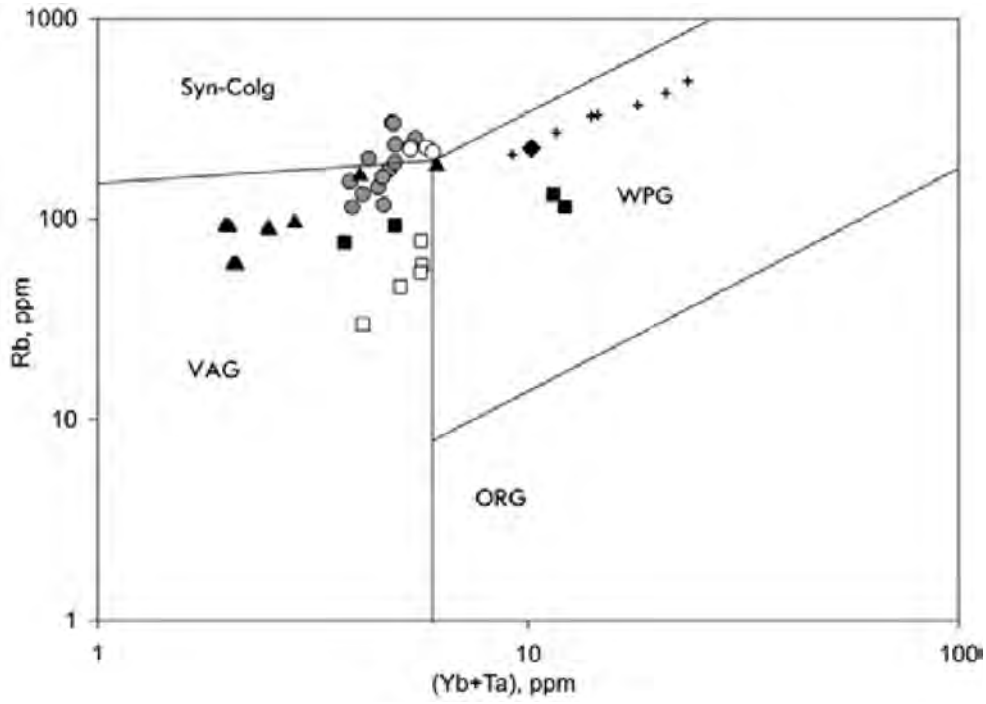


Рис. 5.80. Дискриминантная диаграмма Rb–(Yb+Ta) для гранитов (Pearse et al., 1984) по данным работ (Вулканические стекла…, 2000; Геохимическая типизация…, 1990).
Условные обозначения см. на рис. 5.77

отложений в усть-суйфунской свите на юго-западе Приморья. Абсолютный возраст вулканических стекол (трековый анализ по урану) из разреза вулканогенно-осадочных отложений соответственно 11,8 и 10,8 млн лет (Павлюткин и др., 1985). По химическому составу они соответствуют калиевым риолитам нормальной щелочности. На диаграмме Батчелора и Боудэна (Batchelor, Bowden, 1985) позднемиоценовые риолиты попадают в поле посторогенных гранитов.

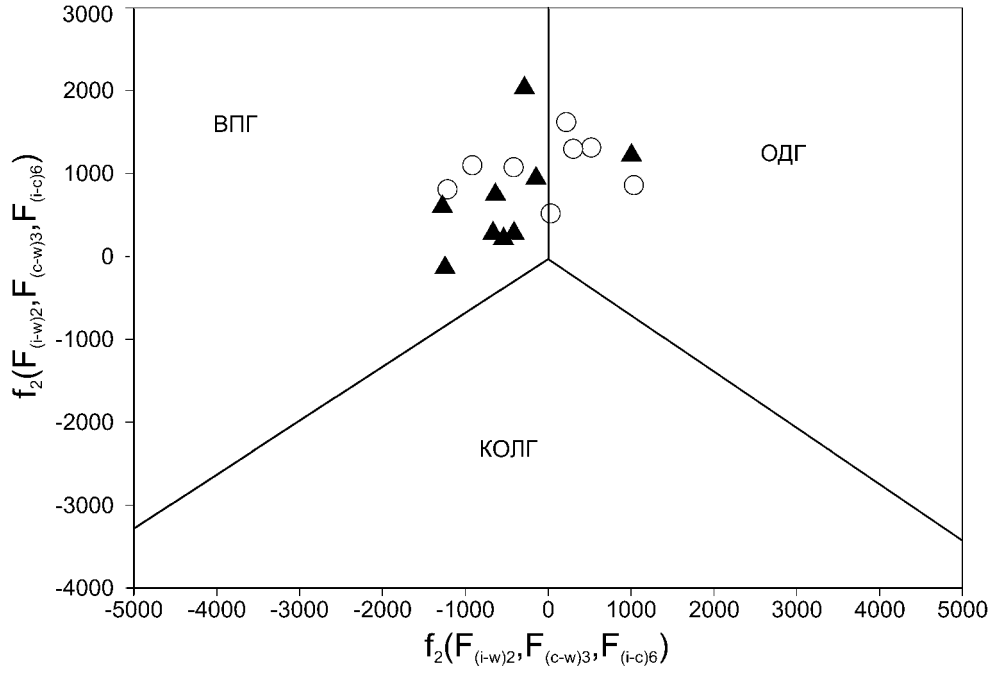


Рис. 5.81. Дискриминантная диаграмма $f_1(F_{(i-w)2},F_{(c-w)3},F_{(i-c)6})$–$f_2(F_{(i-w)2},F_{(c-w)3},F_{(i-c)6})$ (Великославинский, 2003) с полями внутриплитных (ВПГ), коллизионных (КОЛГ) и островодужных гранитоидов (ОДГ).
Условные обозначения см. на рис. 5.77

Металлогеническая специфика вулканических пород Япономорского ареала заключается в пространственно-временной связи с кислым вулканизмом эпитермальных золото-серебряных, серебро-полиметаллических и флюоритовых месторождений, месторождений редких земель, цеолитов, перлитов и декоративно-поделочных камней (Попов, 1986 и др.).

Таким образом, позднекайнозойскому кислому вулканизму побережья Японского моря и Татарского пролива свойственны черты внутриплитного магматизма, и, по существу, он является переходным от поясового (субдукционного) к рифтогенному типу вулканизма континентальных трансформных окраин (Ханчук и др., 1997). Это подтверждает сделанный ранее вывод о смене геодинамических обстановок магматизма в начале кайнозоя (Ханчук и др., 1997; Мартынов, 1999).

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЙ БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Начиная с датского времени (для южной части пояса) и эоцена (для центральной и северной) Восточный Сихотэ-Алинь (ВСА) и Южное Приморье (ЮП) стали ареной высокоглиноземистого базальтового вулканизма, который продолжался около 50–56 млн лет вплоть до раннего миоцена. Максимальная его интенсивность была в центральной части ВСА, где в результате деятельности вулканов как центрального типа (главным образом щитовых), так и трещинных формировалась мощная пачка высокоглиноземистых базальтов и андезибазальтов. На юге и севере с ними переслаиваются кислые вулканиты, достаточно большие объемы которых дают основание рассматривать их совместно с базальтами как представителей контрастной базальт-риолитовой формации (Мартынов, 1983; Попов, 1986). Такие формации, как правило, характеризуют начальные этапы континентального рифтогенеза.

Наиболее ранние вспышки кайнозойского базальтового вулканизма фиксируются на юге территории, в районе г. Находка. Затем вулканическая активность смещается на север, в центральные и северные районы ВСА и достигает максимальной интенсивности в раннем олигоцене (примерно 32 млн лет) (рис. 5.83). Более молодые миоценовые базальтоиды распространены крайне мало, главным образом вблизи позднекайнозойских платоэффузивов центральной части Восточного Сихотэ-Алиня (табл. 5.35).

Структурные и петрологические особенности эоцен-раннемиоценовых глиноземистых базальтов рассматриваемой территории, включая отчетливо двумодальную гистограмму распределения титана, позволяют выделить среди них высокотитанистые

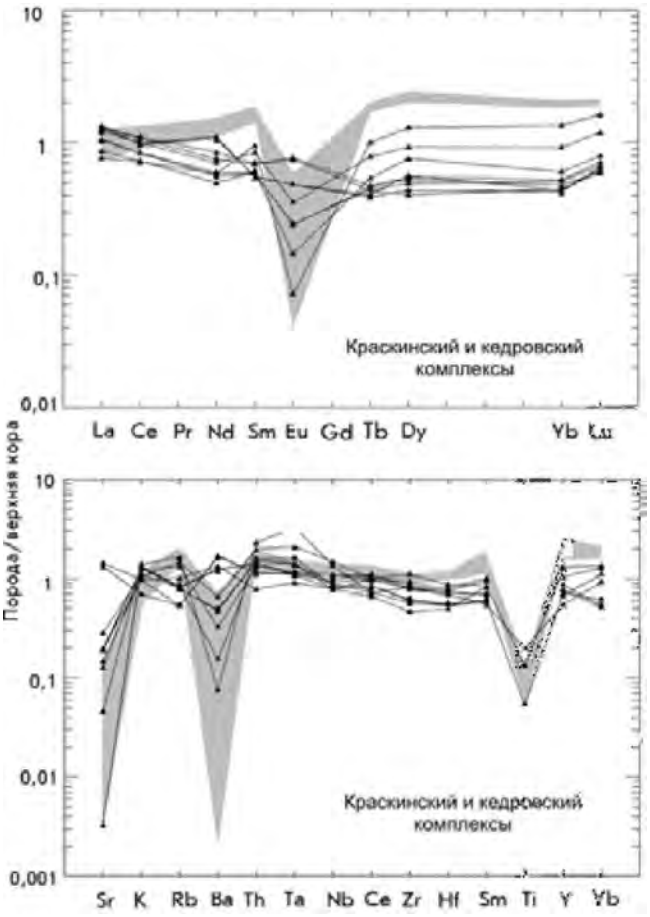


Рис. 5.82. Нормированное по составу верхней континентальной коры (Supplemental data…) распределение редких элементов в вулканических породах кедровского и краскинского комплексов по данным работы (Вулканические стекла…, 2000).

Заштрихованная область отражает состав пород Якутинской вулканоструктуры

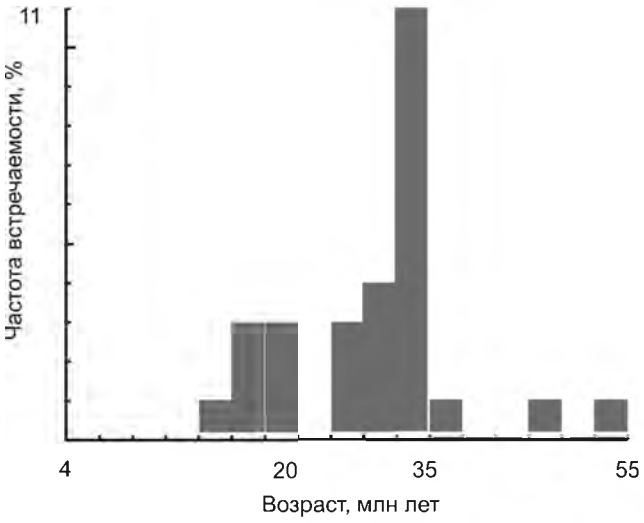


Рис. 5.83. Гистограмма распределения возрастов излияния эоцен-раннемиоценовых базальтов в пределах Восточного Сихотэ-Алиня (по: Мартынов, 1999, с небольшими изменениями)

Таблица 5.35

Абсолютный возраст и содержание радиогенных изотопов в эоцен-раннемиоценовых базальтах Восточного Сихотэ-Алиня

Номер образца	Привязка	Возраст, млн лет	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Sr_i	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Nd_i
120/9	Центральная часть	19,1	0,704325	0,704317	0,512496	0,512477
19	Там же	21,1±0,39	0,703359	0,703335	0,512905	0,512882
122/7	–"–	24,38±0,76	0,703955	0,703930	0,512827	0,512806
122/8	–"–		0,703733	0,707320	0,512902	0,512872
17	–"–	21,1	0,703434	0,703410	0,512918	0,512896
122/13	–"–		0,703874	0,703850	0,512846	0,512818
770	Северная часть	24,81±0,78	0,703896	0,703880	0,512886	0,512855
122/14	Там же	29,02±0,91	0,703771	0,703762	0,512881	0,512856
SO-9	–"–	33,56±1,05	0,704467	0,704430	0,512683	0,512670
SO-23	Центральная часть	33,64±1,05	0,704438	0,704412	0,512732	0,512715
SO-13	Там же	34,67±1,06	0,704563	0,704530	0,512669	0,512651
SO-17	–"–	36,05±1,12	0,704378	0,704351	0,512755	0,512732
1119	–"–	34,85±1,09	0,704806	0,704780	0,512738	0,512720
155/1B	Северная часть	31,45±0,96	0,703892	0,703868	0,512836	0,512707
537	Там же	36,7±1,07	0,703945	0,703872	0,512787	0,512762
609	–"–	36,76±0,96	0,704030	0,703899	0,512844	0,512814
К-01	Южная часть	47,30±1,21	0,705097	0,705091	0,512647	0,512608
SO-62	Там же	54,81±1,83	0,705157	0,705130	0,512662	0,512640

Примечание. Sr_i и Nd_i – рассчитанные первичные соотношения изотопов Sr и Nd.

(TiO_2>1,3 мас.%) и низкотитанистые (TiO_2<1 мас.%) геохимические разновидности (рис. 5.84). Излияние высокотитанистых базальтов всех возрастных интервалов, включая начальный, эоцен-олигоценовый, контролировалось тектоническими грабенами субширотной или северо-западной ориентировки, т. е. поперечными к простиранию позднемелового вулканического пояса. В южной части территории детально изучен Суворовский грабен, выполненный базальтами с абсолютным возрастом 47,3 млн лет (Баскина, 1982). На севере, в поле распространения олигоценовых базальтов, геологическими и геофизическими методами установлен субширотный затопленный грабен зал. Чихачева (Ахметьев, Ботылева, 1971).

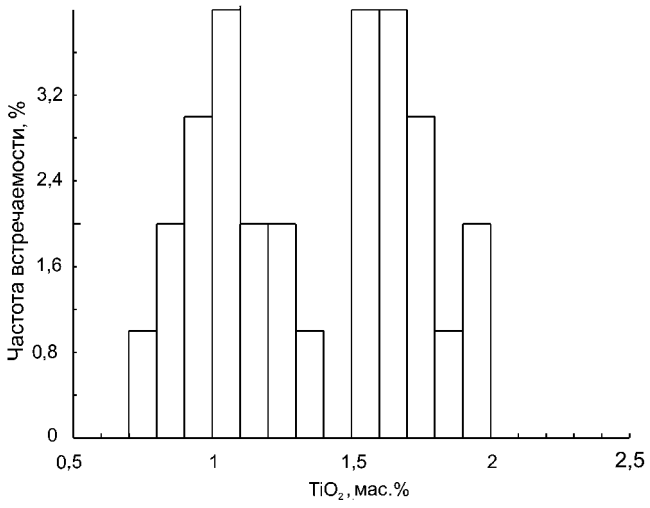


Рис. 5.84. Распределение TiO_2 в эоцен-раннемиоценовых базальтах Восточного Сихотэ-Алиня

В отличие от высокотитанистых базальтов, низкотитанистые встречаются главным образом в крупных кольцевых структурах – реликтах древних щитовых вулканов.

Два типа основных лав по петрографическим признакам почти не различимы. Фенокристы представлены либо плагиоклазом, либо плагиоклазом и оливином, которые часто образуют гломеропорфировые срастания. Иногда встречаются крупные порфировые выделения клинопироксена, содержащие включения более ранних минералов. Состав центральных частей зональных кристаллов плагиоклаза 75–65 мол. % An, но иногда основность ядер крупных вкрапленников может достигать 95 мол. % An. Состав краевых зон и микролитов основной массы 45–60 мол. % An. Центральные части крупных фенокристов оливина по составу соответствуют хризолиту, реже – гиалосидериту (85–67 мол. % Fo). Состав краевых зон – 75–50 мол. % Fo. Фенокристы клинопироксена сложены авгитом, иногда салитом с содержанием 10–23 мол. % ферросилитовой молекулы и 37–46 мол. % – волластонитовой. Редко встре-

Таблица 5.36

Содержание петрогенных (в мас.%) и микроэлементов (в г/т) в высокоглиноземистых базальтах Восточного Сихотэ-Алиня

Параметры	Номер образца												
	*Р-40	*Р-247/1	*Р-192	*Р-26/3	*Р-72	*Р-116/2	*Р-248	*Р-26/1	*Р-206/6	*Р-18	*Р-116/3	*Р-26	*Р-93
	Южная зона												
SiO_2	49,6	49,6	49,2	51,5	52,7	52,55	54	52,6	52,29	56,6	59,3	59	59,4
TiO_2	1,18	1,39	1,4	1,2	1,35	1,05	0,96	1,09	1,76	0,77	0,65	0,67	0,78
Al_2O_3	18,4	17,64	18,6	18,64	17,28	18,9	17,65	16,6	16,97	18,7	17,77	17,36	18,07
Fe_2O_3	4,04	5,35	4,03	6,4	4,12	4,32	6,58	4,1	1,7	3,32	3,65	2,69	2,4
FeO	5,42	4,09	3,88	2,51	4,11	3,49	1,36	4,5	6,59	3,92	2,74	2,72	3,25
MnO	0,12	0,19	0,13	0,14	0,14	0,27	0,15	0,1	0,15		0,11	0,02	0,1
MgO	6,48	6,65	6,56	4,35	3,11	4,49	5,01	5,37	5,97	3,37	2,57	1,95	2,67
CaO	8,88	8,14	9,3	7,74	7,97	8,66	7,2	6,97	6,25	6,12	6,63	5,44	6,08
Na_2O	3,33	3,21	3	3,44	3,38	2,7	3,22	3,15	3,08	3,86	3,46	4,17	3,54
K_2O	1,04	1,52	0,77	1,52	1,5	1,4	0,79	2	1,46	1,91	1,06	1,74	1,95
P_2O_5	0,07		0,46	0,46	0,75	0,59	0,22	0,55	0,45	0,6	0,39	0,22	0,62
п.п.п.	2,07	1,86	2,4	2,35	2,81	0,56	2,37	3,1	2	1,11	0,88	3,57	0,24
Сумма	100,37	99,69	100,1	100,28	100,0	99,6	99,52	99,63	99,65	100,4	99,91	99,72	99,72
Rb		33			42	29	40			53	20		57
Ba		464			487	600	518		349	392	330		434
Sr		612			688	973	615			618	743		600
Pb	6	12		12	7	6	14	55	22	25	8		10
Sn	5	4		2	4	5	4	5,2	3	4	2		2
Cu	41	50		23	9	36	46	110	55	12	14		21
Zn	140	76		77	150	120	16	220	87	130	83		110
Ag	0,08	0,09		0,05	0,07	0,13	0,1	0,06	0,1	0,02	0,08		0,09
Ni	91	85		36	40	100	72	76	120	27	9		34
Co	36	18		11	14	34	21	30	26	25	15		11
Cr	87	150		57	32	150	60	91	150	25	32		11
V	190	120		110	160	170	130	430	100	330	180		320
Zr		243			332	317	311			206	87		191
Hf													
La					49						24		
Ce					66						29		
Eu													
Yb													
Lu													
Nb					13				6		10		
Y					28				28	18			
Параметры	Номер образца												
	1687	1104	1123	1729	1120	*С-5012	*Р-455	*Р458	*Р-505	39/5	770	502	537
	Центральная зона									Северная зона			
SiO_2	49,3	51,45	51,8	53,8	52,21	53,9	58,4	60,1	60,01	47,6	47	48,56	48,75
TiO_2	1,53	1,34	1,77	1,02	1,52	1,23	0,79	0,63	0,67	1,56	1,97	1,53	1,49
Al_2O_3	18,03	16,7	17,2	18,56	18,48	17,6	18,09	17,6	17,92	18,54	17,04	18,76	16,51
Fe_2O_3	2,64	4,04	2,14	4,89	3,29	2,57	4,09	3,47	4,58	6,75	3,7	5,48	5,78
FeO	6,67	5,69	8,02	2,59	6,63	5,42	2,55	2,43	1,78	4,03	7,57	6,11	5,55
MnO	0,16	0,14	0,15	0,09	0,17	0,17	0,11	0,1	0,11	0,18	0,17	0,17	0,16
MgO	6,54	7,81	7,8	4,65	5,09	4,06	2,35	2,48	2,22	5,65	6,85	5,37	6,96
CaO	7,08	8,16	6,52	6,2	7,02	7,43	6,58	5,71	5,9	8	7,95	8,36	7,55
Na_2O	3,2	2,73	2,87	3,72	2,29	3,76	4,31	4,85	4,04	3,43	2,71	3,43	2,88

Продолжение табл. 5.36

Параметры	Номер образца												
	1687	1104	1123	1729	1120	*С-5012	*Р-455	*Р458	*Р-505	39/5	770	502	537
	Центральная зона									Северная зона			
K_2O	0,86	0,69	1,3	1,21	1,93	1,64	1,25	1,3	0,96	1,06	1,55	1,15	1,28
P_2O_5	0,63	0,27	0,47	0,41	0,76	0,46	0,33	0,21	0,17	0,44	0,39	0,43	0,64
п.п.п.	3,23	1,2	0,06	1,71	0,01	1,72	1,25	1,13	1,29	1,85	1,9	1,05	1,3
Сумма	100,27	100,23	100,17	99,58	100,12	99,93	99,9	99,79	99,65	99,53	99,65	100,66	99,78
Rb	19	18	27	15	31						29		
Ba	550	249	355	590	650								
Sr	781	368	558	530	679						1055		
Pb	15	2	3	19	13					6	5	4	18
Sn	1	3	5	2	3					4	3	2	3
Cu	57	81	95	67	91					87	79	55	140
Zn	130	57	41	74	40					66	60	57	57
Ag	0,12			0,04						0,06	0,11		0,09
Ni	48	190	196	34	34					83	72	36	30
Co	20	63	45	17	24					91	52	17	20
Cr	78	175	123	71	78					54	48	29	26
V	220	140	140	110	150					110	110	160	180
Zr	140	62	102	178	178						99		
Hf	3,58	1,9	2,77	3,37						2,2	4,6		
La	26	5	14,3	18,4						1,7	13,5		
Ce	53	14	28,5	37,5						37	25		
Eu	2,18	1,4	1,84	1,77						1,6	1,6		
Yb	2,3	0,9	2,01	2,56						3,2	2,3		
Lu	0,33	0,18	0,3	0,38						0,33	0,33		
Nb	14	23			17						12		
Y	27	11			8						29		

Параметры	Номер образца													
	518	155	413	608	689	718	749	531	679	530/2	ЮВ3(56)	ЦВ31(43)	ЦВ32(35)	СВ3(63)
	Северная зона										Средний состав			
SiO_2	49,3	50,13	51,04	52,98	52,95	52,97	52,2	61,55	59,8	60,33	52,19	51,15	51,31	51,51
TiO_2	1,15	1,37	1,16	1	1,16	1,24	1,44	0,66	0,81	0,74	1,16	1,31	1,06	1,28
Al_2O_3	19,23	17,74	19,48	17,78	18,36	18,1	18,86	15,82	17,69	16,56	17,73	17,64	18,21	17,81
Fe_2O_3	3,03	3,36	5,21	3,63	4,79	3,49	6,29	4,85	3,44	3,26	4,04	4,77	4,33	4,31
FeO	5,96	5,89	2,91	5,85	3,4	4,75	5,3	2,22	3,76	3,8	4,32	5,13	4,72	4,92
MnO	0,23	0,17	0,15	0,17	0,25	0,16	0,26	0,08	0,11	0,12	0,15	0,91	0,14	0,16
MgO	6,75	5,65	4,26	5,59	2,79	4,18	6,8	2,14	2,47	2,52	5,07	5,48	5,28	8
CaO	8,08	9,2	8,8	5,78	7,97	7,12	7,35	4,04	4,91	4,31	7,85	7,96	8,11	7,89
Na_2O	3,19	3,69	2,83	3,59	3,27	3,29	3,73	3,04	2,4	3,43	3,99	3,04	3,35	3,35
K_2O	1,01	1,25	1	2	1,01	1,89	1,73	3,45	2,83	3,78	1,46	1,32	1,17	1,63
P_2O_5			0,45		0,73	0,2	0,62	0,38	0,29	0,3	0,37	0,43	0,34	0,37
п.п.п.	1,91	0,36	1,17		0,9	0,4	0,88	0,77	0,1	1,13				
Сумма	99,78	99,41	98,51	99,/57	99,9	99,29	99,81	99,75	100,22	100,21				
Rb	35	14					60	71	79	75	35	22		37
Ba		614					882	948	902	1225		479		732
Sr	597	728					922	464	589	464	786	530		792
Pb	6	34	15	12	14	44	11	20	34	14	13	14		12
Sn	2	4	3	3	3	3	3	3	3	2	3,5	2		3
Cu	94	98	200	72	87	76	100	79	91	79	39	63		85

Окончание табл. 5.36

Параметры	Номер образца													
	518	155	413	608	689	718	749	531	679	530/2	ЮВ3(56)	ЦВ31(43)	ЦВ32(35)	СВ3(63)
	Северная зона										Средний состав			
Zn	91	78	50	70	66	83	69	57	87	87	123	72		65
Ag	0,08	0,04	0,04	0,06	0,15	0,1	0,11	0,07	0,07	0,06	0,08			0,13
Ni	61	70	13	64	56	50	72	38	32	45	72	60		55
Co	34	39	50	21	22	19	47	9	17	11	24	22		26
Cr	68	75	40	76	83	63	77	60	9	32	79	77		54
V	200	158	130	175	180	140	200	160	140	170	192	138		160
Zr		118					200	160	140	170	192	138		160
Hf	1,4	5,5			3,5	7,8	266	227	176	235	262	147		166
La	18	17,4			27,3	30,8	31	47	27			16		22
Ce	40	40			70	80		49	49			33		49
Eu	1,6	1			1,7	1,5						1,8		1,5
Yb	1,9	2,7			3,2	2,4						1,9		2,6
Lu	0,33	0,41			0,34							0,3		0,35
Nb		15					39	16	16	7		12		20
Y		30					50	22	16	22		17		35

*Данные из работы (Попов, 1986).

чающиеся низкокальциевые пироксены представлены бронзитом, реже – гиперстеном. Кристаллы часто зональны, но вариации железистости обычно не превышают 5 мол. % Fs.

Титанистые и низкотитанистые лавы не различаются и по содержанию щелочей (табл. 5.36). Как правило, они относятся к породам нормальной, реже повышенной щелочности (рис. 5.85). По соотношению SiO_2–FeO*/MgO наиболее магнезиальные разновидности вулканитов могут быть классифицированы как толеиты (рис. 5.86), но с ростом кремнекислотности составы вулканитов смещаются к границе толеитовой и известково-щелочной серии. Титанистые разновидности основных эффузивов устойчиво характеризуются более высокими концентрациями P_2O_5 и пониженными – AI_2O_3 и SiO_2 при близких содержаниях остальных петрогенных окислов, включая щелочи, MgO и CaO.

При близких концентрациях когерентных элементов титанистые лавы отличаются высокими концентрациями некогерентных элементов и высо-

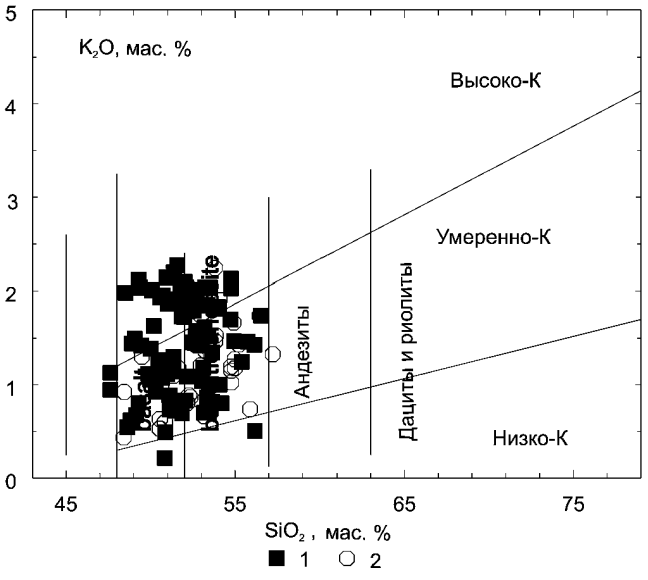


Рис. 5.85. Классификационная диаграмма SiO_2–K_2O для высоко- (1) и низкотитанистых (2) эоцен-раннемиоценовых высокоглиноземистых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня

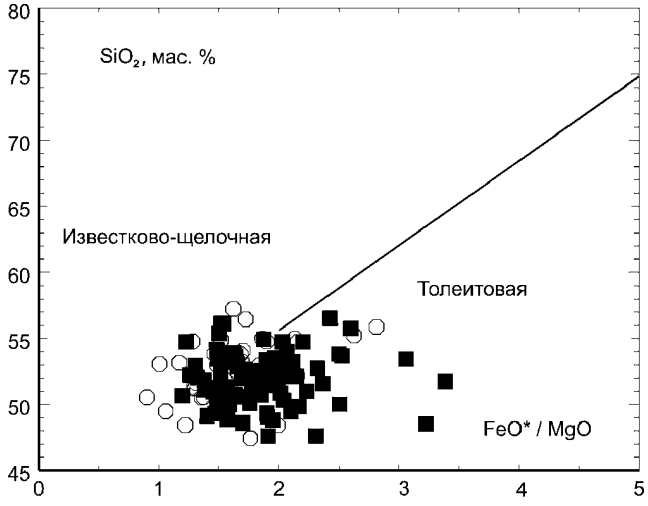


Рис. 5.86. Классификационная диаграмма SiO_2–FeO*/MgO для высокоглиноземистых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня.

Условные обозначения см. на рис. 5.85

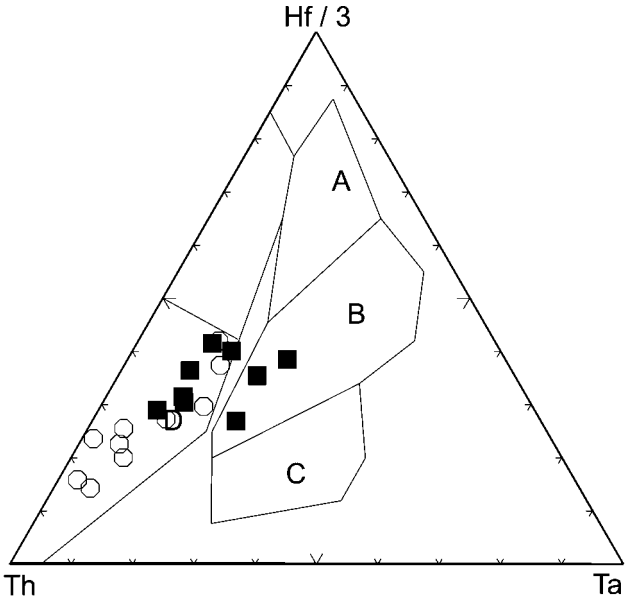


Рис. 5.87. Положение фигуративных точек эоцен-раннемиоценовых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня на диаграмме Th–Hf/3–Ta (Wood, 1980).

Полями на диаграмме показаны геодинамические базальты: A – срединно-океанических хребтов; B – срединно-океанических хребтов и внутриплитных обстановок; C – внутриплитных обстановок; D – островных дуг и активных континентальных окраин. Условные обозначения см. на рис. 5.85

кими значениями LREE/HREE отношения, вследствие чего на дискриминантных диаграммах они часто попадают в поля внутриплитных эффузивов (рис. 5.87).

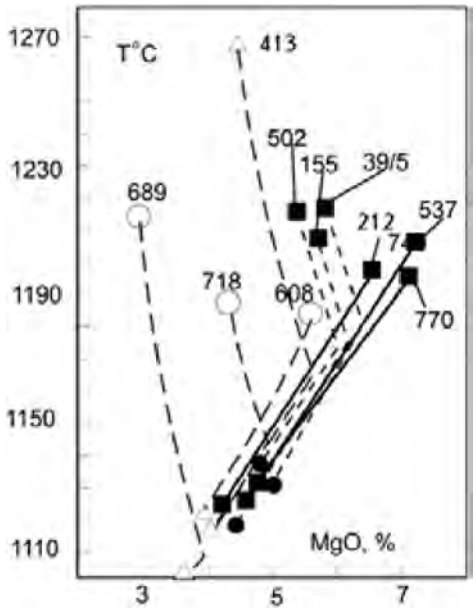


Рис. 5.88. Расчет линий эволюций составов высокоглиноземистых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня при равновесной кристаллизации с использованием программы «Комагмат» (Ariskin, Nielsen, 1993).

Цифры на диаграмме соответствуют номерам образцов табл. 5.36. Условные обозначения см. на рис. 5.85

В целом титанистым базальтам свойственны слабая степень дифференциации и близость составов низкобарической плагиоклаз-клинопироксеновой котектике (рис. 5.88). По основным петрологическим признакам эти породы – аналоги выделяемого в Андийском вулканическом поясе «обогащенного» геохимического типа глиноземистых вулканитов.

Значения соотношений изотопов Sr и особенно Nd испытывают значительные колебания. Несмотря на вариации соотношений радиогенных изотопов (от 0,703434–0,705097 для $^{87}Sr/^{86}Sr$, до 0,512496–0,512905 – для $^{143}Nd/^{144}Nd$), фигуративные титанистые и низкотитанистые типы основных лав располагаются в поле мантийной корреляции. Наиболее деплетированы радиогенными изотопами базальты с радиогенным возрастом 19–21 млн лет (табл. 5.35).

Современные методы геохимического моделирования позволяют оценить химические и минералогические особенности магматических источников высокоглиноземистых базальтов ВСА (Мартынов, 1999). Титанистые и низкотитанистые расплавы выплавлялись из магматических источников, близких по содержанию большинства некогерентных элементов и радиогенных изотопов, за исключением P_2O_5, Ti и Nb. Низкое содержание Nb в низкотитанистых базальтах – следствие присутствия в реститовой фазе минерала-концентратора этого элемента, возможно рутила. Есть основание предполагать существенные метасоматические преобразования литосферной мантии, присутствие граната и калийсодержащей минеральной фазы, возможно калиевого рихтерита, в реститовом парагенезисе.

По основным геологическим и геохимическим признакам эоцен-раннемиоценовые глиноземистые базальты Восточного Сихотэ-Алиня заметно отличаются от аналогичного типа пород современных субдукционных обстановок. Они изливались из трещинных или щитовых вулканов, что более типично для внутриплитного, чем для субдукционного типа вулканизма. В пределах описываемой территории не видна поперечная геохимическая зональность вулканических продуктов, типичная для субдукционных лав. Из геохимических признаков следует отметить присутствие базальтов с повышенной титанистостью (TiO_2>1 мас.%) и высокими содержаниями HFSE (Мартынов, 1999б). На классификационных диаграммах Th–Hf–Ta (рис. 5.87), Ti–V и Ni–Co (рис. 5.89, 5.90) эоцен-раннемиоценовые базальтоиды отчетливо смещены в область внутриплитных лав, что указывает на определенные геодинамические особенности их формирования. Последнее в той или иной мере подчеркивалось ранее (Ахметьев, Ботылева, 1971; Сухов, 1975; Баскина 1982). В монографии (Молодые геосинклинали…, 1978), например, было высказано мнение о соответствии массовых излияний кайнозойских вулканитов эпохам рас-

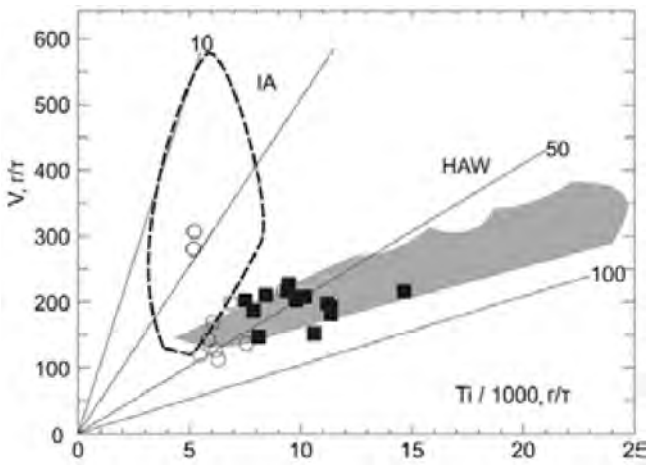


Рис. 5.89. Классификационная диаграмма Ti/100–V (по: Shervais, 1982, с добавлениями) для эоцен-раннемиоценовых базальтов.

Полями на диаграмме показаны составы базальтов Гавайских островов (HAW) и надсубдукционных обстановок (IA). Условные обозначения см. на рис. 5.85

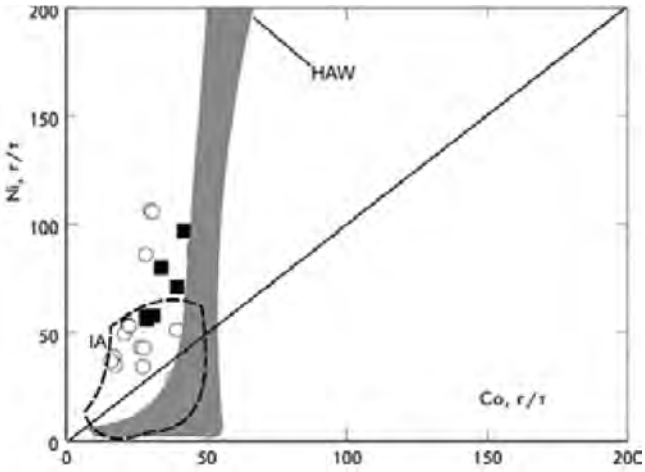


Рис. 5.90. Классификационная диаграмма Ni–Co (по: Мартынов, 1983, с добавлениями) для эоцен-раннемиоценовых базальтов.

Полями на диаграмме показаны составы базальтов Гавайских островов (HAW) и надсубдукционных обстановок (IA). Условные обозначения см. на рис. 5.85

тяжения коры в позднем мелу, эоцене, раннем и позднем миоцене, при активности преимущественно трещинных вулканов, с незначительной дифференциацией первичных магм.

Резкую смену вулканизма в эоцене с преимущественно кислого на преимущественно основной ряд геологи связывали с раскрытием рифтогенной впадины Японского моря (Ахметьев, Ботылева, 1986; Олейников, 1989; и др.). Но такая точка зрения противоречит ряду общепринятых представлений. Во-первых, высокоглиноземистые базальты считаются типично субдукционными образованиями, и их массовые излияния никогда не рассматриваются в качестве индикаторов начала рифтогенеза. Во-вторых, большинство японских ученых в настоящее время относят раскрытие Япономорской котловины к среднему и позднему миоцену, что значительно позже начала формирования глиноземистых базальтовых толщ Восточного Сихотэ-Алиня. Миоценовая модель раскрытия Японского моря основывается, в частности, на результатах изотопных исследований – для тыловодужных базальтов СВ Японии отмечается изотопный скачок в интервале 21–14 млн лет, происхождение которого связывают с внедрением в субконтинентальную литосферу деплетированного астеносферного диапира при раскрытии Японского моря. Но в высокоглиноземистых базальтах Восточного Сихотэ-Алиня резкое уменьшение величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ приходится на более ранний период – 40–35 млн лет (рис. 5.91). Причем, согласно прецизионным K-Ar датировкам, примерно в то же время (30–37 млн лет) формировался основной объем этих пород (табл. 5.35).

Учитывая все вышеизложенное, резкую смену характера вулканизма в начале кайнозоя и массовые излияния глиноземистых базальтов в Восточном Сихотэ-Алине необходимо связывать с изменением геодинамического режима от надсубдукционного к трансформному, одно из следствий которого – раскрытие Япономорской котловины. Учитывая это, начало последнего события следует относить не к миоцену, как это предполагают многие зарубежные исследователи, а по крайней мере к эоцену, с максимальным растяжением в области, прилегающей к Сихотэ-Алинскому вулканогену, в позднем эоцене и раннем олигоцене. Факты, которыми оперируют японские геологи, видимо, фиксируют более позднее явление.

Таким образом, в Восточном Сихотэ-Алине к собственно надсубдукционным следует относить только позднемеловые, преимущественно кислые и средние эффузивы. Магматическая активность в кайнозое с формированием высокоглиноземистых базальтовых толщ была лишь отражением растяжения, связанного со сдвиговыми дислокациями, термальными метасоматическими преобразованиями субконтинентальной литосферы в результате предшествовавшей субдукции и внедрения астеносферной мантии при раскрытии Япономорской котловины.

КОРЯКСКО-ЗАПАДНО-КАМЧАТСКАЯ ЗОНА (ПАЛЕОЦЕН–ОЛИГОЦЕН)

КОРЯКСКО-КАМЧАТСКИЙ АРЕАЛ (ПАЛЕОЦЕН–СРЕДНИЙ ЭОЦЕН)

Палеоцен-среднеэоценовый Корякско-Западно-Камчатский ареал (КЗКА) представлен серией локальных базальтоидных полей, распространенных от

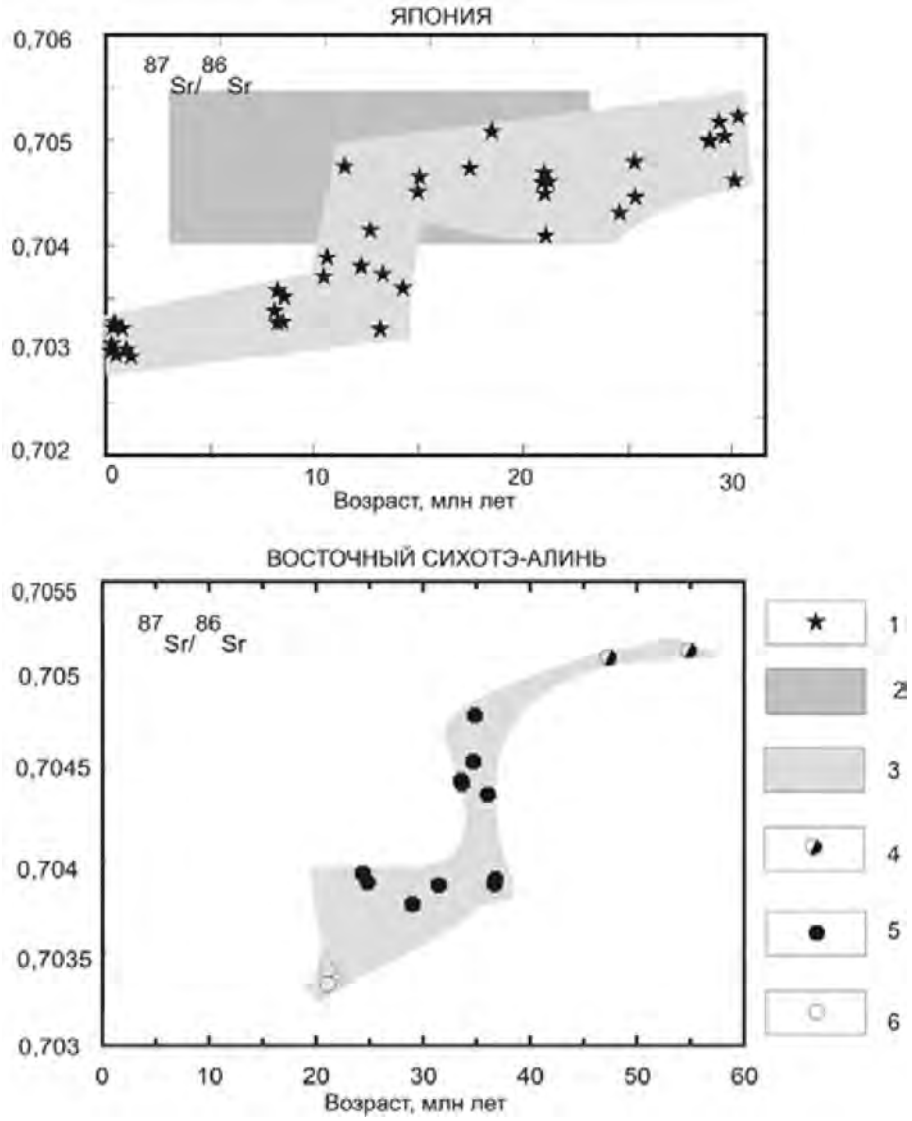


Рис. 5.91. Зависимость величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ от возраста излияний кайнозойских базальтов Восточного Сихотэ-Алиня (Мартынов, 1999).

1 – базальты тыловой зоны современной островной дуги Японии; 2 – поле базальтов фронтальной зоны современной островной дуги Японии; 3 – поле базальтов тыловой зоны современной островной дуги Японии; 4–6 – высокоглиноземистые базальты Восточного Сихотэ-Алиня: эоценовые (4), эоцен-олигоценовые (5) и раннемиоценовые (6)

Пенжинской губы и западного побережья Камчатки на юго-западе до Анадырского залива на северо-востоке, общей протяженностью около полутора тысяч километров, территориально почти совпадающих с выходами позднеэоцен-олигоценового Корякско-Западно-Камчатского вулканического пояса (КЗКВП). Наиболее распространены базальтоиды КЗКА в Рарыткинском и Золотогорском вулканических полях, несколько меньше – на побережье Пенжинской губы и зал. Шелихова, где слагают небольшие изолированные толщи базальтов и пирокластических образований основного состава мощностью свыше 700 м, перекрытых позднеэоцен-олигоценовыми андезитами, андезибазальтами, вулканогенно-осадочными породами и туфами КЗКВП.

Краткая геолого-петрографическая характеристика комплекса. В ходе вулканической деятельности палеоцен-среднеэоценового этапа в Корякско-Западно-Камчатском ареале были образованы преимущественно базальт-андезибазальтовые толщи. Характерной структурной особенностью этих базальтоидов является их приуроченность к системе грабенов северо-восточного и субмеридионального простирания (Федоров и др., 1996).

Андезибазальты и базальты представлены афировыми, порфировыми и субпорфировыми разностями. Вкрапленники обычно сложены плагиоклазом (An_{60}–An_{45}) и оливином, меньше развиты клинопироксен и магнетит, а в андезибазальтах изредка встречается гиперстен. Структура основной массы –

гиалопилитовая, интерсертальная, микродолеритовая. Плагиоклаз образует несколько генераций. Оливины обычны в базальтах и редки в андезибазальтах. Клинопироксены также есть в базальтах и андезибазальтах, иногда в гломеропорфировых срастаниях с ортопироксеном.

Краткая петрогеохимическая характеристика пород. Базальтоиды КЗКА резко недосыщены кремнеземом, с умеренными и высокими концентрациями оксида титана, повышенными глиноземистостью и железистостью, как правило, нормальной щелочностью умеренно калиевого ряда. Изредка среди андезибазальтов встречаются щелочные (анальцимовые) породы. На Камчатском перешейке для базальтов и их комагматов характерны высокие глиноземистость, магнезиальность, хромистость и повышенная калиевость (Валов, Шургин, 1979). На ряде диаграмм базальты проявляют толеитовую тенденцию, а андезибазальты принадлежат известково-щелочному, изредка щелочному ряду. Это подтверждается и распределением микроэлементов в различных типах пород. Наблюдаются относительно высокие содержания хрома, ванадия, никеля и кобальта. В некоторых разновидностях базальтов – аномально высокие содержания хрома (до 380 г/т) и никеля (до 250 г/т). По соотношениям хрома и титана базальты сходны с толеитами зон спрединга. Характерным признаком комплекса является присутствие в одном и том же разрезе высоко- и умеренно титанистых базальтов (Вулканические пояса…, 1984; Федоров, Колосков, 1999; Федоров и др., 1996).

Распределение редких и редкоземельных элементов свидетельствует о гибридном характере геохимических характеристик базальтоидов. По соотношениям Zr/Y–Zr эти породы перекрывают поле внутриплитных базальтов, что присуще производным из обогащенного мантийного субстрата. Слабодифференцированное распределение РЗЭ, низкие содержания крупноионных литофилов, повышенное содержание сидерофилов сближают базальтоиды с толеитами спрединговых зон. В то же время по соотношениям Th–Hf–Ta и Zr–Y–Nb базальты и андезибазальты принадлежат островодужным и окраинно-континентальным вулканитам. На диаграмме Ta–La они соответствуют породам окраинно-континентальных рифтов, а Th/Ta отношение характерно для пород срединно-океанических хребтов и деструктивных обстановок (Федоров и др., 1996).

Все сказанное выше свидетельствует о гетерогенном источнике базальтоидных расплавов КЗКА, несущем черты внутриплитного, островодужного и MORB источников.

Геодинамические условия формирования базальт-андезибазальтовой формации КЗКА. Для объяснения геохимических характеристик базальт-андезибазальтовой формации КЗКА предлагается механизм взаимодействия нескольких мантийных компонентов: деплетированного вещества, реститового гарцбургита и вещества обогащенной мантии, участие которого обусловлено подъемом мантийного диапира (Филатова, 1988; Федоров и др., 1996). Присутствие высоко- и умеренно титанистых базальтов, образованных, как показывают расчеты, при одной степени фракционирования расплава, объясняется процессами внутрикамерного смешения магм.

Базальт-андезибазальтовая формация КЗКА, обладающая рядом признаков внутриплитных пород, формировалась, по-видимому, в обстановке трансформной континентальной окраины и приурочена к системе грабенов, возникших над слэб-виндоу («slab-window»).

ЗАПАДНО-КАМЧАТСКИЙ АРЕАЛ КАЛИЕВОГО ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА (ЭОЦЕН–ОЛИГОЦЕН)

Ареал кайнозойского калиевого щелочного базальтоидного вулканизма на Западной Камчатке ограничен с востока неоген-четвертичным вулканическим поясом Срединного хребта, с запада – Охотским морем и фрагментами палеогеновой островной дуги (рис. 5.92). Протяженность ареала в субмеридиональном направлении более 500 км. Выходы изверженных пород занимают здесь меньше 10 % площади. Среди вмещающих палеоген-неогеновых осадочных отложений обнаружено более 200 выходов субвулканических щелочных пород, приуроченных главным образом к Тигильскому антиклинальному поднятию. Магматические комплексы калиевых щелочных пород Западной Камчатки расположены на участках погружения складчатого основания и в районах сочленения этого поднятия с Паланским и Большерецким синклинориями. Первое упоминание о калиевых щелочных вулканитах Западной Камчатки принадлежит Б.Ф. Дьякову (1955), а наиболее разносторонняя информация о геолого-структурной позиции, возрасте, петрографических и петрохимических особенностях этих пород приведена в работах И.С. Гузиева (1966, 1968, 1971).

Геолого-геохимическими исследованиями 1982–2001 гг. были получены новые данные о возрасте, вещественном, в том числе изотопном, составе, минералогии и формах залегания щелочных пород Западной Камчатки (Волынец, 1993; Волынец и др., 1985, 1986, 1987, 1990; Перепелов, 1989; Перепелов и др., 2002, 2003; Perepelov et al., 2000; Volynets, 1994).

Установлено, что породы этой вулканической зоны принадлежат главным образом двум дифференцированным сериям – шошонит-латитовой и ка-

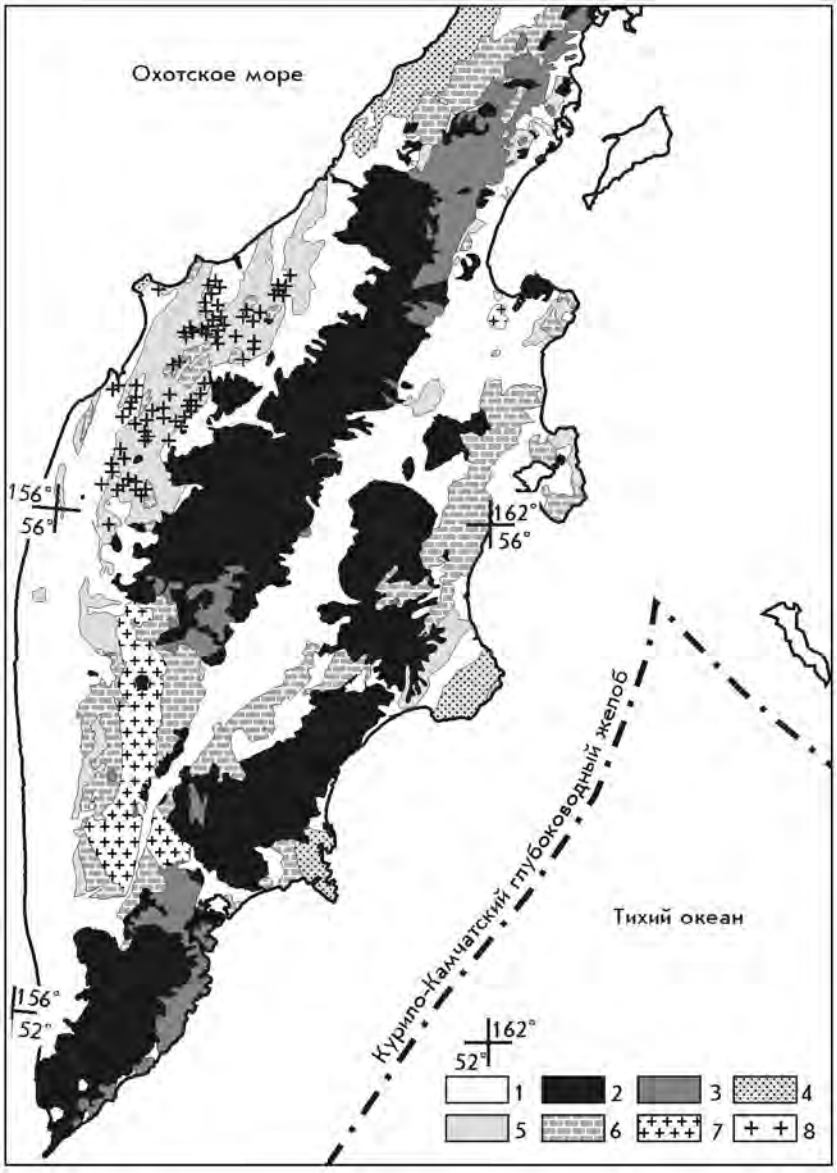


Рис. 5.92. Схема геологического строения п-ова Камчатка и положение позднеэоцен-раннеолигоценового ареала калиевого щелочного магматизма. Схема составлена на основе «Геологической карты Камчатской области» масштаба 1: 1500 000 (под ред. А.Ф. Марченко и др., 1976) с добавлениями и изменениями.

1 – неоген-четвертичные осадочные отложения (Ng-Q_4); 2 – верхнемиоцен-плиоцен-четвертичные вулканогенные толщи (Ng_1^3-Q_4); 3 – верхние олигоцен-среднемиоценовые вулканогенные толщи (Pg_3^3-Ng_1^2); 4 – средне-верхнеэоценовые вулканогенно-осадочные толщи (Pg_2^2-Pg_2^3); 5 – эоцен-олигоценовые осадочные толщи (Pg_2-Pg_3); 6 – верхнемеловые-палеоценовые вулканогенно-осадочные и метаморфогенные толщи (K_2-Pg_1); 7 – палеозой-мезозойские гранитно-метаморфические комплексы (Pz-Mz); 8 – места выходов субвулканических тел калиевых щелочных и субщелочных пород на территории Западной Камчатки

лиевой щелочной. Кроме того, подтверждено широкое распространение в изученном ареале группы базальтоидных пород субщелочного абсарокитового состава, рассматриваемых здесь совместно с калиевыми щелочными.

Проявления калиевых щелочных вулканических комплексов пород известны в истории развития островных дуг и активных континентальных окраин. Они описаны в Индонезийском архипелаге (Stolz et al., 1988), на Камчатке (Волынец и др.,1987; Колосков и др., 1999; Флеров и др., 2001), в Сьерра-Неваде, на западе США (Van Kooten, 1980), в Испании (Borley, 1967; Venturelli et al., 1984) и в Эоловой дуге (Keller, 1982). В сравнении с типичными для зон пе-

рехода океан–континент умеренно и высококалиевыми известково-щелочными сериями пород они обладают специфическими особенностями состава и связаны, как правило, с этапами крупных тектонических перестроек, фиксируя смену геодинамических режимов магмообразования. Они приурочены к тыловым областям островодужных систем или таким сложным тектоническим структурам, как крупные разломные зоны, рифтогенные структуры с наложенным или транзитным характером развития. Определение возраста тектонической позиции калиевого щелочного вулканизма, его состава и источников магм – необходимое условие в разработке моделей эволюции геодинамических обстановок.

Калиевые щелочные магматические комплексы пород Западной Камчатки по месту и времени формирования – промежуточное звено между древними и современными этапами тектоно-магматического развития островодужной системы Камчатки. Сведения об эоцен-олигоценовом времени формирования калиевых щелочных серий пород Западной Камчатки позволяют предполагать здесь связь магматизма с этапом одной из крупнейших в регионе тектонических перестроек. На таких этапах возможны отмирание зон субдукции, проявление процессов рифтогенеза и начало развития новых островодужных структур.

Геохимические, изотопные и минералогические исследования калиевых щелочных пород проведены на основе коллекции из 250 образцов О.Н. Волынца, А.Б. Перепелова, Г.Н. Аношина и Ю.М. Пузанкова.

Вулканическая зона Западной Камчатки располагается на окраине Охотоморской плиты, является тыловой по отношению к неоген-четвертичным вулканическим поясам островодужной системы, расположенным к востоку, и тыловой по отношению к Корякско-Камчатскому палеогеновому вулканическому поясу, расположенному к западу-северо-западу (Константиновская, 2002). В ее строении выделяются три структурных яруса: позднемеловой, палеоген-среднемиоценовый и позднемиоцен-плиоценовый, которые разделены стратиграфическими несогласиями. Фундаментом для третичных вулканогенно-осадочных образований служат метаморфизованные породы верхнего мела. Субвулканические щелочные породы прорывают палеогеновые осадочные толщи или редко образуют пластовые тела. Время формирования этих комплексов оценивалось И.С. Гузиевым (1966, 1968, 1971) по комплексу геологических данных как средний миоцен–поздний плиоцен. Однако ранее по результатам K-Ar метода возраст щелочного магматизма оценивался в 13,0–14,7 млн лет, что соответствует границе раннего и среднего миоцена (Амирханов и др., 1986). Новейшие данные K-Ar и Ar-Ar датирования указывают на еще более раннее время формирования калиевых щелочных пород региона – 42–21 млн лет (поздний эоцен–ранний миоцен) (Перепелов и др., 2003). Анализ этих данных показывает, что пик нормального распределения K-Ar дат достаточно отчетливо совпадает с $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастом 30–35 млн лет (поздний эоцен–ранний олигоцен) (рис. 5.93).

Среди пород калиевой щелочной серии выделены трахибазальты, меланократовые и лейкократовые шонкиниты, порфировидные шонкиниты, а также собственно шонкиниты и сиениты. Эффузивный облик имеют трахибазальты, порфировидные шонкиниты и абсарокиты. По распространенности преобладают базальтоидные составы (включая абсарокиты

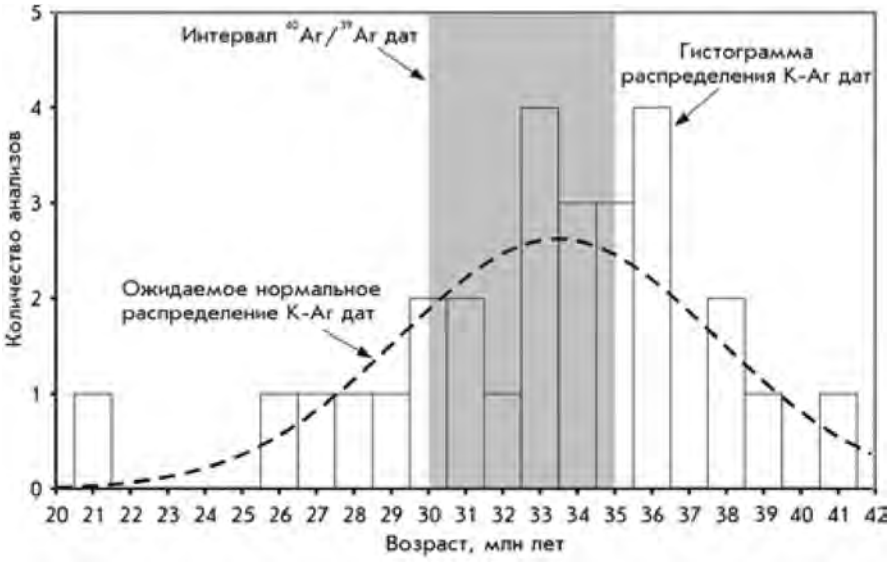


Рис. 5.93. Распределение K-Ar и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировок для калиевых щелочных базальтоидов Западной Камчатки

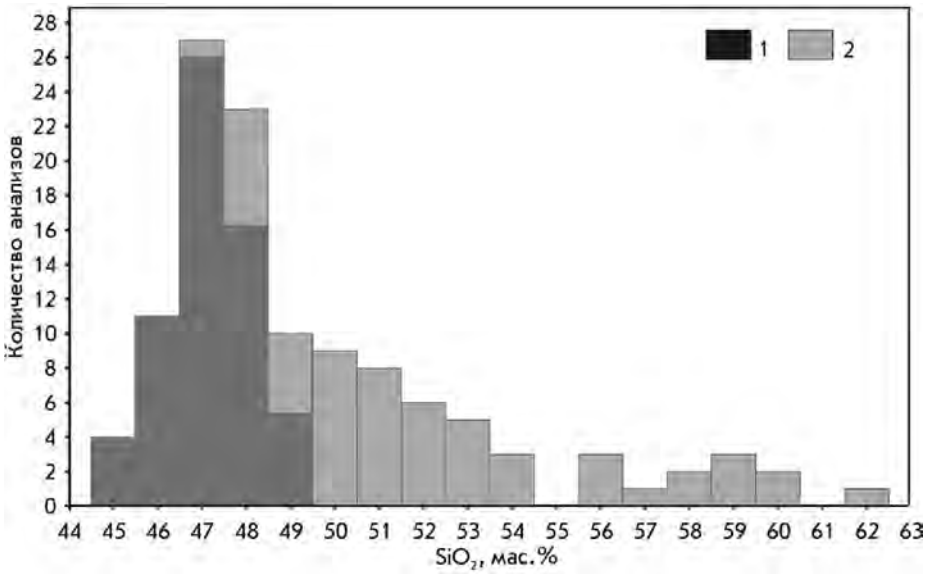


Рис. 5.94. Гистограмма частоты встречаемости составов пород (количество анализов) ареала калиевого щелочного магматизма Западной Камчатки.
Условные обозначения: 1 – абсарокиты и микрошонкиниты, 2 – шонкиниты и сиениты

и микрошонкиниты): главный интервал содержаний SiO_2 46–49 мас.% (рис. 5.94). По объемам проявлений и частоте встречаемости породы сиенитовой группы резко подчинены.

Породы калиевой щелочной серии слагают многочисленные дайки, силлы, интрузивные залежи, купола, лакколиты и редкие потоки, а также образуют трубки взрыва, сложенные брекчиями абсарокитов и трахибазальтов. Вблизи субвулканических тел нередко обнаруживаются туфобрекчии, что свидетельствует о выходе магм на поверхность. Из всех типов пород калиевой щелочной серии лишь абсарокиты не залегают совместно с шонкинитами. Сиениты образуют мелкие прожилки и шлиры среди абсарокитов, трахибазальтов и шонкинитов. В апикальных частях крупных тел шонкинитов сиениты образуют массивные зоны. Наиболее нижние горизонты дифференцированных тел сложены меланократовыми шонкинитами, выше обычно расположены шонкиниты и лейкократовые шонкиниты, а ближе к вершинам обнаруживаются зоны прожилкования и, наконец, среднезернистые, крупнозернистые и пегматоидные сиениты. Эффузивные породы образуют, как правило, субвулканические тела мощностью от 15–20 до 60 м и дайки. Лакколиты и купола достигают мощности 1–1,5 км.

По типам структур и минералогическим характеристикам в составе калиевой щелочной серии выделяются группы: 1) абсарокитов и микрошонкинитов, 2) порфировидных шонкинитов и трахибазальтов и 3) полнокристаллических разностей пород – шонкинитов и сиенитов.

Абсарокиты содержат до 10 % вкрапленников и субфенокристаллов оливина и клинопироксена в разной степени раскристаллизованной основной массе. Рудные минералы представлены в них субфенокристаллами и микролитами хромтитаномагнетита, титаномагнетита, а также включениями шпинелей в оливинах. Основная масса этих пород состоит из лейст плагиоклаза, K-Na полевого шпата и рудных минералов с небольшим количеством хлоритизированного стекла, а также с более редкими и мелкими зернами биотита и анальцима. Трахибазальты отличаются от абсарокитов более широким распространением среди вкрапленников клинопироксена, тогда как оливин в них находится в резко подчиненном количестве. В таких породах слюды распространены больше и слагают вкрапленники и микролиты. Плагиоклазы среди минералов основной массы, наоборот, крайне редки. В микрошонкинитах, имеющих обычно порфировидные структуры, так же, как и в абсарокитах, широко распространен оливин, а плагиоклазы, слюды и клинопироксен встречаются реже. Порфировидная структура некоторых разностей шонкинитов обусловлена присутствием крупных вкрапленников слюды (до 3 мм) и в меньшей степени клинопироксена на фоне мелкозернистой основной массы. Основная масса порфировидных шонкинитов состоит из K-Na полевых шпатов, в срастании с мелкими кристаллами клинопироксена, биотита, титаномагнетита и ильменита.

Меланократовые и лейкократовые шонкиниты дифференцированных тел образуют между собой переходы по количественным соотношениям минералов и типам структур. Лейкократовые разности шонкинитов иногда характеризуются пегматоидными структурами и внешне сходны с массивными сиенитами. Их главными минеральными компонен-

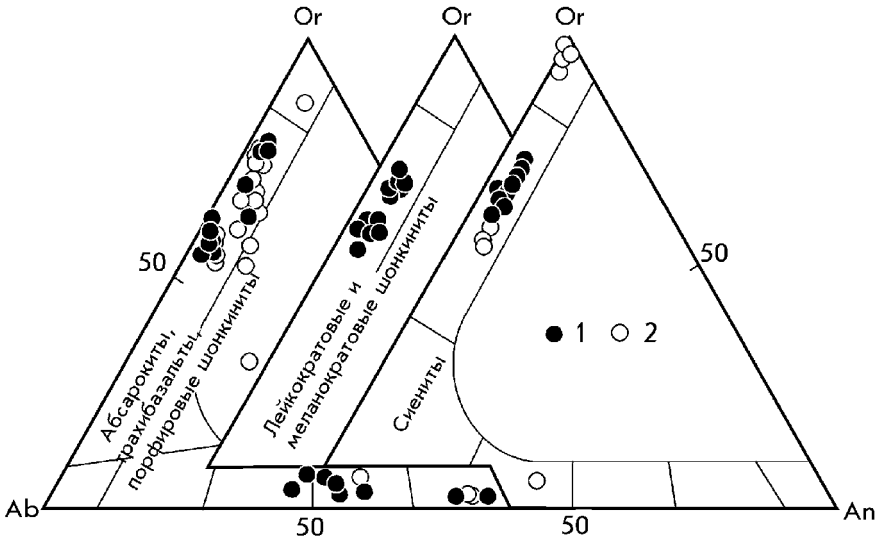


Рис. 5.95. Составы полевых шпатов из калиевых щелочных вулканических пород Западной Камчатки.

Точки составов полевых шпатов: 1 – вкрапленники; 2 – микролиты

тами являются K-Na полевые шпаты, биотит, клинопироксен и немного анальцима и рудных минералов (титаномагнетит, ильменит), а оливины редки. Меланократовые шонкиниты отличаются присутствием в значительном количестве крупного хлоритизированного биотита и оливина. Клинопироксены в них встречаются в виде субфенокристаллов, а главным компонентом основной массы остаются K-Na полевые шпаты. Сиениты массивных зон имеют лейкократовый облик и состоят из крупных кристаллов K-Na полевого шпата, слюды и реже клинопироксена и анальцима. Прожилковые сиениты, наоборот, характеризуются аплитовидными структурами. И в тех и в других встречаются мелкие зерна амфибола. Таким образом, в отличие от других высококалиевых вулканических серий Камчатки, свойственных островодужным вулканическим поясам, породы калиевой щелочной серии характеризуются разнообразными ассоциациями породообразующих и акцессорных минералов. В породах, кроме полевых шпатов, пироксенов и оливинов, распространены такие специфические для них минералы: флогопиты, шпинели и анальцимы, а ортопироксенов, наоборот, нет.

Среди полевых шпатов в породах калиевой щелочной серии преимущественно распространены Na-санидины (рис. 5.95, табл. 5.37). Абсарокиты, микрошонкиниты и трахибазальты характеризуются двуполевошпатовым парагенезисом минералов. В абсарокитах обнаружены микролиты битовнитов, а в микрошонкинитах битовниты встречаются также в виде субфенокристаллов ($Pl_{78–82}$). С переходом к составам трахибазальтов плагиоклазы становятся более кислыми (лабрадоры, андезины). Na-санидины из полнокристаллических типов пород калиевой щелочной серии принадлежат интервалу $Or_{55–76}$, а в сиенитах массивных зон и K-Na шонкинитах встречаются мелкие кристаллы калишпатов ($Or_{94–99}$ и Or_{87} соответственно).

Пироксены пород калиевой щелочной серии – салиты, диопсиды, Mg-авгиты и авгиты (рис. 5.96, табл. 5.38). Салиты преобладают, однако в трахибазальтах наиболее распространены диопсиды. Клинопироксенам свойственна тенденция к возрастанию содержаний Fs-минала к краевым зонам вкрапленников и далее к микролитам. При этом прослеживается фассаитовая эволюция составов клинопироксенов – от диопсидов и салитов к титанистым фассаитам. Пироксены абсарокитов и шонкинитов заметно различаются по титанистости. В сторону увеличения содержаний TiO_2 в клинопироксенах от абсарокитов к трахибазальтам и далее к шонкинитам и сиенитам выделяются обособленные ряды составов этого минерала.

Оливины абсарокитов и микрошонкинитов имеют гортонолитовые составы ($Ol_{61–79}$), а среди вкрапленников оливина из трахибазальтов есть форстериты ($Ol_{82–85}$). По направлению от вкрапленников к микролитам возрастает железистость оливинов и увеличиваются содержания MnO (табл. 5.38).

Амфиболы сиенитов Западной Камчатки отвечают составам ферроэденитов и ферроэденитовым роговым обманкам (табл. 5.39). Среди амфиболов, обнаруженных в шлифах из сиенитов и лейкократовых шонкинитов, есть арфведсониты и рибекиты.

Слюды пород калиевой щелочной серии эволюционируют от флогопитов до Mg- и Fe-биотитов (табл. 5.39). Флогопиты есть среди вкрапленников трахибазальтов и порфировидных шонкинитов. С переходом к краевым зонам фенокристаллов они эволю-

Таблица 5.37

Представительные микрозондовые анализы полевых шпатов (в мас.%) из пород калиевой щелочной серии Западной Камчатки

Параметры	Номер образца											
	КТ-622		7038/1		7249	7214		7036/1			633	1027
	m	m	c	m	m	m	m	c	m	m	m	c
SiO_2	47,07	61,10	47,89	64,40	64,49	52,72	64,55	56,46	62,07	62,82	63,61	65,79
TiO_2	0,05	0,24	0,06	0,26	0,04	0,12	0,33	0,01	0,10	0,12	0,37	0,11
Al_2O_3	33,36	19,79	33,74	19,70	19,60	28,96	18,86	27,18	21,59	20,64	20,05	19,19
FeO*	0,72	0,28	0,64	0,22	0,30	0,71	0,29	0,45	0,48	0,56	0,40	0,29
MnO	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	0,01
MgO	0,03	0,04	0,02	0,00	0,00	0,07	0,00	0,05	0,01	0,09	0,05	0,00
CaO	16,34	0,68	15,53	0,91	0,75	10,81	0,79	9,23	4,70	2,54	1,16	1,42
Na_2O	2,39	4,19	1,78	4,50	2,46	3,70	2,81	5,79	5,18	4,20	2,21	3,36
K_2O	0,12	9,96	0,12	9,43	13,18	1,48	10,81	0,24	5,27	9,35	12,01	11,11
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,02	0,04	0,05	0,03	0,00	0,03
Сумма	100,09	96,30	99,78	99,47	100,85	98,59	98,47	99,47	99,51	100,35	99,85	101,33
An	78,48	3,39	82,20	4,50	3,60	56,10	4,20	46,20	23,10	12,00	5,94	6,80
Ab	20,82	37,71	17,00	40,20	21,30	34,80	27,20	52,40	46,10	35,70	20,53	29,40
Or	0,70	58,90	0,80	55,30	75,10	9,20	68,70	1,40	30,80	52,30	73,53	63,80

Параметры	Номер образца											
	1027	7038/6	632	7047/1		1032	7382/1				1023/2	
	c	c	c	c	c	c	m	c	c	m	m	c
SiO_2	64,35	60,02	64,18	63,88	53,60	63,12	57,94	65,66	65,28	66,29	66,63	66,23
TiO_2	0,20	0,26	0,21	0,06	0,11	0,19	0,06	0,11	0,11	0,00	0,00	0,15
Al_2O_3	19,01	20,16	19,72	19,69	28,66	18,87	25,59	19,38	18,75	18,84	19,00	19,40
FeO*	0,30	0,29	0,23	0,20	0,52	0,22	0,59	0,15	0,14	0,14	0,13	0,18
MnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,51	0,84	0,91	0,73	10,45	0,66	8,30	0,92	0,61	0,03	0,95	0,97
Na_2O	2,04	3,02	2,65	4,42	4,87	4,05	6,04	3,54	2,35	0,14	4,31	2,79
K_2O	13,60	9,45	12,05	10,19	0,87	10,19	0,86	11,56	13,03	12,47	10,40	12,28
Cr_2O_3	0,03	0,00	0,01	0,00	0,04	0,06	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01
Сумма	100,05	94,64	99,94	99,18	99,14	97,33	99,45	101,30	100,33	97,90	101,45	102,02
An	2,50	4,50	4,52	3,50	51,50	3,30	41,00	4,30	3,00	0,20	4,50	4,70
Ab	18,10	35,20	23,89	38,40	43,40	36,40	53,90	30,40	20,80	1,70	36,90	24,50
Or	79,40	60,30	71,59	58,10	5,10	60,30	5,10	65,30	76,20	98,10	58,60	70,80

*Все железо дано в виде FeO.

Примечание. m – микролит; c – вкрапленник; КТ-622 – абсарокит; 7038/1, 7249 – микрошонкиниты; 7214, 7036/1, 633 – трахибазальты; 1027 – порфировидные шонкиниты; 7038/6, 632 – лейкократовые шонкиниты; 7047/1 – лейкократовый K-Na шонкинит; 1032 – меланократовый шонкинит; 7382/1 – сиенит массивных зон из дифференцированных субвулканических тел; 1023/2 – сиенит прожилков.

ционируют в сторону Mg-биотитов. Слюды трахибазальтов и порфировидных шонкинитов отличаются умеренными содержаниями TiO_2, а Mg- и Fe-биотиты шонкинитов и сиенитов – высокотитанистые. Зональность слюд трахибазальтов выражается в увеличении их железистости и концентрации TiO_2 в направлении от центральных к краевым частям вкрапленников и к микролитам с уменьшением содержаний в них MgO и K_2O. Помимо титаномагнетита, хромтитаномагнетита и ильменита, в абсарокитах и в трахибазальтах среди рудных минералов обнаружены шпинели типа алюмохромитов (Cr_2O_3 46–60 мас.%) и реже плеонастов (Cr_2O_3 8–9 мас.% и Al_2O_3 54–55 мас.%); а в микрошонкинитах – Cr-Al-Fe-шпинели, эволюционирующие в сторону хромтитаномагнетита.

Составы породообразующих минералов пород калиевой щелочной серии показывают, что шонкиниты и сиениты связаны общими чертами эволюции составов K-Na полевых шпатов, клинопироксена,

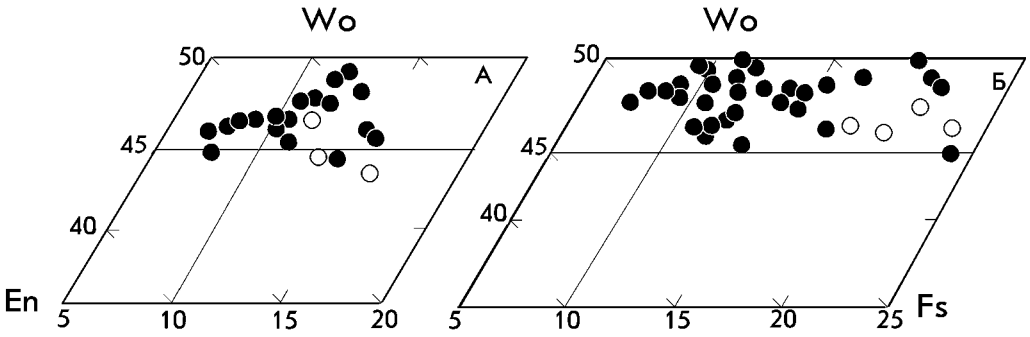


Рис. 5.96. Составы клинопироксенов из калиевых щелочных вулканических пород Западной Камчатки.

А – пироксены из абсарокитов и микрошонкинитов, Б – пироксены из шонкинитов и сиенитов. Условные обозначения см. на рис. 5.95

биотита и титаномагнетита, а абсарокиты и микрошонкиниты образуют обособленную группу. Обнаруживается и близость составов минералов ряда порфировидных шонкинитов, меланократовых и лейкократовых шонкинитов, а также сиенитов.

Главные геохимические особенности пород калиевой щелочной серии Западной Камчатки по сравнению с высококалиевыми породами островодужных вулканических поясов – их более высокая магнезиальность и повышенные содержания Ni, Co, Cr при заметной обогащенности многими некогерентными элементами (P, K, Rb, Ba, Pb, Sn, Be, F, Zr, U, Th и REE) (рис. 5.97, 5.98, табл. 5.40). Абсарокиты и микрошонкиниты – наиболее магнезиальные породы калиевой серии (MgO до 11 мас.%) (рис. 5.98). От трахибазальтов они отличаются более низкими концентрациями многих литофильных элементов. Эти породы образуют обособленную группу, однако между ними и трахибазальтами существуют и переходные разности.

Среди калиевых щелочных базальтоидов наиболее высокотитанистые – трахибазальты, порфировидные шонкиниты и меланократовые шонкиниты. Содержания TiO_2 и K_2O и отношение K_2O/Na_2O возрастают в направлении от трахибазальтов к шонкинитам, а с переходом к сиенитам начинают снижаться (TiO_2 от 2 до 0,8 мас.%). Кроме того, в этом направлении происходит обычное для рядов дифференциации снижение концентраций Fe, Mg, Ca, P, Co, Ni, Cr, а содержания Rb, Ba, Sr, Sn, Be, F, Zr, Nb, U, Th возрастают при значительном перекрытии интервалов для разных типов пород. Для пород калиевой щелочной серии характерно значительное обогащение редкоземельными элементами. При этом им свойственна высокая степень фракционирования REE (La/Yb 8,5–17,5 – для абсарокитов и микрошонкинитов и 10,4–34,0 – для шонкинитов и сиенитов).

Наиболее обогащены REE трахибазальты, K-Na шонкиниты и сиениты (REE+Y = 330, 318, 312 г/т соответственно). От абсарокитов к шонкинитам и сиенитам концентрации REE возрастают (табл. 5.40).

Калиевые щелочные породы Западной Камчатки обладают также высокими средними содержаниями F (до 2600 г/т – в шонкинитах и до 3100 г/т – в сиенитах) и Be (4,3 г/т – в лейкократовых шонкинитах и 4,2 г/т – в сиенитах). В соответствии с повышенной титанистостью трахибазальтов и шонкинитов эти породы, наряду с сиенитами, обогащены Zr и Hf (1120 г/т и 25 г/т – лейкократовые шонкиниты, 1030 г/т и 23,5 г/т – сиениты). Следует отметить, что в сиенитах наиболее значительные содержания Nb, U и Th (26,6; 7,3 г/т и 16,6 г/т).

Условия залегания и строение субвулканических комплексов пород калиевой щелочной серии Западной Камчатки показывают, что дифференцированные ряды составов пород формировались здесь в близповерхностных камерах. Представляется, что главными разновидностями исходных магм для калиевой щелочной серии были расплавы, близкие по составу к абсарокитам и шонкинитам, а также трахибазальтам. Эманационная дифференциация абсарокитовых магм привела в ряде случаев к образованию в субвулканических абасарокитах шлиров и прожилков сиенитового состава.

Трахибазальтовые расплавы в результате внутрикамерной дифференциации образовали сложно построенные массивы меланократовых и лейкократовых шонкинитов, а также сиенитов. Этот процесс связан с разделением расплавов в ходе эманационной и кристаллизационной дифференциации в короткие интервалы времени. Меланократовые шонкиниты произошли в результате кумулятивных процессов фракционирования оливина, клинопироксена и титаномагнетита с отделением остаточного расплава, отвечающего составам лейкократовых шонкинитов и сиенитов.

Вопросы происхождения первичных магм калиевой щелочной серии дискуссионны. О.Н. Волынец с соавторами (1987) сопоставили калиевые щелочные базальтоиды с лампроитами орендитового

Таблица 5.38

Представительные микрозондовые анализы оливинов и клинопироксенов (в мас.%) из пород калиевой щелочной серии Западной Камчатки

Параметры	Номер образца											
	622	7029	7038/1		7214		622		7038/1		1030A	
	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
	c	c	c	c	c	c	c	m	c	c	c	c
SiO_2	38,47	38,58	36,96	38,35	39,07	38,25	49,67	47,08	49,00	52,61	53,31	53,28
TiO_2	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03	1,30	1,87	1,21	0,41	0,62	0,41
Al_2O_3	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	4,29	6,77	4,39	1,75	1,52	0,86
FeO*	22,81	20,55	29,22	20,60	14,33	19,76	6,73	6,99	6,77	4,72	5,45	7,40
MnO	0,54	0,39	0,62	0,35	0,23	0,42	0,17	0,14	0,16	0,16	0,11	0,21
MgO	39,56	39,82	31,51	38,54	43,53	39,71	14,28	12,25	13,17	16,05	15,76	16,70
CaO	0,21	0,23	0,30	0,19	0,15	0,25	22,64	22,52	21,29	21,22	21,89	18,87
Na_2O	0,02	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,33	0,36	0,24	0,22	0,10	0,19
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,02
Cr_2O_3	0,00	0,04	0,00	0,02	0,06	0,00	0,35	0,45	0,65	0,60	0,29	0,19
Сумма	101,62	99,70	98,64	98,10	98,00	98,44	99,76	99,12	96,91	97,73	99,04	98,12
Fm	24,88	22,80	34,70	23,40	15,80	22,20	21,33	23,61	22,80	14,60	16,54	20,40
Wo							47,28	48,85	47,30	44,80	45,46	39,30
En (Fo)	75,12	77,20	65,30	76,60	84,20	77,80	41,48	39,07	40,70	47,10	45,53	48,40
Fs							11,24	12,08	12,00	8,10	9,01	12,30

Параметры	Номер образца											
	КТ-633		1027		1032		632		7382/1			
	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
	c	m	c	m	c	m	c	m	c	c	c	m
SiO_2	51,99	50,21	52,14	50,01	50,92	51,11	47,87	48,29	50,52	50,74	51,99	48,84
TiO_2	0,87	1,25	1,03	1,30	0,95	1,09	1,67	1,73	1,59	1,22	0,96	1,53
Al_2O_3	2,20	3,13	2,23	3,11	3,14	2,54	4,74	4,09	3,35	2,81	2,19	3,55
FeO*	5,66	7,00	7,85	8,78	4,96	6,96	9,34	11,93	7,14	8,09	10,35	13,17
MnO	0,11	0,22	0,23	0,24	0,11	0,13	0,25	0,46	0,13	0,20	0,34	0,44
MgO	15,80	14,30	14,59	13,49	14,71	13,86	11,98	10,57	14,27	13,87	12,93	9,80
CaO	23,07	21,82	21,36	21,33	22,43	22,14	22,80	22,32	22,55	21,47	22,52	21,35
Na_2O	0,19	0,14	0,15	0,13	0,17	0,22	0,08	0,21	0,10	0,16	0,01	0,23
K_2O	0,00	0,09	0,01	0,11	0,02	0,06	0,00	0,11	0,00	0,01	0,08	0,01
Cr_2O_3	0,23	0,00	0,01	0,01	0,72	0,00	0,00	0,02	0,18	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,12	98,15	99,60	98,51	98,13	98,10	98,74	99,73	99,83	98,57	101,39	98,93
Fm	17,02	22,09	23,70	27,30	16,20	22,30	31,02	39,69	22,20	25,10	31,70	43,80
Wo	46,55	46,08	44,50	45,30	47,90	47,10	48,56	47,79	46,90	45,50	46,10	46,80
En	44,35	42,00	42,30	39,80	43,70	41,10	35,48	31,50	41,30	40,90	36,80	29,90
Fs	9,10	11,92	13,20	15,00	8,40	11,80	15,96	20,71	11,80	13,60	17,10	23,30

*Все железо дано в виде FeO.

Примечание. Ol – оливин; Cpx – клинопироксен; m – микролит; c – фенокрист; 622 – абсарокит; 7029 – высоко-Mg абсарокит; 7038/1 – микрошонкинит; 7214 – трахибазальт; 1030A, КТ-633 – трахибазальт; 1027 – порфировидный шонкинит; 1032 – меланократовый шонкинит; 632 – лейкократовый шонкинит; 7382/1 – сиенит дифференцированных субвулканических тел.

ряда. На основании повышенной калиевости и магнезиальности, высоких содержаний в них ряда литофильных элементов, присутствия высокохромистой шпинели и повышенных содержаний Cr в клинопироксенах и флогопитах был сделан вывод о возможной принадлежности калиевых щелочных базальтоидов к лампроитам. Отнесение калиевых щелочных пород Западной Камчатки к лампроитам впоследст-

Таблица 5.39

Представительные микрозондовые анализы амфиболов и слюд (в мас.%) из пород калиевой щелочной серии Западной Камчатки

Параметры	Номер образца											
	7382/8		7038/1	1030a	633	7214	6982/7		1027			
	Amph	Amph	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
	m	m	m	c	m	m	c	c	c	c	c	c
SiO_2	47,72	43,31	38,00	38,06	38,18	37,84	37,24	34,81	38,44	37,34	37,57	35,46
TiO_2	1,22	1,13	6,71	4,90	4,08	6,04	3,66	8,28	4,53	8,01	8,26	9,59
Al_2O_3	7,11	6,96	12,99	14,09	15,15	12,81	14,49	14,09	13,57	13,76	13,32	13,98
FeO*	23,91	23,46	13,59	9,08	6,88	9,30	6,70	12,78	7,93	11,79	13,39	13,25
MnO	0,88	0,96	0,11	0,09	0,05	0,17	0,07	0,12	0,06	0,08	0,11	0,10
MgO	6,85	7,75	13,91	17,76	19,36	17,29	18,74	12,36	18,88	13,36	12,10	10,80
CaO	10,59	10,24	0,07	0,11	0,00	0,10	0,02	0,03	0,01	0,04	0,02	0,00
Na_2O	2,02	1,86	0,70	0,45	0,61	0,58	0,40	0,31	0,32	0,43	0,41	0,32
K_2O	1,49	1,29	9,78	10,18	9,38	9,48	10,12	9,28	10,32	9,71	9,78	9,13
Cr_2O_3	0,00	0,05	0,00	0,33	0,89	0,00	1,43	0,05	0,05	0,05	0,01	0,40
OH	1,89	1,91	4,04	4,08	4,13	4,03	4,02	3,88	4,07	4,02	4,01	3,92
Сумма	98,68	98,91	99,87	99,12	98,71	97,64	96,92	95,99	98,17	98,60	98,97	96,95
Fm	67,00	63,90	35,60	22,50	16,73	23,50	16,90	36,90	19,20	33,30	38,50	40,90

Параметры	Номер образца											
	632		7038/6	7047/3		7047/1		1032		7382/1		1023/2
	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
SiO_2	35,15	34,78	34,26	35,80	36,38	33,76	35,76	37,16	34,65	34,84	34,43	36,86
TiO_2	9,29	9,87	10,65	8,05	7,98	10,21	9,24	7,58	7,85	9,23	9,38	7,15
Al_2O_3	14,89	14,62	14,54	14,03	14,50	14,91	13,46	13,19	13,67	13,21	13,46	12,73
FeO*	11,24	15,19	14,04	16,72	12,80	13,19	18,35	10,84	12,42	17,40	16,25	16,66
MnO	0,04	0,18	0,17	0,19	0,09	0,12	0,24	0,10	0,08	0,22	0,19	0,14
MgO	13,49	10,14	11,10	11,12	13,73	11,70	9,13	14,38	13,14	9,74	10,93	11,33
CaO	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	0,42	0,48	0,52	0,73	0,72	0,69	0,84	0,57	0,76	0,38	0,51	0,66
K_2O	9,13	9,27	9,03	9,28	9,33	9,36	9,62	9,45	8,71	9,67	9,29	9,86
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04	0,08	0,01	0,05	0,03	0,03	0,00
OH	3,99	3,95	3,95	3,97	4,04	3,94	3,96	3,98	3,86	3,89	3,90	3,94
Сумма	97,65	98,54	98,26	99,89	99,65	97,93	100,73	97,29	95,19	98,61	98,37	99,34
Fm	31,94	45,97	41,80	46,10	34,50	39,00	53,30	29,90	34,80	50,40	45,80	45,40

*Все железо дано в виде FeO.

Примечание. Amph – амфибол; Bt – биотит; m – микролит; c – вкрапленник; 7038/1 – микрошонкинит; 1030a, 633, 7214, 6982/7 – трахибазальты; 1027 – порфировидный шонкинит; 632, 7038/6 – лейкократовые шонкиниты; 7047/3 – меланократовый K-Na шонкинит; 7047/1 – лейкократовый K-Na шонкинит; 1032 – меланократовый шонкинит; 7382/1, 7382/8 – сиениты дифференцированных субвулканических тел; 1023/2 – сиениты прожилков.

вии признано малообоснованным (Богатиков, Кононова, 1987). Достаточно высокая глиноземистость и умеренные содержания в калиевых базальтоидах Ti, Ta и Nb, как, впрочем, и сам факт их формирования в островодужной системе, вероятно, в период прекращения субдукции, требуют разработки модели формирования первичных калиевых щелочных магм региона с учетом возможного влияния процессов, свойственных островодужным условиям магмообразования. Кроме того, лампроитовая, вернее «мантийная» или «внутриплитная», гипотеза не подтверждается в данном случае в связи с отсутствием в породах калиевой щелочной серии ксеногенных высокобарических минералов (гранаты альмандин-пиропового ряда и др.). Указание на находки этих минералов в породах нуждается в проверке. В последнее

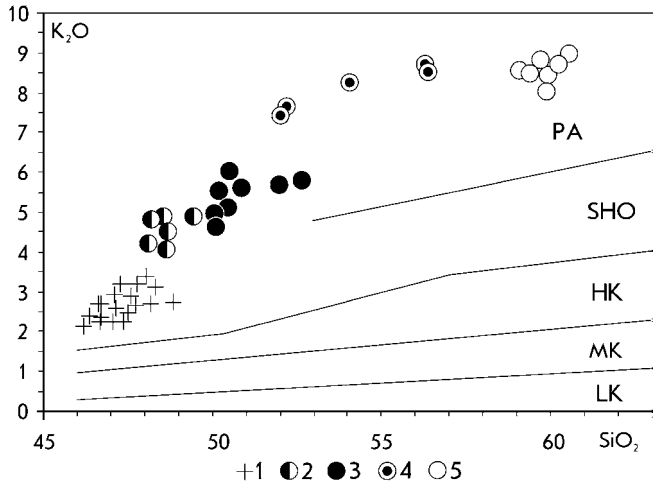


Рис. 5.97. Диаграмма K_2O–SiO_2 для калиевых щелочных базальтоидов Западной Камчатки.

1 – абсарокиты; 2 – трахибазальты и порфировидные шонкиниты; 3 – шонкиниты; 4 – сиениты массивных зон субвулканических тел; 5 – сиениты прожилков из субвулканических тел. Вулканические серии пород: LK – низкокалиевая серия; MK – умеренно калиевая серия; HK – высококалиевая серия; SHO – шошонитовая серия; PA – калиевая щелочная серия

время в шлихах трахибазальтов были обнаружены единичные кристаллы пироп-альмандинов (Перепелов и др., 2002).

Положение эволюционных линий составов пород калиевой щелочной серии на диаграммах Н. Онюмы (Onuma, Motya, 1984) (рис. 5.99) свидетельствует о фракционировании первичных калиевых щелочных расплавов при различных степенях плавления одного и того же метасоматизированного мантийного субстрата. При этом более высокие степени плавления определили появление абсарокитовой магмы, а самые низкие – расплавов, близких по составу к порфировидным шонкинитам. Сдвиг эволюционных линий пород калиевой щелочной серии на диаграмме (рис. 5.99) в сторону увеличения Sr/Ca отношения в сравнении с трендом плавления материала первичной хондритовой мантии или гранатового перидотита определяется, возможно, интенсивной метасоматической переработкой мантийного субстрата. Вероятно, при образовании калиевых щелочных магм Западной Камчатки участвовало вещество метасоматизированного и обогащенного литофильными компонентами мантийного субстрата.

Калиевые щелочные серии пород, наряду с шошонитами и латитами, отмечены в ряде развитых островодужных систем и на активных континентальных окраинах. Однако, как известно, более характерны они для рифтогенных структур внутриконтинентальных областей. На спайдердиаграмме (рис. 5.100) калиевые базальтоиды Западной Камчатки показаны в сопоставлении с миаскитовыми лампроитами Алдана (Сибирь), лампроитами Австралии, Испании и калиевыми базальтоидами Сьерра-Невады (США). Концентрации большинства гигромагматофильных элементов (за исключением Ti, Y, Yb) в исследуемых породах более высокие, чем в островодужных породах. Это свидетельствует о более выраженном характере дифференцированности в исследуемых породах литофильных элементов. Для них характерно отсутствие максимума

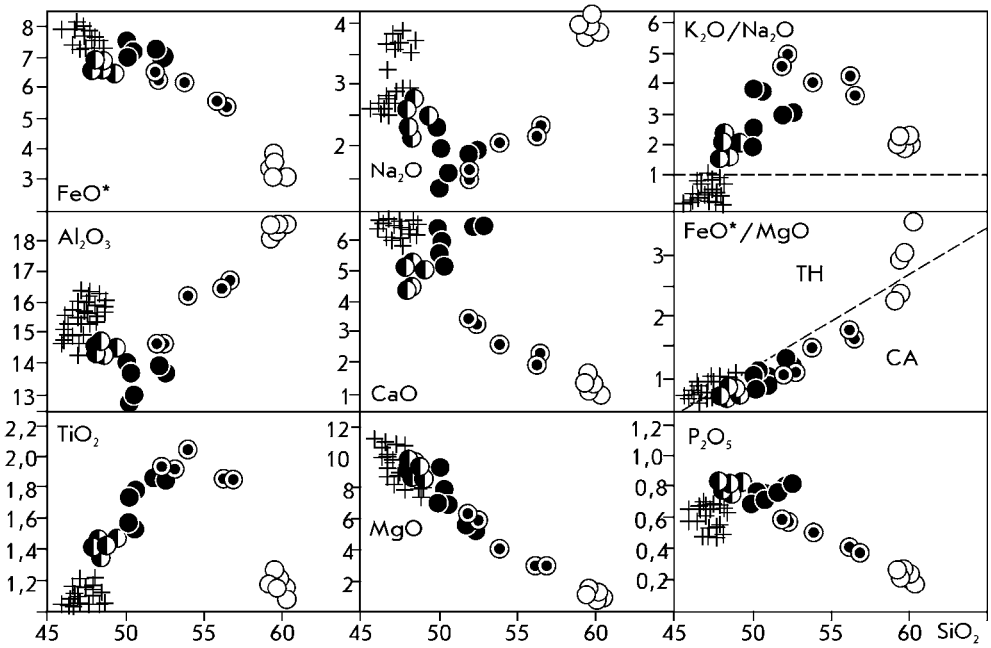


Рис. 5.98. Распределение петрогенных элементов в калиевой щелочной базальтоидной серии Западной Камчатки.

TH – толеитовая серия; CA – известково-щелочная серия. Условные обозначения см. на рис. 5.97

Таблица 5.40

Средний состав калиевых щелочных базальтоидов Западной Камчатки

Параметры	MgA*	A	TB	TB	LSH	MSH	SH	PSH	S1	S2
	Количество образцов									
	8	2	9	1	6	10	4	2	5	8
SiO_2	47,26	49,26	49,88	50,31	50,65	48,64	51,80	52,38	55,55	59,33
TiO_2	1,02	1,14	1,43	1,54	1,51	1,84	1,84	1,88	1,93	1,04
Al_2O_3	14,66	14,41	14,21	13,71	15,88	14,12	13,78	13,85	15,67	17,72
Fe_2O_3	2,99	3,38	3,85	4,53	3,82	3,52	4,78	4,31	3,48	1,89
FeO	5,13	5,08	4,25	2,87	3,45	4,06	2,47	3,23	2,62	1,3
MnO	0,15	0,14	0,20	0,10	0,13	0,12	0,13	0,11	0,08	0,06
MgO	10,47	8,08	7,02	7,08	5,78	9,44	6,63	5,46	3,36	1,35
CaO	6,96	6,63	6,44	5,90	3,82	5,11	4,28	6,47	3,13	2,40
Na_2O	2,74	3,21	2,43	1,94	3,22	2,16	1,57	1,92	2,45	3,61
K_2O	2,43	3,59	4,49	5,15	5,41	4,67	6,88	5,82	8,11	8,57
P_2O_5	0,57	0,78	0,79	0,73	0,66	0,81	0,67	0,81	0,58	0,21
H_2O	5,63	3,60	4,50	5,77	5,38	5,52	4,98	3,39	2,64	2,28
Сумма	100,09	99,30	99,49	99,63	99,71	99,68	99,81	99,63	99,60	99,76
Rb	59	112	123	120	167	116	189	166	204	235
Ba	1110	1245	1540	1300	2080	1560	1530	1550	2230	1040
Sr	755	635	660	670	550	720	925	1215	1140	450
Pb	8,0	7,7	7,5	6,3	12,5	7,4	4,5	5,1	9,0	13,5
Co	37	35	29	22	20	31	19	25	16	10
Ni	260	150	87	120	53	224	89	42	34	11
Cr	550	375	173	160	148	229	118	110	93	20
V	230	245	300	330	230	270	350	390	290	155
Be	1,7	3,2	3,1	2,9	4,3	3,2	3,1	2,9	4,2	2,8
B	16	18	16	7,8	10,3	46	33	20	38	23
F	730	1200	1900	2500	1440	1250	2450	1950	2900	945
Ta	0,3	0,5	0,5	0,5		0,7	0,56	0,9	0,7	0,75
Nb	3,1	5,4	6,5	7,4	13,5	9,1		7,5	11,4	16,7
Zr	175	240	447	495	1120	527		494	621	836
Hf	4,0	7,8	11,5	11,4	25,0	14,6	13,9	11,6	15,9	21,3
La	17	25	35	36	41	44	36,7	51	42	55
Ce	39	43	96	95	135	97	81	110	94	130
Nd	23	25	46	49	54	50	44	57	46	50
Sm	4,8	6,4	8,2	7,1	10	11,2	8,4	10	7,1	8,3
Eu	1,3	1,5	1,6	2,2	2,5	3,2	1,96	2,0	2,0	2,0
Gd	5,0	5,9	6,7	6,5	5,4	8,2	4,5	8,8	6,3	8,3
Dy	4,3	4,0	4,4	3,2	3,2	4,6		3,2	3,8	7,4
Er		2,5	2,6	2,1	1,9	2,4		1,6	1,8	3,5
Yb	2,0	2,0	2,3	1,9	1,5	1,8	1,7	1,7	1,7	3,8
Lu	0,25	0,26	0,31	0,25	0,06	0,23	0,25	0,18	0,22	0,38
Y	19	21	22	14	19	22		19	13	30
Th	3,5	5,4	4,5	5,1	6,2	4,1	3,5	3,9	7,7	9,4
U	1,9	2,7	2,5	2,2	3,3	2,0	2,5	2,3	4,0	5,2

Примечание. MgA* – высокомагнезиальный абсарокит, A – абсарокит, TB – трахибазальты, LSH – лейкократовый шонкинит, MSH – меланократовый шонкинит, SH – шонкинит, PSH – порфировидный шонкинит, S1 – сиенит дифференцированных субвулканических тел, S2 – сиенит прожилков. Данные из коллекции А.Б. Перепелова, О.Н. Волынца, Г.Н. Аношина, Ю.М. Пузанкова. Петрогенные окислы даны в мас.%, микроэлементы – в г/т.

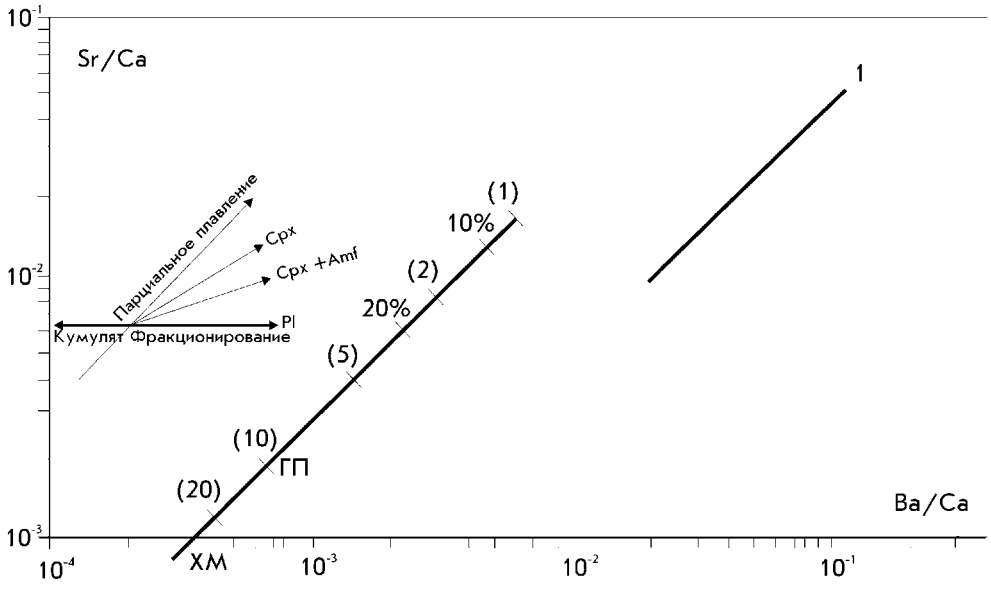


Рис. 5.99. Диаграммы Sr/Ca–Ba/Ca для калиевой щелочной серии пород Западной Камчатки.

ГП – состав гранатового перидотита, ХМ – состав хондритовой мантии. 1 – линии эволюции составов калиевых щелочных пород Западной Камчатки

Sr при наличии минимумов Th и Nb. Лампроиты Испании и особенно Западной Австралии (Jaques et al., 1984; McDonough et al., 1985) имеют более высокие концентрации гигромагматофильных элементов, а графики их распределения – еще более крутой наклон (рис. 5.100). Испанские и австралийские лампроиты характеризуются рядом общих для них геохимических признаков на спайдердиаграммах – максимумом La и «провалом» графиков в области Sr и P. Эти же особенности, хотя и менее выраженные, свойственны наиболее щелочным разностям калиевых базальтоидов Камчатки. Испанские лампроиты сходны с ними минимумом Nb, но отличаются при этом максимумом Th. Таким образом, типичные лампроиты различных геоструктурных обстановок отличаются от калиевых базальтоидов Камчатки более высокими концентрациями гигромагматофильных элементов. Калиевые щелочные базальтоиды Сьерра-Невады весьма близки одноименным породам Камчатки. Ниобиевый минимум на спайдердиаграммах исследованных калиевых базальтоидов, базальтоидов Сьерра-Невады и испанских лампроитов сближает их с субщелочными базальтоидами активных континентальных окраин и островных дуг, которые формируются в постсубдукционном периоде.

Ареал калиевого щелочного базальтоидного вулканизма приурочен к геологической структуре, расположенной между Корякско-Камчатским палеогеновым вулканическим поясом, фрагменты которого установлены на западном и северо-западном побережье Камчатки, и островодужным олигоцен-четвертичным вулканическим поясом Срединного хребта этого полуострова. Важно отметить, что в ареале нет комплексов пород типично островодужных серий. Они формируются здесь в виде редких вулканов только на плиоцен-четвертичном этапе развития островодужной системы, когда в ней активно развиваются субдукционные процессы. О.Н. Волынец на основании геолого-геохимических данных предполагал, что по своему наиболее тыловому положению в островодужной структуре ареал калиевого магматизма Западной Камчатки должен отвечать ранним и средним этапам развития олигоцен-миоценовой островной дуги, когда формировался вулканический пояс Срединного хребта. Этот вывод был сделан при отсутствии надежных возрастных датировок калиевого магматизма и в попытке показать его «закономерное» положение в петрогеохимической зональности современной островодужной системы.

Тектонические реконструкции Е.А. Константиновской (2002) показывают, что в позднем маастрихте–раннем палеоцене в островодужной системе происходила субдукция со стороны Охотоморской континентальной плиты. Эти процессы определили формирование Озерновско-Валагинской вулканической островной дуги, которая в палеоцене–раннем эоцене была аккретирована с востока к континентальной плите одновременно с образованием Срединно-Камчатского террейна. В это время образовались калиевые щелочные и субщелочные интрузивные и субвулканические комплексы, возраст которых K-Ar методом определен А.Е. Шанцером и Ю.Б. Гладенковым (1997) как позднепалеоцен-раннеэоценовый (52 ± 3,55 млн лет и 56 ± 4 млн лет), а

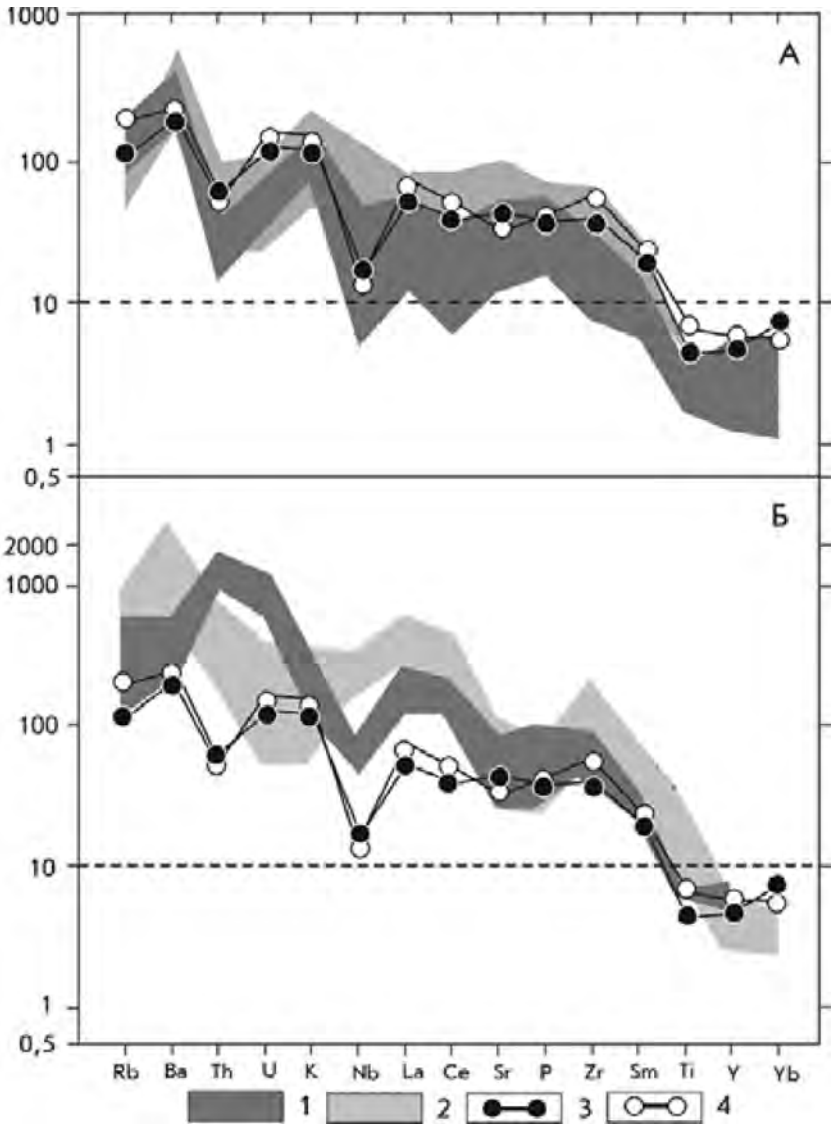


Рис. 5.100. Нормированное по первичной мантии распределение гигромагматофильных элементов для базальтоидов калиевой щелочной и лампроитовой серий.

А: 1 – калиевые базальтоиды Центральной Сьерра-Невады, США; 2 – миаскитовые лампроиты Алдана, Россия; Б: 1 – лампроиты Западной Австралии; 2 – лампроиты Испании; 3, 4 – калиевые базальтоиды Западной Камчатки (3 – абсарокиты, 4 – трахибазальты)

Г.Б. Флеровым с соавторами – как мел-палеогеновый (2001). Таким образом, под влиянием движения Тихоокеанской океанической плиты с востока в это время произошло отмирание зоны субдукции, связанной с поддвигом Охотоморской плиты с запада. Следующий этап формирования сложной островодужной структуры Камчатки начался в олигоцене с образованием зоны субдукции со стороны Тихоокеанской плиты, т. е. с востока на запад.

Геологические материалы и датировки позволяют предполагать, что калиевые щелочные базальтоиды формировались в интервале между прекращением палеогеновой субдукции и началом развития современной островодужной структуры. Тектонические процессы на границе Евразиатской и Тихоокеанской плит, согласно Маслову, Романовскому (1995), Harbert, Cox (1989), контролировались сменой вращения Тихоокеанской плиты с направления по часовой на направление против часовой стрелки. Во время вращения по часовой стрелке в интервалах 38–30 млн, 22–17 млн и 12–7 млн лет создавались условия для растяжения, а во время вращения против часовой стрелки 30–23 млн, 16–13 млн и 6–0 млн лет назад усиливалось сжатие. Этап калиевого щелочного магматизма указывает на геодинамическую перестройку в позднем эоцене–раннем олигоцене (35–30 млн лет) (Маслов, Романовский, 1995; Harbert, Cox, 1989).

Вероятно, в результате активного растяжения литосферы Западной Камчатки вслед за прекращением палеогеновой субдукции глубина очагов магмообразования сместилась на более низкие горизонты верхней мантии. Пока не ясно время метасоматических изменений мантийного субстрата под Западной Камчаткой.

Мантийный субстрат, исходный при образовании калиевых магм, мог соответствовать составу флогопитсодержащего гарцбургита. Предполагается, что при низких степенях плавления субстрата вначале были сформированы калиевые субщелочные расплавы абсарокитового типа, а затем при снижении степени плавления – трахибазальтовые магмы щелочного состава.

СРЕДИННО-КАМЧАТСКАЯ ЗОНА (ПЛИОЦЕН–ГОЛОЦЕН)

Срединно-Камчатская вулканическая зона северо-восточного простирания совпадает с большей частью Срединного хребта, наследуя здесь положение олигоцен-миоценового вулканического пояса. Общая протяженность структуры около 700 км – от вулкана Хангар на юге до широты Корякского перешейка при ширине более 100 км. Существует точка зрения, что олигоцен-плиоценовые вулканиты Южно-Камчатской вулканической зоны также необходимо включать в состав Срединной зоны (Апрелков, Петренко, 2003). По данным С.Т. Балесты (1981), мощность континентальной земной коры в рассматриваемом регионе 35–40 км.

В истории плиоцен-четвертичного вулканизма Срединно-Камчатской зоны можно выделить два крупных этапа вулканизма.

Первый этап (плиоцен) связан с образованием контрастной базальт-дацитовой толщи вулканитов известково-щелочного ряда (алнейская серия). Толща наиболее распространена в восточной части Срединного хребта (хребты Быстринский, Козыревский, Крюки, Столбовая тундра), где она представлена чередующимися потоками базальтов, андезитов, дацитов, горизонтами игнимбритов, туфов, туфоконгломератов, экструзиями и дайками андезитов, дацитов и риолитов. Доминируют в толще базальты и андезибазальты. Исключение составляют отдельные вулканические центры (горы Алней и Чашаконджа), в строении которых преобладают андезиты. На поздней стадии развития толщи внедрились интрузии диоритов, диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров. В целом для данной толщи характерны резкая литолого-фациальная изменчивость и «пестрота» состава.

Из-за слабой изученности и отсутствия надежных датировок среди геологов до сих пор нет единого мнения о возрасте и объеме этой толщи. По мнению одних, толщу следует рассматривать в качестве алнейской серии позднего миоцена–плиоцена. Другие расчленяют толщу на более дробные стратиграфические подразделения (Шанцер и др., 1966; Мелекесцев и др., 1974).

Тем не менее эффузивно-пирокластические и вулканогенно-осадочные образования этой толщи слагают на Камчатке единый структурный ярус, который от нижележащих толщ отделен стратиграфическим и угловым несогласием, а сверху перекрыт четвертичными эффузивами.

Второй этап развития Срединно-Камчатской вулканической зоны связан непосредственно с четвертичным вулканизмом, который проявился преимущественно в водораздельной части Срединного хребта и на его западных склонах, а также незначительно на восточных склонах. Четвертичные магматические образования наиболее развиты в центральной части хребта – от р. Ича на юге до истоков р. Хайлюли на севере. По данным Н.В. Огородова и Н.Н. Кожемяки (1972), здесь выявлено 120 полигенных вулканов и около 1000 мелких моногенных вулканических аппаратов – шлаковых и лавовых конусов ареального типа.

Началось формирование новейшей зоны в раннеплейстоценовое время с развития комплекса платоэффузивов и щитообразных вулканов, а также отдельных страто- и кальдера-вулканов, причем последние довольно часто унаследуют крупные центры плиоценового вулканизма (Уксичан, Большая Кетепана, Лаучан и др.). В этот период наряду с известково-щелочными породами в обрамлении вулкана Ичинский накопились субщелочные и щелочные эффузивы. В среднечетвертичное время возникли вулканические постройки, сложенные хорошо дифференцированными (от базальтов до риолитов) лавовыми сериями, с ярко выраженным эксплозивным характером извержений. На южном фланге зоны в это время формируются крупные центры кислого вулканизма (вулканы Ичинский, Хангар).

В позднеплейстоцен-голоценовое время вулканизм зоны приобретает характер массовых излияний недифференцированных известково-щелочных базальтов, которые образуют щитовые вулканы, близкие к исландскому типу, и ареальные зоны шлаковых и лавовых конусов. В рассматриваемой зоне Камчатки наиболее проявлен четвертичный ареальный вулканизм. Его площадь 3500 км^2, а объем пород превышает 300 км^3 (Мелекесцев и др., 1991).

В настоящее время в Срединном хребте существует только два активных вулкана – Хангар и Ичинский (Мелекесцев и др., 2001).

По содержанию K_2O большинство плиоцен-четвертичных вулканитов Срединного хребта отно-

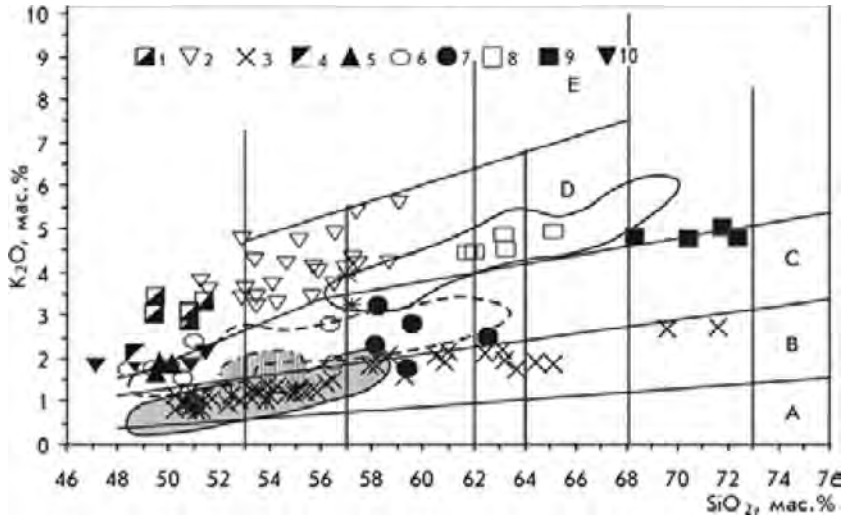


Рис. 5.101. Классификационная диаграмма K_2O–SiO_2 для позднекайнозойских вулканитов Срединно-Камчатской вулканической зоны.

Наклонные линии – границы полей составов пород различных петрогеохимических серий: A – низкокалиевая серия, B – умеренно калиевая известково-щелочная, C – высококалиевая известково-щелочная, D – субщелочная шошонит-латитовая, E – калиевая щелочная. Вертикальные линии – границы полей составов пород, классифицируемые по кремнекислотности. Точки составов пород: 1–5 – вулкан Теклетунуп: 1 – мегаплагиофировые шошонитовые базальты и 2 – шошонитовые базальты, шошониты и латиты щитового вулкана Теклетунуп, 3 – базальты, андезибазальты, андезиты, дациты и риодациты стратовулкана Теклетунуп, 4 – абсарокиты вулканической постройки «выс. 1001 м», 5 – высококалиевые и высокотитанистые базальты ареальных шлаковых конусов Q_{3-4}; 6–9 – вулкан Белоголовский: 6 – базальт и трахибазальт (N_2), 7 – андезит и трахиандезит (N_2), 8 – трахит (N_2), 9 – комендит (N_2-Q_1); 10 – базальты ареальной зоны Дол Геологов.

Полями на диаграмме показаны составы пород: базальтов, андезибазальтов, андезитов и игнимбритов стратовулкана Уксичан (N_2^3-Q_1) (пунктирная линия); шошонитов, латитов и игнимбритов щитового вулкана и кальдеры-вулкана Уксичан (Q_1-Q_2-Q_3?) (сплошная); лав щитовых вулканов и ареальных шлаковых конусов района вулкана Уксичан (Q_3-Q_4) (залитое поле); четвертичных базальтов и андезибазальтов междуречья Озерная Камчатка – Левая Яковская (Q_1) (заштрихованное поле)

сится к породам умеренно калиевой или высококалиевой серий и реже к породам низкокалиевой серии (рис. 5.101). На классификационной диаграмме SiO_2–FeO^*/MgO базальты, как правило, располагаются в поле толеитовой серии и только наиболее магнезиальные – в поле известково-щелочной серии (рис. 5.102). Установлено, что большинство базальтоидов Срединного хребта относится к глиноземистым разностям, тогда как на долю магнезиальных базальтов здесь приходится около 8–10 % (Волынец и др., 1976). В отдельных разрезах одних и тех же вулканических сооружений отмечено чередование глиноземистых и магнезиальных базальтов известково-щелочной серии (плато в междуречье Озерной Камчатки, Левой Яковской и Юртиной).

В целом Срединно-Камчатской вулканической зоне свойственна отчетливая поперечная петрохимическая зональность. Она выражена в смене низкокалиевой (например, вулкан Кунхилок) и известково-щелочной серий фронтальной части пояса ассоциацией известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной серий – в осевой зоне хребта и появлении в осевой и тыловой частях хребта лав шошонит-латитовой серии. Породы шошонит-латитовой серии тесно ассоциируют с высококалиевыми известково-щелочными породами (вулканы Уксичан и Большая Кетепана). Одновременно с увеличением калиевой щелочности от фронтальной к тыловой зоне в однотипных породах возрастают концентрации большинства редких и редкоземельных элементов, но особенности их распределения при этом остаются сходными. По геохимическим характеристикам базальтоиды вышеперечисленных серий – типичные представители островодужного магматизма (Волынец и др., 1987, 1990).

Примером высококалиевых пород, сформировавшихся в субдукционной обстановке, может служить хорошо изученный вулкан Уксичан, где в тесной ассоциации находятся высококалиевая известково-щелочная и шошонит-латитовая серии (Перепелов, 1989).

Вулкан Уксичан расположен в тыловом вулканическом поясе Камчатки (Срединном хребте). В геологическом строении вулканического центра

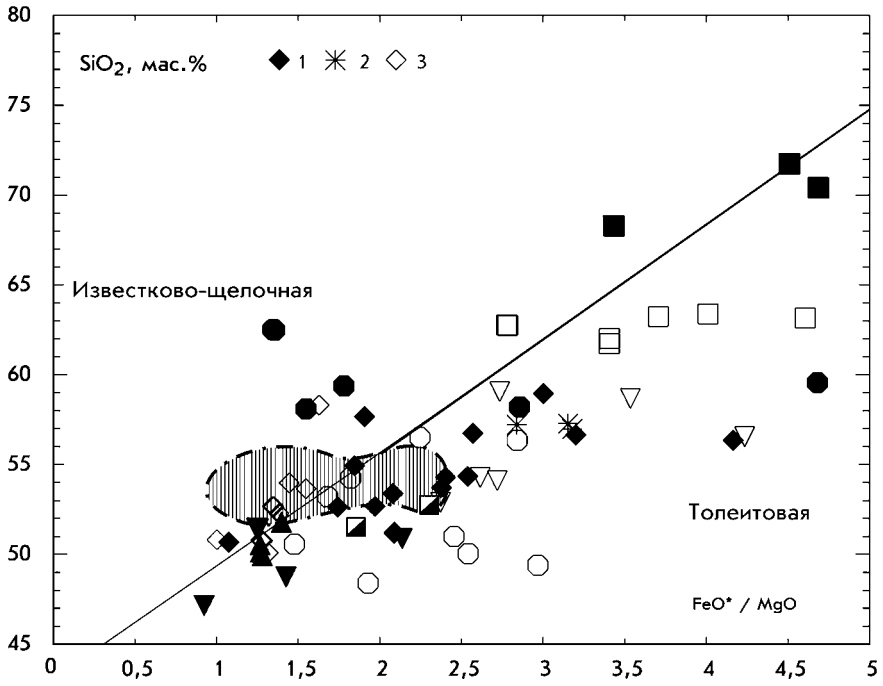


Рис. 5.102. Классификационная диаграмма Миаширо (Miashiro, 1974) для позднекайнозойских вулканитов Срединно-Камчатской вулканической зоны.

1, 2 – вулкан Уксичан: 1 – высококалиевые базальты и андезибазальты стратовулкана Уксичан, 2 – шошониты щитового вулкана Уксичан; 3 – базальты, андезибазальты щитовых вулканов и ареальных шлаковых конусов района вулкана Уксичан (Q_3–Q_4). Остальные условные обозначения см. на рис. 5.101

принимают участие следующие возрастные комплексы (рис. 5.103): 1) среднемиоцен(?)-плиоценовый вулканогенный фундамент (N_1^2?–N_2), 2) позднеплиоцен-позднеплейстоценовый(?) вулкан Уксичан (N_2^3–Q_3?) и 3) позднеплейстоцен-голоценовый комплекс небольших щитообразных вулканов и шлаково-лавовых конусов ареального типа (Q_3–Q_4) (Антипин и др., 1987; Огородов и др., 1972; Перепелов, 1989).

Начало формирования вулкана Уксичан – поздний плиоцен. На это указывают данные спорово-пыльцевого анализа (поздний плиоцен), палеомагнитные исследования (4,6–2,3 млн лет) и полученные K-Ar датировки для лав из нижних горизонтов разреза (3,6 млн лет) (Перепелов, 1989). В формировании вулкана выделяются следующие стадии: а) стратовулкан (N_2^3–Q_1), б) щитовой вулкан (Q_1–Q_2), в) кальдера-вулкан (Q_2–Q_3?). На стадии развития стратовулкана накапливаются лавы высококалиевых базальтов (ВК-базальтов), ВК-андезибазальтов и ВК-андезитов. На стадии щитового вулкана образовались крупные объемы шошонитов, латитов и их игнимбритов. Стадия кальдеры-вулкана выделяется в связи с мощными извержениями кварцевых латитов и их игнимбритов, приведшими к обрушению центрального блока постройки по системе дуговых разломов. В центральной части вулкана в это время образовался сложный экструзивный комплекс пород (ВК-андезитов латитов, ВК-дацитов, трахидацитов и трахириодацитов). В завершение деятельности вулкана начинается интенсивная гидротермальная переработка экструзивных пород кальдеры, в результате которой ВК-андезиты и латиты подверглись цеолитизации, алунитизации, сульфидизации, пропилитизации и окварцеванию, приведшим к образованию эпитермальной золото-серебряной и полиметаллической минерализации. В позднем плейстоцене и голоцене (Q_3–Q_4) вблизи разломных зон северо-восточного простирания (рис. 5.103) формировались базальт-андезибазальт-андезитовые щитовые вулканы (гора Чингейнгейн, гора Эбев-Бунаня, гора 1480,8 м) и затем – целая группа моногенных шлаковых вулканических конусов ареального типа с потоками магнезиальных базальтов и реже андезибазальтов. Этот этап магматической активности здесь – заключительный.

Петрография. Магматические породы района вулкана Уксичан принадлежат трем петрогеохимическим сериям: умеренно калиевой и ее магнезиальной ветви, высококалиевой (ВК) и шошонит-латитовой (ШЛ). Высококалиевые лавы и экструзивные породы вулкана Уксичан, а также пирокластические образования обладают широким спектром парагенезисов минералов: плагиоклаз (Pl), оливин (Ol), ортопироксен (Opx), клинопироксен (Cpx), K-Na полевые шпаты (Fsp), амфибол (Amph), биотит (Bi), титано-

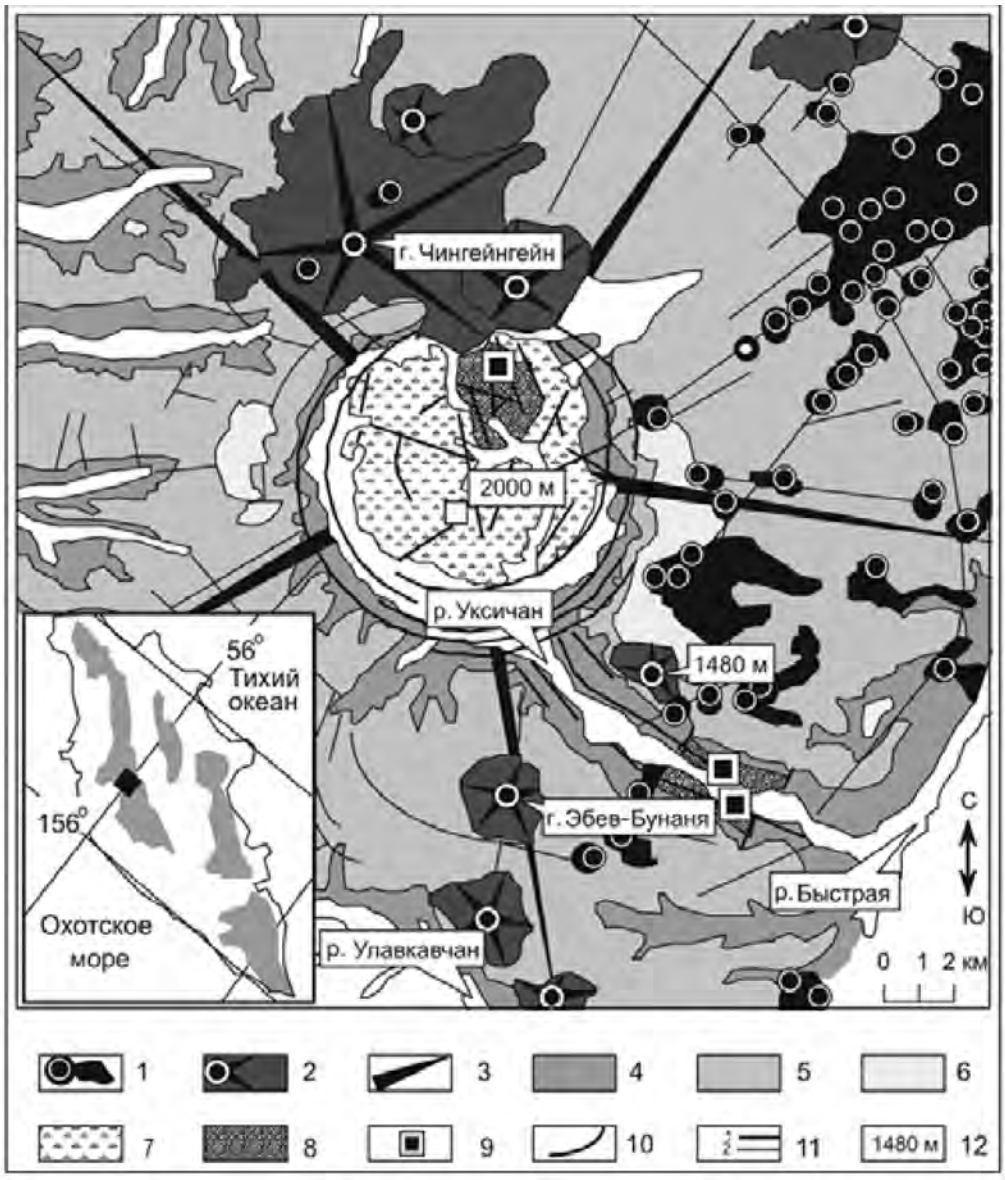


Рис. 5.103. Схема геологического строения вулкана Уксичан.

Схема приводится по работе (Стефанов, Широкий, 1980), с изменениями и дополнениями.

На врезке: положение вулкана Уксичан (залитый знак ромба) и вулканических поясов на территории Камчатки. 1 – верхнеплейстоцен-голоценовые (Q_3-Q_4) ареальные шлаково-лавовые вулканические конусы; 2 – верхнеплейстоценовые (Q_3) щитовые вулканические постройки; 3 – плиоцен-плейстоценовая (N_2-Q_2 (Q_3?)) постройка вулкана Уксичан; 4 – плиоценовые (N_2) вулканогенные комплексы; 5 – нижнеплейстоценовые вулканогенные комплексы (Q_1); 6 – среднеплейстоценовые (Q_2) вулканогенные комплексы; 7 – внутрикальдерный экструзивный комплекс; 8 – миоцен-плиоценовый (N_1-N_2) вулканогенный фундамент; 9 – участки эпитермального оруденения; 10 – кольцевые разрывные нарушения кальдеры; 11 – разрывные нарушения кальдеры, грабена долины р. Уксичан и вулканогенного фундамента (1), другие предполагаемые и дешифрированные разрывные нарушения (2); 12 – максимальные и маркирующие абсолютные высотные отметки, наименования горных сооружений и рек

магнетит (TiMt) – среди вкрапленников; кроме того, в микролитах встречаются ильменит, апатит и сфен. В сравнении с ними в умеренно калиевых вулканитах верхнеплейстоценовых и голоценовых построек района водные минералы и щелочные полевые шпаты отсутствуют.

Составы вкрапленников Pl высококалиевых базальтов варьируют от An_{89} до An_{53}, а среди микролитов присутствуют как Pl (An_{72}-An_{38}), так и анортоклазы ($An_{30–11}Or_{17–39}$) и санидины ($Or_{30–39}$). Вкрапленники Pl из лав ВК-андезибазальтов, ВК-андезитов и латитов имеют более кислый состав (An_{79}-An_{32}) и ассоциируют с микролитами Pl диапазона составов An_{61}-An_{23}, анортоклазами ($An_{35–16}Or_{13–37}$) и санидинами ($Or_{48–54}$). Более кремнекислые лавы вулкана Уксичан (кварцевые латиты, трахидациты) и экстру-

зивные ВК-андезиты и латиты кальдеры имеют Pl состава An_{48-29}, а среди субфенокристаллов и микролитов здесь наблюдаются также Fsp (Or_{34-58}). Трахириодациты обладают двуполевошпатовой ассоциацией вкрапленников. В них широко развиты как Pl (An_{30-21}), так и Fsp (Or_{34-93}).

Большинству типов высококалиевых пород вулкана Уксичан свойственна двупироксеновая ассоциация минералов-вкрапленников. Среди пироксенов преобладают бронзиты ($Wo_{2-5}Fs_{24-30}$) и авгиты (Wo_{28-45} Fs_{13-24}). Кроме них в микролитах обнаружены Mg-пижониты (Wo_{7-9},Fs_{32-41}), салиты, субкальциевые авгиты и гиперстены.

Оливины широко распространены в породах основного состава и реже в трахидацитах, в андезитах встречаются лишь их порфировые разности. По составу оливины являются гортонолитами (вкрапленники – Fo_{86-58}; микролиты – Fo_{60-43}).

Амфиболы характерны для экструзивных ВК-дацитов и трахириодацитов. Они принадлежат группе кальциевых амфиболов: магнезиальные гастингситы, чермакиты, магнезиальные роговые обманки и эденити. Биотиты есть лишь в наиболее кремнекислых экструзивных разностях пород вулкана Уксичан. В ВК-андезитах и латитах зерна этого минерала имеют облик мелких реликтов резорбированных кристаллов, а в трахидацитах и трахириодацитах биотиты (Bi_{32-34}) слагают мелкие идиоморфные кристаллы. Рудные минералы – ильменит и титаномагнетит.

Петролого-геохимические характеристики магматизма вулкана Уксичан. Главные типы пород вулкана Уксичан принадлежат трем петрогеохимическим сериям: умеренно калиевой известково-щелочной, высококалиевой известково-щелочной (ВКИЩ) и шошонит-латитовой (ШЛ) (рис. 5.101). По железо-магниевому отношению эффузивы основного и среднего состава вулкана соответствуют толеитовой серии (рис. 5.102).

Исследования показывают, что породы шошонит-латитовой серии и их игнимбриты по сравнению с вулканитами известково-щелочной серии вулкана и их высококалиевыми разновидностями обладают более высокими концентрациями Ti, P, K, Pb, B, Be, F и РЗЭ, тогда как содержания в них Al, Ca и Sr более низкие. Особое положение по сравнению с близкими по кремнекислотности породами вулкана занимают также внутрикальдерные экструзивные тела ВК-андезитов, ВК-дацитов и латитов заключительного этапа развития вулкана Уксичан. В них заметно более низкие содержания Ti, P, Na, K, Ba, Pb, Sn, Be, F, Zr, Nb, они обогащены Mg, Ni, Co (Перепелов, 1989).

Игнимбриты латитов и кварцевых латитов вулкана Уксичан в отличие от лав отчетливо обогащены калием по сравнению с Rb (K/Rb = 720–870, в лавах – 590–650). При переходе от трахидацитов к трахириодацитам заметна тенденция к падению содержаний Ba и Zn и увеличению – Rb.

Общую направленность геохимической эволюции магматизма для района вулкана Уксичан в плиоцене–голоцене показывает сравнительный анализ разновозрастных базальтоидных лав. Так, в направлении от плиоценовых базальтов вулкана Уксичан к голоценовым базальтоидам района в них последовательно снижаются концентрации K, Na, Rb, Ba, Sr, Pb, Sn, V, F, Be, возрастают содержания Co, Ni, Cr и B и повышается магнезиальность.

Минералого-геохимические и термобарогеохимические исследования показывают, что высококалиевые и субщелочные шошонит-латитовые серии вулкана Уксичан были сформированы в процессе кристаллизационной дифференциации исходных магм состава глиноземистого ВК-базальта.

Геодинамические условия формирования. Эффузивы вулкана Уксичан обладают всеми геохимическими признаками вулканитов надсубдукционных островодужных магм. Это выражается в низком содержании элементов группы HFSE (Ta, Nb, Ti) и повышенном (относительно MORB) – концентраций LILE компонентов (Rb, Ba, Sr, TR) (табл. 5.41), а также в наличии отчетливых минимумов Nb, Th и максимумов Sr, Ba на нормализованных многокомпонентных диаграммах (рис. 5.104). Кроме того, о принадлежности вулканитов магматическим образованиям островных дуг свидетельствуют низкие величины Ti/V и Ni/Co (рис. 5.105), а также положение их на дискриминантных диаграммах Th–Hf–Ta, Th/Yb–Ta/Yb (рис. 5.106, 5.107).

Вместе с тем в плиоцен-четвертичное время в Срединном хребте помимо массового накопления пород надсубдукционного (островодужного) типа получили распространение *породы повышенной щелочности,* которые по своим геохимическим свойствам близки внутриплитным вулканитам континентальных и океанических обстановок. Появление их, как правило, связано с начальными (N_2-Q_1) и конечными (Q_3^3-Q_4) этапами развития вулканического пояса Срединного хребта. Проявляясь практически на одних и тех же территориях, большинство островодужных и внутриплитных лав приурочено к различным структурным элементам. Так, плиоцен-нижнечетвертичные внутриплитные вулканиты располагаются только в тыловой зоне южной части Срединного хребта в длительно развивающихся стратовулканах (Черпук, Белоголовский и др.) и некоторых щитовых (Нюлканда, Лаучачан и др.), где они преобладают. По петрохимическому и минералогическому составу они объединены в щелочно-оливин-базальт-трахит-комендитовую серию (Волынец и др.,

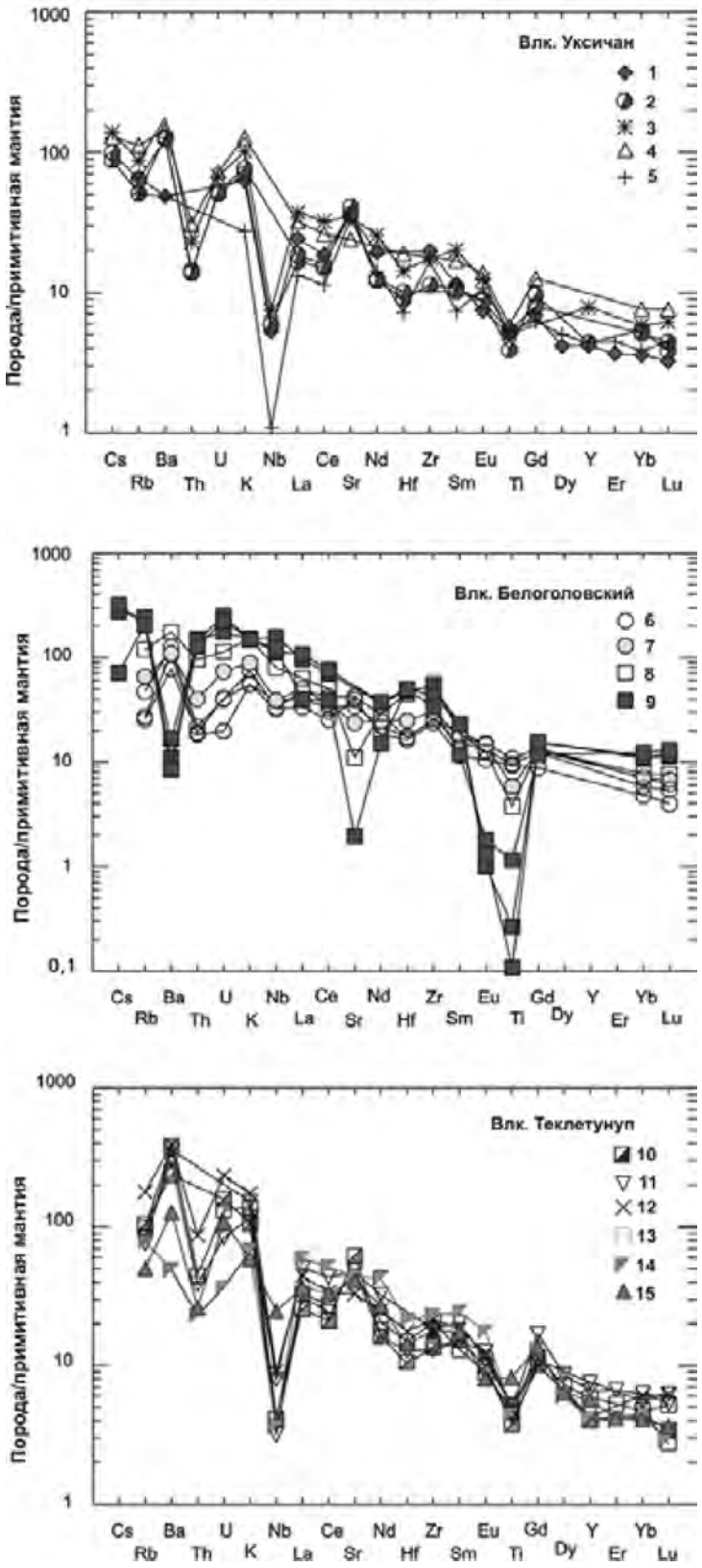


Рис. 5.104. Нормированное по примитивной мантии (Sun, 1982) распределение элементов в породах вулканов Уксичан, Белоголовский и Теклетунуп.

1–5 – вулкан Уксичан: высококалиевые. 1 – базальт, 2 – трахибазальт (Q_{1-2}), 3 – шошонит (Q_{1-3}), 4 – латит (Q_{1-2}), 5 – базальт шлаковых конусов ареального типа (Q_4); 6–9 – вулкан Белоголовский: 6 – базальт и трахибазальт (N_2), 7 – трахиандезит (N_2), 8 – трахит (N_2), 9 – комендит (N_2-Q_1); 10–13 – щитовой вулкан Теклетунуп (N_1^3- N_2^1): 10 – мегаплагиофировый шошонитовый базальт, 11 – шошонитовый базальт и афировый шошонит, 12 – латит, 13 – игнимбрит латита; 14 – абсарокит шлаково-лавового конуса «выс. 1001 м» (Q_3); 15 – высококалиевые и высокотитанистые базальты ареальных шлаковых конусов Q_{3-4}

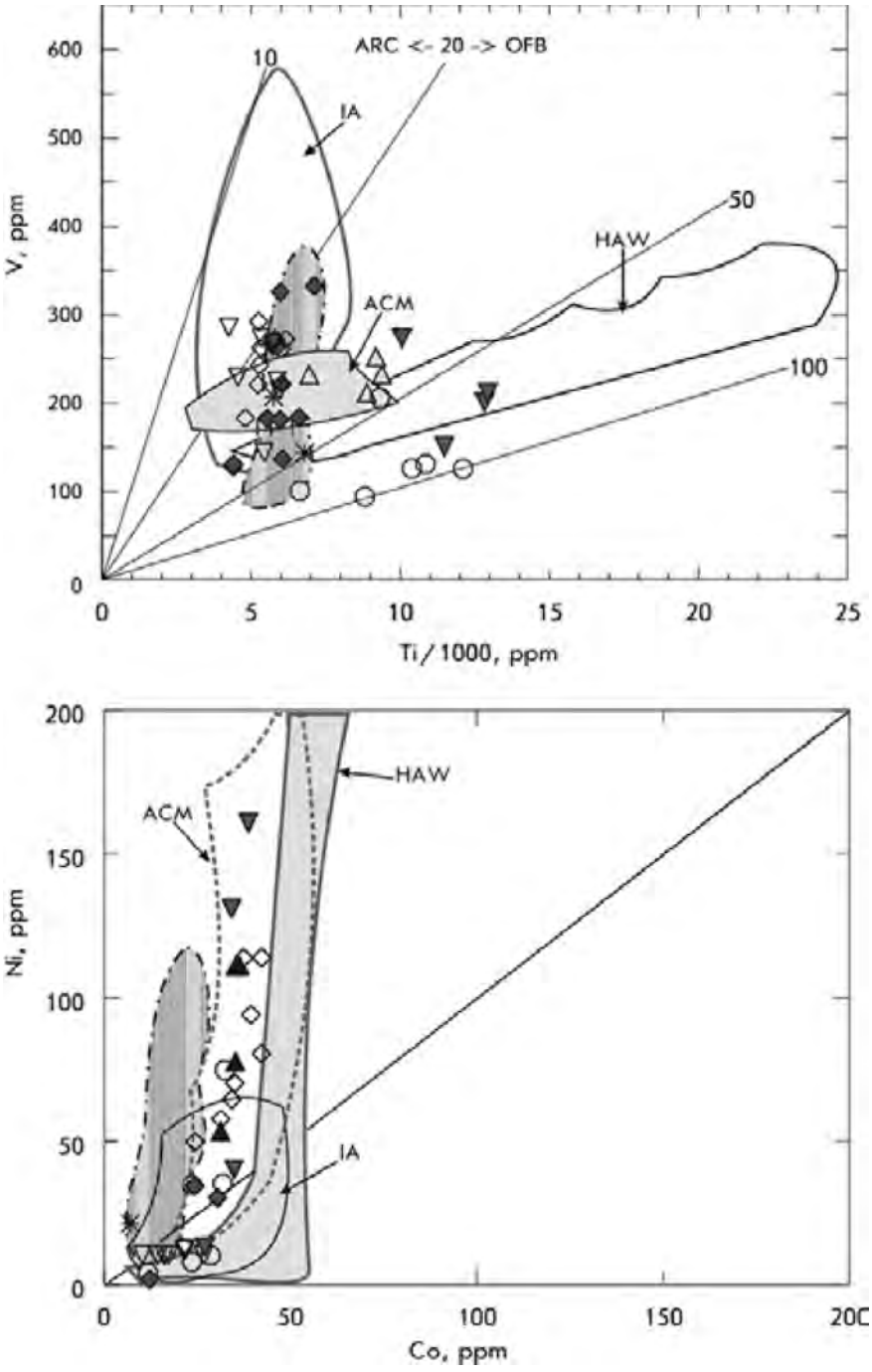


Рис. 5.105. Классификационные диаграммы Ti/100–V (Shervais, 1982) и Ni–Co (Мартынов, 1983) для позднекайнозойских базальтоидов Срединно-Камчатской вулканической зоны.

Полями на диаграмме показаны составы: базальтов Гавайских островов (HAW), базальтов активных континентальных окраин (ACM) и островных дуг (IA) (по: Мартынов и др., 2001); четвертичных базальтов и андезибазальтов междуречья Озерная Камчатка–Левая Яковская (заштриховано). Условные обозначения см. на рис. 5.101 и 5.102

1987, 1990). Что касается позднеплейстоцен-голоценовых щелочных лав, то они встречаются главным образом в региональной линейной зоне ареального вулканизма, где слагают покровы и шлаковые конусы. Эта зона пересекает Срединный хребет в северо-восточном направлении, протягиваясь от районов Дола Геологов и вулкана Кекукнайский к р. Озерная. Такая линейная зона растяжения, по-видимому, отражает начало рифтогенных процессов в Срединном хребте. Подобные породы известны также в районе вулканов Ичинский и Теклетунуп. Все они принадлежат субщелочным и щелочным разностям и обла-

дают, в отличие от островодужных лав, повышенными концентрациями Ti, Nb и Ta и низкими отношениями Th/Ta, La/Ta, Zr/Nb. По химическому и минералогическому составу эти лавы объединяются в щелочно-оливин-базальтовую серию (Волынец и др., 1987, 1990).

Примером проявления магматизма внутриплитного типа в Срединном хребте являются детально изученные О.Н. Волынцом (1987, 1990 и др.) субщелочные и щелочные вулканиты плиоцен-верхнеплейстоценового возраста, расположенные в тыловой части хребта.

Плиоцен-верхнеплейстоценовые щелочные вулканиты Срединно-Камчатской зоны, объединяемые по особенностям минералогического и химического состава в щелочно-оливин-базальт-трахит-комендитовую серию (ЩБТК), представлены щелочными оливиновыми базальтами, трахиандезибазальтами, трахиандезитами, трахитами, кварцевыми трахитами, трахириолитами и комендитами. Все они установлены в крупной Паялпанской кольцевой вулканотектонической депрессии (Патока, 1978), расположенной в тыловой части Срединно-Камчатской зоны, где участвуют в строении стратовулканов (Черпук, Белоголовский и др.) и некоторых щитовых вулканов (Нюлканда, Лаучачан и др.). Среди лав с повышенной щелочностью наиболее широко распространены базальты и андезибазальты, которыми сложена большая часть этих стратовулканов. Кислые породы (трахиты, комендиты) появлялись, как правило, на заключительных стадиях развития вулканов (Черпук, Белоголовский), образовав экструзии, субвулканические тела и дайки.

Петрография. Согласно О.Н. Волынцу с соавторами (1983, 1984, 1990 и др.), доминирующий минерал-вкрапленник в щелочных оливиновых базальтах – оливин и менее распространен плагиоклаз, а пироксен весьма редок. Во вкрапленниках трахиандезитов и трахиандезибазальтов обычны плагиоклаз, клино- и ортопироксен. Кроме того, некоторые разновидности пород содержат фенокристы амфибола и оливина. Особенность темноцветных минералов из основных и средних пород – их повышенная титанистость. Так, амфиболы из андезитов и андезибазальтов соответствуют керсутитам, а клинопироксены из базальтоидов относятся к высококальциевым титанавгитам. В основной массе базальтоидов установлены мелкие выделения лейцита и нефелина в ассоциации с микролитами щелочного полевого шпата. Среди трахитов по ассоциации минералов-вкрапленников выделяются оливин-клинопироксен-двуполевошпатовая и биотит-плагиоклазовая (с редким клинопироксеном) разновидности. Наконец, наиболее кислые разности – комендиты содержат только вкрапленники щелочного полевого шпата и биотита. Для основной массы комендитов характерны кристаллы натриевого амфибола – рихтерита и арфведсонита с довольно высоким содержанием марганца, а также микролитов натриевого феррогенденбергита, эгирин-генденбергита и эгирина. В кислых породах постоянны крупные кристаллы циркона и ортита.

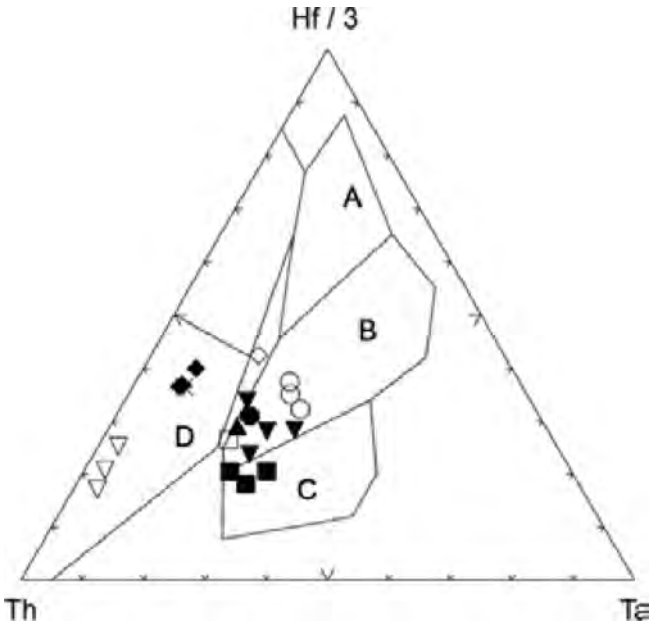


Рис. 5.106. Дискриминантная диаграмма Th–Hf/3–Ta (Wood, 1980) для позднекайнозойских базальтоидов Срединно-Камчатской вулканической зоны

Поля базальтов: A – N-тип MORB; B – E-тип MORB и внутриплитные толеиты; C – внутриплитные щелочные базальты; D – базальты вулканических дуг. Условные обозначения см. на рис. 5.101, 5.102

Петролого-геохимическая характеристика субщелочных и щелочных пород Срединного хребта довольно подробно освещена в работах Н.В. Огородова с соавторами (1972), М.Г. Патоки (1978), В.С. Шеймовича, М.Г. Патоки (1989) и О.Н. Волынца с соавторами (1983, 1984, 1987, 1990 и др.).

По соотношению кремнезема и калия все породы от базальтов до комендитов ЩБТК серии относятся к высококалиевому типу, а по отношению Na_2O/K_2O – к калиево-натриевому ряду. По величине отношения FeO^*/MgO эти породы на диаграмме Миаширо в большинстве случаев попадают в поле пород, обогащенных железом (рис. 5.102).

На классификационной диаграмме $Na_2O+K_2O–SiO_2$ лавы основного и среднего состава располагаются в поле субщелочных пород, тогда как кислые разности ($SiO_2 > 63$ %) попадают как в поле субщелочных, так и в область бесполевошпатовых щелочных образований. Почти все породы ЩБТК серии относятся к высокоглиноземистому типу, причем концентрация Al_2O_3 в породах (от базальтов до кварцевых трахитов) практически не меняется и только в ко-

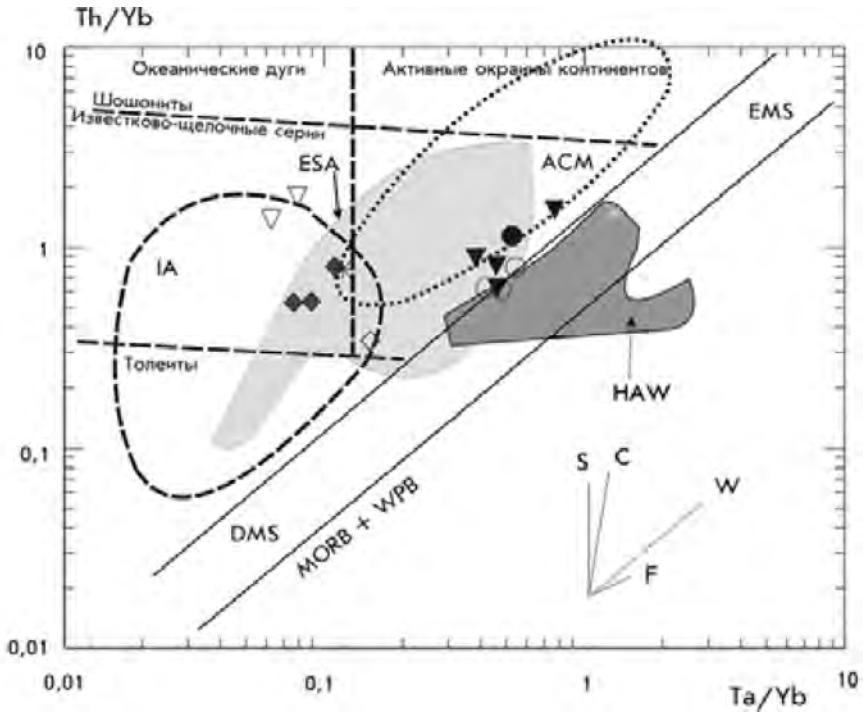


Рис. 5.107. Диаграмма Th/Yb–Ta/Yb (Pearce, 1983) для позднекайнозойских базальтоидов Срединно-Камчатской вулканической зоны.

Полями на диаграмме показаны составы базальтов островных дуг (IA), активных континентальных окраин (ACM) (по: Wilson, 1991), Гавайских островов (HAW), высокоглиноземистых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня (ESA) (по: Мартынов и др., 2001). DMS – деплетированная мантия; EMS – обогащенная мантия; MORB+WPB – тренд базальтов несубдукционных обстановок. Справа показаны тренды изменения состава пород за счет: субдукционных компонентов (S), контаминации (C), компонентов внутриплитных плюмов (W), фракционирования (F). Условные обозначения см. на рис. 5.101, 5.102

мендитах заметно убывает. Поэтому, несмотря на довольно высокое содержание щелочей, коэффициент агпаитности в лавах ЩБТК серии достигает единицы или, как правило в наиболее кислых разностях (комендитах), превышает ее.

Характерная особенность базальтов и андезибазальтов этой серии – высокое содержание в них TiO_2 и P_2O_5, чем они резко отличаются от типичных базальтоидов островных дуг. В целом же с ростом кремнекислотности пород снижается содержание TiO_2, P_2O_5, MgO и CaO. Одновременно увеличивается суммарное содержание щелочей за счет оксидов калия и натрия, причем уже в кварцевых трахитах концентрации K_2O и Na_2O выравниваются.

Геохимической особенностью лав ЩБТК серии является довольно высокий уровень содержания когерентных элементов с амфотерными свойствами – Nb, Ta, Zr и Hf. Вследствие этого в них низкие величины La/Ta, Zr/Nb, Th/Ta, La/Nb отношений, которые выходят за пределы характерных для островодужных вулканитов (Волынец, 1993; Волынец и др., 1984, 1985, 1987). Обращает на себя внимание поведение крупноионных литофильных (Rb, Ba, Sr) и высокозарядных (Zr) некогерентных элементов в эволюции лав базальт-комендитовой серии. Так, концентрация Rb увеличивается при переходе от основных пород к кислым, тогда как содержание Sr убывает (за счет фракционирования плагиоклаза). Содержание Ba достигает максимума в кварцевых трахитах, а затем резко снижается в трахириолитах и комендитах. Аналогично ведет себя Zr.

По распределению РЗЭ породы базальт-комендитовой и щелочных серий разных регионов мира резко обогащены легкими лантаноидами по отношению к тяжелым. В отличие от вулканитов островодужного типа им свойственна большая степень фракционирования РЗЭ, о чем свидетельствует высокое La/Yb отношение (10–26). С ростом кремнекислотности пород от базальтов до комендитов концентрации легких и тяжелых лантаноидов увеличиваются (рис. 5.108). В некоторых случаях (например, вулкан Белоголовский) в комендитах по сравнению с трахириолитами снижены концентрации легких лантаноидов (La и Ce), что, по-видимому, вызвано фракционированием ортита. Другая особенность кислых пород (трахириолита и комендита) – резко выраженный Eu минимум, в то время как в островодужных кислых породах он не так ярок.

Геодинамические условия формирования. Согласно геохимическим данным (Волынец, 1993; Волынец и др., 1984, 1985), выявленным в Срединном хребте, породы базальт-комендитовой серии необходимо относить к внутриплитному геохимическому типу. От островодужных лав их отличают намного более высокие концентрации Ta, Nb, а также TiO_2 (в базальтах) и, соответственно, более низкие – La/Ta, Zr/Nb и Th/Ta, что сближает их с породами континентальных рифтов, в частности с субщелочными базальтами рифта Рио-Гранде. Кроме того, почти на всех диаграммах с участием Nb и Ta лавы базальт-комендитовой серии попадают в поле внутриплитных вулканитов. Подтверждение этому – отсутствие на спайдердиаграммах ярко выраженных минимумов Ta и Nb и максимума Sr, столь характерных для островодужных лав (рис. 5.104).

По мнению О.Н. Волынца (1993), внутриплитные магмы Срединного хребта произошли благодаря взаимодействию обогащенного вещества мантийных плюмов, поднимавшихся с больших глубин, с деплетированой мантией MORB-типа в области мантийного клина над зоной субдукции. Подъем мантийных плюмов вызван глубокими расколами континентального блока в результате смещения зоны субдукции с запада на восток в конце миоцена–начале плиоцена. Другие исследователи (Авдейко и др., 2002) предполагают, что внутриплитные серии Срединного хребта формировались в связи с частичным плавлением верхней части океанической коры горячим веществом подсубдукционной мантии, поступающей по разрывам субдуцируемой плиты.

Наряду с островодужными и внутриплитными породами в вулканическом поясе Срединного хребта распространены породы, по своим геохимическим признакам переходные. Они есть как среди продуктов ареального вулканизма (плато хр. Козыревский), так и в крупных вулканических центрах осевой и тыловой части Срединного хребта (вулканы Большая Кетепана, Теклетунуп, Малетоуин и др.).

В качестве примера приведем описание пород детально изученного вулкана Теклетунуп, в котором установлены вулканиты подобного геохимического типа.

Вулкан Теклетунуп расположен на западном склоне вулканического пояса Срединного хребта на границе с Западно-Камчатской структурно-формационной зоной, в междуречье рек Мутная на севере и Халчингеваям на юге.

Вулкан Теклетунуп представляет собой существенно эродированное горное сооружение площадью около 240 км^2. Постройка достигает в диаметре 15–18 км и пересекается крупной субширотной троговой долиной (рис. 5.109). Объем изверженного материала этого вулкана примерно 56 км^3 (Огородов и др., 1972). Фундамент вулканического сооружения сложен породами миоценовой (N_1) вулканогенно-осадочной толщи. Туфопесчаники и туфогравелиты фундамента перекрыты вулканомиктовыми конгломератами мощностью до 2–3 м, которые образовались здесь перед началом плиоцен-четвертичной вулканической деятельности. Возрастное расчленение вулканогенных толщ в районе основано на данных Л.В. Заботкина (ПГО «Камчатгеология»), а также Г.А. Ильиной, которая для пород нижней части вулканогенных разрезов постройки приводит значение в 2,85 ± 0,5 млн лет (K-Ar датирование).

В истории формирования вулкана Теклетунуп выделяются две стадии. Первая стадия связана с формированием щитового вулкана, осложненного неглубокой кальдерой и характеризующегося субщелочным шошонит-латитовым магматизмом (N_2); вторая – с развитием стратовулкана, сложенного вулканитами нормальной щелочности, и образованием экструзивно-интрузивных пород – в центральной части вулкана (Q_1-Q_2).

Начало формирования плиоценового щитового вулкана связано с образованием исключительно мощного (70–90 м) и протяженного (12 км) покрова мегаплагиофировых шошонитовых базальтов, который залегает на вулканогенно-осадочном фундаменте. Далее эволюция вулкана протекает в целом гомодромно – от шошонитовых базальтов к латитам, однако в разрезах наблюдается сложное чередование субщелочных лав различного состава и петрографического облика: субафировые-редкопорфировые шошонитовые базальты, порфировые шошониты, афировые-субафировые шошониты, латиты и их игнимбриты. Латиты слагают только верхние горизонты разрезов (потоки 7–8 м мощности). Пирокластические отложения плиоценовой постройки связаны с формированием игнимбритов. Покров латитовых игнимбритов венчает разрез вулкана. Они залегают в неглубокой кальдере, борта которой скрыты под лаво-пирокластическими четвертичными образованиями. Вблизи центра вулкана обнаруживаются субвулканические латиты, фиксирующие, вероятно, места магмоподводящих каналов.

Извержения игнимбритов латитов и последующие редкие излияния шошонитов завершают формирование плиоценового щитового вулкана Теклетунуп и эволюцию шошонит-латитовой серии.

Аналогичные мегаплагиофировые шошонитовые базальты одновременно были проявлены на Западной Камчатке. Они слагают ряд экструзивных тел и останцов крупных лавовых плиоценовых покровов в районе Шадринских сопок и бассейна р. Пирожникова в северной части Тигильского поднятия (Волынец, 1993; Гузиев, 1966; Перепелов, 1989). Это свиде-

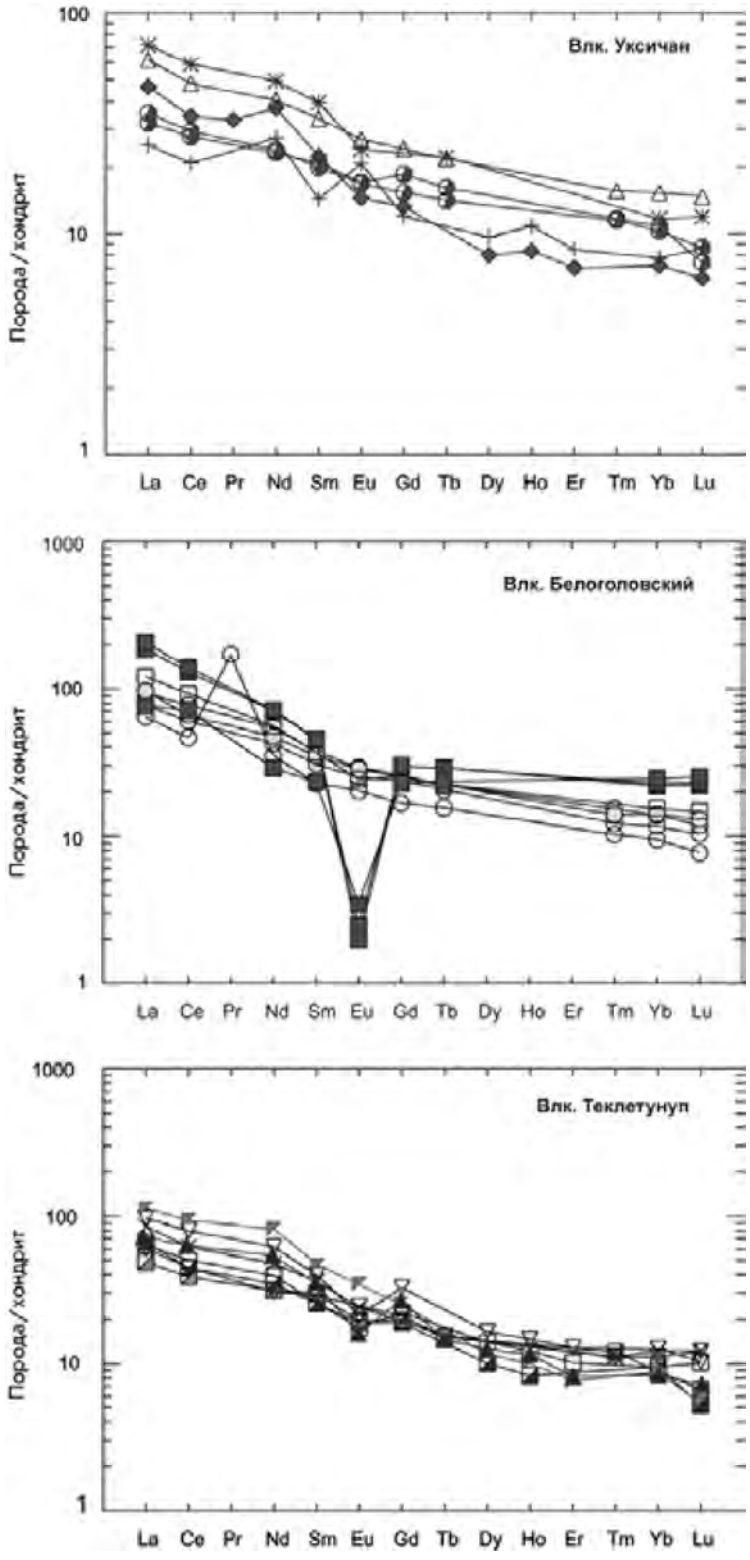


Рис. 5.108. Нормированное по хондриту (Nakamura, 1974) распределение редкоземельных элементов в породах вулканов Уксичан, Белоголовский и Теклетунуп.

Условные обозначения см. на рис. 5.104

тельствует о простирании и в задуговых областях ареала субщелочного калиевого магматизма в плиоцене.

Развитие стратовулкана Теклетунуп начинается в раннем плейстоцене с извержения базальтов и пирокластических пород. Затем накопилась лаво-

пирокластическая толща, в которой есть плагиопорфировые базальты, а также андезибазальты, андезиты, андезидациты и дациты. Самые молодые андезиты в разрезах демонстрируют общую гомодромную направленность эволюции состава пород в формировании вулкана. В экструзиях, главным образом дацитовых, есть фации риодацитов небольшого объема – продукты заключительного этапа четвертичной истории вулкана Теклетунуп. В центральной его части, в наиболее глубоких врезах долины р. Теклеваям обнаружены также интрузивные образования, которые часто несут признаки интенсивного гидротермального преобразования. Здесь выделяются тела и дайки лейкократовых габбро, габбро-диоритов, диоритов, микродиоритов, диоритовых порфиритов и реже гранодиоритов мощностью от 1,5 до 15 м.

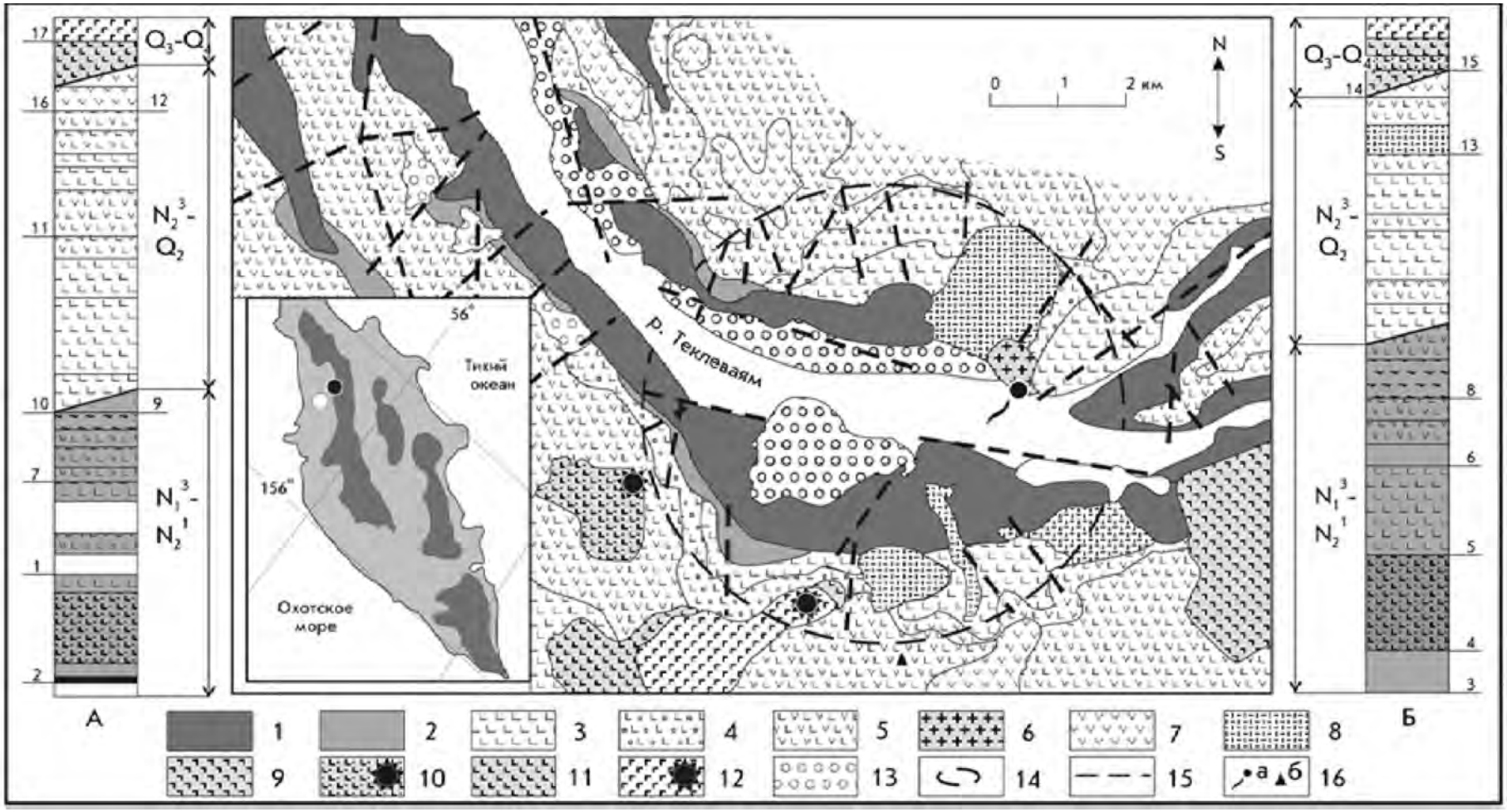
Вулканическая деятельность завершается формированием верхнеплейстоцен-голоценовых вулканических построек, которые сложены базальтами. Их образование отделено по времени от этапа формирования постройки вулкана Теклетунуп. Вблизи его центра, на плато левого борта долины р. Теклеваям в вехнем плейстоцене–голоцене сформировались шлаково-лавовые конусы высококалиевых пород. Так, крупная верхнеплейстоценовая постройка («выс. 1001 м») сложена абсарокитами с ксенолитами верлитов и пироксенитов размером от 1–3 до 8 см в поперечнике и редкими мелкими включениями дунитов.

Петрография. Главными петрографическими признаками пород шошонит-латитовой серии вулкана Теклетунуп являются: мегаплагиофировые структуры крупных объемов лав шошонитовых базальтов; присутствие в них наряду с плагиоклазами микролитов и реже субфенокристаллов K-Na полевых шпатов; наличие среди вкрапленников клинопироксена при менее значительном распространении оливина и отсутствие вкрапленников и микролитов ортопироксенов, а также развитие в породах крупных выделений рудных минералов (титаномагнетита и в мегаплагиофировых разностях – самородной Cu), реже – выделений анальцима.

Отличительная особенность афировых, субафировых, редкопорфировых шошонитовых базальтов – крайне слабое распространение в них вкрапленников оливина и клинопироксена, тогда как в большинстве шошонитов, латитов и их игнимбритов мелкие субфенокристаллы этих минералов обычны. Характерная черта игнимбритов – хорошо выраженная флюидальность стекловатой основной массы, состоящей из двух типов стекла, различающихся интенсивностью цвета, которые на макроуровне определяют появление крупных (до 6–8 см) линзовидных фьямме. Во всех типах пород ШЛ серии среди микролитов много апатита, а в редкопорфировых шошонитах и некоторых латитах – единичные реликты измененного амфибола.

Развитие оливин-клинопироксеновой ассоциации вкрапленников темноцветных минералов отличает шошониты и латиты вулкана Теклетунуп от соответствующих пород тыловой зоны Южной Камчатки (вулканы Явинский, Большая Ипелька) и осевой зоны Срединного хребта (вулкан Уксичан). Породам последних свойственны двупироксеновые парагенезисы (реже с оливином). А в шошонит-латитовых лавах Западной Камчатки (бассейн р. Напана, гора Седло и др.) среди вкрапленников темноцветных минералов непременно присутствуют амфиболы и биотиты (Антипин и др., 1987; Волынец и др., 1987; Гузиев, 1966; Перепелов, 1989).

Породы известково-щелочной серии вулкана Теклетунуп отличаются от других типов вулканитов исследуемого района прежде всего широким развитием в базальтоидах ортопироксенов, а в кислых разностях – амфибола и слюды. Лишь начиная с андезитов в породах ИЩ серии отмечаются микролиты клинопироксенов, а также резорбированные субфенокристаллы амфибола. В андезидацитах и дацитах амфибол присутствует в виде вкрапленников и микролитов, а в дацитах и риодацитах наряду с редкими вкрапленниками биотита появляются микролиты K-Na полевого шпата и ильменита, что является их специфической особенностью. В риодацитах, кроме того, есть вкрапленники кварца. Характерная черта андезибазальтов и андезитов вулкана – присутствие в них включений лейкократовых габброидов и минералов мегакристовой ассоциации. Среди мегакристов установлены крупные амфиболы (до 1 см) и сходные по размерам плагиоклазы. Габброидные включения (от 5–8 до 20 см в поперечнике), а также их ороговикованные и рассланцованные разности обнаруживаются в виде округлых, вытянутых и угловатых обломков. Породы молодых верхнеплейстоцен-голоценовых построек района вулкана Теклетунуп, среди которых обнаружены умеренно калиевые известково-щелочные и высококалиевые лавы, также имеют различные петрографические характеристики. Базальты содержат вкрапленники плагиоклаза, клинопироксена и оливина с преобладанием плагиоклазовой составляющей, а абсарокиты шлаково-лавового конуса «выс. 1001 м» резко отличаются от всех пород района выраженной крупнопорфировой структурой и значительными количествами оливина – практически единственной фазы вкрапленников. Минеральный состав абсарокитов очень сходен с одноименными образованиями палеоген-неогенового ареала калиевого щелочного магматизма Западной Камчатки (Ан-


Q3-Q
N2 3-Q2
N1 3-N2 1
А
Б
N
S
0 1 2 км
р. Теклеваям
Тихий океан
Охотское море
56°
156°
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
а
б

типин и др., 1987; Волынец и др., 1987; Гузиев, 1966; Перепелов, 1989).

Петролого-геохимические аспекты магматизма вулкана Теклетунуп. Положение пород ШЛ серии этого вулкана на классификационной диаграмме K_2O–SiO_2 (рис. 5.101) показывает устойчивое возрастание калиевой щелочности пород в эволюционном ряду шошонитовые базальты–шошониты–латиты. На диаграмме Миаширо они в большинстве случаев располагаются в поле толеитовой серии (рис. 5.102).

В эволюции составов пород ШЛ серии в направлении к латитам снижаются концентрации петрогенных (MgO, CaO и P_2O_5) и редких элементов (Sr, Cu, Co и V), тогда как концентрации Na_2O, Ba, Pb, B и редкоземельных элементов (REE) возрастают (табл. 5.41). Значимые отрицательные аномалии Eu/Eu* (0,59–0,73) характерны здесь только для афировых и стекловатых разностей пород (шошониты, латиты и их игнимбриты) (рис. 5.108). Мегаплагиофировые шошонитовые базальты в связи с обогащенностью полевошпатовой составляющей обособлены от общего тренда шошонитов и латитов высокими содержаниями Al_2O_3, CaO и Sr. Им свойственны и более низкие концентрации TiO_2, FeO, MgO, Ba, Zn, B, F и REE.

Важно отметить, что в порфировых шошонитах и игнимбритах латитов по отношению к другим типам пород субщелочной серии несколько повышены концентрации летучих компонентов – B и F. От пород ИЩ серии, слагающих стратовулкан Теклетунуп, шошонитовые базальты, шошониты и латиты отличаются более низкими содержаниями TiO_2, FeO*, MgO и CaO и высокими P_2O_5, Ba, Sr, Pb, Zr, LREE, Th и U, а концентрации в шошонитовых базальтах Cu аномально высокие (до 410 г/т). Степень фракционирования REE на уровне базальтоидных составов пород по сравнению с ИЩ серией в них существенно выше.

Абсарокиты шлаково-лавового конуса «выс. 1001 м» выделяются среди субщелочных вулканитов района высокой магнезиальностью и большими содержаниями Co, Ni и Cr, а также повышенными концентрациями редкоземельных элементов и степенью их фракционирования. Они значительно обеднены TiO_2, Al_2O_3, Na_2O, Ba, Sr, Ta и Nb.

Относительно умеренно калиевых вулканитов Восточной Камчатки и умеренно и высококалиевых лав осевой зоны Срединного хребта породы ШЛ серии отличаются пониженными содержаниями TiO_2, FeO, MgO, CaO, Zn и B и более высокими – P_2O_5, Ba, Sr, Rb, Pb, Cu, F, U и Th. Степень фракционирования REE в них значительно выше (La/Yb = 8,1–11,5), чем в породах вулканов Гамченского хребта Восточной Камчатки (La/Yb = 2–4) и вулкана Уксичан (La/Yb = 4–9) (Антипин и др., 1987; Важеевская и др., 1987).

Геодинамические условия формирования. Геохимические особенности субщелочных калиевых пород вулкана Теклетунуп показаны на спайдердиаграмме распределения гигромагматофильных элементов (рис. 5.104). В шошонитовых базальтах тренды распределения элементов обладают глубокими

Рис. 5.109. Схема геологического строения вулкана Теклетунуп.

Схема составлена А.Б. Перепеловым на основе картографических материалов Л.В. Заботкина (1974 г.), И.Т. Демидова и Г.А. Ильиной (1981–1984 гг.) (фондовые материалы), с изменениями и дополнениями.

На врезке: положение вулкана Теклетунуп (залитый знак кружка), экструзий Шадринских сопок (пустой знак кружка) и вулканических поясов на территории Камчатки.

Верхний миоцен–нижний плиоцен (N_1^3-N_2^1), щитовой вулкан Теклетунуп: 1 – лавы мегаплагиофировых шошонитовых базальтов, реже шошонитов и шошонитовых базальтов, их агглютинаты, прослои туфопесчаников, туфогравелитов, туфоконгломератов и туфоаргиллитов; 2 – лавы и игнимбриты латитов, реже шошонитов, их агглютинаты, туфобрекчии, псаммитовые и псефитовые туфы, прослои туфопесчаников, туфоалевролитов.

Верхний плиоцен–средний плейстоцен (N_2^3-Q_2), стратовулкан Теклетунуп: 3 – лавы базальтов, их агглютинаты и туфобрекчии; 4 – лавы базальтов и их плагиофировых разностей, реже андезибазальтов, туфы и туфобрекчии базальтового состава (преимущественно туфы); 5 – лавы андезибазальтов, реже базальтов, их плагиофировых разностей, агглютинаты, агломератовые, псаммитовые и псефитовые туфы того же состава; 6 – субвулканические и интрузивные тела габбро-диоритов, диоритов, реже гранодиоритов с эндоконтактовыми зонами дробления, окварцевания и сульфидизации; 7 – лавы андезитов, андезидацитов, реже андезибазальтов, их агглютинаты, агломератовые и псефитовые туфы; 8 – экструзии андезитов, андезидацитов, дацитов и риодацитов.

Верхний плейстоцен–голоцен (Q_3-Q_4): 9 – вулкан Алнгей (Q_3), лавы, агглютинаты и туфы базальтов, андезибазальтов; 10 – шлаковый конус «выс. 1001 м», лавы и агглютинаты абсарокитов с ксенолитами верлитов, пироксенитов и габбро (Q_3); 11 – ареальный шлаковый конус с лавами умеренно калиевых известково-щелочных базальтов (Q_3-Q_4?); 12 – то же, лавы высокотитанистых высококалиевых базальтов; 13 – современные обвальные и делювиальные отложения.

Другие обозначения: 14 – условные границы плиоценовой кальдерной депрессии; 15 – разрывные нарушения (предполагаемые и дешифрированные); 16 – место выходов термальных источников «Вольнцовские» (а) и максимальная (1395 м) высотная отметка (б).

Условные обозначения к сводным геологическим разрезам (А – северный и Б – южный сектор вулканического сооружения): 1 – туфопесчаники, туфоаргиллиты, туфогравелиты и туфоконгломераты; 2 – конгломераты; 3 – агломератовые и псефитовые туфы шошонитовых базальтов; 4 – лавы мегаплагиофировых шошонитовых базальтов; 5 – лавы шошонитовых базальтов; 6 – агломератовые и псефитовые туфы шошонитов; 7 – лавы шошонитов и латитов; 8 – игнимбриты шошонитов и латитов; 9 – агломератовые и псефитовые туфы шошонитов и латитов, связанные с формированием игнимбритов; 10 – лавы базальтов; 11 – лавы андезибазальтов; 12 – лавы андезитов; 13 – лавы андезидацитов; 14 – лавы базальтов, андезибазальтов и туфы вулкана Алнгей; 15 – лавы абсарокитов «выс. 1001 м», 16 – лавы умеренно калиевых известково-щелочных базальтов; 17 – лавы высокотитанистых высококалиевых базальтов.

Наклонными границами показано положение стратиграфических несогласий между разновозрастными комплексами пород

Таблица 5.41

Содержание петрогенных (в мас.%) и микроэлементов (в г/т) в изверженных породах Срединного хребта

Параметры	Номер образца													
	ЮС-7	ЮС-5	ЮС-60	ЮС-55	856	6522*	884	862	893	6676*	925/2	871	ES-794	876
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Фронтальная зона				Осевая зона									
SiO_2	53,00	54,23	53,30	53,40	49,75	52,05	52,78	54,57	58,55	56,58	58,55	58,64	68,50	50,47
TiO_2	1,04	1,04	1,10	1,08	0,94	0,97	0,98	0,95	0,99	0,95	1,07	1,06	0,51	1,0
Al_2O_3	19,93	19,17	15,98	16,42	15,79	17,41	19,61	17,61	16,95	17,79	16,44	16,41	16,37	17,40
Fe_2O_3	3,01	1,66	3,94	4,08	5,56	2,40	3,34	3,23	3,52	2,02	3,96	3,53	1,72	2,94
FeO	4,39	5,88	5,08	4,05	3,89	6,71	4,04	5,03	4,04	5,14	3,68	4,06	0,43	6,73
MnO	0,11	0,13	0,14	0,14	0,17	0,17	0,15	0,16	0,17	0,14	0,15	0,16	0,05	0,16
MgO	3,26	3,92	6,38	6,12	8,26	5,09	2,96	4,30	2,40	2,45	2,22	2,17	0,16	7,36
CaO	7,65	7,62	8,21	8,63	9,44	8,66	8,81	7,77	5,44	6,45	4,97	4,90	0,65	9,76
Na_2O	3,71	3,62	3,01	3,58	2,47	3,12	3,47	3,38	4,42	3,82	4,21	4,28	4,63	2,80
K_2O	1,90	1,79	1,50	1,60	1,98	2,16	2,03	2,25	2,67	3,22	3,84	3,75	5,72	0,87
P_2O_5	0,30	н.а.	0,32	0,32	0,48	0,40	0,41	0,41	0,49	0,53	0,62	0,60	0,03	0,21
H_2O	0,20	н.а.	0,09	0,09	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
п.п.п	1,02	0,94	0,57	0,57	1,09	0,66	0,10	0,0	0,40	0,62	0,09	0,21	1,03	0,08
Сумма	99,52	99,90	99,62	99,62	99,82	99,79	99,58	99,66	100,0	99,72	99,80	99,77	99,80	99,78
Ni	12	14	37	33	140	26	17	30	н.а.	7	16	13	3	80
Co	12	14	18	22	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	10	н.а.
Cr	9	22	100	87	300	45	23	46	н.а.	19	н.а.	н.а.	5	226
V	180	240	170	120	260	262	320	н.а.	180	205	180	190	16	260
Rb	35	40	29	34	36	31	24	23	29	48	32	54	83	28
Ba	587	558	392	428	300	816	600	800	1200	1090	1300	н.а.	1100	300
Sr	706	738	536	678	670	702	900	750	690	650	580	600	130	630
Pb	4	4	2	3	14,5	8,5	6,0	6,1	8,6	12	15	н.а.	18,0	3,0
Zr	150	170	120	160	190	123	220	220	185	171	200	205	370	165
Hf	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	3,93	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
La	23	21	13	13	15	13	13	15	17	23,3	27	21	16	8,3
Ce	48	36	27	29	29	29	30	33	33	50,4	43	46	24	18
Pr	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	4,2	н.а.	4	4,1	3,3	н.а.	5,4	3,7	4,5	н.а.
Nd	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	23	18	20	20	23	30,7	30	34	16	17
Sm	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	4,5	5,5	4,8	5,0	6,6	7,91	7,8	5,2	5,0	2,9
Eu	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	1,1	1,8	1,7	1,1	1,9	1,85	2,3	1,8	1,2	1,6
Gd	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	3,6	5,8	4,9	4,3	7,8		9,0	6,9	5,1	3,3
Tb	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	1,1	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Dy	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	2,7	4,8	3,9	3,4	5,7	н.а.	5,8	5,5	4,3	3,3
Ho	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0,63	1,05	0,83	0,80	1,3	н.а.	1,3	1,2	0,73	0,83
Er	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	1,55	1,8	2,2	1,9	3,3	н.а.	3,4	3,2	2,9	1,9
Yb	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	1,55	3,0	2,0	1,9	3,5	2,55	3,9	3,2	2,9	1,7
Lu	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0,21	0,23	0,25	0,28	0,38	0,4	0,42	0,37	0,27	0,29
Nb	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	3,4	3,8	1,3	3,3	3,3	4,8	4,0	4,6	7,4	0,7
Y	22	26	20	22	16	17	21	18	23	30,2	27	26	22	17
Ta	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0,3	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Th	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	1,98	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Sc	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	21	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Cs	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
U	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	1,47	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.

Окончание табл. 5.41

Параметры	Номер образца													
	7319*	1006	7304*	981	982	7306*	1007	7311*	7343*	1020	В-6254	В-6256	В-6262	В-6407
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Тыловая зона														
SiO_2	51,45	49,51	52,96	55,09	53,52	55,82	57,19	57,37	57,26	48,78	48,00	49,12	63,07	72,60
TiO_2	0,69	0,73	0,96	0,93	0,88	0,92	0,85	0,97	0,88	0,84	1,72	1,80	0,71	0,22
Al_2O_3	20,27	19,61	17,73	17,47	18,83	17,46	17,00	16,68	17,75	14,36	18,57	18,05	17,56	13,60
Fe_2O_3	4,66	3,99	5,66	5,56	3,80	6,04	3,42	4,75	3,58	3,81	6,64	4,51	4,25	1,07
FeO	2,24	3,41	2,96	2,24	4,04	1,62	2,78	2,41	2,06	5,66	5,23	7,82	0,60	0,99
MnO	0,13	0,14	0,17	0,12	0,18	0,19	0,19	0,17	0,14	0,17	0,12	0,14	0,13	0,06
MgO	2,71	3,78	2,96	1,71	2,85	1,86	2,05	1,89	1,93	10,54	5,81	4,00	0,96	0,30
CaO	8,45	8,06	6,89	5,05	7,20	5,22	4,24	4,63	3,49	10,31	7,41	8,18	1,97	1,14
Na_2O	3,26	2,93	3,83	4,24	3,85	4,28	4,14	4,56	4,19	2,37	4,04	4,18	5,90	5,54
K_2O	3,32	3,45	3,65	4,76	3,24	4,02	4,30	4,14	5,43	2,12	1,75	1,78	4,86	4,80
P_2O_5	0,57	0,79	0,69	0,81	0,69	0,63	0,47	0,68	0,59	0,29	0,52	0,30	0,25	0,10
H_2O	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
п.п.п	1,97	3,14	1,15	1,68	0,51	1,60	2,94	1,43	1,85	0,25	0,40	0,30	0,11	0,36
Сумма	99,72	99,54	99,61	99,66	99,51	99,66	99,57	99,68	99,15	99,50	100,21	100,18	100,37	100,72
Ni	10	12	10	10	10	10	10	10	10	180	35	10	н.а.	н.а.
Co	26	21	24	14	16	17	10	13	10	39	31,6	28,4	0,4	0,7
Cr	55	25	53	20	20	20	20	20	20	500	26	11	5	н.а.
V	278	220	378	260	270	270	140	210	140	300	125	130	н.а.	н.а.
Rb	57	78	46	41	42	32	53	40	96	43	14	15	66	115
Ba	1440	1500	1828	2200	1900	2100	2300	2300	2400	300	485	668	1102	53
Sr	1140	1430	897	870	1160	960	860	840	600	820	740	647	206	37
Pb	19	15	13	н.а.	13	23	19	27,0		3,2	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Zr	129	270	124	176	95	160	195	157	204	225	230	249	545	330
Hf	2,8	4,9	3,5	н.а.	1,6	н.а.	4	н.а.	н.а.	5,8	4,5	4,8	12,6	14,0
La	15,6	21,0	19,4	31,0	26,0	20,0	20,0	24,0	27,2	37,0	21,0	25,2	39,8	25,1
Ce	32,6	37,0	37,8	67,0	43,0	47,0	42,0	54,0	51,8	80,	39,9	51,8	80	62
Pr	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Nd	19,2	21,0	18,9	38,0	27,0	32,0	24,0	39,0	29,1	51,0	22,0	26,6	35,2	18,2
Sm	5,9	5,0	5,8	7,9	5,9	н.а.	5,0	н.а.	7,1	9,5	4,56	6,19	7,49	4,72
Eu	1,45	1,40	1,85	1,60	1,90	н.а.	1,30	н.а.	1,80	2,60	1,55	1,92	1,85	0,27
Gd	5,3	5,0	5,7	8,8	6,9	н.а.	5,9	н.а.	5,2	6,9	4,6	6,5	7,0	6,3
Tb	0,73	н.а.	0,74	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0,75	н.а.	0,77	1,02	1,11	1,17
Dy	н.а.	3,3	н.а.	5,5	4,3	н.а.	4,6	н.а.	н.а.	3,9	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Ho	н.а.	0,61	н.а.	1,10	0,75	н.а.	0,90	н.а.	н.а.	0,76	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Er	н.а.	н.а.	н.а.	2,80	2,20	н.а.	2,20	н.а.	н.а.	1,70	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Yb	1,90	2,0	2,40	2,70	2,40	н.а.	2,0	н.а.	2,60	1,90	2,08	2,56	3,38	5,40
Lu	0,22	0,17	0,40	0,34	0,26	н.а.	0,33	н.а.	0,40	0,18	0,26	0,35	0,50	0,86
Nb	2,6	4,9	2,0	5,0	1,6	3,0	2,6	3,4	6,0	2,3	20,7	25	52	80
Y	15,4	15,0	28,9	25,0	23,0	27,5	22,0	33,2	н.а.	16,0	н.а.	н.а.	29	25
Ta	0,15	0,40	0,15	н.а.	н.а.	н.а.	0,20	н.а.	н.а.	0,20	1,13	1,07	3,29	6,78
Th	3,4	н.а.	3,3	н.а.	н.а.	3,4	3,8	5,0	7,4	2,0	1,65	1,6	8,4	11,3
Sc	16	52	20	н.а.	17	19	90	20	н.а.	39	25,5	21	8,7	6,7
Cs	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0,25	0,21	1,0	0,5
U	2,1	н.а.	1,8	н.а.	н.а.	2,4	2,8	2,4	5,0	0,8	0,89	0,43	2,5	5,0

*Данные (№ обр.) из коллекции О.Н. Волынца.

Примечание. 1–4 – базальты и андезибазальты междуречья Озерная Камчатка–Левая Яковская (Q_1); 5–13 – вулкан Уксичан (N_2^3-Q_2 (Q_3?): 5–8 – высококалиевые базальты, андезибазальты, 9 – высококалиевый андезит, 10 – шошонит, 11, 12 – афировые латиты, 13 – трахириодацит; 14 – базальт ареальных шлаковых конусов района вулкана Уксичан (Q_4); 15–24 – вулкан Теклетунуп: 15, 16 – мегаплагиофировые шошонитовые базальты, 17 – шошонитовый базальт, 18, 19 – шошониты, 20 – игнимбрит шошонита, 21 – игнимбрит латита, 22, 23 – латиты; 24 – абсарокит вулканической постройки «выс. 1001 м» (Q_3); 25–28 – вулкан Белоголовский (Волынец и др., 1990): 25, 26 – базальт (Ng_2), 27 – трахит (Ng_2), 28 – комендит (Ng_2-Q_1). н.а. – не анализировались.

Методы анализа: петрогенные окислы – RFA; Rb, Ba, Sr – XRF, INNA; Zn, Pb, Sn, Cu, Co, Ni, Cr, V, Sc, B, Be, F – химический спектральный, атомно-абсорбционный, INNA; Ta, Nb, Zr, Hf – химический спектральный, INNA; TR – INNA (La*), химический спектральный; Th, U – гамма-спектральный, INNA. Анализы выполнены в лабораториях Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

минимумами Th и Nb и максимумами – Ba, K и Sr, что характерно для известково-щелочных серий пород островных дуг и активных континентальных окраин (Волынец и др., 1987, 1990; Волынец, 1993; Перепелов, 1989). На диаграммах Th–Hf–Ta и Th/Yb–Ta/Yb (рис. 5.106, 5.107), Ti–V и Ni–Co (рис. 5.105) они относятся к породам островных дуг и активных континентальных окраин.

С другой стороны, в вернеплейстоцен-голоценовое время на вулкане Теклетунуп формировались абсарокитовые магмы, лишенные максимумов Ba и Sr (рис. 5.104). Ассоциирующие с ними высококалиевые и высокотитанистые базальты ареальных шлаковых конусов по распределению гигромагматофильных элементов сходны с одноименными породами окраинно-континентального рифта Рио-Гранде (Волынец, 1993; Перепелов, 1989). От островодужных магм эти базальты отличаются большими величинами отношений Ti/V (30–42) и Ni/Co (1,7–3,3), а также повышенным содержанием некоторых некогерентных элементов (Nb, Ce, Nd, Ti и др.), вследствие чего на их спайдердиаграммах слабо выражен минимум Nb и максимум Sr. На диаграмме Th–Hf–Ta базальты располагаются в поле базальтов E-типа MORB и внутриплитных толеитов.

Принимая во внимания эти данные, а также ареальный характер излияния высокотитанистых базальтов, можно предположить, что их формирование в отличие от островодужных лав связано с более глубокими горизонтами менее метасоматизированного мантийного субстрата и происходило в условиях прекращения субдукции и начала рифтогенных процессов. На этом этапе в магмообразовании возможно участие теплового и восстановленного флюида из астеносферной мантии.

АНОМАЛЬНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ СОВРЕМЕННЫХ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ

КОРЯКСКО-КАМЧАТСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Помимо собственно островодужных серий, которые являются индикаторами орогенной обстановки на конвергентных границах литосферных плит во многих островодужных системах и на активных континентальных окраинах, проявлен особый тип вулканизма, который по петрохимическим и геохимическим особенностям близок внутриплитным вулканитам, развитым в континентальных и океанических областях. Он характеризуется некоторыми общими признаками, которыми отличается от обычных островодужных базальтоидов. Это несколько пониженная кремнеземистость пород, повышенная щелочность, более высокие концентрации высокозарядных элементов группы титана (Ti, Nb и Ta) и, соответственно, низкие La/Nb, La/Ta, Zr/Nb отношения. Наиболее четко эти отличия проявлены в базальтах и андезибазальтах, но все более нивелируются по мере роста кремнекислотности пород. Возникает проблема геохимической типизации этих более кислых образований. Некоторые исследователи (Геохимическая типизация…, 1990) в таком случае считают признаком отличия сохраняющуюся высокую щелочность внутриплитных вулканитов. Однако иногда эти вулканиты ассоциируют с породами шошонит-латитовых серий, высокая щелочность которых еще не служит аргументом отнесения их к внутриплитным образованиям. В таких случаях критерием отличия шошонит-латитовых и внутриплитных серий вулканитов является прямая корреляционная зависимость SiO_2–(Na_2O+K_2O) или SiO_2–K_2O для первых и отсутствие ее для вторых (Колосков и др., 1999).

Континентальная окраина Азии – это область широкого проявления кайнозойского внутриплитного вулканизма, связанного с зонами растяжения (Вулканические пояса…, 1984; Варнавский, Малышев, 1986; Zhi et al., 1990; Zou et al., 2000; и др.). Восточнее, при переходе к островодужным системам, в кайнозойских вулканических сериях резко возрастает роль островодужных признаков, хотя внутриплитные характеристики иногда проявлены на ряде объектов (Kita et al., 2001; Aoki, 1987).

В разделе проведено сравнительное геологическое, минералогическое и изотопно-геохимическое рассмотрение позднекайнозойских базальтоидов островодужного и внутриплитного геохимических типов четырех районов Камчатки: мыса Наварин, р. Валоваям, а также вулканов Ичинский и Бакенинг. Камчатские материалы сопоставлены с данными по вулканитам, для которых можно предполагать разную глубину возникновения родоначальных расплавов. Это сопоставление показало, что «островодужные» признаки (минимум Ta–Nb, максимумы K и Sr и низкие Sr-изотопные отношения) вулканитов появлялись на сравнительно малых глубинах, когда магматическая система переходит от шпинель-лерцолитового к оливин-плагиоклазовому равновесию. Следовательно, и островодужные, и внутриплитные вулканиты в рассмотренных примерах связаны с эволюцией единого источника, глубиной становления которого и определяется соответствующий тип вулканизма.

На Камчатке наиболее ранние внутриплитные образования отмечаются при анализе составов позднемеловых-палеогеновых «аномальных» щелочно-ультрамафитовых и щелочно-мафитовых вулканитов, которые рассматриваются в ряду лампроитоподобных пород (Селиверстов и др., 1995; Колосков и др., 1999), связанных с начинавшимся рифтингом

(Колосков и др., 1999). В более позднее время масштабы развития внутриплитного вулканизма возрастают. К этому типу на Восточной Камчатке были отнесены (Волынец, 1993; Volynets, 1994; Волынец и др., 1990, 1995, 1997) позднемиоценовые и плиоценовые K-Na щелочные базальты некоторых лавовых потоков, силлов и даек. Сходный с внутриплитным тип вулканитов установлен среди позднеплейстоценовых-голоценовых ареальных вулканитов, а также в базальт-комендитовой серии, формирующих типичные стратовулканы, а также экструзивные купола, силлы и дайки. На Западной Камчатке высококалиевые базальтоиды лампроитового ряда и ассоциирующие с ними породы палеоген-плиоценовой шошонит-латитовой серии встречаются в виде небольших субвулканических тел и малых интрузий (Волынец и др., 1987).

Внутриплитный вулканизм обычно противопоставляется островодужному, поскольку оба типа связаны с различными источниками (Волынец и др., 1997; Petrone et al., 2002). Первый тип прямо или косвенно связывается с эволюцией мантийных плюмов, а второй – с субдукцией.

Фактический материал, однако, свидетельствует, что «необычное сочетание субдукционного и внутриплитного типов магматизма» приобретает некую закономерность, свидетельствующую о более тесных, возможно генетических, связях между ними. Ниже на конкретных примерах рассмотрены особенности геологического строения и геохимические характеристики базальтоидов обоих типов, проявленных в различных регионах Камчатки (рис. 5.110). Минералогические исследования проведены на рентгеновском микроанализаторе «Camebax» в Институте вулканологии ДВО РАН (аналитик В.М. Чубаров).

Мыс Наварин (Корякское нагорье). Окраинно-континентальный позднемиоценовый–раннечетвертичный вулканизм на востоке Чукотского полуострова проявился образованием небольших центров, которые сложены высокощелочными базальтоидами и базанитами (Бушуев, 1954; Занюков и др., 1976; Апт, 1994). В базальтоидах высокие содержания титана (TiO_2 = 2,6–5 мас.%) и калия (K_2O = 2,3–4 мас.%). Особый интерес представляют кайнозойские вулканиты юго-восточной части Корякского нагорья (мыс Наварин), поскольку в данном районе пространственно совмещены дифференцированная базальт-андезидацитовая серия и слабодифференцированный щелочно-базальтовый комплекс (рис. 5.111).

Нижняя часть разреза кайнозойских вулканических образований этого района составляет керекскую свиту (Колосков и др., 1992; Федоров, Колосков, 1999). Представлена она серией потоков базальт-андезибазальтового состава общей мощностью от 5–15 м на севере до 400–450 м на юге района, экструзиями и дайками андезитов и дацитов. Эффузивно-пирокластические образования свиты несогласно перекрывают интенсивно дислоцированные породы мелового фундамента. Абсолютный возраст его составляет 22,3 ± 2,3 млн лет для нижней части и 11,5 ± ± 0,5 млн лет – для верхней (Федоров и др., 1993). Эффузивная фация представлена афировыми, реже порфировыми разностями с фенокристаллами (не более 10–15 %) оливина ($Fo_{86–66}$), титанистого (TiO_2 = 0,8–1,2 %) авгита ($Wo_{37–43}En_{40–42}Fs_{16–18}$) и битовнит-лабрадора ($An_{87–56}$). В основной массе те же минералы характеризуются составами: оливин ($Fo_{81–73}$), титан-авгит ($Wo_{43–48}En_{42–44}Fs_{10–21}$), битовнит ($An_{75–79}$)–олигоклаз ($An_{11–14}$); встречаются ортоклаз и высокощелочное стекло андезитового состава. Оливины часто содержат включения титаномагнетитов (TiO_2 = 7–20,6 мас.%) и шпинели (Al_2O_3 = 23,6–45,4; TiO_2 = 0,5–1,0 мас.%). Титаномагнетиты иногда содержат Cr_2O_3 до 11–20 мас.%; встречаются также редкие зерна ильменита.

Верхняя часть разреза кайнозойских образований – наваринский комплекс – сложена щелочными оливиновыми базальтами и базанитами. Выделяются небольшие покровы, состоящие обычно из одного потока мощностью от 1–2 до 15–20, реже 50–60 м. Выделено также несколько эруптивных центров, представленных небольшими (высотой от 350 до 450 м и диаметром в основании от 0,5 до 1 км) шлаковыми конусами с хорошо выраженными кратерными воронками. Конусы обычно имеют по одному потоку, вытекавшему из-под пирокластических отложений. Удалось выделить несколько некков и даек. Один некк в виде ножки гриба диаметром около 250 м вскрывается в береговых обрывах западной части мыса Наварин. Плотные и массивные базаниты основной части некка окружены пирокластической «мантией» мощностью около 50–70 м. Питающие дайки базанитов мощностью до 100–150 м прослеживаются по простиранию на расстояние до 500 м.

Породы наваринского комплекса перекрывают керекскую свиту и меловой фундамент. Возраст комплекса раннечетвертичный (1,59–1,45 млн лет) (Федоров и др., 1993).

Вулканиты содержат вкрапленники или субфенокристаллы оливина, клинопироксена и очень редко плагиоклаза. Состав фенокристов оливина колеблется: $Fo_{90–73}$, субфенокристов: $Fo_{85–67}$. Существует представление о том, что все оливины – это ксенокристы, образовавшиеся при разрушении ультраосновных ксенолитов (Леснов, Занюков, 1978). Детальное изучение показало, что ксенокристами действительно могут быть ядра некоторых вкрапленников, имеющих состав $Fo_{86–90}$ и содержащих не более 0,10 мас.% CaO. Особенно многочисленны они в бомбах и шлаках. Составы оливинов из микролитов основной массы базанитовых потоков – $Fo_{68–66}$; некков – $Fo_{77–72}$; шлаков – $Fo_{85–83}$. Состав клинопироксе-



Рис. 5.110. Районы совместного проявления островодужного и внутриплитного вулканизма в Камчатско-Корякском регионе.

1 – выступы метаморфизованных пород фундамента; 2 – распространение плиоцен-четвертичных вулканитов; 3 – районы проявления двух типов вулканизма (цифры на схеме: 1 – м. Наварин; 2 – р. Валоваям; 3 – район Ичинского вулкана; 4 – район вулкана Бакенинг); 4 – тектонические нарушения

нов вкрапленников и субфенокристов меняется: $Wo_{50–45}En_{46–35}$ $Fs_{11–9}$, а содержание TiO_2 – от 0,44 до 3,3 мас.%. В некоторых кристаллах четко выделяется ксеноморфное ядро: $Wo_{44,8–44,9}En_{46,2–46,5}Fs_{8,7–9,0}$, в котором TiO_2 = 0,44–0,48 мас.%, а нарастающий пироксен имеет состав $Wo_{50,3–50,5}En_{35–38}Fs_{14–15}$ и содержит около 3,0 мас.% TiO_2. По-видимому, низкотитанистые генерации пироксена – реликты резорбированных кристаллов ксенолитов пироксенитов. Кроме того, были встречены мегакристы клинопироксенов состава $Wo_{36–35,7}En_{51,7–51,5}Fs_{12,5–12,4}$, в которых TiO_2 = = 0,63–0,65 мас.%. Состав клинопироксена микролитов колеблется: $Wo_{50–51}En_{40–35}Fs_{10–15}$, а TiO_2 составляет 2,5–4,9 мас.%. Редкие субфенокристы плагиоклаза лабрадор-андезиновые ($An_{60–39}$), а микролиты обладают несколько меньшей кальциевостью ($An_{52–30}$). В основной массе некоторых потоков базанитов были обнаружены агрегаты лейцита и нефелина, а также андезитового стекла с повышенной суммарной щелочностью. В одной из базанитовых бомб был обнаружен зональный фенокристалл шпинели (Al_2O_3 = 45,9–31,45 мас.%, Cr_2O_3 = 18–13 мас.% и TiO_2 = 0,12–2,8 мас.%), который заметно отличается от этого минерала в ксенолитах лерцолитов

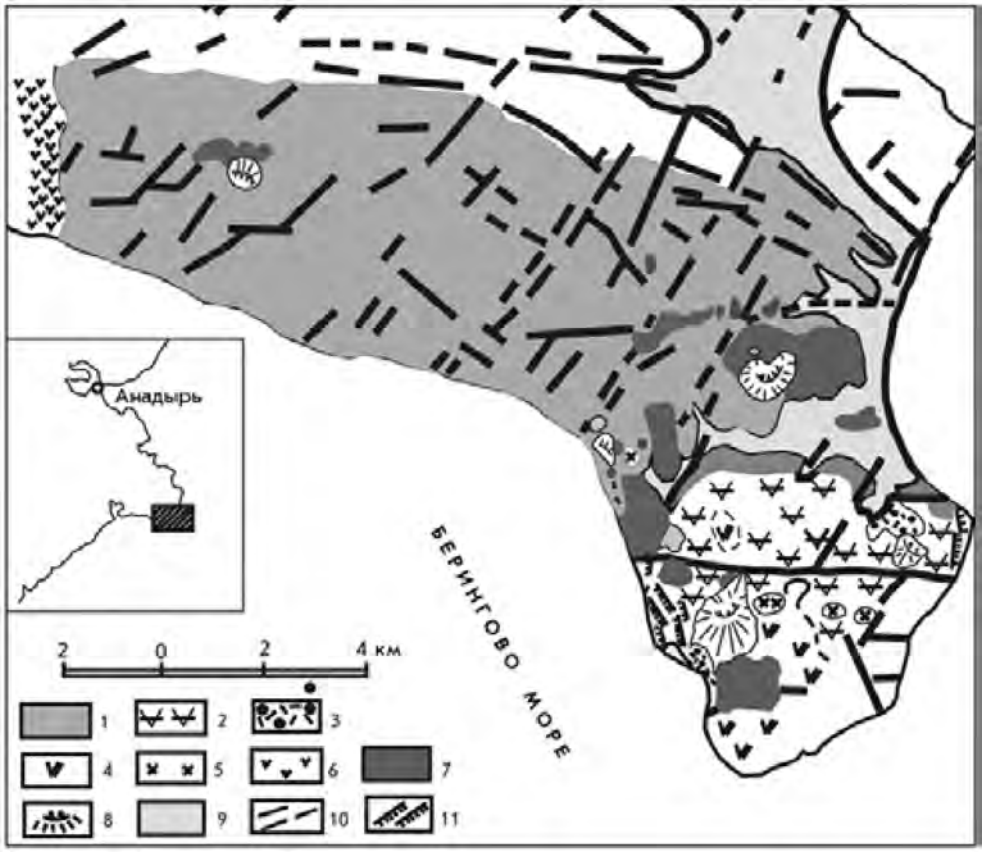


Рис. 5.111. Геологическая карта района мыса Наварин.
Составлена А.В. Колосковым и П.И. Федоровым по результатам полевых работ 1990 г.
1 – породы мелового фундамента; 2–5 – вулканогенные образования керекской свиты: 2 – преимущественно лавы пироксен-плагиоклаз-оливиновых базальтов, 3 – их пирокластика, 4 – существенно плагиоклазовые базальты и андезиты, 5 – экструзии амфиболовых андезитов и дацитов; 6 – покровы плагиоклазовых базальтов; 7, 8 – вулканические образования наваринского комплекса: 7 – покровы, 8 – шлаковые конусы; 9 – четвертичные, преимущественно аллювиальные образования; 10 – тектонические нарушения; 11 – береговые оползни

(Al_2O_3 = 62,8–55,1 мас.%, Cr_2O_3 = 11,59–7,42 мас.% и TiO_2 = 0,20–0,07 мас.%). Шпинели-узники в оливине из базанитов потоков отличаются еще меньшими содержаниями глинозема (Al_2O_3 = 33–30 мас.%) и большей титанистостью (TiO_2 = 1,2–1,7 мас.%). Мелкие титаномагнетиты основной массы содержат 1,2–1,7 мас.% TiO_2 и иногда имеют повышенную хромистость.

Особенность комплекса – большое количество ксенолитов ультраосновных и основных пород, среди которых преобладают шпинелевые лерцолиты, «зеленые» и «черные» пироксениты. В породах керекской свиты почти нет гипербазитовых ксенолитов. Здесь есть только единичные включения пироксенитов или сростков оливина и пироксена.

Как видно из табл. 5.42, вулканиты дифференцированной керекской свиты умеренно калиевые. Повышенные содержания ряда высокозарядных элементов и сильно фракционированный спектр распределения редкоземельных элементов сближают их с продуктами внутриплитного вулканизма. С другой стороны, повышенная глиноземистость и дифференцированность по SiO_2 обусловливают сходство этих пород с островодужными вулканитами. Щелочные оливиновые базальты и базаниты наваринского комплекса характеризуются узким диапазоном изменения кремнекислотности, повышенной калиевой и натриевой щелочностью, устойчивыми высокими концентрациями магния и фосфора, а также высокозарядных элементов при относительно пониженной глиноземистости. Все эти особенности характерны для внутриплитных континентальных и океанических (Е-тип) вулканитов.

Графики распределения редких элементов в базальтоидах обоих комплексов (рис. 5.112) резко асимметричны с обогащенной левой, наиболее некогерентной и обычно более щелочной, частью и обедненной правой частью более когерентных элементов. В правой части концентрации элементов обоих комплексов практически совпадают и резко расходятся в левой части: вулканиты керекской свиты в целом субщелочные, а наваринского комплекса – щелочные.

Таблица 5.42

Представительные анализы островодужных и внутриплитных вулканитов Камчатско-Корякского региона

Параметры	Мыс Наварин							Река Валоваям		
	Керекская свита				Наваринский комплекс			I		II
	774	800	757	745	В-2	754	174-1	3543	3503	3523
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	48,10	49,40	53,02	60,17	44,84	45,70	48,33	49,4	57,06	46,02
TiO_2	2,74	1,48	1,80	1,30	1,92	3,76	1,95	1,18	0,78	1,99
Al_2O_3	17,20	18,82	17,92	18,08	11,44	12,39	13,83	18,27	18,76	16,26
Fe_2O_3	4,09	3,44	5,07	1,96		3,71	6,33	7,12	1,97	3,05
FeO	5,73	5,29	3,39	2,69	10,43	7,72	4,81	1,69	3,79	6,46
MnO	0,15	0,12	0,14	0,11	0,16	0,16	0,19	0,16	0,07	0,10
MgO	5,11	4,78	3,59	3,14	16,16	12,29	9,59	3,43	3,96	9,43
CaO	9,99	10,06	9,41	6,72	6,90	7,78	9,20	8,46	7,95	9,90
Na_2O	2,75	3,43	2,81	3,36	3,32	3,36	3,89	3,46	3,67	2,65
K_2O	0,93	0,68	1,04	0,88	1,58	1,69	1,56	3,52	1,15	1,49
P_2O_5	0,37	0,24	0,24	0,13	0,74	0,49	0,33	0,59	0,2	0,47
H_2O	0,69	0,64	0,83	0,10	0,92	0,11	0,12	0,79	0,26	1,16
п.п.п.	2,53	2,25	1,31	0,96	0,74	0,57	0,01	1,46	0,23	0,50
Сумма	100,38	100,63	100,57	99,6	99,15	99,73	100,14	99,53	99,85	99,48
Rb	16,00	13,00	15,00	14,00	22,00	35,00	29,00		14,96	
Sr	857,00	596,00	954,00	459,00	640,00	708,00	684,00			
Y	23,00	18,00	21,00	16,00	24,00	27,00	32,00			
Zr	196,00	153,00	153,00	130,00	203,00	252,00	164,00			
Nb	20,00	13,00	13,00	9,00	52,00	58,00	30,00			
Cs									0,52	
Ba	316,00	203,00	591,00	292,00	427,00	471,00			348,86	
La	30,00	9,50	15,00	9,00	37,00	49,00	32,00		14,81	45,00
Ce	56,00	21,00	30,00	18,00	77,00	94,00	64,2			114,00
Nd				9,8	36,00		31,1			
Sm	4,50	2,80	2,60	2,2	6,6	8,00	5,39			63,00
Eu	1,50	1,00	0,96	0,85	2,2	2,60	1,54			10,00
Gd										4,00
Tb	0,68	0,50	0,43	0,39	1,0	1,20			6,41	8,2
Er							1,66			
Tm										
Yb	1,70	1,60	1,30	1,2	1,7	1,70	1,32		1,44	
Lu	0,24	0,24	0,22	0,17	0,23	0,22	0,07			4,6
Hf	4,10		2,20		3,9	5,80	4,3		2,11	
Ta	1,60		0,93						0,49	2,2
Pb										
Th		1,10	2,50		3,7	6,40	4,5			
U		0,40	1,00			1,70	1,4			

Параметры	Река Валоваям								
	II					III			
	8710	3505	8676	8679	8730	8711	3514	3506	3516
	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	47,14	47,28	52,78	55,78	60,52	46,68	54,16	55,30	56,36
TiO_2	2,34	1,92	1,77	0,81	0,53	2,49	1,15	1,03	0,85
Al_2O_3	16,75	18,64	16,65	19,35	18,74	15,52	17,85	18,37	19,73
Fe_2O_3	3,50	3,23	4,50	2,80	2,71	3,06	1,80	3,63	2,72

Продолжение табл. 5.42

Параметры	Река Валоваям								
	II					III			
	8710	3505	8676	8679	8730	8711	3514	3506	3516
	11	12	13	14	15	16	17	18	19
FeO	6,55	5,99	2,89	4,22	2,3	6,94	5,20	3,16	3,42
MnO	0,10	0,07	0,17	0,08	0,1	0,21	0,07	0,07	0,11
MgO	7,65	6,44	5,52	3,35	2,1	8,34	5,34	4,29	3,27
CaO	8,66	8,97	7,73	8,66	7,52	9,72	8,73	7,64	7,59
Na_2O	3,68	3,48	4,05	2,76	3,21	3,17	3,13	3,19	3,71
K_2O	2,21	2,25	2,71	0,88	0,72	2,30	1,39	1,25	1,2
P_2O_5	0,55	0,59	0,31	0,32	0,26	0,58	0,24	0,27	0,29
H_2O	0,56	0,23	0,68	0,56	1,02	0,50	0,52	1,14	0,44
п.п.п.	0,14	0,38		0,13	0,32	0,53	0,12	0,57	0,56
Сумма	99,83	99,47	99,76	99,70	100,05	100,04	100,53	99,91	100,25
Rb	34,00			7,00	9,00	55,45			16,05
Sr	719,00			552,00	559,00	588			
Y	25,00			22,00	19,00	23			
Zr	213,00			107,00	103,00	190			
Nb	48,30					37			
Cs									0,51
Ba	354,00				212,00	372			432,00
La	49,00			16,00	10,48	27,79	16,00	18,00	17,6
Ce	120,00			34,00	19,79	54	37,00	36,00	22,5
Pr	69,00			18,00					
Nd	12,00			5,4			17,00	18,00	
Sm	4,8			1,7			6,00	5,20	
Eu	9,00			4,8			1,50	1,50	
Gd				8,10			4,40	4,20	
Tb	4,8			3,00	3,54	7,97			3,06
Dy					0,77				3,96
Ho	2,00			2,00					
Er	0,34						2,00	2,3	
Tm	4,9								
Yb						0,78	1,9	1,7	
Lu	1,00			7,00					
Hf	4,4				1,78	3,11			0,55
Ta	1,2								1,08
Tl									
Pb					10,0				
Th									
U									

Параметры	Район Ичинского вулкана								Район Бакенинга							
	ich-05	6283	96-11	ich-19	6250	ich-29	ich-32	ich-31	95-01	95-23	95-23-1	BAK-48	95-28	7760	95-27	BAK-06
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO_2	47,40	49,53	49,80	50,40	51,99	53,00	53,80	54,5	49,3	49,70	49,80	49,80	51,22	51,90	52,51	53,23
TiO_2	1,85	1,64	2,06	0,89	0,85	1,11	1,24	0,91	1,59	1,16	1,15	1,42	0,75	1,76	0,94	1,41
Al_2O_3	16,81	16,66	17,44	20,21	14,70	17,55	16,78	17,61	16,43	15,76	15,76	16,60	12,69	16,13	15,14	15,86
Fe_2O_3	3,87	9,52	8,84	3,11	3,01	2,82	2,12	2,49	3,5	2,81	4,30	10,30	3,32	4,00	3,79	3,39
FeO	6,44	0,89	1,92	5,08	5,08	5,21	5,88	4,91	6,57	6,79	5,35		5,02	5,81	3,86	5,45
MnO	0,17	0,16	0,18	0,14	0,16	0,14	0,15	0,13	0,19	0,16	0,16	0,19	0,14	0,15	0,12	0,14

Окончание табл. 5.42

Параметры	Район Ичинского вулкана								Район Бакенинга							
	ich-05	6283	96-11	ich-19	6250	ich-29	ich-32	ich-31	95-01	95-23	95-23-1	BAK-48	95-28	7760	95-27	BAK-06
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
MgO	7,38	6,76	4,54	4,88	8,41	5,04	5,20	4,60	7,54	9,30	9,17	7,25	9,17	6,47	7,21	5,77
CaO	9,83	8,75	7,38	9,77	10,07	8,46	7,48	8,08	8,34	9,33	9,33	8,00	9,94	8,52	7,88	7,74
Na_2O	3,57	3,76	4,12	3,17	2,66	3,49	3,91	3,47	3,82	3,05	3,08	3,95	2,61	3,66	3,42	3,66
K_2O	1,22	1,38	1,99	1,05	1,46	1,27	1,49	1,31	1,88	1,35	1,36	1,54	1,48	1,12	1,68	1,08
P_2O_5	0,47	0,49	0,67	0,25	0,23	0,37	0,48	0,30	0,44	0,39	0,39	0,51	0,28	0,51	0,35	0,34
H_2O			0,45	0,40									2,00		1,33	
п.п.п.	0,35	0,60		0,40	0,63	0,59	0,92	0,69	0,45	0,14	0,25			0,32		0,54
Сумма	99,37	100,14	99,39	99,34	99,79	99,05	99,44	99,01	100,04	99,95	100,10	99,86	98,63	100,35	98,22	98,61
Rb	17,00	19,00	26,00	18,00	25,00	20,00	23,00	22,00	23	26,00	28,00	17,40	32,00	13,00	9,00	0,00
Sr	690,00	672,00	738,00	722,00	503,00	581,00	588,00	559,00	614	558,00	554,00	700,00	533,00	846,00	627,00	591,00
Y	19,00	24,00	25,00	15,00	18,00	17,00	21,00	16,00	28	21,00	20,00	30,00	16,43	20,00	17,06	8,00
Zr	145,00	152,00	215,00	93,00	95,00	138,00	169,00	128,00	160	117,00	119,00	700,00	43,00	140,00	97,00	128,00
Nb	17,20	13,20	27,20	3,60	3,70	6,80	10,60	5,60	21	7,50	7,50	26,00	2,61	7,30	4,64	6,70
Cs	0,20	0,24	0,40	0,21	0,38	0,39	0,44	0,49		0,60	0,43		0,24	0,30	0,67	0,44
Ba	317,00	469,00	494,00	454,00	443,00	440,00	472,00	449,00	287	329,00	314,00	288,00	295,00	361,00	422,00	288,00
La	18,93	17,04	27,43	8,22	9,03	13,54	20,29	13,24		12,50	12,70	22,00	7,49	13,90	11,07	12,60
Ce	43,35	42,86	57,82	19,00	22,24	34,35	46,57	28,72		30,80	31,10	49,00	18,14	35,70	25,94	30,50
Pr	5,82	5,94	7,48	2,86	3,30	4,87	6,18	4,03		4,60	4,70		2,96	5,50	4,07	4,70
Nd	25,59	26,19	33,37	14,02	15,19	20,81	27,25	19,06		20,90	21,20	31,00	13,76	25,50	17,73	21,20
Sm	6,42	6,07	7,56	3,55	3,82	4,91	6,39	4,55		5,10	5,20		3,72	6,20	4,23	5,30
Eu	1,99	1,74	2,26	1,19	1,11	1,48	1,81	1,29		1,49	1,48	2,05	1,07	1,77	1,17	1,52
Gd	5,31	5,10	6,53	3,12	3,31	4,16	5,12	4,12		4,20	4,30		3,25	4,90	3,55	4,50
Tb	0,82	0,78	0,99	0,49	0,52	0,61	0,83	0,62		0,64	0,64		0,50	0,73	0,52	0,71
Dy	4,68	4,40	5,53	2,79	3,10	3,72	4,59	3,42		3,60	3,60	5,20	2,85	4,00	2,97	4,00
Ho	0,83	0,85	1,08	0,55	0,61	0,74	0,85	0,67		0,67	0,68		0,57	0,73	0,58	0,77
Er	2,18	2,36	2,92	1,61	1,73	1,95	2,39	2,01		1,84	1,88	2,80	1,64	1,95	1,70	2,15
Tm	0,31	0,34	0,44	0,24	0,26	0,27	0,37	0,30		0,26	0,26		0,23	0,27	0,23	0,31
Yb	1,99	2,13	2,73	1,48	1,67	1,83	2,43	1,82		1,66	1,69	2,50	1,48	1,72	1,49	1,92
Lu	0,29	0,32	0,41	0,23	0,25	0,29	0,35	0,27		0,26	0,25	28,00	0,23	0,25	0,23	0,29
Hf	3,49	3,54	5,03	2,28	2,50	3,28	4,18	3,43		2,64	2,62		2,01	3,16	2,69	3,19
Ta	0,84	0,92	1,31	0,24	0,42	0,32	0,51	0,27		0,48	0,49		0,14	0,61	0,26	0,48
Tl	0,05	0,02	0,01	0,04	0,13	0,08	0,12	0,12		0,04	0,01		0,07	0,03	0,09	0,05
Pb	2,17	4,62	2,89	3,43	4,25	4,10	5,23	4,79		1,80	1,50		3,76	2,90	4,88	2,70
Th	1,65	1,40	2,89	0,76	1,45	1,32	1,81	1,81		1,31	1,32		0,84	1,11	1,45	1,24
U	0,58	0,50	0,97	0,39	0,71	0,50	0,79	0,77		0,68	0,69		0,48			0,46

Примечание. 1–7 из работы (Федоров, Колосков, 1999); 8–19 – макрокомпоненты определены в центральной химической лаборатории Института вулканологии ДВО РАН; микрокомпоненты – в аналитическом центре ИЛС РАН; 20–27 взяты из работы (Churikova et al., 2001); 28–35 – из работы (Dorendorf et al., 2000). Номера образцов соответствуют нанесенным на геологических картах. Пропуск – нет данных. Петрогенные оксиды даны в мас.%, элементы – в г/т.

Максимумы Ba и Sr и минимум Nb сближает образования первого комплекса с соответствующими по щелочности проявлениями островодужного типа. Необычно, однако, отсутствие минимумов Ta и Ti, но присутствие максимума Zr. Наиболее щелочные породы наваринского комплекса характеризуются повышенными концентрациями высокозарядных элементов группы Ti с особенно четкими максимумами Ta и Zr, чем определяется их отнесение к внутриплитному геохимическому типу. Однако с уменьшением щелочности пород этого комплекса большая часть геохимических характеристик приближается к таковым керекской серии, а по ряду элементов они становятся одинаковыми.

Река Валоваям (Камчатский перешеек). Раннеплейстоценовые платоэффузивы апукской свиты – наиболее поздние вулканиты в Корякском хребте и на Камчатском перешейке (Геохимическая типиза-

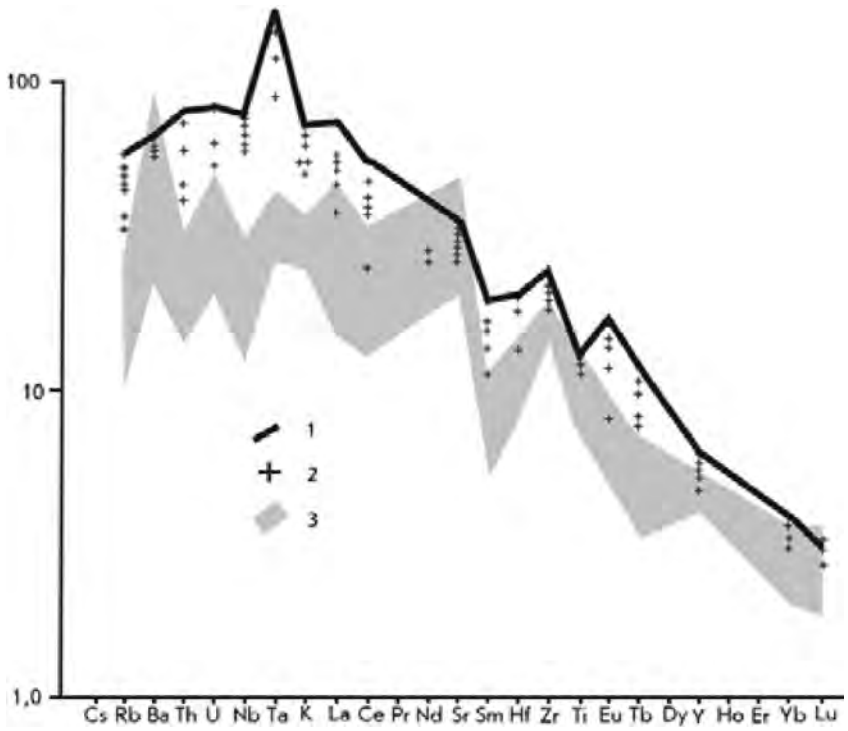


Рис. 5.112. Характер распределения микрокомпонентов в породах мыса Наварин.

1, 2 – базаниты наваринского комплекса: 1 – наиболее обогащенные щелочными элементами, 2 – промежуточных составов; 3 – поле составов вулканитов керекской свиты

ция…, 1990). Популярна точка зрения, что вулканические дуги этих районов, будучи продолжением Срединно-Камчатской островодужной системы, завершали ранний этап островодужного развития Камчатско-Корякского региона (Авдейко и др., 2001).

Вулканическое поле апукской свиты в районе р. Валоваям мы разделили на три толщи (рис. 5.113). Буровато-серые порфировые базальты и андезибазальты нижней толщи (не более 150–200 м) на левобережье р. Гочны Валоваям – левого истока р. Валоваям – и на правобережье р. Утваям перекрывают туфогенно-осадочные породы кавранской серии среднего миоцена и распространены до высоты 350–400 м. Базальты содержат редкие вкрапленники плагиоклаза ($An_{62–54}$) и клинопироксена ($Wo_{47–44}En_{43–40}Fs_{10–15}$). Основная масса представлена лейстами тех же минералов: плагиоклаза ($An_{58–46}$), титанистого авгита ($Wo_{45–41}En_{40–37}Fs_{21–16}$); встречаются мелкие чешуи амфибола и биотита, редкие выделения ортоклаза и титаномагнетита (TiO_2 = 11–4,7 мас.%).

Выше по разрезу залегает горизонт грубообломочных туфов и туфобрекчий мощностью несколько десятков метров, который вверху сменяется афировыми или субафировыми андезибазальтами с плитчатой отдельностью. Этими породами сложено несколько покровов в центральной части территории на высоте 400–450 м, а в долине р. Валоваям, где субафировые андезибазальты перекрывают туфогенно-осадочные отложения кавранской серии, – на отметках 100–150 м. Общая их мощность 150–300 м. Именно в этой толще было выделено несколько потоков базанитов с характеристиками внутриплитных образований. Кроме того, в северо-восточной части района в покровных вулканитах был обнаружен разрушенный конус (размером в основании 200 на 300 м и в высоту около 30–40 м), сложенный массивными, а также шлаковидными афировыми базанитами. Базаниты содержат многочисленные (от 5–10 до 20–30 % объема породы) включения (от 0,5–0,6 см до 40–50 см в поперечнике) шпинелевых лерцолитов, оливинитов, а также зеленых и черных пироксенитов (Колосков и др., 1988). Встречаются единичные мегакристы титан-авгита (до 2–3 см), оливина (до 3–5 мм), полевого шпата (до 4–5 мм), титаномагнетита и ильменита (до 7–8 мм). Кроме того, в верхней толще порфировых андезибазальтов было встречено несколько даек субафировых базанитов мощностью 1,5–3 м. Одна из даек прослежена на расстояние до 300 м. Дайки имеют плитчатую отдельность и содержат редкие включения лерцолитов и пироксенитов, а также мегакристы плагиоклаза, оливина и титан-авгита. Минералогия базанитов существенно отличается от дифференцированных субафировых вулканитов. Так, базаниты из лав содержат единичные вкрапленники (от 0,2–0,5 до 1,5–2 мм) оливина ($Fo_{84–71}$), диопсид-салита ($Wo_{42–47}En_{40–41}Fs_{17–12}$) и плагиоклаза

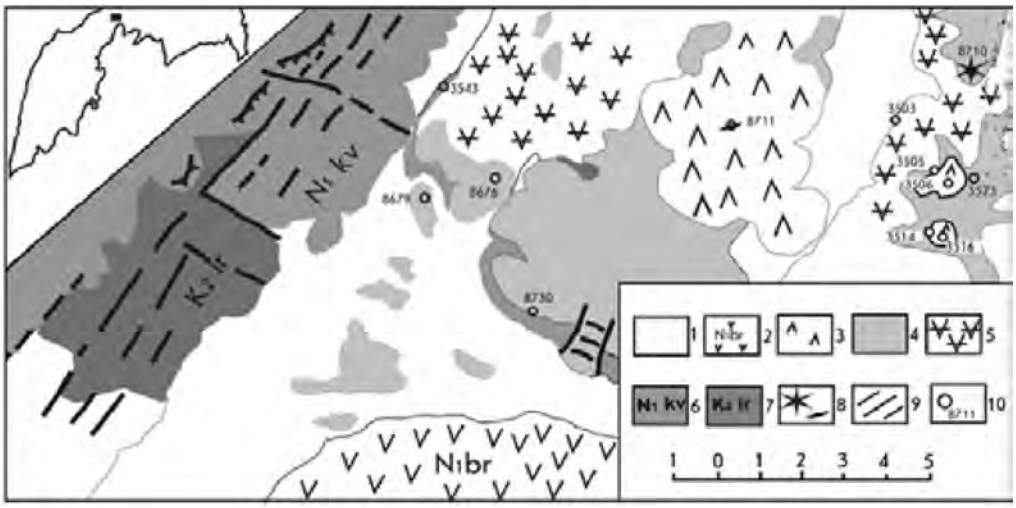


Рис. 5.113. Геологическая карта района р. Валоваям.

Составлена А.В. Колосковым и Г.Б. Флеровым по результатам полевых работ 1986 г. с использованием материалов «Геологическая карта Камчатской области» (под ред. Г.М. Власова, 1976).

1 – четвертичные, преимущественно аллювиальные образования; 2 – порфировые существенно плагиоклазовые андезибазальты березовской свиты миоценового возраста; 3–5 – вулканические образования апукской свиты позднемиоценового–плиоценового возраста: 3 – толща порфировых пироксен-плагиоклазовых базальтов и андезибазальтов, 4 – толща субафировых базальтов, андезибазальтов и андезитов с отдельными потоками базанитов, 5 – толща порфировых пироксен-плагиоклазовых андезибазальтов; 6 – порфировые пироксен-плагиоклазовые базальты, андезибазальты и андезиты, а также вулканогенно-осадочные породы кавранской серии миоценового возраста; 7 – кремнисто-вулканогенные породы ирунейской серии верхнемелового возраста; 8 – шлаковый конус и дайки базанитов; 9 – тектонические нарушения; 10 – точки геологического опробования

($An_{76–51}$). Основная масса сложена мелкими зернами оливина ($Fo_{80–69}$), салита ($Wo_{47–49}En_{40–35}Fs_{12–16}$) и плагиоклаза ($An_{69–21}$). Кроме того, здесь есть небольшие выделения калишпата. В оливине отмечены включения глиноземистой (Al_2O_3= = 50,7 мас.%), а в основной массе – мелкие зерна хром-алюминиевой шпинели. Лейцитовый базанит вулканического конуса содержит субфенокристы оливина ($Fo_{72–71}$) и клинопироксена ($Wo_{48–49}En_{40–39}Fs_{12–12,5}$). В основной массе железистость оливина почти такая же, как в субфенокристах ($Fo_{72–70}$); иногда он образует срастания с ильменитом и клинопироксеном. Последний при этом имеет состав: $Wo_{51–48}En_{40–36}Fs_{13–11}$. Зерна оливина и пироксена цементируются бесформенными выделениями плагиоклаза ($An_{66–20}$), иногда – лейцита и высококалиевого андезитового или андезибазальтового стекла. Встречаются мелкие зерна хромистого (Cr_2O_3 = 2— 13 мас.%) титаномагнетита с тонкой решеткой распада ильменита. В базанитах даек отмечаются редкие вкрапленники плагиоклаза $An_{66–45}$ (в основной массе его кальциевость понижается до An_{28}), субфенокристы оливина ($Fo_{71–70}$) и отдельные мегакристы зональной высокоглиноземистой (Al_2O_3 = 66–52,2 мас.%) шпинели. В основной массе здесь были встречены наиболее железистые фассаиты: $Wo_{51,4–51,5}En_{32,4–34,9}Fs_{13,6–16,1}$. Вместе с тем в краевой зоне одного из микролитов салита был установлен высокотитанистый (TiO_2 = 5,5 мас.%) пижонит (CaO = 7,88 мас.%). Микролиты оливина, плагиоклаза, клинопироксена и мелкие зерна титаномагнетита здесь цементируются ортоклазом и стеклом андезибазальтового состава.

Субафировые андезибазальты содержат редкие субфенокристаллы относительно малотитанистого (TiO_2 = 0,6–0,8 мас.%) авгита ($Wo_{45–40}En_{45–39}Fs_{17–11}$) и железистого бронзита (f′ = 28,4–28,9) или одиночные срастания этих минералов, а также плагиоклаза ($An_{54–48}$). В основной массе микролиты плагиоклаза ($An_{77–39}$), несколько более титанистого авгита (TiO_2 = = 0,5–1,3 мас.%) и очень редко бронзит-гиперстена (f′ = 27–33) заключены в андезитовое стекло.

Верхняя толща порфировых (серийно-порфировых) андезибазальтов-андезитов выделена на более высоком (450–1001 м) гипсометрическом уровне. Она перекрывает только вулканиты второй толщи. Видимая мощность ее составляет около 400 м. В преобладающих андезибазальтах встречаются вкрапленники (10–15 %) относительно низкотитанистого (TiO_2 = 0,2–0,9 мас.%) авгита ($Wo_{45–44}En_{48–41}Fs_{16–8}$), гиперстена (f′ = 32,8–33,2), высококальциевого плагиоклаза ($An_{83–31}$), реже оливина ($Fo_{82–69}$) и титаномагнетита (TiO_2 = 5–6,5 мас.%). В основной массе микролиты плагиоклаза ($An_{73–36}$), железистого авгита ($Wo_{34–36}En_{44–46}Fs_{19–20}$), бронзит-гиперстена (f′ = 23,5–27,7) и зерна титаномагнетита (TiO_2 = 5––21,7 мас.%) цементируются калишпатом и стеклом риолитового состава.

Таким образом, в целом вулканическое поле апукской свиты имеет достаточно сложный состав с преобладанием андезибазальтов, среди которых эпизодически встречаются внутриплитные породы. Общая мощность вулканитов этого поля около 700–900 м. При этом можно выделить по крайней мере два самостоятельных центра: «выс. 1001 м» и Напустян (728,8 м). Судя по определениям (Kepezhinskas et al., 1997) абсолютного возраста в базанитах и андезибазальтах (5,95–8,2 млн лет), время наиболее поздних проявлений вулканизма здесь оказывается более ранним, чем считали предыдущие исследователи, – позднемиоценовым и, возможно, захватывает начало плиоцена.

Как видно из табл. 5.42, в районе сочетаются относительно низкокремнеземистый малодифференцированный внутриплитный и дифференцированный по SiO_2 островодужный вулканизм. Графики распределения некогерентных элементов (рис. 5.114) своей асимметрией весьма напоминают таковые для вулканитов предыдущего района (рис. 5.112). При этом по содержанию щелочных и щелочноземельных литофилов низкокремнеземистая ассоциация относится к базанитовой щелочной, а андезибазальтовая – к субщелочной серии. Кривая распределения элементов наиболее щелочных базанитов весьма близка к таковой для аналогичных пород мыса Наварин (рис. 5.112), кроме отсутствующих здесь максимумов Ta и Zr. Это свидетельствует о проявлении в районе такого же внутриплитного типа вулканизма. Для второй ассоциации характерны минимумы Nb, Ta и Ti, а также максимумы Ba, Sr и K, что позволяет отнести ее к обычному островодужному типу. Показательны также промежуточные разности с последовательно (по мере уменьшения щелочности) меняющимися содержаниями крупноионных литофилов и высокозарядных элементов. На диаграмме (рис. 5.114) нанесен также редкоэлементный состав одного из дацитовых стекол, прожилки которого обнаружены (Kepezhinskas et al., 1996) в перекристаллизованном ксенолите лерцолита. Составу стекол эти авторы придают большое генетическое значение, сравнивая их с так называемыми адакитами – предполагаемыми производными плавления субдуцирующейся океанической плиты. Несмотря на некоторые отличия, возможно связанные

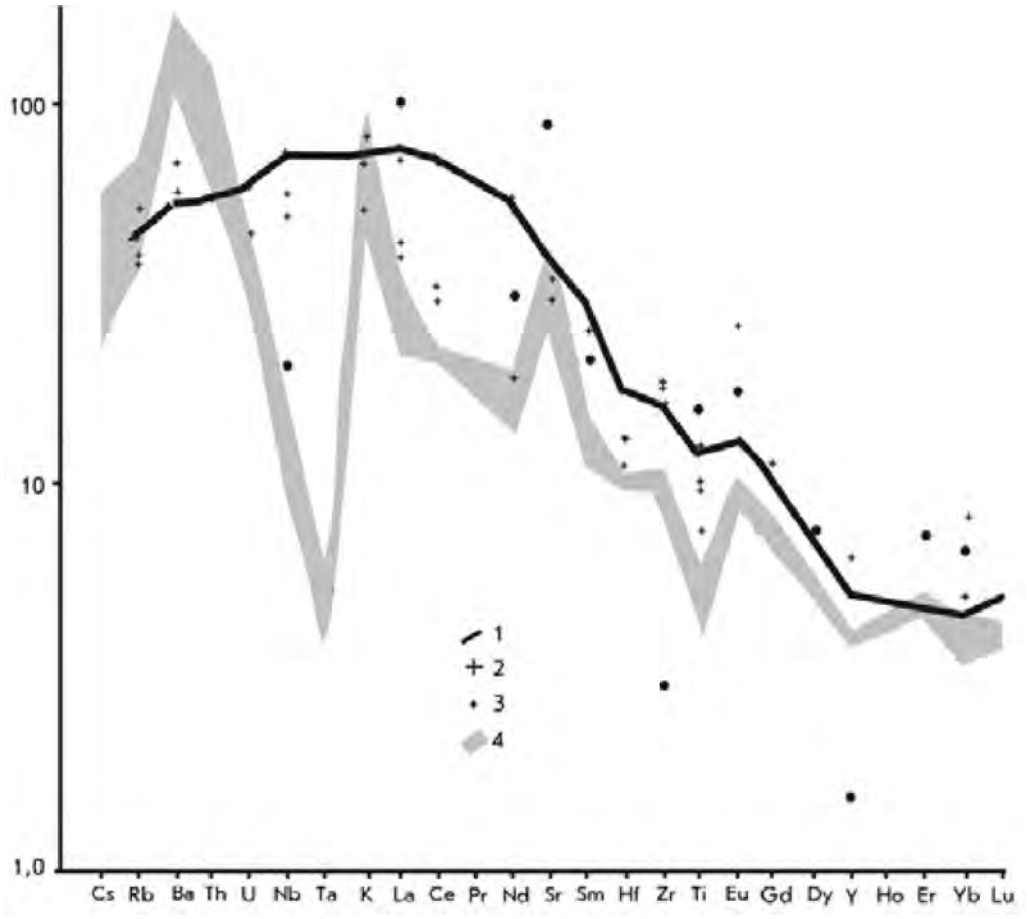


Рис. 5.114. Характер распределения микрокомпонентов в породах района р. Валоваям.

1, 2 – базаниты: 1 – наиболее обогащенные щелочными элементами, 2 – промежуточных составов; 3 – точки дацитового стекла, обнаруженного (Kepezhinskas et al., 1966) в виде прожилка в перекристаллизованном ксенолите пироксенита; 4 – поле составов субщелочных андезибазальтов

с погрешностью анализа, редкоэлементный состав этого стекла весьма близок к составу андезитов-андезибазальтов, ассоциирующих с внутриплитными вулканитами.

Район Ичинского вулкана (Срединный хребет Камчатки). В позднеплейстоцен-голоценовой ареальной зоне, расположенной у южного и северо-восточного подножия Ичинского вулкана, наряду с обычными известково-щелочными и субщелочными базальтами, андезибазальтами и андезитами известны (Волынец и др., 1995) щелочные базальты внутриплитного типа. В соответствии с представлениями некоторых авторов, вулканизм района завершает ранний этап островодужного развития Камчатско-Корякского региона (Авдейко и др., 2001).

В ходе полевых работ 1996 г. и последующей обработки геологического материала (Churikova et al., 2001) удалось значительно «расширить» область распространения этих необычных по своему составу вулканитов (рис. 5.115). В северной части района среди нижнечетвертичных покровных базальтов и андезитов было выделено несколько потоков внут-

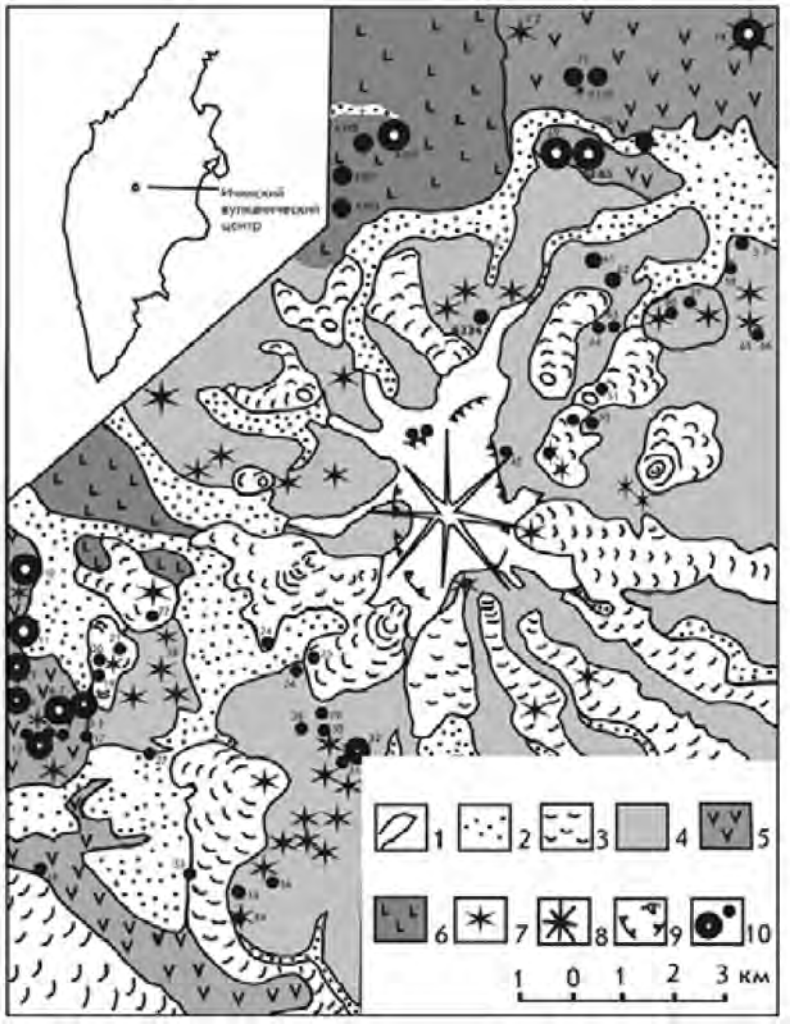


Рис. 5.115. Геологическая карта района Ичинского вулкана.

Составлена А.В. Колосковым по результатам полевых работ 1996 г., с использованием материалов (Волынец и др., 1991; Churikova et al., 2001; Бабанский, Певзнер, 2003).

1 – современные ледники; 2 – вулканогенно-обломочные (моренные, взрывные и сейсмообвальные), а также осадочные озерные и аллювиальные отложения; 3 – позднеплейстоценовые–голоценовые лавовые потоки Ичинского вулкана; 4 – допозднеплейстоценовые лавово-пирокластические образования Ичинского вулкана; 5 – нерасчлененные вулканогенные породы плиоцен-нижнечетвертичного возраста; 6 – покровные базальты и андезиты плиоцен-нижнечетвертичного возраста; 7 – моногенные конусы плиоцен-четвертичного возраста; 8 – посткальдерная вершинная постройка Ичинского вулкана; 9 – уступ вершинной кальдеры; 10 – точки геологического опробования (проявлений «внутриплитного» и «островодужного» вулканизма)

риплитных вулканитов и небольших шлако-лавовых конусов. Это, как правило, афировые или субафировые вулканиты, в различной степени пористые. Внешне они неотличимы от «обычных островодужных» базальтоидов. В южной и юго-западной части района внутриплитные вулканиты были установлены в нескольких небольших плейстоценовых лавовых и лавово-шлаковых конусах (Бабанский, Певзнер, 2003). Они представлены субафировыми разностями базальтоидов, которые визуально весьма сходны с вулканитами островодужного типа из соседних конусов.

Поскольку детального минералогического изучения этих пород не проводилось, остановимся на анализе их петрогеохимических особенностей. Базальтоиды с повышенной калиевостью относятся к щелочной серии, хотя некоторые более насыщенные кремнеземом породы следует относить к субщелочной (табл. 5.42). По большинству макрокомпонентов эти вулканиты мало различаются между собой. Только повышенные содержания TiO_2 выдают принадлежность некоторых пород к внутриплитному типу. Графики распределения микроэлементов (рис. 5.116) во всех типах пород асимметричны и ступенчаты. При этом от Sr в сторону более когерентных элементов наблюдается почти полное совпадение графиков для ичинского и валоваямского районов (см. рис. 5.114).

Внутриплитные вулканиты ичинского района характеризуются только несколько более выраженным максимумом Zr и большим накоплением тяжелых редкоземельных элементов. Однако от Sr в сторону менее когерентных элементов начинает проявляться существенная индивидуальность в составе вулканитов рассматриваемого района: по сравнению с валоваямскими в них снижается уровень накопления легких редкоземельных элементов в обоих типах базальтоидов, минимум Ta–Nb уже начинает проявляться в разностях с повышенным содержанием Ti и высокой щелочностью. В обоих типах пород резко обосабливаются максимумы K и Ba, появляются максимумы U. Характерно наличие промежуточных разностей вулканитов.

Район вулкана Бакенинг. Рассматриваемый район является крайним северо-западным звеном цепи активных вулканов и локальных полей плиоцен-четвертичного возраста, которые относятся к единой зоне – секущей по отношению к простиранию Курило-Камчатского глубоководного желоба, а также большинства главных вулканических поясов региона. В фундаменте вулкана Бакенинг помимо миоцен-

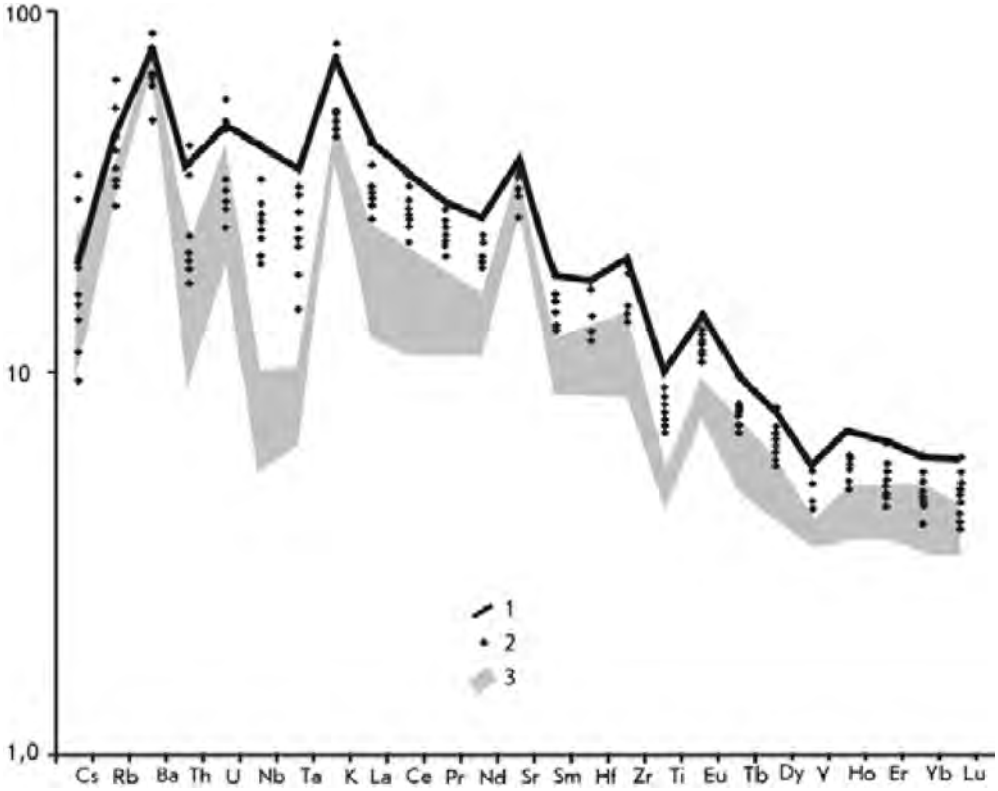


Рис. 5.116. Характер распределения микрокомпонентов в породах района Ичинского вулкана.

1, 2 – субщелочные базальты и андезибазальты внутриплитного геохимического типа: 1 – наиболее обогащенные высокозарядными элементами, 2 – промежуточных составов; 3 – поле составов «островодужных» субщелочных и известково-щелочных базальтов и андезибазальтов

плиоценовых известково-щелочных базальтов паратунской свиты и алнейской серии встречаются останцы покровов субафировых субщелочных базальтов и андезибазальтов позднеплиоценового–раннечетвертичного возраста с повышенным содержанием Ti и других высокозарядных элементов (Dorendorf et al., 2000). Считается, что эти аномальные по составу базальтоиды знаменуют начало нового этапа островодужного вулканизма после перескока зоны субдукции на современное положение (Авдейко и др., 2001).

Внутриплитные вулканиты были диагностированы в нескольких потоках субщелочных базальтов и андезибазальтов мощностью около 15–20 м в нижней и верхней частях разреза покровных образований общей мощностью порядка 150–200 м (рис. 5.117). Обычно это мышино-серые плотные вулканиты, только в верхних частях потоков встречен маломощный горизонт грубообломочной пирокластики мощностью до первых десятков метров. В нескольких местах были обнаружены ксенолиты размером от 5–7 мм до 10–15 см. Среди них преобладает «зеленая» группа верлитов, пироксеновых оливинитов и клинопироксенитов. Встречаются также «черные» пироксениты и ксенокристы оливина, титан-авгита, шпинели и полевого шпата.

Базальты потоков содержат единичные субфенокристаллы оливина ($Fo_{78–77}$) и плагиоклаза ($An_{72–73}$). В основной массе мелкие кристаллы оливина ($Fo_{73–68}$), клинопироксена ($Wo_{44,7–44,8}En_{44,3–40,3}Fs_{11–14,9}$), плагиоклаза ($An_{64–17}$) и зерна титаномагнетита (TiO_2 = 20––22,3 мас.%; Cr_2O_3 = 0,6–0,7 мас.%) цементируются выделениями ортоклаза. Туфы того же состава содержат редкие вкрапленники оливина ($Fo_{86–71}$) и плагиоклаза ($An_{64–17}$). Оливины микролитов тоже достаточно магнезиальны ($Fo_{87–68}$), плагиоклазы – высококальциевые ($An_{73–65}$), а титаномагнетиты – менее титанистые, но более хромистые (TiO_2 = 8,3–12,3 мас.%;

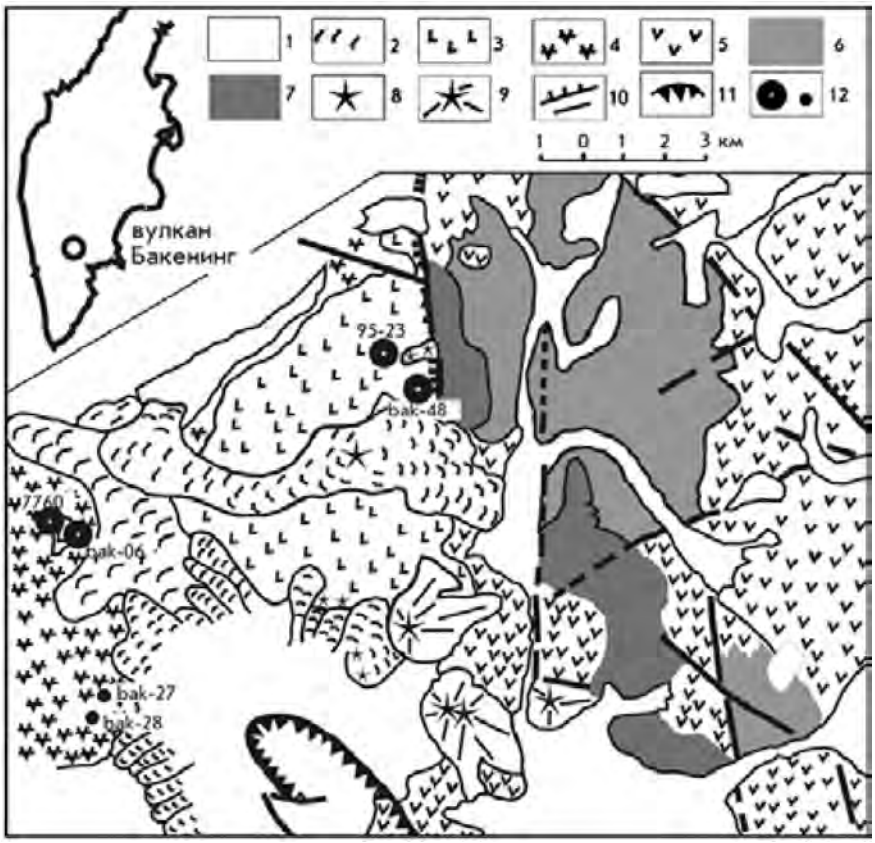


Рис. 5.117. Геологическая карта района вулкана Бакенинг.

Составлена А.В. Колосковым по результатам полевых работ 1967, 1992, 1995 гг., с использованием материалов (Dorendorf et al., 2000).

1 – аллювиальные отложения; 2 – лавово-пирокластические образования плейстоцен-голоценового возраста; 3, 4 вулканогенные образования плиоцен-нижнечетвертичного возраста: 3 – покровные субафировые вулканиты и их пирокластика, 4 – базальты, андезибазальты и их пирокластика алнейской серии; 5 – вулканогенные образования паратунской свиты миоценового возраста; 6 – интрузивные проявления (габбро, диориты, гранодиориты) миоценового возраста; 7 – туфогенно-кремнистые породы мелового возраста; 8 – шлаковые конусы; 9 – центры моногенного вулканизма; 10 – тектонические нарушения; 11 – уступ сейсмо-тектонического сброса; 12 – точки геологического опробования (проявлений «внутриплитного» и «островодужного» вулканизма)

Cr_2O_3 = 3,5–8,9 мас.%). Все они цементируются высокощелочным андезитовым стеклом.

Как видно из табл. 5.42, где помимо покровных базальтоидов представлены андезибазальты алнейской серии, рассматриваемые вулканиты в подавляющем большинстве относятся к щелочной серии и отличаются только по содержанию TiO_2. Графики распределения микрокомпонентов в обоих типах пород (рис. 5.118) такие же асимметрично-ступенчатые, как и в ичинских вулканитах (рис. 5.116), и в общих чертах схожи для обоих этих районов. При этом вулканиты алнейской серии характеризуются несколько более выраженными минимумами Nb–Ta и Hf–Zr–Ti. Концентрации Hf, Zr и Ti также понижены в бакенингских покровных базальтоидах по сравнению с ичинскими внутриплитными вулканитами. Содержания Ta и Nb в базальтоидах обоих районов близки по минимуму Ta–Nb. В бакенингских породах обоих типов резче выражен минимум Th, максимум Ba более проявлен в алнейских, чем в покровных вулканитах. На график (рис. 5.118) нанесены также точки редкоэлементных составов стекол из ксенолита «зеленого» пироксенита, которые, по данным П. Кепежинскаса и М. Дефанта (Kepezhinskas, Defant, 1996), образовались за счет обогащенных углекислотой нефелин-нормативных расплавов (составы стекол по макрокомпонентам не приводятся). Эти расплавы, видимо, были значительно обогащены как легкими, так и тяжелыми редкоземельными элементами, но характеризуются резко выраженными минимумами Nb, Zr–Ti и Y. Упомянутые авторы приводят эти данные как доказательство проявления метасоматоза в мантийном клине при субдукции древней (более 100 млн лет) литосферной плиты. Неясно, однако, какова роль этого процесса при образовании самих базальтоидов.

Обсуждение результатов. В предыдущем разделе было рассмотрено несколько примеров пространственного и временного совмещения щелочных или субщелочных базальтоидов с типичными островодужными признаками и близких по щелочности и кремнекислотности, но аномальных по ряду других характеристик пород внутриплитного геохимического типа. Смену геодинамических обстановок в этих

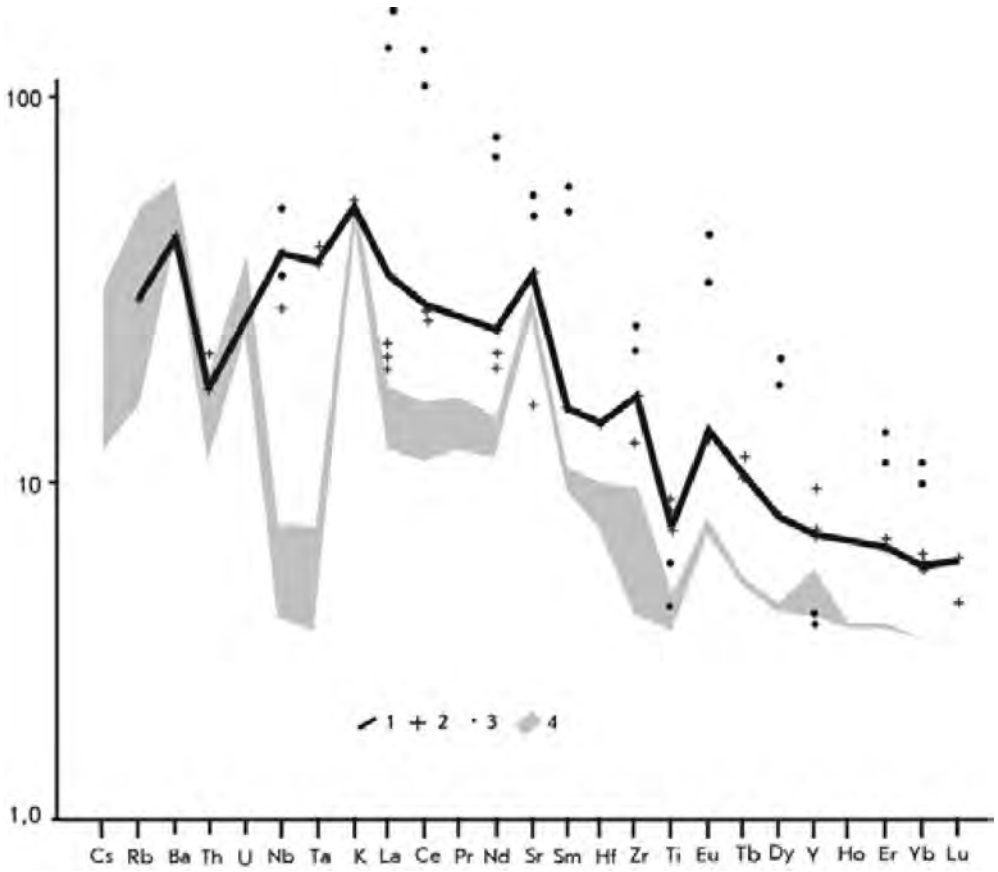


Рис. 5.118. Характер распределения микрокомпонентов в породах района вулкана Бакенинг.

1, 2 – субщелочные базальты и андезибазальты внутриплитного геохимического типа: 1 – наиболее обогащенные высокозарядными элементами, 2 – промежуточных составов; 3 – составов стекол прожилков в перекристаллизованном ксенолите пироксенита, которые, по данным П. Кепежинскаса и М. Дефанта (Kepezhiskas, Defant, 1996), образовались за счет обогащенных углекислотой Ne-нормативных расплавов; 4 – поле составов известково-щелочных вулканитов алнейской серии

примерах можно представить в такой последовательности: 1) активная континентальная окраина (мыс Наварин), 2) переход островной дуги к активной окраине (р. Валоваям), 3) остаточная островная дуга (район Ичинского вулкана), 4) зарождающаяся островная дуга (район вулкана Бакенинг). В такой последовательности мы вправе ожидать нарастание островодужных и ослабление внутриплитных признаков. Действительно, на мысе Наварин типичные внутриплитные вулканиты проявлены в составе самостоятельного комплекса с узким диапазоном изменения составов и встречаются во всех возможных вулканических фациях (потоках, конусах, некках, эффузивных и пирокластических образованиях). Во всех этих фациях обнаруживаются ксенолиты шпинель-лерцолитового типа. Нижележащая керекская свита, хотя и относится к дифференцированной серии и не содержит глубинных ксенолитов, тоже несет признаки внутриплитного вулканизма. В районе р. Валоваям и вулкана Бакенинг выделяется «продуктивный горизонт» (толща субафировых андезибазальтов или покровных субафировых базальтоидов), в котором эпизодически встречаются потоки (иногда конусы) с внутриплитными минералогическими и геохимическими характеристиками. Только они выносят включения глубинных гипербазитов. Переслаивающиеся с ними или располагающиеся ниже по разрезу вулканиты – типично островодужные. В ичинском центре внутриплитные базальтоиды встречаются как среди покровов, так и в отдельных молодых конусах вперемешку с обычными островодужными вулканитами. В рассматриваемом ряду направленно меняются некоторые минералогические и геохимические характеристики самих внутриплитных вулканитов. В наваринских базанитах ранняя кристаллическая фаза состоит из оливина и шпинели, в основной массе рудные акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, нередко присутствуют лейцит и нефелин. В валоваямских и бакенингских субщелочных базальтах отмечаются редкие вкрапленники плагиоклаза, клинопироксена и оливина, встречаются мегакристы титаномагнетита и ильменита, а в основной массе обычен ильменит и встречается ортоклаз. Показательно изменение состава клинопироксенов (рис. 5.119). Наиболее кальциевые из них – в наваринских базанитах (рис. 5.119, А). Кроме того, сами тренды эволюции минерала направлены от диопсидов к фассаитам. Заметно меньшие значения Wo-составляющей – в пироксенах керекской серии (рис. 5.119, Б) с трендом изменения составов в сторону салитов. Клинопироксены из валоваямских базанитов менее кальциевые (рис. 5.119, В). Помимо обычного, но менее выраженного тренда в сторону фассаитов, здесь уже намечается слабый авгитовый тренд. Для пироксенов из низкотитанистых существенно плагиоклазовых валоваямских андезибазальтов (рис. 5.119, Г) характерны пониженная кальциевость и авгитовая направленность эволюции. Наконец, бакенингские субщелочные вулканиты отличаются наименьшей кальциевостью своих пироксенов (в ряду внутриплитных базальтоидов) (рис. 5.119, Д). Значительная часть попадает в поле островодужных, также субщелочных базальтов Харчинского вулкана. По мере возрастания островодужности в рассматриваемом ряду внутриплитных вулканитов уменьшается титанистость клинопироксенов. Эти изменения состава, по всей вероятности, вызваны последовательным возрастанием роли плагиоклаза и титаномагнетита-ильменита в составе кристаллической фазы вулканитов.

Для сравнения геохимических характеристик с использованием некоторых дополнительных эталонных составов рассмотрены данные по вулканитам, для которых можно предполагать разную глубину возникновения родоначальных расплавов и минимальное проявление процессов малоглубинной дифференциации или зараженности коровым материалом. Кимберлиты наряду с лампроитами и породами фельдшпатоидного типа (основных и ультраосновных фоидитов) являются, как известно, производными наиболее глубинных щелочных расплавов. Они недосыщены кремнеземом, и в них нередко встречаются гранатсодержащие ксенолиты. На рис. 5.120 нанесено поле редкоэлементных составов высокотитанистых кимберлитов Архангельской субпровинции и Среднего Тимана (северная часть Восточно-Европейской платформы). График распределения микрокомпонентов в этом поле асимметрично дугообразный, с резким преобладанием легких литофилов и легких редкоземельных элементов над тяжелыми и более когерентными элементами. Это типичный график для внутриплитных образований с астеносферным мантийным источником (Кононова и др., 2002). Резко выражены максимумы Ba, Ta, La и Eu и минимумы Cs, K и Ti. В континентальных рифтовых зонах и на океанических островах широко распространены субщелочные и щелочные базальтоиды со шпинель-лерцолитовым типом включений. Это менее глубинные образования с литосферным мантийным источником. На рис. 5.120 выделено поле редкоэлементных составов внутриплитных вулканитов Юго-Восточного Китая и Вьетнама, ассоциирующих с ксенолитами шпинелевых лерцолитов. Выделенное поле частично перекрывает предыдущее, особенно в области наиболее когерентных элементов. Тем не менее концентрации последних, главным образом щелочных и щелочно-земельных элементов, для этого типа пород существенно ниже, менее проявлены максимумы Ba, Ta и La и отмечаются максимумы Sr, а также Hf–Zr. Наконец, в качестве наименее глубинной, типично островодужной ассоциации выбраны магнезиальные пикритобазальты – «авачиты», известные на Камчатке в районе

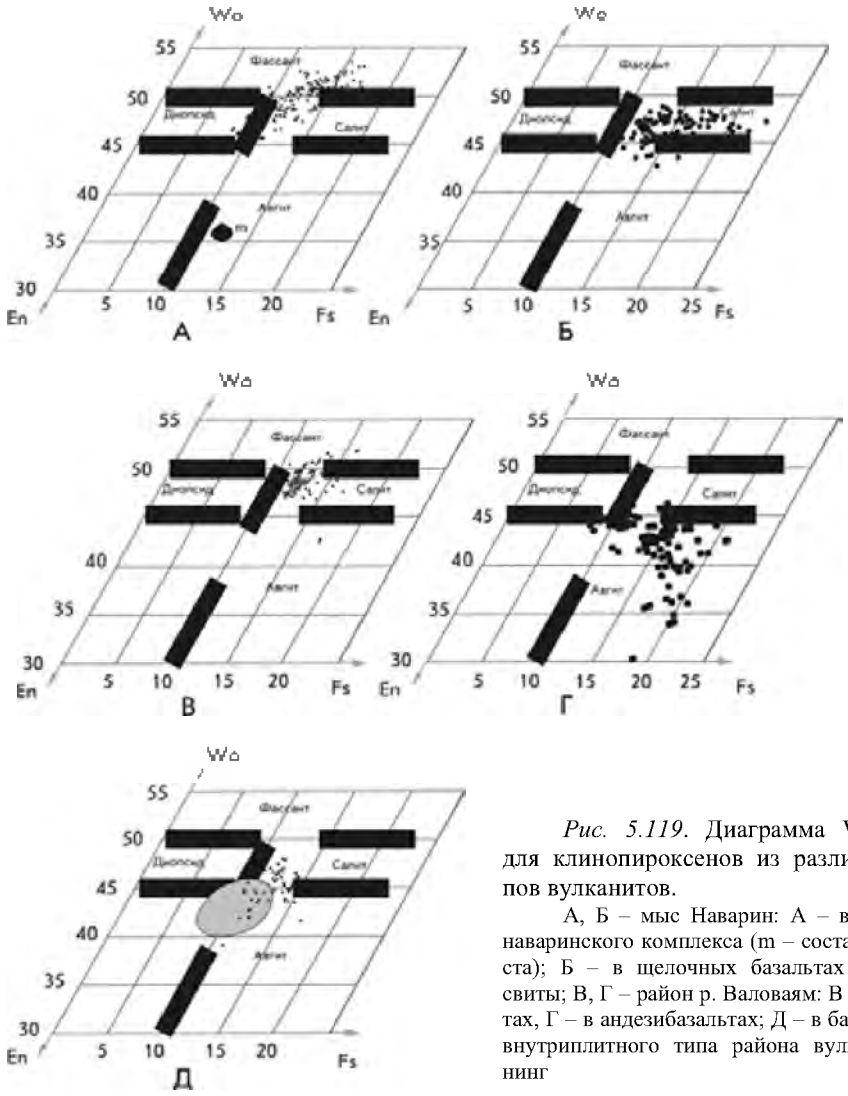


Рис. 5.119. Диаграмма Wo–En–Fs для клинопироксенов из различных типов вулканитов.

А, Б – мыс Наварин: А – в базанитах наваринского комплекса (m – состав мегакриста); Б – в щелочных базальтах керекской свиты; В, Г – район р. Валоваям: В – в базанитах, Г – в андезибазальтах; Д – в базальтоидах внутриплитного типа района вулкана Бакенинг

Авачинского вулкана. Они, как большинство островодужных базальтов, слегка пересыщены кремнеземом. Недавними исследованиями (Колосков и др., 2001) было показано, что эти породы относятся к бонинитовой ассоциации ранних стадий развития островных дуг. Сходные по составу расплавные включения были обнаружены в шпинелях дунит-гарцбургитовых ксенолитов Авачинского вулкана (Колосков и др., 2001). Включения этого типа образуются в условиях оливин-плагиоклазового равновесия, которые предполагаются и для несущих эти включения вулканитов (Колосков и др., 1997; Колосков, 1999). Характер редкоэлементного поля здесь совсем иной. Сохраняется только слабая обогащенность наименее когерентными элементами на фоне резко выраженных максимумов Cs, Ba, U и K. Характерно наличие глубокого Nb–Ta «трога». Четко выражен максимум Sr и минимум Ti. Поля наименее некогерентных элементов перекрываются. Это типично островодужный график. В различающихся по щелочности островодужных сериях в разной степени может быть приподнята левая часть графика, но основные максимумы и минимумы при этом сохраняются, иногда появляются небольшие максимумы Zr или Eu (Геохимическая типизация…, 1990; Чурикова и др., 2001). Наваринские базаниты почти полностью располагаются в поле вулканитов со шпинель-лерцолитовым парагенезисом. Любопытно, что здесь проявлен пока не нашедший своего объяснения Ta максимум (память о былом гранат-перидотитовом равновесии?). Среди наваринских ксенолитов широко представлены шпинелевые лерцолиты, но гранатсодержащих пород не встречено. Отсутствуют максимумы Ba и Sr. Валоваямские базаниты также в основном размещаются в поле шпинелевых лерцолитовых парагенетических ассоциаций, хотя в продуктах этих вулканитов понижены содержания самых некогерентных элементов: Rb, Ba, Th и U. Отсутствует максимум Ta, хотя в одном из пироксенитов был обнаружен пироповый гранат. Преобладающий же тип включений здесь – шпинелевые лерцолиты. Отсутствуют максимумы K и Sr. Совсем иное положение занимают ичинские и бакенингские субщелочные базальты. Левая часть наиболее некогерентных эле-

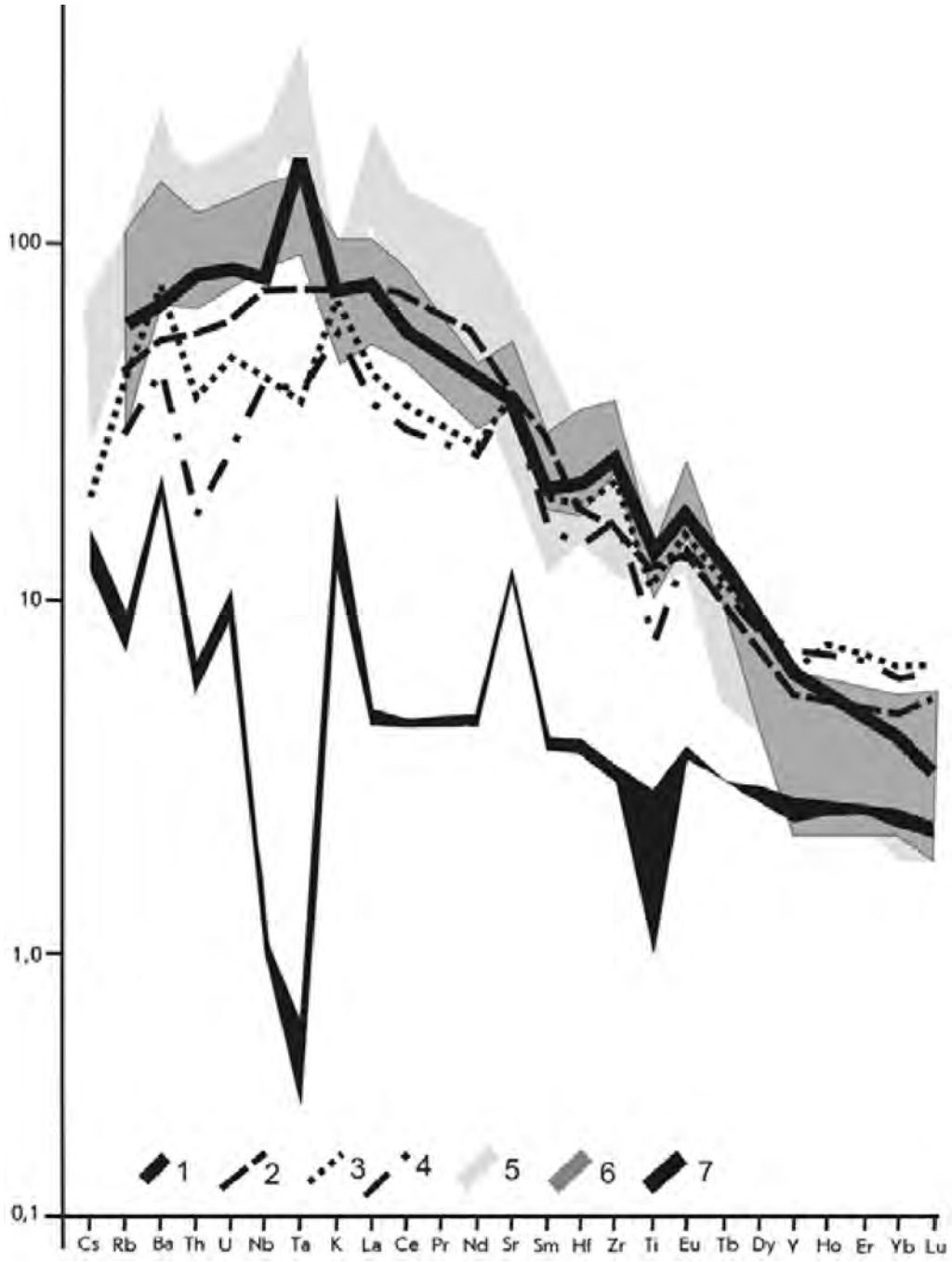


Рис. 5.120. Обобщенная диаграмма распределения микрокомпонентов для вулканитов внутриплитного геохимического типа Камчатско-Корякского региона с полями эталонных составов разноглубинных базальтоидов.

1–4 – вулканиты регионов: 1 – мыс Наварин, 2 – район р. Валоваям, 3 – район Ичинского вулкана, 4 – район вулкана Бакенинг; 5–7 – поля составов: 5 – высокотитанистых кимберлитов Архангельской субпровинции и Среднего Тимана (северная часть Восточно-Европейской платформы) (по: Кононова и др., 2002), 6 – щелочных оливиновых базальтов и базанитов Восточного Китая (Zhi et al., 1990), Вьетнама (Hoang et al., 1996) и о-ва Хайнань (Flower et al., 1992), ассоциирующих с ксенолитами шпинель-лерцолитового типа, 7 – пикрито-базальтов Авачинского вулкана (Камчатка), ассоциирующих с ксенолитами дунит-гарцбургитового состава (анализы выполнены в научном центре при Королевском музее Центральной Африки, Бельгия, методом ICP-ES)

ментов почти целиком располагается ниже поля вулканитов, содержащих шпинель-лерцолитовый тип включений. Появляются небольшие максимумы Ba и K, минимум Th и начинает проявляться минимум Nb–Ta и максимум Sr. В базальтоидах этих районов ксенолиты относятся к менее глубинной верлит-пироксенитовой ассоциации, которая по составу клинопироксенов и шпинелей отвечает переходу от

шпинель-лерцолитового к оливин-плагиоклазовому равновесию (Колосков, 1999).

Таким образом, в ряду перехода наваринские базаниты–валоваямские базаниты–ичинские щелочные базальты–бакенингские щелочные базальты последовательно возрастают островодужные и ослабляются внутриплитные минералогические и геохимические признаки. При этом важно подчеркнуть, что характерные отличительные особенности островодужных вулканитов: минимумы Nb–Ta и максимум K – начинают проявляться на сравнительно небольших глубинах. Следовательно, в качестве рабочей модели, объясняющей особенности изменения составов базальтоидов в рассматриваемом ряду, можно принять различную глубину их мантийного источника, которая для наваринских базанитов соответствует шпинель-лерцолитовому равновесию, а для остальных районов – последовательному переходу к оливин-плагиоклазовой фации глубинности.

Характерно, что для объяснения причин появления внутриплитного геохимического типа вулканитов на Камчатке в моделях петрогенезиса исследователи (Волынец и др., 1997; Пузанков, 1999) как раз и привлекают участие мантийного плюма (или поднимающегося диапира).

Изменение многих вещественных характеристик вулканитов можно объяснить меняющимся составом фракционирующихся минеральных фаз в ходе изменения глубины их равновесия. Прежде всего это касается минимума Nb–Ta. Одни исследователи (Green, 1981; Reagan, Gill, 1989) объясняют этот минимум наличием остаточной Ti-содержащей фазы (рутил, сфен, ильменит, перовскит), появляющейся в процессе глубинного магмообразования. Другие (Hickey, Frey, 1982; Ryerson, Watson, 1987) связывают его с изначальными характеристиками исходного плавящегося субстрата. Экспериментами Риерсона и Ватсона (Ryerson, Watson, 1987) было показано, что насыщенные рутилом расплавы при P-T-fO_2 условиях мантийного клина должны содержать 7–9 мас.% TiO_2, если они имеют базальтовый состав, и 5–7 мас.% – андезитовый. Реальные же составы гораздо менее титанистые. То есть остаточная Ti-содержащая фаза не может появиться при генерации известково-щелочных расплавов в таких условиях. Изначальную обедненность плавящегося субстрата высокозарядными компонентами также нелегко объяснить предшествующими эпизодами магмообразования. Однако трудности эти, вероятно, снимаются, если вместо рутила привлекать участие ильменита или титаномагнетита и рассматривать сравнительно малоглубинные условия образования островодужных известково-щелочных серий. Например, коэффициенты распределения (D_i) для Nb и Ta в ильменитах Скергаардского интрузивного массива (Jang, Naslund, 2002) существенно выше единицы (в среднем 3,0 для Nb и 2,7 для Ta). В водных экспериментах с природными расплавами при 2–5 кбар (Nielsen, Beard, 2000) было установлено, что коэффициенты распределения для всех высокозарядных редких элементов (Zr, Nb, Ta и Hf) сходны и меняются от менее 0,02 в обогащенных Cr и Al магнетитах и хромитах до более 2 в титаномагнетитах. В наиболее глубинных, по нашим построениям, наваринских базанитах ильменитов нет, а титаномагнетиты – одна из последних фаз кристаллизации. В базанитах Валоваяма часто встречаются мегакристы ильменитов. Совместно с клинопироксеном и титаномагнетитом ильменит кристаллизуется в основных массах этих, а также бакенингских субщелочных вулканитах. Таким образом, в ходе эволюции уже при подходе к условиям оливин-плагиоклазового равновесия титаномагнетиты и ильмениты становятся стабильной субликвидусной фазой, фракционированием которой и определяется баланс высокозарядных элементов в магматическом расплаве.

Таким образом, с изменением глубины мантийного источника постепенно стираются различия между внутриплитными и обычными островодужными вулканитами. Появляется большая неопределенность в их типизации и трактовке генезиса.

Поскольку считается, что внутриплитные вулканиты океанических и континентальных областей образуются за счет обогащенного мантийного источника типа «OIB» (такой же, как при продуцировании базальтов океанических островов), ряд исследователей рассматривают его как потенциально возможный и для случая совмещения известково-щелочных и щелочных серий с повышенным содержанием высокозарядных элементов. Предполагается при этом, что остаточная Ti-содержащая фаза присутствует при мантийном плавлении в случае образования известково-щелочных серий и отсутствует при продуцировании внутриплитных серий (Reagan, Gill, 1989). Подобным образом появление внутриплитных базальтов в Сеал Нунатаксе (Антарктида) после прекращения субдукции связывается с участием гранатсодержащего источника после выделения остаточного граната (Hole, 1990). Более распространена точка зрения, что при образовании известково-щелочных островодужных и внутриплитных щелочных и субщелочных серий каждый тип имеет свой источник (Волынец, 1997; Kepezhinskas et al., 1996; Petrone et al., 2002).

Различия в изотопных характеристиках – серьезный аргумент в пользу обоснования раздельного существования источников для разных типов вулканитов (Kepezhinskas et al., 1996; Волынец и др., 1997; Petrone et al., 2002). На диаграмме рис. 5.121 изотопные характеристики базальтоидов соответствуют данным по их нормированным La/Yb отношениям. Использование Sr-изотопных и редкоэлементных характеристик для вулканитов, ассоциирующих с различными типами ксенолитов, позволило выделить

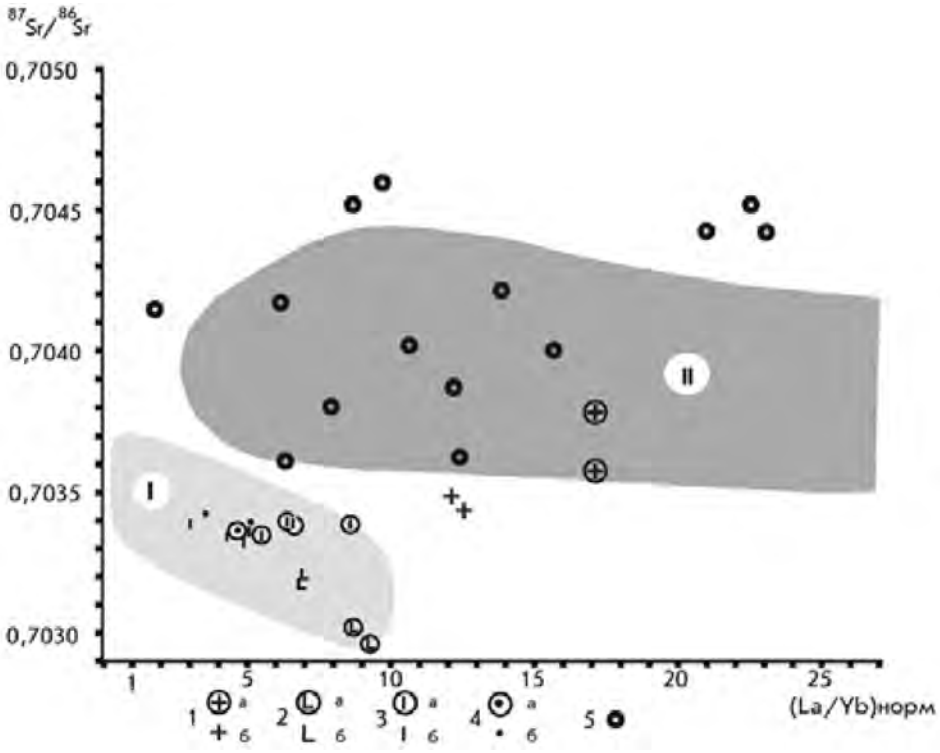


Рис. 5.121. Диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr$ – $(La/Yb)_{норм.}$ для различных типов вулканитов.

Данные для базальтоидов из различных районов: 1 – мыс Наварин, 2 – район р. Валоваям, 3 – район Ичинского вулкана, 4 – район вулкана Бакенинг (а – для вулканитов внутриплитного геохимического типа, б – для пород островодужного типа), 5 – для позднеогеновых K-Na щелочных базальтоидов Восточной Камчатки (внутриплитного геохимического типа). Выделены поля для: I – вулканических пород Камчатской и Идзу-Бонинской островных дуг, II – внутриплитных базальтоидов, ассоциирующих с ксенолитами шпинель-лерцолитового типа.

Использованы данные из работ: Zhi et al., 1990; Song et al., 1990; Волынец и др., 1997; Озеров и др., 1997; Kepezhinskas et al., 1997; Dorendorf et al., 2000; Churikova et al., 2001; Taylor, Nesbitt, 1998; Zou et al., 2000; Hoang et al., 1996; Flower et al., 1992. Нормирование проведено по данным: McDonough, Sun, 1995

поля, отвечающие шпинель-лерцолитовой и оливин-плагиоклазовой фациям глубинности. В этих полях относительно ограниченные вариации Sr-изотопных отношений при более широком – La/Yb; слабовыраженная отрицательная корреляционная зависимость между этими параметрами в I поле и ее отсутствие во II. Наваринским базанитам в рассматриваемом ряду свойственны наибольшие La/Yb отношения (наибольшая щелочность), а по Sr-изотопным характеристикам они располагаются в поле шпинель-лерцолитового равновесия. Вулканиты керекской свиты по этим соотношениям заметно смещены в сторону поля оливин-плагиоклазового равновесия. Остальные породы целиком располагаются в этом поле. При этом для валоваямских базальтоидов при переходе от внутриплитных к островодужным вулканитам четко выражена обратная зависимость $^{87}Sr/^{86}Sr$–(La/Yb) норм. В ичинском и бакенингском районах при меняющихся значениях La/Yb отношений Sr-изотопные характеристики почти не меняются. Это свидетельствует о том, что отмеченные образования в целом мало затронуты метасоматическими преобразованиями, несмотря на присутствие дацитовых (или содержащих углекислоту) прожилков (как показателей мантийного метасоматоза) в ксенолитах вулканитов р. Валоваям и Бакенинга (Kepezhinskas et al., 1996b; Kepezhiskas, Defant, 1996). Для сравнения на рис. 5.121 нанесены данные по позднеогеновым K-Na внутриплитным щелочным базальтоидам Восточной Камчатки (Волынец и др., 1997). Большая часть попадает в поле шпинель-лерцолитового равновесия, что свидетельствует о значительной глубине образования магматических расплавов. В целом наблюдается та же картина: чем меньше предполагаемая глубина магматического источника, тем слабее различия сосуществующих внутриплитных и островодужных вулканитов. Вряд ли те небольшие различия в изотопных составах этих двух типов ичинских и бакенингских базальтоидов следует рассматривать как доказательство различных источников.

В итоге мы приходим к заключению, что основной фактор, определяющий состав рассмотренных типов вулканитов, это глубина магматического источника. На разобранных примерах в зависимости

от меняющейся геодинамической обстановки вырисовывается картина пространственного и временного совмещения этих разноглубинных проявлений.

Совместное рассмотрение состава островодужных и внутриплитных вулканитов Камчатско-Корякской островодужной системы, а также многочисленных публикаций по другим регионам (Aoki, 1987; Intraplate Volkanism..., 1989; Hole, 1990; Leeman et al., 1990; Borg et al., 1997; Luhr, 1997; Kita et al., 2001; Petrone et al., 2002; и др.) позволяет установить, что для вулканизма на конвергентных границах литосферных плит обычно пространственное и временное совмещение этих типов базальтоидов.

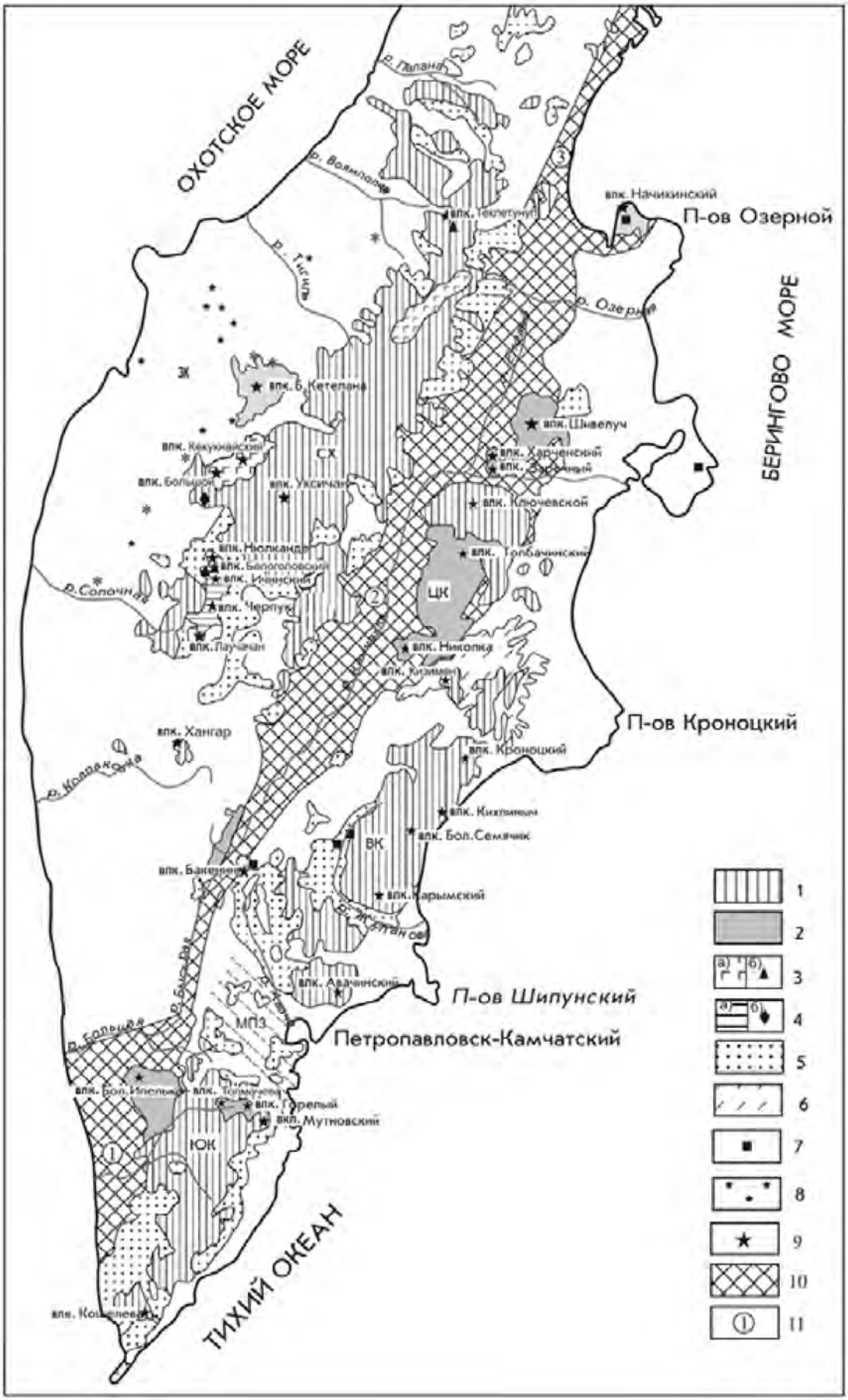
Индикаторные типы базальтоидов, связанные с геодинамикой, достаточно однообразны и отражают «глубину стояния» мантийного диапира. Появление тех или иных индикаторных серий вулканических пород, которые обычно выделяются для реконструкции геодинамических обстановок, связано с поверхностной геодинамикой литосферы. Проявление внутриплитного вулканизма континентальных и океанических областей определяется всеми стадиями эволюции рифтогенного режима. Здесь реализуются возможности прямого питания из астеносферных и мантийных литосферных источников. Островодужный орогенный режим гораздо более сложный. Здесь сочетаются вертикальные и горизонтальные движения. Литосфера расслаивается, особенно на границе кора–мантия. Создаются возможности для возникновения эшелонированной системы промежуточных и периферических магматических очагов. Подъем мантийных диапиров здесь максимальный. Широко проявлена малоглубинная дифференциация. В эндогенном режиме может сочетаться рифтогенная и орогенная составляющая, и тогда появляются соседствующие во времени и пространстве внутриплитные и островодужные типы. Если преобладает орогенный режим, проявляются только островодужные серии, и их набор может быть достаточно многообразен – от бонинитовых-толеитовых до субщелочных и щелочных – шошонитовых.

ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Центрально-Камчатская вулканическая зона расположена в Центрально-Камчатской грабенообразной депрессии (ЦКД), которая протягивается от истоков р. Камчатка до берегов Укинской губы и простирается в прол. Литке. С востока депрессия ограничивается на всем протяжении Восточным хребтом, а с запада отрогами Срединного хребта. Ширина ЦКД от 15–20 км на юге до 80–90 км на севере, а ее протяженность составляет около 350 км. Формирование структуры началось в раннем миоцене и, с перерывом в позднем миоцене, развивается вплоть до настоящего времени. Совместно с грабеном прол. Литке на севере и Большерецким на юге ЦКД входит в единую систему рифтогенных депрессий северо-восточного простирания (рис. 5.122) (Очерки..., 1987). Согласно геофизическим данным мощность земной коры в ЦКД достигает 40–42 км, и, следовательно, она относится к континентальному типу (Балеста, 1981).

В отличие от вулканических зон Срединного хребта и Южной Камчатки в ЦКД неизвестны олигоцен-миоценовые вулканические породы островодужного типа. Другая особенность – расположение депрессии в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, что, по-видимому, обусловило повышенную проницаемость этого участка земной коры и привело к высокой интенсивности магматических процессов. Общий объем изверженного материала Ключевской группы вулканов примерно 8000 км^3, тогда как объем четвертичных вулканитов Срединно-Камчатского пояса всего 5500 км ^{3} (Кожемяка, 1994).

Вулканическая активность в ЦКД началась в позднем миоцене–раннем плиоцене и продолжалась в течение всего четвертичного цикла. Продукты раннего этапа вулканизма здесь крайне незначительно распространены и достоверно известны в северной части ЦКД (Хайлюлинская и Начикинская плиоцен-четвертичные вулканические постройки). Плиоценовые вулканиты распространены на Генеральском поднятии и вдоль западных отрогов Валагинского хребта. Наиболее интенсивная вулканическая активность в ЦКД была в четвертичное время. Вулканические образования этого периода приурочены преимущественно к центральной части депрессии, где выделяются Ключевская группа активных вулканов, Харчинский и Заречный потухшие вулканы и активный вулкан Шивелуч. Характерная черта большинства вулканических сооружений, слагающих эти вулканические группы, – эффузивный базальтовый и эффузивно-эксплозивный базальт-андезибазальтовый вулканизм. Формально можно выделить два крупных этапа базальтового магматизма. На первом, раннеплейстоценовом, этапе формируются крупные щитовые вулканы, а затем сложные стратовулканы, такие как, например, Николка и правулкан Плоский. Второй этап охватывает интервал с конца плейстоцена до настоящего времени и характеризуется преимущественно ареальным типом вулканизма. Наряду с ним формируются такие крупные стратовулканы, как Камень, Безымянный и Ключевской. В промежутке между двумя базальтовыми этапами активно извергаются породы среднего и кислого состава, которые доминируют только в некоторых вулканических центрах, наиболее крупный из которых – вулкан Шивелуч. На долю андезитов здесь приходится 900 км^3 от общего объема изверженных пород, в то время как базальты составляют 200 км^3.


ОХОТСКОЕ МОРЕ
БЕРИНГОВО МОРЕ
ТИХИЙ ОКЕАН
П-ов Озерной
П-ов Кроноцкий
П-ов Шипунский
Петропавловск-Камчатский
р. Пахана
р. Воямполка
р. Тигиль
р. Озерная
р. Соболевка
р. Большая
ЗК
СХ
ЦК
ВК
ЮК
МПЗ
влк. Начикинский
влк. Текелтунуй
влк. Б. Кетепана
влк. Шивелуч
влк. Кекукнайский
влк. Харченский
влк. Большой
влк. Ушковский
влк. Ключевской
влк. Ильинский
влк. Чертуй
влк. Ичинский
влк. Хангар
влк. Кроноцкий
влк. Кихпиныч
влк. Бол. Семячик
влк. Карымский
влк. Авачинский
влк. Горелый
влк. Мутновский
влк. Кошелева
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Помимо вулканов центрального типа в ЦКД широко распространены базальтовые шлаковые конусы, которые образуют протяженные зоны северо-восточного простирания. Всего здесь находится 19 крупных полигенных и около 400 мелких моногенных вулканов преимущественно ареального типа. Почти все вулканы депрессии возникли не ранее 40–50 тыс. лет назад, а самый активный из них, Ключевской, – около 7 тыс. лет назад (Действующие вулканы..., 1991).

Петролого-геохимические аспекты магматизма ЦКД были рассмотрены В.А. Ермаковым (1977, 1987), Э.И. Пополитовым, О.Н. Волынцом (1981) и др. Согласно данным этих исследователей, по содержанию K_2O подавляющая часть четвертичных вулканитов ЦКД относится к умеренно калиевой серии (рис. 5.123, А), хотя в отдельных вулканоструктурах и некоторых зонах шлаковых конусов встречаются и высококалиевые разности (вулканы Николка, Плоские Сопки и Толбачинская зона) (табл. 5.43). Продукты извержений вулканов Николка и Плоские Сопки характеризуются высокими концентрациями щелочей (особенно калия) и относятся к абсарокит-шошонит-латитовой серии. На рис. 5.123, Б большинство лав ЦКД располагается в поле известково-щелочных пород. Исключение составляют высококалиевые образования некоторых вулканических центров, которые по FeO^*/MgO отношению соответствуют толеитам. В отличие от остальных лав ЦКД они содержат большие количества Ti_2O (более 1,2 мас.%), РЗЭ, Zr, Y и P_2O_5. Несмотря на то что концентрации Nb и Ta в этих породах несколько повышены по сравнению с остальными базальтоидами ЦКД, La/Nb (3–9), La/Ta (35–50) и Zr/Nb (24–37), отношения не выходят за пределы, свойственные островодужным магматическим сериям. От островодужных лав они отличаются отсутствием Sr максимума и Ce минимума (рис. 5.124), что более типично для базальтов срединно-океанических хребтов, толеитовых и щелочных основных вулканитов океанических островов, континентальных рифтов, а также трансформных континентальных окраин (Волынец и др., 1990).

Наблюдается определенная геохимическая неоднородность продуктов вулканизма ЦКД, причем в отличие от островодужных систем она связана не с поперечной, а с продольной зональностью вулканической зоны. В южной группе вулканов широко распространены глиноземистые породы основного и среднего состава. Магнезиальные вулканиты редки и встречаются, как правило, в виде отдельных потоков некоторых стратовулканов (Ключевской, Плоский) либо в региональных зонах шлаковых конусов (Толбачинская группа). Для вулканов северной группы типичны магнезиальные образования, часто почти полностью слагающие некоторые многоактные вулканы (Харчинский, Заречный), а также вулканы Харчинской региональной зоны шлаковых конусов. Объем магнезиальных базальтов в составе этих вулканов в 5–10 раз больше, чем в других позднеплейстоцен-голоценовых вулканах Камчатки, включая Ключевскую группу и Толбачинскую ареальную зону (Волынец и др., 1998).

Отчетливо выражены и геохимические отличия. Магнезиальные базальты северной группы вулканов отличаются от соответствующих пород южной группы более высокими содержаниями K, Sr и Ba и низкими – Ca, Sc и Yb. Кроме того, они обладают повышенными величинами отношений Sr/Y, K/Ti, La/Y, Zr/Y, Th/Yb, Ni/Sc, Cr/Sc и низкими – Ca/Sr и U/Th. Наряду с магнезиальными базальтами в отдельных вулканах северной группы (Заречный и Шивелуч) обнаружены магнезиальные андезиты с адакитовой тенденцией. Специфика этих вулканитов выражена в повышенной магнезиальности пород и темноцветных минералов, а также в высокой концентрации Cr, Ni и Co и низкой – тяжелых РЗЭ, что обусловливает высокие отношения Ni/Co, Ni/Sc, Cr/Sc и La/Yb. Появление подобных пород, по мнению большинства исследователей, связано с частичным плавлением субдуцируемой плиты и дальнейшим взаимодействием расплава с веществом вышележащего мантийного клина (Волынец и др., 1990; Авдейко и др., 2002).

Несмотря на существующие отличия между базальтами северной и южной групп вулканов, все они обладают рядом геохимических признаков, указывающих на их принадлежность к островодужным

Рис. 5.122. Схема расположения плиоцен-четвертичных вулканитов островодужного и внутриплитного типа на территории Камчатки.

Схема составлена А.А. Чащиным на основе Геологической карты Камчатской области. Масштаб 1 : 1 500 000 (под ред. Г.В. Власова, 1976) с учетом данных: Волынец и др., 1990; Перепелов, 1989; Мартынов и др., 1995; Авдейко и др., 2001; и др.).

1 – области распространения раннеплейстоцен-голоценовых вулканитов островодужного типа; 2 – области распространения раннеплейстоцен-голоценовых вулканитов островодужного и переходного типа; 3 – области распространения (а) и локальные проявления (б) позднеплейстоцен-голоценовых вулканитов внутриплитного типа; 4 – области распространения (а) и локальные проявления (б) позднеплиоцен-раннеплейстоценовых вулканитов внутриплитного типа; 5 – области распространения верхнемиоцен-плиоценовых вулканитов (алнейская серия) островодужного типа; 6 – области распространения плиоценовых и частично верхнемиоцен-плиоценовых вулканитов (тумрокская, щапинская и сторожевская свиты) островодужного и переходного типа (?); 7 – локальные выходы позднеплиоценовых вулканитов внутриплитного типа; 8 – места обнаружения миоцен-плиоценовых вулканитов внутриплитного типа; 9 – отдельные вулканические постройки; 10 – главная система рифтогенных структур; 11 – структуры относительных опусканий (грабенов): 1 – Большерецкий грабен, 2 – Центральная Камчатская депрессия, 3 – грабен прол. Литке.

Вулканические зоны: СХ – Срединного хребта, ЦК – Центральной Камчатки, ВК – Восточной Камчатки, ЮК – Южной Камчатки. МПЗ – Малко-Петропавловская зона сдвиговых дислокаций

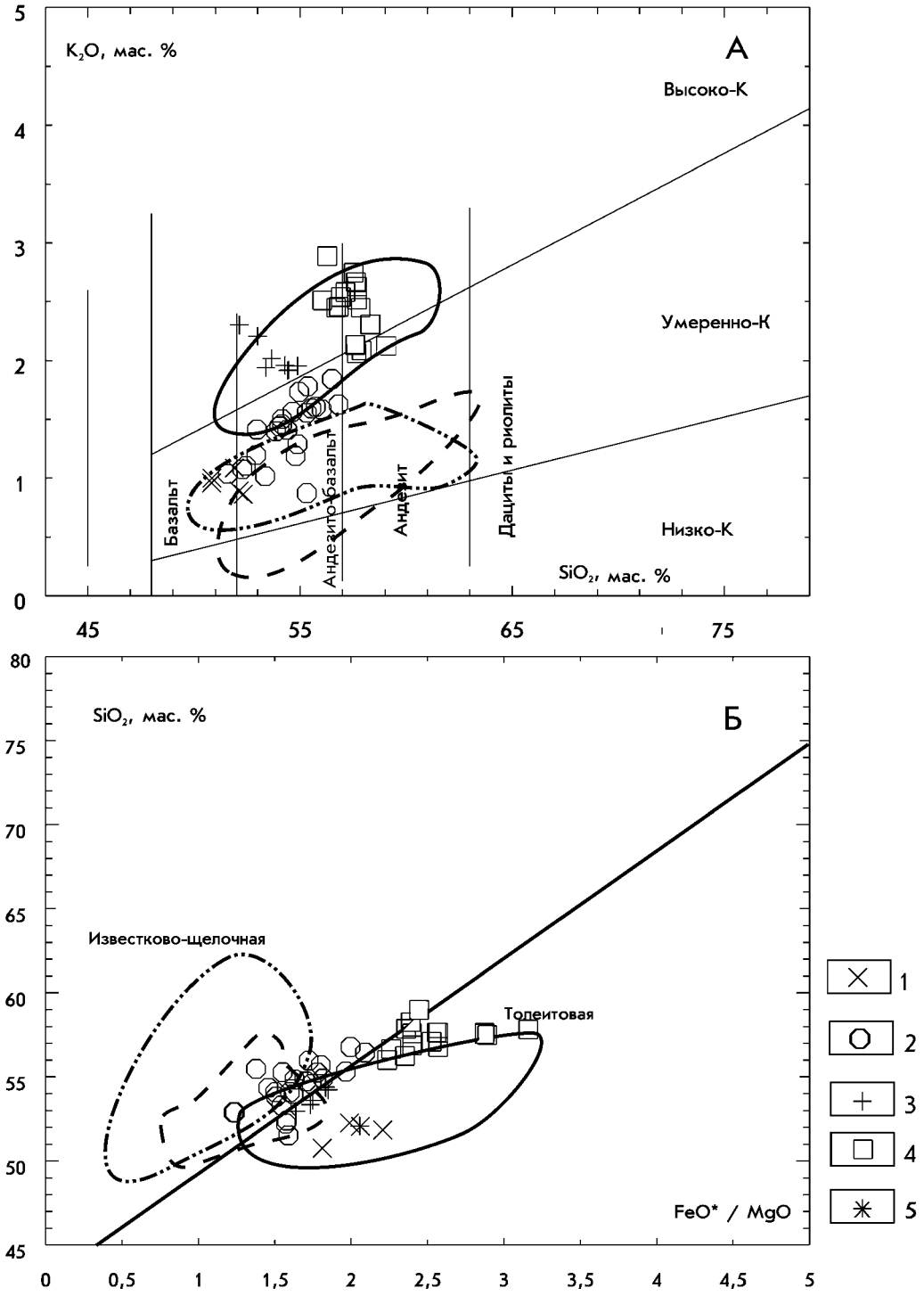


Рис. 5.123. Классификационные диаграммы SiO_2–K_2O (А) и SiO_2–FeO* /MgO (Б) для кайнозойских вулканитов Камчатки.

Вулкан Горелый: 1 – базальты начальной стадии формирования современной постройки; 2 – современные умеренно калиевые базальты и андезибазальты; 3 – современные высококалиевые базальты и андезибазальты; 4 – современные андезиты; 5 – базальт докальдерного комплекса. Полями на диаграмме показаны составы базальтов, андезибазальтов и андезитов вулканов южной группы ЦКД (пунктир), северной группы ЦКД (штрихпунктир) и высококалиевые лавы вулканов Плоский, Николка, Толбачик (сплошная линия) (по: Волынец, и др., 1990, 1999; Колосков, 2001)

образованиям. Это низкие содержания Ti, Nb, Ta и довольно высокие значения отношений La/Nb (3–4 для южной и, соответственно, 3–11 для северной группы), La/Ta (40–62 для южной и 40–200 – для северной группы) и Zr/ Nb (25–55 для южной и 26–90 – для северной группы). Ba и Sr максимумы и Ta, Nb и

Таблица 5.43

Содержание петрогенных (в мас.%) и микроэлементов (в г/т) в изверженных породах Камчатки

Параметры	Номер образца													
	1002/1С	90093	1004С	8837	1023Т	Klu-1	655	22–8	СГ-261*	ЮМ-1639	ЮМ-2218	Ча-44	ЮМ-2242	ЮМ-2261
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Центрально-Камчатская вулканическая зона								Южно-Камчатская вулканическая зона					
SiO_2	52,54	51,71	57,49	50,08	50,76	53,56	50,46	51,10	48,28	51,83	52,78	54,97	54,82	57,02
TiO_2	0,86	0,85	0,69	0,88	0,67	0,89	0,95	1,59	1,35	1,26	1,47	0,91	1,40	1,30
Al_2O_3	12,37	13,64	14,40	13,46	10,61	14,95	13,42	17,51	19,60	16,89	16,92	17,50	17,39	16,03
Fe_2O_3	3,08	1,78	2,55	3,95	1,97	2,49	2,14	2,25	2,36	5,42	1,56	3,51	1,08	2,25
FeO	5,70	7,34	5,04	5,42	6,39	5,85	7,16	7,20	5,33	4,34	7,50	5,03	6,82	6,22
MnO	0,16	0,17	0,15	0,16	0,23	0,17	0,17	0,16	0,17	0,17	0,16	0,14	0,17	0,15
MgO	11,48	10,43	6,88	12,29	18,68	8,21	9,67	4,34	4,84	4,66	5,14	4,17	4,57	2,87
CaO	8,50	9,35	6,92	9,62	6,50	9,66	11,60	8,30	8,76	8,16	7,31	7,52	6,79	6,24
Na_2O	2,84	2,70	3,35	2,69	2,13	2,90	2,37	3,46	3,74	2,88	3,58	3,50	3,77	3,66
K_2O	1,42	1,05	1,70	0,89	0,92	0,92	0,85	1,97	0,96	1,66	1,92	1,77	1,94	2,49
P_2O_5	0,24	0,19	0,25	0,18	0,24	0,17	0,21	0,56	0,46	0,54	0,57	0,31	0,58	0,61
H_2O	0,20	0,61	0,26	0,69	н,а	0,34	0,63	0,79	н,а	0,38	0,62	0,13	0,75	0,18
п.п.п	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	3,73	0,51	н.а.	0,40	н.а.	0,46
Сумма	99,39	99,81	99,68	100,31	99,83	100,10	99,63	99,22	99,58	98,19	99,60	99,86	99,54	99,60
Rb	14	19	19	14	15	н.а.	20	52	14,89	32,06	36,2	27,2	34,5	52,4
Ba	756	290	462	331	353	331	229	467	353,28	433,21	487	462	504	759
Sr	710	378	527	476	223	322	292	362	499,19	451,72	427	465	449	387
Pb	н.а.	2,8	н.а.	3,1	н.а.	2,8	2,1	7,6	4,61	12,58	26	н.а.	н.а.	н.а.
Zr	79	71	83	66	73	82	79	199	104,56	183,28	197	118	184	245
Hf	2,03	1,9	2,29	2	1,64	2,1	2	4,7	2,51	4,28	3,5	2,3	3,6	4,7
La	9,46	5,8	8,13	6,5	5,02	6,2	6,2	16,4	8,65	14,23	19,3	14	18,1	26,7
Ce	25,7	14,5	20,4	17	12,7	14,9	16	41	23,46	29,78	41,1	28,7	38,6	67,7
Pr	н.а.	2,5	н.а.	2,7	н.а.	2,5	2,6	6,2	3,81	5,43	6,03	4,41	5,64	7,85
Nd	16,0	11,9	14,3	13,6	н.а.	11,7	13,4	28,5	17,61	24,86	25,9	19,5	24,0	35,6
Sm	3,97	3,3	3,34	3,7	2,34	3,3	3,7	6,9	4,36	5,59	6,5	5,05	5,8	8,68
Eu	1,09	1,0	0,83	1,1	0,73	1	1,1	1,8	1,42	1,52	1,62	1,44	1,55	2,04
Gd	н.а.	3,1	н.а.	3,2	н.а.	3,3	3,5	6,1	4,58	5,85	6,19	5,58	5,59	9,22
Tb	0,52	0,5	0,45	0,5	0,37	0,6	0,6	1	0,75	0,85	1	0,88	0,93	1,46
Dy	н.а.	3,1	н.а.	2,9	н.а.	3,3	3,5	5,7	4,20	4,77	5,85	4,96	5,43	8
Ho	н.а.	0,7	н.а.	0,6	н.а.	0,7	0,7	1,2	0,83	1,14	1,20	1,04	1,10	1,64
Er	н.а.	1,9	н.а.	1,7	н.а.	2,1	2,0	3,5	2,55	3,18	3,64	2,9	3,21	4,80
Yb	1,53	1,7	1,34	1,5	1,11	1,9	1,9	3,2	2,45	0,55	3,45	2,9	3,16	4,63
Lu	0,22	0,3	0,19	0,2	0,176	0,3	0,3	0,5	0,38	0,47	0,52	0,45	0,50	0,73
Nb	3	1,4	2	1,2	2	1,5	1,7	5,4	3,52	3,89	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Y	18	18	18	16	17	20	19	32	26,55	25,08	36,6	28,3	33,5	46,3
Ta	0,09	0,1	0,11	0,1	0,09	0,1	0,1	0,4	0,22	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Th	0,86	0,6	0,83	0,5	0,46	0,7	0,6	2,6	1,03	н.а.	3	2,52	2,90	4,89
Sc	29,9	37	25,8	32	24,2	38	43	23	37,22	34,76	22,7	22,7	21,9	20,1
Cs	0,53	0,34	0,58	0,28	0,41	0,45	0,49	1,67	0,29	0,88	1,56	1,27	1,50	2,45
U	0,59	0,4	0,62	0,3	0,50	0,4	0,3	1,3	0,40	0,95	1,4	1,16	1,3	2,03

*Образец, любезно предоставленный О.Б. Селянгиным.

Примечание. 1–8 – Центральная Камчатская депрессия (Волынец, 1999; Колосков, 2001): 1–3 – вулкан Заречный; 4, 5 – вулкан Харчинский; 6 – вулкан Ключевской; 7, 8 – Большое трещинное толбачинское извержение; 9–14 – Южно-Камчатская зона, вулкан Горелый: 9 – докальдерный комплекс, 10–14 – современная постройка. н.а. – не анализировались.

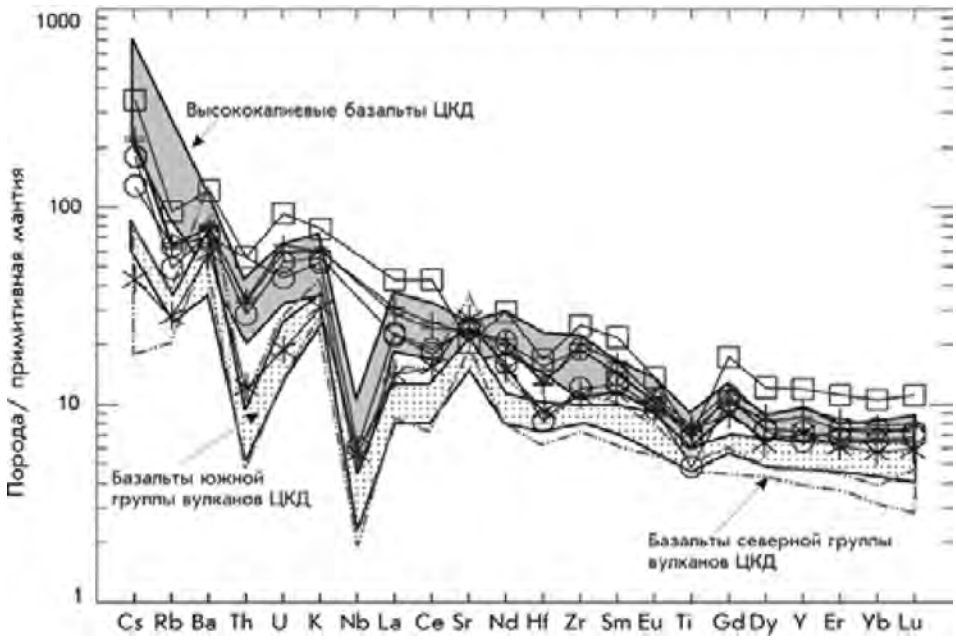


Рис. 5.124. Нормированное по примитивной мантии (Sun, 1982) распределение элементов в кайнозойских вулканитах Камчатки.
Условные обозначения см. на рис. 5.123

Th минимумы на рис. 5.124 также типичны для островодужных лав. На диаграммах Th–Hf–Nb (рис. 5.125), Ti–V и Ni–Co (рис. 5.126) базальты также располагаются в поле островных дуг и активных континентальных окраин.

В то же время находки магнезиальных пород с адакитовой тенденцией среди изверженных пород северной группы вулканов, а также присутствие высококалиевых глиноземистых базальтов, геохимические характеристики которых – переходные между островодужными и внутриплитными лавами, указывают на особенности генезиса этих пород.

Сходными особенностями вулканизма характеризуется Центральная зона Южной Камчатки. Для этой зоны также типичен преимущественно базальтовый магматизм, часто ареального типа (Толмачев Дол), несколько отличающийся от типично островодужного. Причем, например, в детально нами изученном базальтовом вулкане Горелый можно наблюдать закономерные изменения петрологических характеристик пород от ранних этапов вулканической активности к поздним.

Описываемый вулкан расположен в северной части Центральной подзоны Южно-Камчатской зоны в непосредственной близости от вулкана ареального типа Толмачев Дол (рис. 5.127). По морфологии он относится к сложным кальдерным стратовулканам, в его строении участвуют две постройки – древняя (Q_{2-3}) и современная (Q_4).

В истории формирования этого вулкана выделяются три крупных этапа активности. *Первый этап* (средний плейстоцен) связан с формированием древнего щитового вулкана пра-Горелый. В настоящее время от него сохранились только отдельные фрагменты в уступах кальдеры. Сложены они мощными потоками андезитов, андезидацитов и дацитов. В верхней части разреза до кальдерного комплекса встречаются отдельные дайки и экструзивные тела андезидацитового и дацитового состава. Реликты этого вулкана сохранились также в виде слоистого плато в районе истоков рек Опала и Паратунка, где они сложены базальтами, андезибазальтами, андезитами и дацитами (Кирсанов, Мелекесцев, 1991).

Второй этап (поздний плейстоцен) проявился серией катастрофических извержений кислой пирокластики (пемзы и игнимбритов), которые образовали плато площадью 600 км^2 и объемом около 100 км^3, а в центральной части щитового вулкана – кальдеру размером 13×12 км. Как показали тефростратиграфические исследования, это произошло 38–40 тыс. лет назад. Почти сразу после формирования кальдеры на внешних склонах и кромке северо-западной части вулкана образовались шлаковые андезибазальтовые конусы, а также экструзивы андезидацитов и дацитов (посткальдерный период) (Селянгин, Пономарева, 1999).

Третий этап (поздний плейстоцен–голоцен) связан с появлением в центральной части кальдеры сложной современной постройки. Последняя не совсем обычна для камчатских вулканов – линейный вулканический хребет с пологими склонами, который вытянут на 7 км в западно-северо-западном направлении. Он образован продуктами излияния трех небольших слившихся между собой длительно действующих конусов (Горелый-I, II, III), а также мно-

гочисленными конусами одноактных побочных прорывов. Начало формирования современной постройки вулкана Горелый связывают с излиянием базальтов низкой или умеренной щелочности из разломов на юго-западном склоне древней кальдеры (Кирсанов, Мелекесцев, 1991). Затем в позднем плейстоцене в центральной части образуется самый ранний и крупный конус постройки – Горелый-I.

Дальнейшее развитие современного вулкана связано с формированием у восточного края кратера вулкана Горелый-I наиболее высокого центрального конуса – Горелый-II. Именно деятельность этого вулкана привела к большинству побочных прорывов магмы на склонах современной постройки. Вершинная часть вулкана Горелый-II увенчана остатками трех больших кратеров и группой гнездовых кратеров меньшего диаметра, перекрывающих друг друга с большим или меньшим смещением. Породы, слагающие эту постройку, варьируют от базальтов до андезитов с преобладанием андезибазальтов.

На этой же стадии развития заложилась дугообразная система рифтовых трещин, которые пересекают современный вулкан с юга-запада на юго-восток, а также образуют короткое северо-западное ответвление на склоне вулкана Горелый-I. При этом из двух наиболее развитых отрезков рифтовой системы только юго-западный отрезок распространен за пределами кальдеры, тогда как юго-восточный резко обрывается у восточного подножья вулкана Горелый-III. Забегая вперед, отметим, что на завершающей стадии развития современной постройки именно эта рифтогенная зона становится основным элементом магмопроводящей структуры вулкана. Так, последние мощные базальтоидные извержения вулкана приурочены исключительно к рифтовой зоне. Это, например, два крупных лавовых потока, появившихся практически одновременно (примерно 3000 лет назад): один – в северо-западной, а другой – юго-восточной ветвях рифтовой системы, а также серия более молодых лавовых образований (200–250 лет назад) на склонах вулканов Горелый-I и II и в закальдерной части юго-западной ветви рифтовой зоны (Селянгин, Пономарева, 1999).

Самый молодой в общей постройке вулкан Горелый-III примыкает с юго-востока к центральному конусу. Это небольшой правильный конус, склоны которого осложнены рядом побочных прорывов с потоками лавы. На его вершине находится правильный воронкообразный кратер с озером. Сложен вулкан преимущественно тефрой и лавами андезибазальтов. В настоящее время современный вулкан Горелый находится в стадии фумарольной и эксплозивной деятельности.

Базальты и андезибазальты современного вулкана Горелый подразделяются на умеренно и высококалиевые типы, среди которых по ассоциации минералов-вкрапленников преобладают существенно плагиоклазовые (с оливином и клинопироксеном), двупироксен-плагиоклазовые (с оливином) и оливин-плагиоклазовые (с клино- и ортопироксеном).

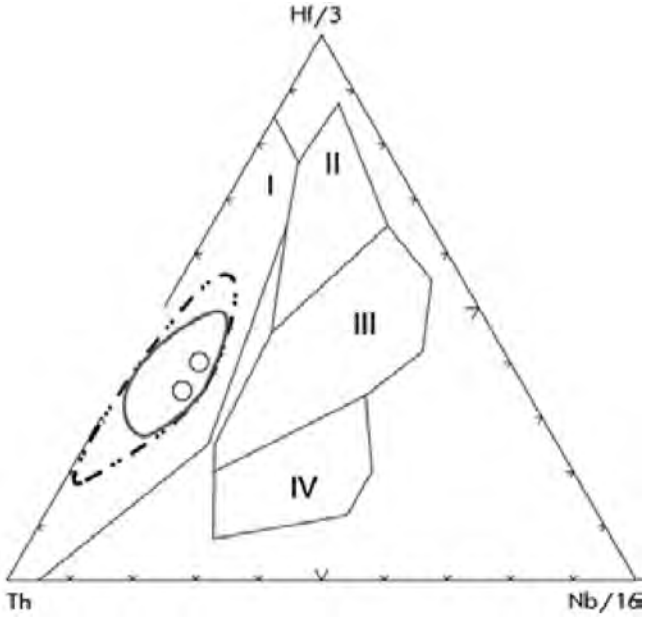


Рис. 5.125. Диаграмма Th–Hf/3–Nb/16 для кайнозойских базальтоидов Камчатки.

I–IV – поля составов базальтов разных геодинамических обстановок (по: Wood, 1980): I – вулканических дуг, II – срединно-океанических хребтов, III – срединно-океанических хребтов и внутриплитных, IV – внутриплитных. Прочие обозначения см. на рис. 5.123

Доминирующий минерал всех типов лав – плагиоклаз. Он представлен кристаллами двух генераций: фенокристами и микролитами в основной массе. Состав фенокристов изменяется от $An_{59–52}$ в ядре до $An_{54–50}$ в краевой зоне. Вместе с тем среди плагиоклазов довольно часты кристаллы с обратной зональностью ($An_{58–53}$ для центральных и $An_{67–60}$ для краевых частей фенокристов). К краевой зоне уменьшается ортоклазовая составляющая. Лейсты и микролиты в основной массе отвечают лабрадору или андезину ($An_{57–41}$). По мере увеличения концентрации K_2O в базальтоидах в плагиоклазах растет ортоклазовый минал.

Оливин встречается в виде двух генераций: вкрапленников и мелких выделений в основной массе. Первая генерация фенокристов представлена магнезиальным хризолитом ($Fo_{84–78}$), вторая – более железистым оливином ($Fo_{76–70}$). Зачастую оливин прямо зонален. Центральная часть таких кристаллов отвечает $Fo_{83–73}$, тогда как состав краевых зон колеблется в пределах $Fo_{79–68}$. В основной массе оливин варьирует от хризолита до гиалосидерита, причем оливин высококалиевых базальтоидов, как правило, более железистый ($Fo_{56–65}$), чем умеренно калиевых ($Fo_{79–73}$). В некоторых оливинах есть включения хроммагнетита.

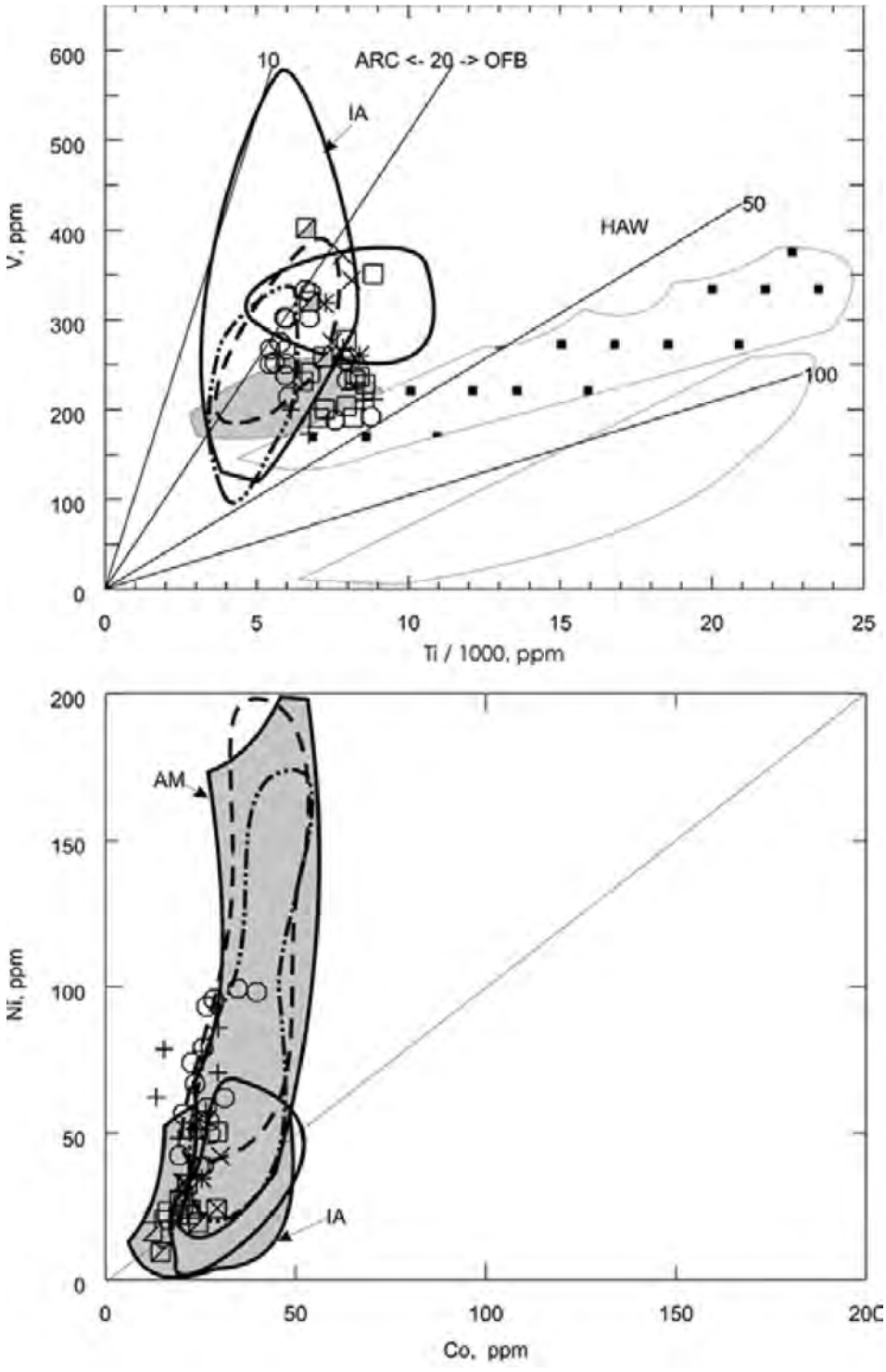


Рис. 5.126. Классификационные диаграммы Ti–V (Shervais, 1982) и Ni–Co (Мартынов, 1983) для кайнозойских вулканитов Камчатки.

Полями на диаграмме показаны составы базальтов, андезибазальтов и андезитов вулканов южной группы ЦКД (пунктир), северной группы ЦКД (штрихпунктир) и высококалиевые лавы вулканов Плоский, Николка, Толбачик (сплошная линия), базальтов Гавайских островов (HAW), активных континентальных окраин (AM) и островных дуг (IA). Условные обозначения см. на рис. 5.123

Вкрапленники клинопироксена представлены авгитом ($Wo_{39–36}Fs_{18–23}En_{43–47}$). Некоторые из них слабо зональны – с возрастанием к краям FeO (от 9,25 мас.% в центре кристалла до 10,67 мас.% по его краю) и падением CaO (центр – 19,13 мас.%, край – 17,82 мас.%). Иногда зональность кристаллов обратная: их внеш-

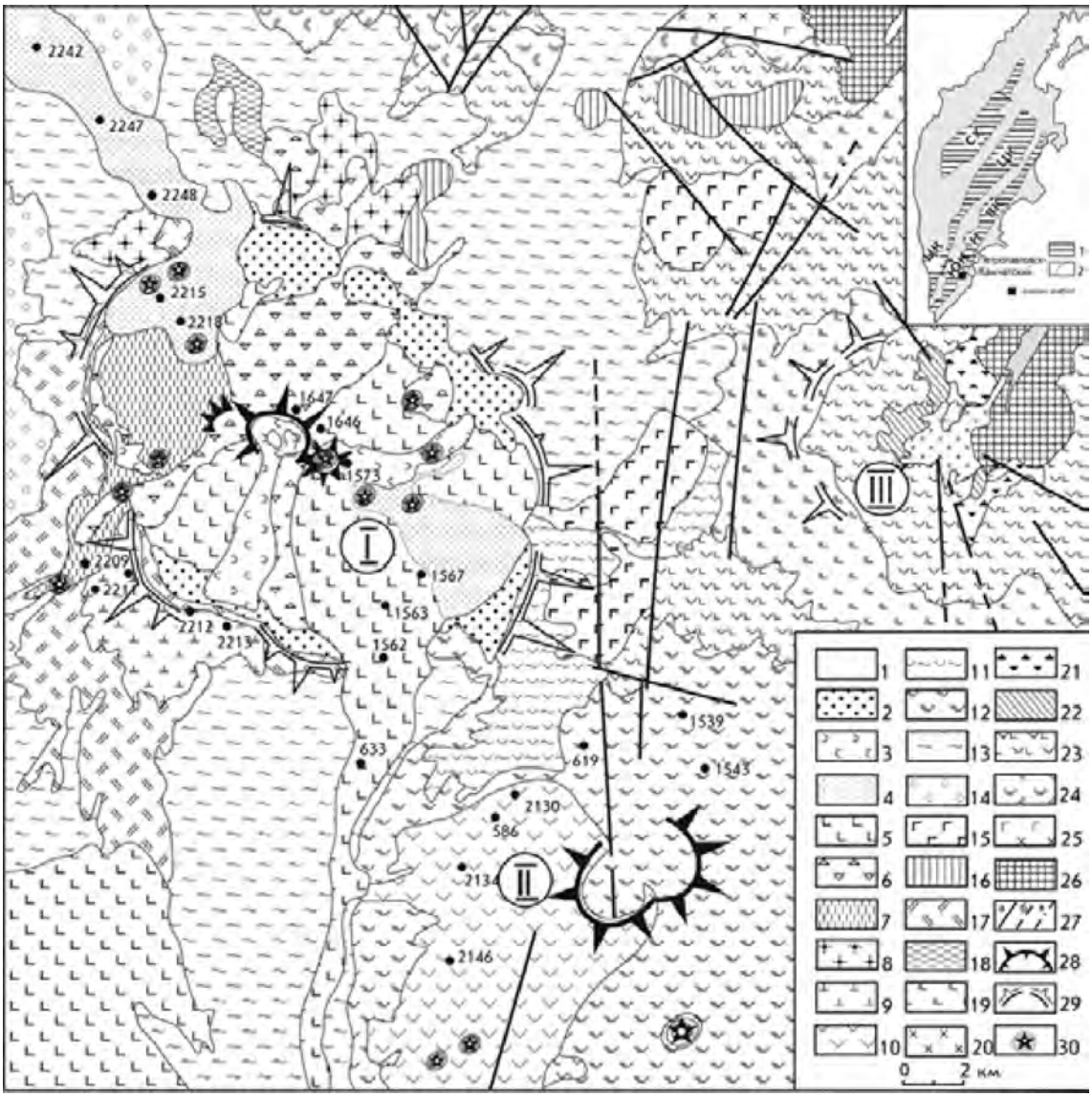


Рис. 5.127. Схематическая геологическая карта Мутновского вулканического поля (составлена по: Лоншаков, 1979; Вакин и др., 1986; Селянгин, Пономарева, 1999; Кирсанов, Мелекесцев, 1991; Петренко, 1999; с изменениями и добавлениями авторов).

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2–8 – лаво-пирокластический комплекс современной постройки вулкана Горелый: 2 – пирокластические отложения кальдеры (Q_4^4), 3 – базальты, андезибазальты и их шлаки (Q_4^4, 2,6 тыс. лет назад–ныне), 4 – базальты, андезибазальты вулкана Горелый (Q_4^3, 5,0–2,6 тыс. лет назад), 5 – базальты, андезибазальты, андезиты вулкана Горелый и разрушенных соседних вулканов (Q_4^2), 6 – лавы и шлаки базальтового и андезибазальтового состава вулкана Горелый (Q_4^1), 7 – базальты, андезибазальты, андезиты постройки вулкана Горелый-I (Q_3^4), 8 – базальты, андезибазальты, андезиты посткальдерной деятельности (Q_3^{3-4}); 9 – базальты начальной стадии формирования современной постройки вулкана Горелый (Q_3^3); 10–12 – лаво-пирокластический комплекс вулкана Мутновский: 10 – базальты, андезибазальты (Q_4^4), 11 – пемзовый покров андезитового, андезидацитового состава (Q_3^4), 12 – базальты, андезибазальты, андезиты, дациты (Q_3^{2-3}); 13 – игнимбриты и пемзо-пирокластические туфы андезидацитового состава вулкана Горелый (Q_3^3); 14 – ледниковые и водно-ледниковые отложения (Q_3^2); 15 – базальт-риолитовый комплекс вулканического хребта Двугорбая–Скалистая-Каменная (Q_{2-3}); 16 – экструзии дацитов, риодацитов, риолитов (Q_{2-3}); 17 – андезиты, дациты, риодациты докальдерного комплекса вулкана пра-Горелый (Q_2); 18 – лавовые потоки базальтов и андезибазальтов докальдерного вулкана Горелый ? (Q_1); 19–24 – лаво-пирокластический комплекс вулкана Жировской (N_2-Q_1): 19 – базальты, андезибазальты, андезиты и туфобрекчии (Q_1), 20 – интрузия габбро, габбро-диоритов и диоритов (Q_1), 21 – эксплозивные брекчии жерловой фации, 22 – субвулканические тела андезитового и дацитового состава, 23 – лаво-пирокластические образования среднеосновного состава (N_2), 24 – экструзии риодацитового и риолитового составов (N_2); 25 – интрузии диоритов, габбро-диоритов, габбро (N_1^1); 26 – вулканогенно-осадочные и вулканогенные палеоген-неогеновые образования (E_3-N_1); 27 – тектонические нарушения: достоверные (а), предполагаемые (б) и скрытые под более молодыми образованиями (в); 28 – кратеры действующих вулканов; 29 – кратеры и кальдеры древних вулканов; 30 – шлаковые конусы.

Цифрами на карте показаны вулканы: Горелый (I), Мутновский (II), Жировской (III).

На врезке: схема вулканических зон Камчатки (по: Очерки тектонического…, 1987). 1 – вулканические зоны: СХ – Срединного хребта, ЦК – Центральной Камчатки, ВК – Восточной Камчатки, ЮК – Южной Камчатки; 2 – разломы

ние зоны обогащены MgO. Микролиты клинопироксена в основной массе в отличие от фенокристов менее кальциевые ($Wo_{37-31}Fs_{17-20}En_{45-48}$), но более глиноземистые (Al_2O_3 до 4,7 мас.%). Кроме того, в высококалиевых андезибазальтах появляется субкальциевый авгит ($Wo_{27-21}Fs_{17-20}En_{45-48}$).

Ортопироксен представлен преимущественно бронзитом, реже гиперстеном ($Wo_{5-4}Fs_{27-33}En_{68-63}$). Отдельные зерна слабо обратнозональны. Центральные части этих кристаллов обычно более железистые, чем их краевые зоны (FeO^* = 18,4 мас.% – центр и 16,3 мас.% – край). Более мелкие ортопироксены основной массы сложены бронзитом и пижонитом. Последний чаще всего встречается в высококалиевых базальтоидах.

Появления в базальтах и андезибазальтах вкрапленников плагиоклазов и пироксенов с обратной зональностью, а также оливина разного состава свидетельствует о формировании этих вулканитов в результате смешения магматических расплавов различного состава.

Оценки фугитивности кислорода, полученные по результатам высокотемпературной газовой хроматографии для основных и средних пород вулкана Горелый, свидетельствуют, что они кристаллизовались в более восстановительных условиях по сравнению с вулканитами фронтальной части островной дуги. Так, полученные значения фугитивности кислорода для умереннно и высококалиевых базальтоидов вулкана Горелый лежат в интервале от $-lgfO_2$ = 13,5 до $-lgfO_2$ = 14,9 (при T = 1100°C), тогда как базальты и андезибазальты близлежащего вулкана Мутновский кристаллизовались при более высоких значениях fO_2 ($-lgfO_2$ = 12,5–13,3 при T = 1100°C). О низкой степени fO_2 при кристаллизации базальтов и андезибазальтов современного вулкана Горелый косвенно свидетельствует ограниченное содержание в них оксидных фаз железа и обогащения остаточного стекла FeO и TiO_2. Обращает на себя внимание и то, что средние содержания F (305–450 г/т) и Cl (350–480 г/т) в умеренно и высококалиевых базальтоидах вулкана Горелый несколько выше концентраций этих элементов в островодужных вулканитах Камчатки (F = 285–393 г/т и Cl = 200–157 г/т) (Трошин, Волынец, 1999), причем высококалиевые разности вулкана заметно обогащены по сравнению с умеренно калиевыми лавами F (390–490 г/т и 260–350 г/т) и Cl (460–500 г/т и 300–400 г/т).

По содержанию K_2O большинство основных и средних лав современного вулкана Горелый относится к умеренно калиевым разностям известково-щелочной серии. Однако здесь есть базальты, андезибазальты и андезиты, которые по концентрации этого элемента соответствуют высококалиевым образованиям известково-щелочной серии (рис. 5.123, А). По сумме щелочей они относятся к породам нормальной или повышенной щелочности (K_2O+Na_2O = 4–6,7 мас.%). Последние чаще всего встречаются среди самых молодых потоков, появление которых, как правило, связано с активностью рифтогенной зоны. Однако, учитывая низкий коэффициент агпаитности этих пород ($K_{аг}$ = 0,3–0,4) и отсутствие в них щелочных минералов (даже в нормативных составах по CIPW), их нельзя относить к щелочным образованиям. Интересно отметить, что ювенильный материал (слабораскристаллизованные обломки пород, стекло и пепел), выброшенный в ходе извержения вулкана Горелый в 1980–1982 гг., по химическому составу также относится к высококалиевым андезитам (SiO_2 = 55,5–56 мас.%; K_2O = = 2,11–2,80 мас.%). Кроме того, ювенильному материалу присущи повышенные концентрации TiO_2 (1,34–1,37 мас.%) (Кирсанов, Озеров, 1983).

Современные базальты вулкана Горелый располагаются вдоль границы известково-щелочной и толеитовой серий (рис. 5.123, Б). Исключение составляют самые древние умеренно калиевые базальты начальной стадии формирования современной постройки, которые попадают в поле толеитовой серии. В отличие от остальных умеренно калиевых базальтоидов постройки они несколько обогащены TiO_2, CaO и суммарным железом, но обеднены SiO_2, K_2O и Na_2O. Содержание остальных петрогенных элементов в них одинаково. Что касается высококалиевых базальтов и андезибазальтов, то в них, в отличие от умеренно калиевых лав, повышены концентрации TiO_2, K_2O, менее заметны – Na_2O, P_2O_5, тогда как содержания CaO и Al_2O_3 в них ниже. В целом с ростом кремнекислотности в породах современной постройки закономерно падают концентрации MgO, CaO и слабо увеличиваются содержания NaO и K_2O.

Когерентные элементы (Ni, Co, Cr, V и Sr). Содержание Ni, Cr, V и Sr в базальтоидах вулкана изменяется в довольно широком диапазоне. Так, концентрации Ni колеблются от 30 до 100 г/т, Cr – 45–200 г/т, V – 180–380 г/т, Sr – 400–680 г/т. Причем концентрации этих микроэлементов в породах почти не зависят от магнезиальности лав. Наиболее низкие содержания Cr и Ni и наиболее высокие V и Sr характерны для древних базальтов начального периода развития вулкана. Умеренно калиевые и высококалиевые базальтоиды последующих извержений, несмотря на довольно близкую магнезиальность (MgO = 5–6,4 мас.% и 4,70–5,52 мас.% соответственно), различаются между собой по содержанию некоторых когерентных элементов. В умеренно калиевых базальтах повышены содержания Ni (60–100 г/т и 40–60 г/т), V (280–360 г/т и 180–270 г/т), Cr (140–180 г/т и 120–140 г/т) и Sr (450–550 г/т и 400–450 г/т). Концентрация Co во всех базальтах и андезибазальтах остается практически на одном уровне (20–30 г/т). При переходе от базальтов к андезитам концентрации Ni, Cr и Sr падают.

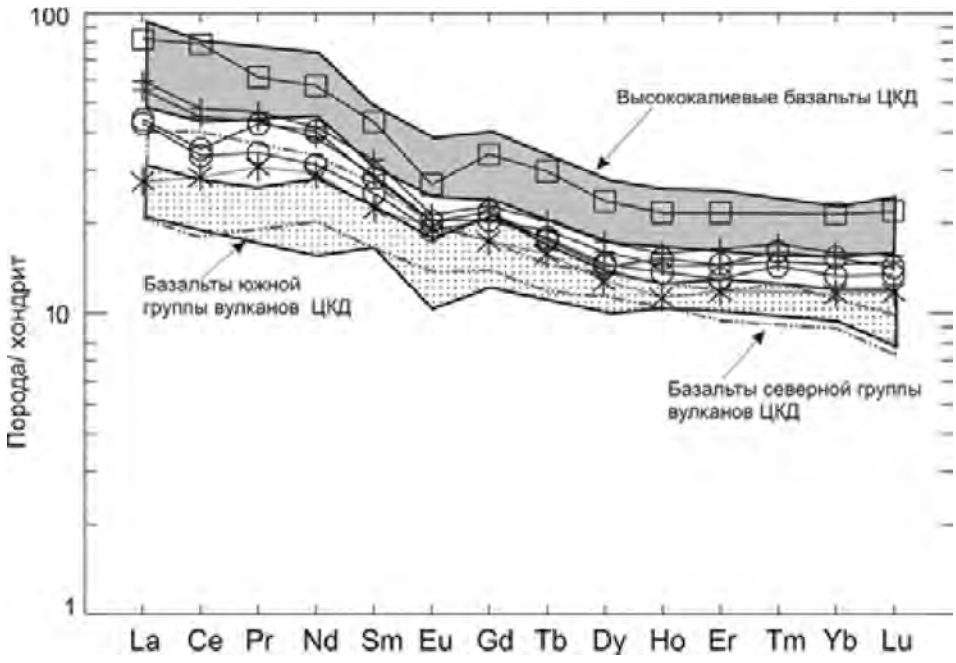


Рис. 5.128. Нормированное по хондриту (Nakamura, 1974) распределение редкоземельных элементов в кайнозойских вулканитах Камчатки.
Условные обозначения см. на рис. 5.123

Некогерентные элементы (Rb, Ba, Zr, Y). Распределение этих элементов в базальтах вулкана Горелый зависит от щелочности пород. Так, в наиболее молодых высококалиевых лавах современной постройки содержание Rb, Ba, Y и Zr выше, чем в умеренно калиевых эффузивах вулкана. В то же время умеренно калиевые базальтоиды самой ранней и последующих стадий развития вулкана Горелый почти не различаются по концентрации этих элементов, хотя в высококалиевых базальтах обычны более низкие содержания Rb (16–18 г/т и 23–38 г/т).

Концентрации РЗЭ в лавах современного вулкана Горелый постепенно растут по мере увеличения калиевости пород (рис. 5.128). Высококалиевые андезибазальты, слагающие самые молодые лавовые потоки, наиболее обогащены РЗЭ в отличие от своих умеренно калиевых аналогов ($\sum$TR + Y = 147–159 г/т и 102–123 г/т). Кроме того, им свойственна большая степень фракционирования редкоземельных элементов (La/Yb = 5,6–5,72 и 3,52–4,82), а также появление в спектре распределения редких элементов слабого Eu минимума. Последнее свидетельствует о фракционировании главного минерала-концентратора – плагиоклаза или о высоком уровне восстановленности расплавов. Общая черта умеренно калиевых и высококалиевых базальтов и андезибазальтов – преобладание легких лантаноидов над тяжелыми. Наиболее кремнекислые разности вулкана – андезиты имеют самый высокий уровень концентрации РЗЭ ($\sum$TR + Y = 325 г/т) и отчетливо выраженный минимум Eu.

Геодинамические условия формирования. По ряду геохимических критериев умеренно и высококалиевые разности современного вулкана Горелый достаточно близки типичным базальтам субдукционных обстановок. Для них характерны повышенные значения отношения Ba/La (25–41), Zr/Nb (17–47), Ba/Nb (65–111) и низкие Ce/Yb (9,6–12). Принадлежность изученных лав к островодужным иллюстрируется также диаграммами Th–Hf–Nb (рис. 5.125) и Ti-V (рис. 5.126), где они попадают в поле базальтов островных дуг и активных континентальных окраин. В то же время концентрации многих редких элементов (Th, U, Rb, Nb, La, Zr, Ce и др.) в лавах вулкана Горелый выше, чем в аналогичных породах низкокалиевой серии Камчатки. Вследствие этого «глубина» минимумов Nb и Th на кривых распределения редких элементов у них заметно меньше. От островодужных образований умеренно и высококалиевые базальтоиды вулкана Горелый отличаются более высокими содержаниями Ni и Cr и в связи с этим повышенными отношениями Ni/Co (2,2–3,5) и Cr/V (0,3–0,7), причем в наиболее молодых высококалиевых базальтах и андезибазальтах эти отличия еще более усиливаются. Среди них изредка встречаются лавовые потоки андезибазальтов, в которых концентрация TiO_2 несколько превышает верхний предел его содержания (1,10–1,5 мас.% против 1,3 мас.%) в базальтах островных дуг. На нормализованных многокомпонентных диаграммах этих пород (рис. 5.124) почти полностью исчезают столь характерные для субдукционных вулканитов максимум Sr и слабо проявленный, но постоянный минимум Ce.

Увеличение содержания титана в базальтах этого типа, а также обогащение их другими высокоза-

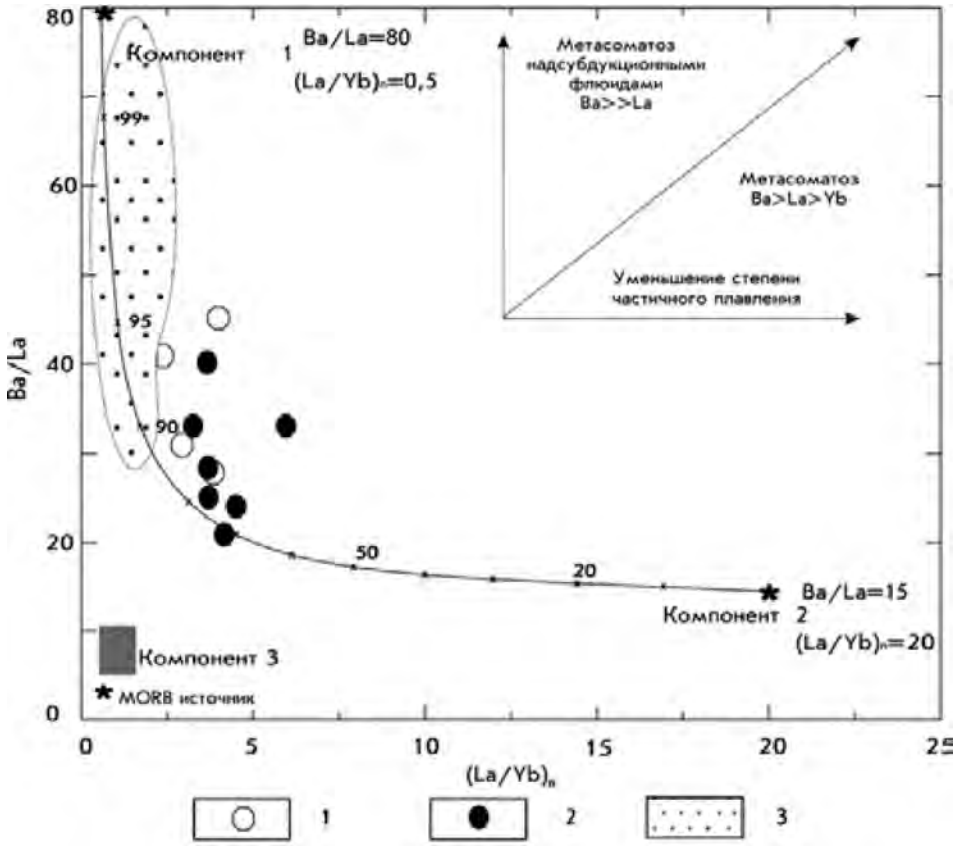


Рис. 5.129. Диаграмма Ba/La–$(La/Yb)_n$ для базальтоидов вулкана Горелый.

1 – умеренно калиевые базальты и андезибазальты; 2 – высококалиевые базальты и андезибазальты; 3 – поле базальтов фронтальной зоны Восточно-Камчатского вулканического пояса. На графике компоненты даны по Федорову, Колоскову (1999): 1 – субдукционный компонент, имеющий высокие Ba/La (80) и низкие $(La/Yb)_n$ (0,5) отношения, характеризует метасоматически измененную в связи с субдукцией мантию или расплав; 2 – компонент, с низкими Ba/La (15) и высокими $(La/Yb)_n$ (20) отношениями, соответствует продуктам внутриплитного магматизма; 3 – компонент, отвечающий деплетированной океанической мантии

рядными элементами (Zr, Hf, Th и U) позволяет предположить, что они формировались в обстановке растяжения земной коры. В этой связи обращает на себя внимание приуроченность вулкана Горелый к восточной границе района Толмачев Дол. Последний расположен в области растяжения. Это привело к интенсивному формированию здесь большого количества шлаковых и лавовых конусов ареального типа. Возраст большинства названных вулканических построек позднеголоценовый–современный (Долгоживущий центр..., 1980).

Тем не менее высококалиевые и тем более умеренно калиевые базальтоиды вулкана Горелый нельзя относить к внутриплитной геохимической группе по характеру распределения в них некогерентных элементов и из-за отсутствия в их ассоциации щелочных лав. По существу, умеренно и высококалиевые базальтоиды современного вулкана Горелый переходные между типичными внутриплитными и островодужными породами Камчатки.

Качественную оценку смешения компонентов разного состава и генезиса (MORB, островодужный и внутриплитный источники) отражает диаграмма зависимости отношений Ba/La от $(La/Yb)_n$ (рис. 5.129). На этой диаграмме умеренно и высококалиевые базальтоиды вулкана Горелый располагаются вдоль линии смешения субдукционного и внутриплитного компонента со смещением в сторону субдукционной составляющей. Однако величина $(La/Yb)_n$ в них несколько выше, чем в типичных надсубдукционных базальтах фронтальной зоны Восточного вулканического пояса Камчатки (2,5–5 и 0,65–1,77), что свидетельствует о более низкой доле субдукционного компонента в источнике, из которого они формировались.

Наши исследования позволяют предположить, что на происхождение базальтов и андезибазальтов вулкана Горелый наряду с субдукцией оказывали активное влияние иные (не связанные с субдукцией) тектоно-магматические события. Об этом свидетельствуют приуроченность рассматриваемой вулканоструктуры к рифтовой зоне, необычные геохимические свойства вулканитов и участие в их формировании высоковосстановленного флюида, обогащенного фтором и хлором.

ЮЖНЫЕ ОСТРОВА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Курильская островодужная система традиционно рассматривается в составе Курило-Камчатского глубоководного желоба, Большой Курильской вулканической гряды и расположенной в тылу Курильской глубоководной котловины (Богатиков, Цветков, 1988). Формирование вулканической гряды, объекта данного исследования, началось в раннем миоцене. Ее длина составляет 1150 км при ширине вулканической зоны 100–200 км. Глубина до субдуцирующейся плиты 120–150 км. Мощность земной коры сохраняется примерно постоянной на всем протяжении, составляя 28–33 км на юге, 25–30 км – в центральной части и 32–36 км – в северной (Злобин и др., 1987). Обнаженная часть островов представлена вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, которые подразделяются на два структурных этажа. Нижний сложен умеренно дислоцированными неогеновыми отложениями, верхний – почти не дислоцированными четвертичными вулканитами. Состав вулканогенных пород обоих структурных этажей меняется от базальтов до риолитов, но преобладают андезибазальты (Подводный вулканизм…, 1992).

Особенностью островодужного вулканизма являются значительные вариации составов изливших пород. На каждом острове Курильской дуги изменения составов описываются хорошо изученной поперечной геохимической зональностью, которая выражена в возрастании в вулканических породах тыловой зоны концентраций калия и других некогерентных элементов, включая легкие лантаноиды, при небольшом уменьшении $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения (Богатиков, Цветков, 1988; Подводный вулканизм…, 1992; Ishikawa, Tera, 1997; и др.). Эти вариации связаны с субдукционными процессами, определяющими уменьшение от фронта к тылу островной дуги роли водного флюида в магмогенезисе и как следствие степени плавления мантийного источника (Ishikawa, Tera, 1997). Этот вывод подтверждает и анализ диаграммы Na_8–Fe_8 (рис. 5.130). Вариационные линии базальтов и андезибазальтов трех изученных островов субпараллельны глобальному тренду океаниче-

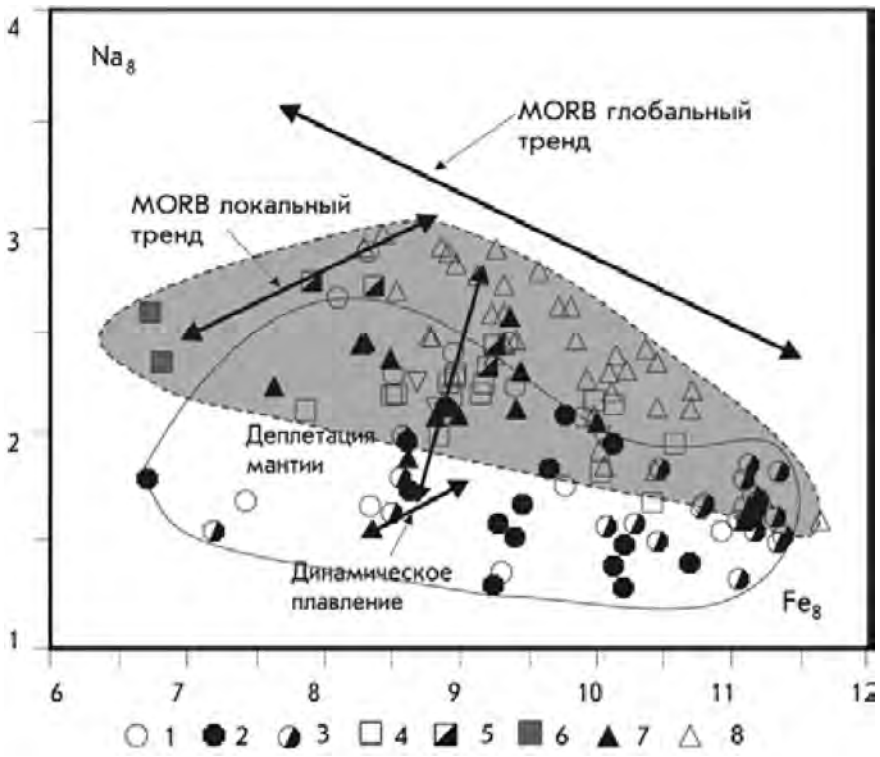


Рис. 5.130. Вариации нормированных концентраций Na_8 и Fe_8 (по: Pearce et al., 1995, с небольшими упрощениями).

1–3 – о-в Кунашир: миоценовые (1), позднеплиоцен-плейстоценовые (2) и современные (конус вулкана Тятя) (3) лавы; 4–6 – о-в Итуруп: базальты и андезибазальты позднеплиоцен-плейстоценовые (4), современные фронтальной (5) и тыловой (6) зон; 7, 8 – Парамушир: базальты и андезибазальты позднеплиоцен-плейстоценовые (7) и современные (8).

Сплошной линией оконтурено поле основных эффузивов о-ва Кунашир, пунктирной – северо-восточного Хоккайдо.

При построении диаграммы использовались только образцы с содержанием SiO_2 менее 54 мас.%, п.п.п. – менее 0,5 мас.% и MgO – более 5 мас.%

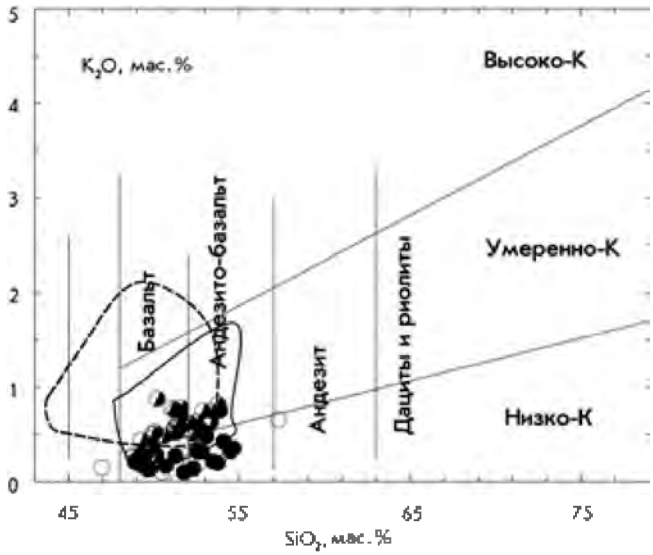


Рис. 5.131. Классификационная диаграмма SiO_2–K_2O для основных эффузивов Курильской островной дуги.

Полями на диаграмме показаны составы базальтов и андезибазальтов островов Итуруп (сплошная линия) и Парамушир (пунктир). При построении диаграммы кроме оригинальных использовались опубликованные данные. Условные обозначения см. на рис. 5.130

ских базальтов, происхождение которых связывают с различной степенью плавления однородного магматического источника в условиях вариаций температур (Langmuir et al., 1992). Однако в режиме субдукции степень плавления прежде всего определяется содержанием летучих компонентов в зоне магмогенерации.

Наряду с поперечной зональностью многие исследователи (Богатиков, Цветков, 1988; Подводный вулканизм…, 1992; и др.) отмечали продольную геохимическую неоднородность Курильской островной дуги, связанную с возрастанием к северу содержания калия и других некогерентных элементов в однотипных породах при незначительных вариациях соотношений радиогенных изотопов. Наши данные показывают, что *правильнее говорить не о продольной зональности островной дуги, а об аномальном характере вулканизма ее самого южного острова – Кунашир.* Действительно, вулканические продукты этого острова как миоценового (кунаширская и алехинская свиты), плиоценового (платобазальты), так и современного (вулкан Тятя) магматических этапов отличает крайне низкая щелочность. На диаграмме SiO_2–K_2O (рис. 5.131) эти породы располагаются в поле низкокалиевой серии или вблизи границы низко- и умеренно калиевых серий. Низкокалиевый петрохимический тип преобладает и среди кислых миоцен-четвертичных эффузивных и интрузивных пород о-ва Кунашир (около 70 об. %) (Рыбин, 1997).

Деплетированность базальтов о-ва Кунашир подтверждают и особенности распределения редкоземельных элементов (табл. 5.44). Большинство образцов характеризуется низкими нормализованными концентрациями легких лантаноидов (LREE) по сравнению с тяжелыми (HREE) и средними (MREE). Лишь в редких случаях наблюдается «плоский» спектр распределения элементов или слабое обогащение LREE. На диаграмме Na_8–Fe_8 (рис. 5.130) разновозрастные базальты о-ва Кунашир формируют самостоятельное поле, смещенное в область низких нормализованных значений концентраций Na и высоких – Fe, что свидетельствует об их более деплетированном источнике по сравнению с источниками современных основных лав островов Итуруп, Парамушир и северо-восточный Хоккайдо. Аналогичный вывод можно сделать и из анализа распределения микроэлементов. Учитывая, что островодужные магмы выплавляются, как правило, на сравнительно небольших глубинах, в условиях шпинелевой фации и повышенного содержания летучих компонентов, для решения вопросов, связанных с составом магматического источника, наиболее подходят соотношения магмофильных элементов, инертных в присутствии водного флюида и характеризующихся различными коэффициентами распределения между клинопироксеном, вторичными глиноземистыми минеральными фазами (плагиоклазом, шпинелью) и расплавом. К таким элементам, например, можно отнести Sc и Ga (Arculus, 1994). На диаграмме Sr–Sc/Ga (рис. 5.132) базальты островов Кунашир, Итуруп и Парамушир формируют негативный корреляционный тренд. С учетом анализа диаграммы Na_8–Fe_8 можно заключить, что он связан с различной степенью плавления и деплетации магматического источника в тыловой и фронтальной зонах островной дуги на современном этапе магмообразования. Смещение же базальтов о-ва Кунашир в область низких концентраций Sr свидетельствует о деплетации мантийного вещества на более раннем, скорее всего миоценовом, магматическом этапе развития островодужной системы.

Действительно, геологические данные, а также близкие соотношения радиогенных изотопов противоречат существенной гетерогенности фундамента островодужной системы, которая могла бы повлиять на геохимические особенности вулканических пород о-ва Кунашир. Практически не меняются вдоль простирания островодужной системы и основные субдукционные параметры, такие как возраст, скорость погружения Тихоокеанской плиты, глубина до сейсмофокальной зоны и мощность коры, что ограничивает их роль в формировании латеральной геохимической неоднородности. С другой стороны, о-в Кунашир отличает его специфическая геодинамическая позиция – в зоне сочленения Курильской и Японской островодужных систем. Такие зоны часто характеризуются аномальной интенсивностью вулканизма, связанной с разрывами субдуцирующейся плиты

Таблица 5.44

Химический (в мас.%) и микроэлементный (в г/т) состав представительных вулканических пород островов Кунашир, Итуруп и Парамушир

Параметры	Номер образца							
	B520*	Y-3029	Y-3033	Y-3018	Y-3005	Y-3009	P760/97	P754/97
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	51,22	48,68	52,92	54,08	50,42	51,93	49,23	50,95
TiO_2	0,96	0,68	0,68	0,67	1,07	0,92	0,67	0,74
Al_2O_3	16,13	15,76	16,8	18,36	17,65	17,76	19,35	19,57
Fe_2O_3	10,68	3,86	1,27	7,56	2,54	3,43	1,79	3,61
FeO	1,55	5,39	5,6	0,64	8,34	5,33	8,91	5,82
MnO	0,09	0,24	0,17	0,25	0,21	0,35	0,2	0,18
MgO	6,22	12,35	4,75	5,96	4,95	6,33	5,52	4,02
CaO	5,24	9,91	10,24	8,57	10,45	9,91	10,91	10,71
Na_2O	2,55	1,5	2,26	2,28	2,32	2,31	1,9	2,25
K_2O	0,41	0,21	0,33	0,28	0,59	0,69	0,17	0,34
P_2O_5	0,08	0,31	0,22	0,3	0,18	0,07	0,06	0,11
п.п.п.	1,62	0,61	4,34	0,74		0,78	0,41	1,09
Сумма	96,75	99,5	99,58	99,69	98,72	99,81	99,12	99,39
Rb	2,6	2,33	4,24	1,66	10,4	13,4	6,00	6,00
Ba	24	54,35	77,74	58,78	157	113,21	76	99
Sr	129	185,01	242,94	186,76	333	330,8	245	374
Pb	1,2	1,56	3,35	2,22	5,1	10,12	2,85	0,89
Zr	32	24,26	38,78	28,4	73	71,46	34	33
Hf	0,87	0,8	1,28	0,9	2,28	2,11	0,94	0,86
La	1,9	2,3	3,25	1,98	5,9	6,34	2,48	2,72
Ce	8,6	5,76	9,01	5,2	14,2	16,76	5,59	6,99
Pr		0,95	1,49	0,83		2,4	1,06	1,19
Nd	7,1	4,63	7,01	4,92	11,1	13,76	5,52	6,13
Sm	2,6	1,71	2,35	1,68	3,3	4,17	1,79	1,88
Eu	1,03	0,56	0,77	0,63	1,14	1,07	0,63	0,72
Gd		2,19	3,02	2,56		4,88	2,16	2,41
Tb	0,74	0,38	0,49	0,44	0,83	0,79	0,42	0,43
Dy		2,39	3,25	2,78		5,02	2,81	2,83
Ho		0,56	0,74	0,64		1,1	0,64	0,64
Er		1,58	2,12	1,83		3,04	1,86	1,79
Tm		0,27	0,39	0,34		0,55	0,29	0,3
Yb	2,73	1,55	2,25	1,99	3,51	3,11	1,82	1,8
Lu	0,49	0,26	0,35	0,32	0,55	0,47	0,28	0,27
Nb	0,9	0,35	0,57	0,37	2	1,53	1,62	0,67
Y	29	16,38	21,2	19,34	33	32,05	20	21
Ta				0,01		0,02	0,7	0,03
Th		0,51	0,6	0,26	0,63	1,07	0,32	0,27
Sc	38	31,4	21,81	34,66	40	37,42	50	40
Ga	16	12,69	15,95	14,69	19	17,73		
Cs		0,14	0,23	0,08	1	1,28		
U	0,64	0,19	0,24	0,12	0,37	0,41		0,11
$m^{87}Sr/^{86}Sr$	0,703543	0,703467	0,703511					

Окончание табл. 5.44

Параметры	Номер образца							
	YB3025	YB3023	Y-3045	Y-3044	P28/2	P29/2	P29/4	P28/4
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	48,43	50,45	52,9	53,45	48,24	48,45	52,02	53,27
TiO_2	0,95	0,9	0,84	0,91	0,96	0,72	0,73	0,64
Al_2O_3	16,7	17,74	17,28	18,45	18,25	18,35	18,52	15,42
Fe_2O_3	10,36	9,5	3,58	8,95	0,19	5,15	3,75	4,07
FeO			3,58		6,61	5,03	5,6	4,67
MnO	0,14	0,19	0,25	0,16	0,18	0,21	0,21	0,17
MgO	7,51	8,02	6,65	5,03	8,95	5,03	4,52	8,51
CaO	12,39	9,91	8,97	10,12	11,19	10,37	9,29	8,15
Na_2O	2,4	2,76	2,7	2,99	2,26	2,4	2,96	2,37
K_2O	0,75	1,21	1,35	1,37	0,72	1,54	1,53	1,49
P_2O_5	0,2	0,28	0,42	0,3	0,35	0,1	0,12	0,15
п.п.п.		0,01	0,91	0,15	0,96	2,61	0,71	1,15
Сумма	99,83	100,21	99,43	101,58	98,86	99,96	99,96	100,06
Rb	17,20	30,60	32,93	32,5	13,23	29	27	27
Ba	161,00	208,00	175,51	221	106,57	290	264	266
Sr	392,00	546,00	378,74	393	402,09	495	502	375
Pb	5,90	6,40	5,44	8,7	2,58	8	7	5
Zr	73,00	92,00	104,26	118	48,11	80	74	75
Hf	1,74	2,35	2,91	3,09	1,43			
La	7,30	10,80	12,22	10,8	7,25	7	5	8
Ce	18,90	29,60	30,61	27,3	17,84	20	21	19
Pr			4,26		2,7			
Nd		16,50	16,98	13,7	11,37	12	10	13
Sm	3,00	4,40	4,24	3,8	3,05			
Eu	1,06	1,53	1,19	1,27	0,96			0,99
Gd			4,6		3,46			
Tb	0,55	0,57	0,7	0,59	0,53			
Dy			4,4		3,12			
Ho			0,92		0,68			
Er			2,6		1,79			
Tm			0,47		0,32			
Yb	1,83	2,43	2,56	2,48	1,95			
Lu	0,25	0,39	0,42	0,36	0,29			
Nb	3,10	4,40	4,03	4,9	2,08	1,9	2,3	2,2
Y	20,00	26,00	26,07	26	19,25	20	19	18
Ta		0,23						
Th	1,51	2,27	3,68	3,06	1,44	2	1	2
Sc	41,00	34,00	20,59	30	34,26	31	30	32
Ga	14,00	13,00	15,9	14	15,78	19	15	13
Cs		0,80	1,87	0,85	0,44			
U			1,25		0,5			
$m^{87}Sr/^{86}Sr$			0,702991		0,703021			

Примечание. 1–6 – о-в Кунашир: кунаширская (1) и алехинская (2, 3) свиты миоценового возраста, позднеплиоцен-плейстоценовые платобазальты (4), современные эффузивы вулкана Тятя (5, 6); 7–12 – о-в Итуруп: фронтальная зона, вулкан Кудрявый (7, 8), тыловая зона, вулкан Богдана Хмельницкого (9, 10), позднеплиоцен-плейстоценовые платобазальты тыловой зоны (11, 12); 13–16 – о-в Парамушир: позднеплиоцен-плейстоценовые платобазальты.

$m^{87}Sr/^{86}Sr$ – измеренные отношения изотопов стронция.

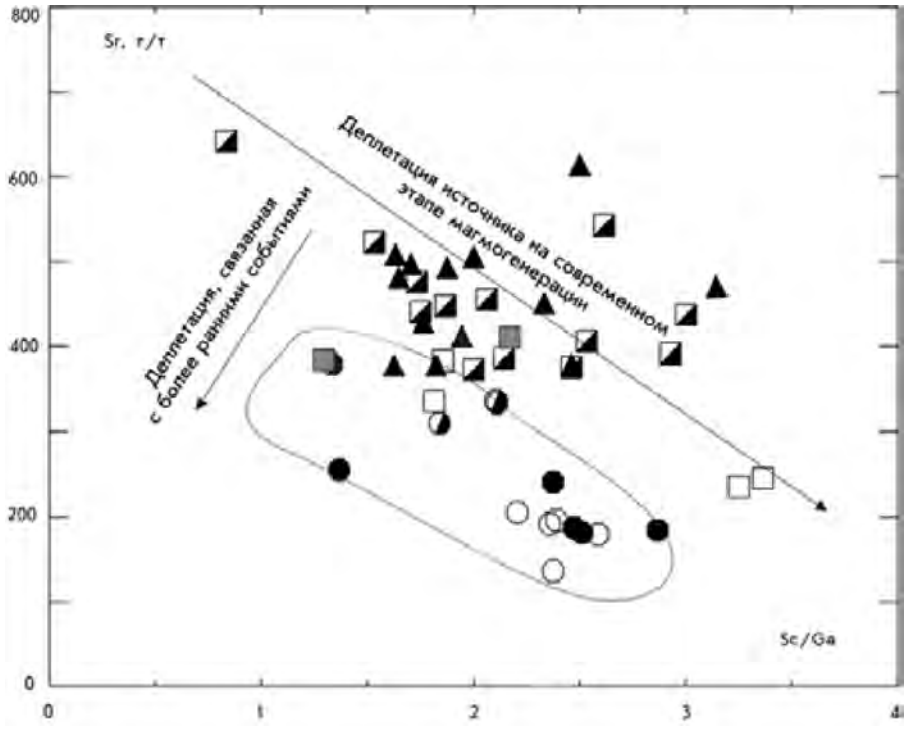


Рис. 5.132. Соотношение Sr–Sc/Ga в базальтах Курильской островной дуги.
Сплошной линией оконтурено поле основных лав о-ва Кунашир. Условные обозначения см. на рис. 5.130

трансформными разломами и внедрением в надсубдукционный мантийный клин горячей астеносферной мантии (Авдейко и др., 2001). Реальность сдвиговых перемещений в зоне сочленения Курильской и Японской островодужных систем подтверждается смещением в широтном направлении осевых линий двух вулканических фронтов, а повышенные температуры – высокими температурами кристаллизации разновозрастных основных вулканитов о-ва Кунашир (рис. 5.133).

Таким образом, в магмогенезисе базальтов Курильской островной дуги существенную роль играли, по-видимому, не только субдукционные, но и другие несубдукционные факторы, связанные с особыми геодинамическими условиями зоны сочленения Курильской и Японской островодужных систем.

ЗОНЫ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА

В разделе описаны наиболее характерные разновозрастные зоны внутриплитного вулканизма Дальнего Востока России (рис. 5.134).

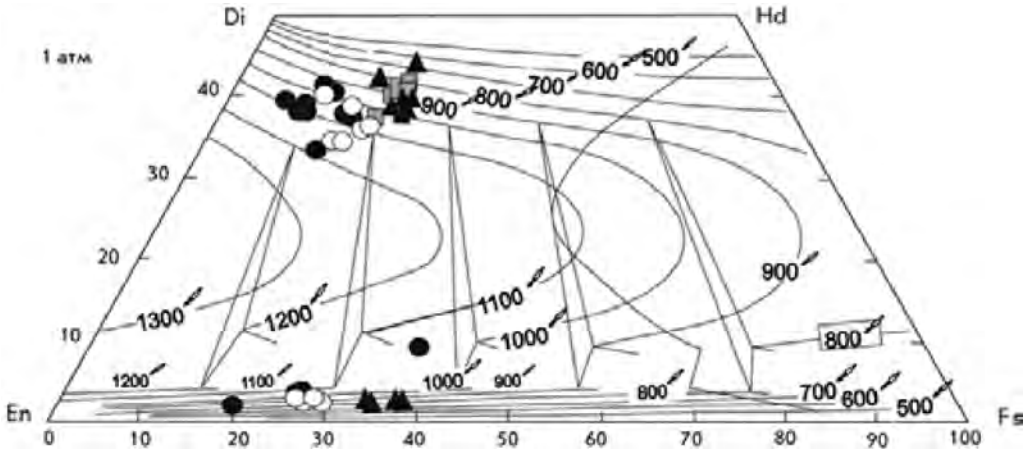
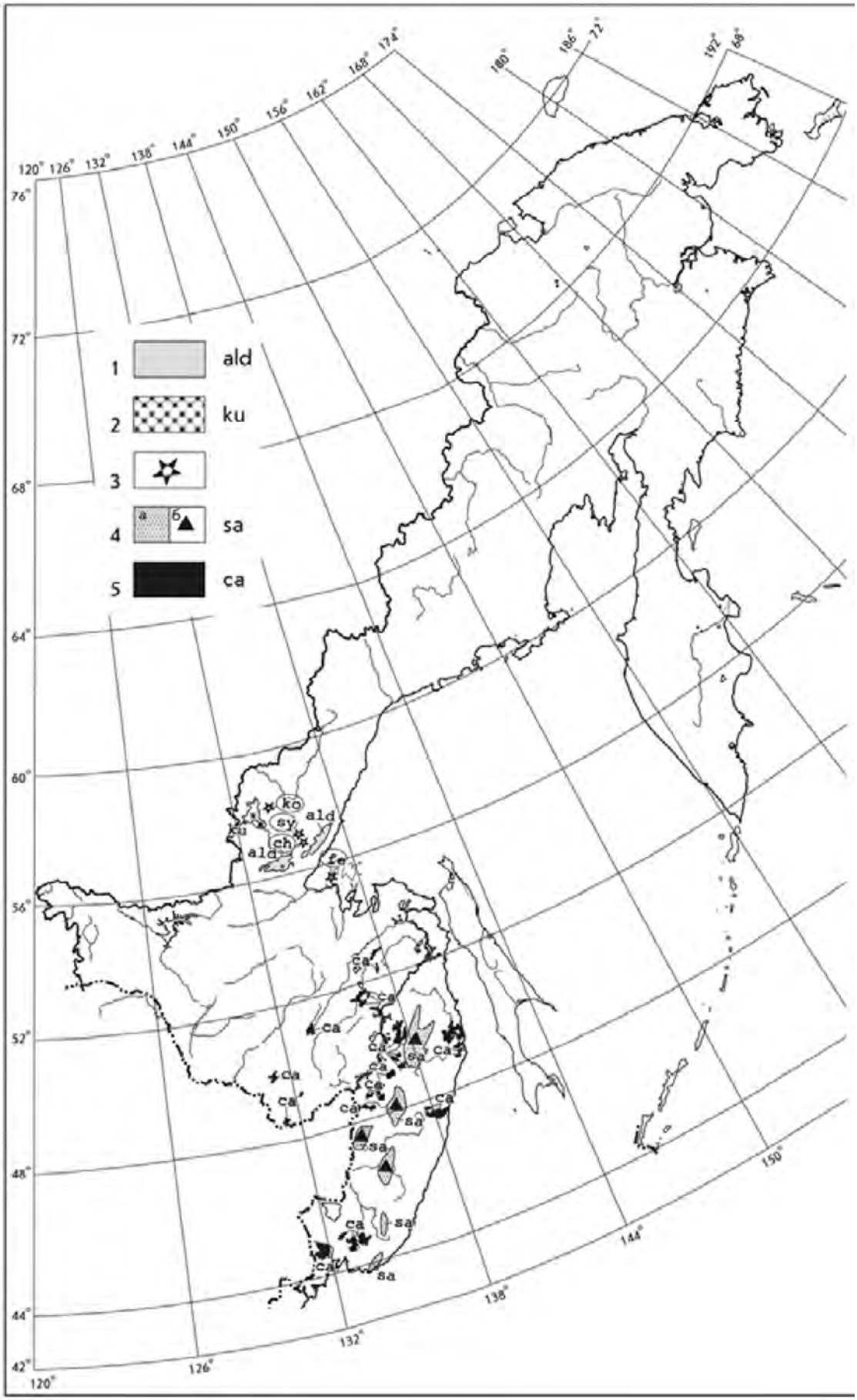


Рис. 5.133. Составы пироксенов основных лав Курильской островной дуги.
Температурные кривые даны по работе (Lindsley, 1986). Условные обозначения см. на рис. 5.130


1 ald
2 ku
3
4 a б sa
5 ca
ko
sy
ch
ald
ca
sa
120°
126°
132°
138°
144°
150°
156°
162°
168°
174°
180°
186°
192°
198°
76°
72°
68°
64°
60°
56°
52°
48°
44°
42°

ЮЖНО-АЛДАНСКАЯ ЗОНА РАПАКИВИГРАНИТНОГО СУБЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА (ПРОТЕРОЗОЙ)

Магматизм рапакивигранитной формации – обязательный этап формирования докембрийских щитов и протоплатформ (Анортозит-рапакивигранитная..., 1978). Первые сведения о калиевых гранитоидах типа рапакиви на юге Алданского щита появились незадолго до начала строительства Байкало-Амурской магистрали, стимулировавшего детальное изучение геологии прилегающей к трассе территории Восточной Сибири и Дальнего Востока (Залищак и др., 1966; Ленников, Погорелова, 1966; Мануйлова, 1974; Недашковский, Ленников, 1973; Свириденко, 1975). В результате было установлено, что развитые здесь рапакивигранитные интрузивы локализованы вдоль глубинных разломов, а выходы их прослеживаются более чем на 2000 км от хр. Даван на западном берегу Байкала до хр. Джугджур на востоке, составляя Южно-Алданскую петрохимическую провинцию рапакивигранитного магматизма.

В этой провинции существенно калиевые субщелочные гранитоиды образуют крупные (до 3000 км^2) плутоны или вулкано-плутонические постройки, в которых покровы ранних вулканитов ассоциируют с пластовыми, силло- и плитообразными интрузивными телами. Обычно в центральных частях эти интрузивы изотропны, а во внешних зонах развиты директивные структуры и трахитоидность. Радиологический возраст большинства рапакивигранитных массивов, определенный разными методами, – 2,2–1,6 млрд лет (Недашковский, Ленников, 1991; Larin et al., 1997). Они формировались на этапе активизации окраины фундамента Сибирского кратона. Входят они в состав краевых вулкано-плутонических поясов, заложенных на докембрийском фундаменте, и локализуются в приразломных трогах-авлакогенах (Недашковский, 1984; Ленников, 1979).

Проблема гранитов рапакиви относится к числу наиболее сложных в петрологии. До сих пор не выяснены происхождение и генетический смысл часто устанавливаемой пространственной сопряженности их с анортозитами и другими основными породами; противоречивы представления о морфологии и механизме формирования массивов рапакиви, об их возрасте, металлогении и рудоносности. При этом наиболее известная особенность гранитов рапакиви – грубозернистость и наличие овоидов калиевого полевого шпата с оболочками плагиоклаза – присуща далеко не всем разностям этих гранитоидов даже в классических массивах рапакиви (Левковский, 1975; Личак, 1983). В этих массивах чаще распространены крупно-, средне- и мелкозернистые, часто ортоклазовые (однополевошпатовые) граниты калиевой или натриево-калиевой щелочности с низкими содержаниями кальция и магния, а также исключительно высокой железистостью темноцветных минералов и геохимической специализацией на фтор, барий, олово, молибден, цезий и редкие земли цериевой группы. Именно этими свойствами характеризуются раннепротерозойские гранитоиды кодаро-удоканского (Кемский, Кодарский, Каларский, Катугинский интрузивы и др.), улканского (Северо- и Южно-Учурские интрузивы с вмещающими их вулканитами элгетейской свиты, Томптоканский, Токинский, Верхнетырканский, Сатмарский и Укиканский массивы), а также марагайского (Марагайский, Тохиканский массивы и др.) комплексов и вулкано-плутонические образования Западного Прибайкалья. В целом они соответствуют понятию петролого-тектонической рапакивигранитной формации, объединяющей магматогенные породы определенного этапа развития структуры, обладающие постоянными петрографическими и геохимическими признаками (Геохимия..., 1982). Внутри формации выделяются комплексы (или субформации) гранитоидов различного возраста.

Большое теоретическое и практическое значение имеет установленная генетическая связь с гранитами рапакиви самых древних в Сибири и на Дальнем Востоке рудопроявлений и месторождений редких и редкоземельных элементов пегматитового, скарнового, грейзенового, кварцево-жильного и фенитового рудно-формационных типов (Недашковский и др., 2000). Аналогичные рудопроявления известны также в массивах рапакиви Украинского (Зубков, 1973) и Балтийского (Беляев, 1985; Подковыров, 1984; Свириденко и др., 1984) щитов. В описываемом ниже наиболее изученном улканском вулкано-плутоническом комплексе, развитом на юго-восточной окраине Алданского щита, наиболее отчетливо проявлена генетическая связь с рапакиви рудоносных интрузивов агпаитового и щелочно-гранитного геохимических типов, которые подтверждают перспективы рудоносности докембрийских гранитов рапакиви.

Магматические образования улканского комплекса. Район развития гранитоидов улканского комплекса протягивается в субширотном направлении почти на 500 км (от южной части хр. Джугджур на востоке до оз. Большое Токо на западе) и занимает бассейны верхних течений рек Маймакан, Учур, Уян, Тыркан, Идюм и Туксани. Он относится к южной и юго-восточной окраине Алданского щита (рис. 5.135).

Рис. 5.134. Схема размещения зон внутриплитного магматизма.

1 – Южно-Алданская зона (протерозой); 2 – Кеткапско-Юнская зона (юра–мел); 3 – Кондерская зона (мезозой): ko – Кондерский массив, sy – Сыбахский массив, ch – Чадский массив, fe – Феклистовский массив; 4 – Сихотэ-Алинская зона меймечит-пикритового магматизма (юра): а – поля вулканитов, б – интрузивные массивы; 5 – внутриплитные базальты (неоген)

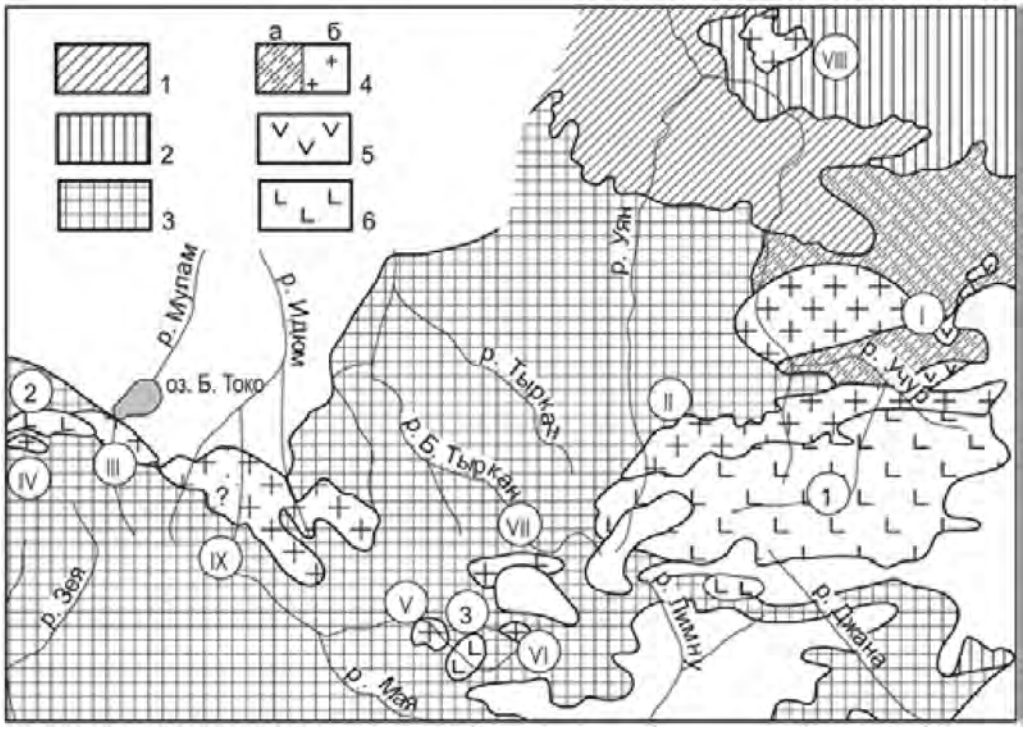


Рис. 5.135. Схема геологического строения юго-восточной окраины Алданского щита (Геологическая карта..., 1977).

1 – отложения гонамской свиты (PR_2); 2 – метаморфиты станового комплекса (AR_2); 3 – метаморфиты тимптоно-джелтулинского и чогарского комплексов (AR_1); 4 – улканский комплекс гранитоидов рапакиви (PR_1): а – эффузивы элгетейской свиты, б – гранитоидные массивы (I – Северо-Учурский, II – Южно-Учурский, III – Токинский, IV – Сатмарский, V – Укиканский, VI – Магнеканский, VII – Верхнетырканский, VIII – Томптоканский, IX – Верхнеидюмский (?)); 5 – диабазы и диабазовые порфириты (PR_2); 6 – массивы анортозитов (AR_1): 1 – Геранский, 2 – Верхнеундытканский, 3 – Кун-Маньенский. Незаштрихованная площадь – образования палеозоя, мезозоя и кайнозоя разного генезиса

Улканские гранитоиды как самостоятельное образование впервые были выделены и описаны Н.Д. Зленко и Н.С. Шпак (1961), рассматривавшими их как субвулканический интрузив, сложенный в центре кислыми и щелочными гранитоидами (Северо- и Южно-Учурские массивы), а в краевых частях – риолитами. Последние установлены в виде силлов среди песчаников конкулинской свиты, а также в гальках конгломератов залегающей выше гонамской свиты. Формирование улканских гранитоидов связывалось с этапом воздымания окраины Алданского щита, отделяющим конкулинское время от гонамского. Позднее А.В. Амирова и Ю.Н. Гамалея с соавторами покровы риолитов, переслаивающихся с туфами и песчаниками и содержащих линзы игнимбритов (Гамалея, Минц, 1967), выделили в самостоятельную элгетейскую свиту с абсолютным возрастом 1615–1840 млн лет. Ими было также установлено, что гранофировые граниты Южно-Учурского массива постепенно переходят в риолиты через гранит-порфиры.

Первое детальное петрографическое описание гранитоидов Северо-Учурского массива было выполнено Б.Л. Залищаком, П.Г. Недашковским и Э.Г. Абисаловым (Залищак и др., 1966). В результате сопоставления химического состава пород и минералов и анализа диаграмм минеральных парагенезисов щелочные граниты с фенитами и жильными щелочными лампрофирами впервые были выделены ими в самостоятельной ныгваганский комплекс, а остальные гранитоиды (крупнозернистые биотитовые граниты и сиениты, неравномернозернистые биотитовые граниты и пегматиты) объединены в улканский интрузивный комплекс. Там же было дано описание фенитов и фенитизированных боковых пород, а также приведены первые результаты определения содержаний акцессорных элементов в породах и минералах. Тогда же была опубликована краткая петрографическая характеристика Южно-Учурского массива (Ленников, Погорелова, 1966), где авторы показали, что по особенностям химизма и минералогии слагающие его породы – аналоги гранитоидов рапакиви.

Петрологии и условиям формирования гранитоидов Северо-Учурского массива (Улканского плутона) посвящен также ряд работ Ю.Н. Гамалеи (1968, 1969, 1970), в которых предполагалась формационная связь северо-учурских гранитоидов с покровами и силлами диабазовых порфиритов, объединенных им в единую щелочную габбро-гранитную форма-

цию. На основе возрастных взаимоотношений и абсолютного возраста изверженных пород междуречья Учур–Улкан Ю.Н. Гамалея (1968) разделил развитие докембрийского гранитообразования на два этапа: 1) излияние кислых лав и внедрение интрузивов габбро-гранофировой формации (риолиты элгетейской свиты с силлами диабазовых порфиритов и Южно-Учурский массив гранофировых гранитов) – 1800–1960 млн лет и 2) становление Улканского плутона (гранитоидов Северо-Учурского массива) – 1600–1700 млн лет.

Петрохимическим особенностям, распределению редких щелочей и других акцессорных элементов в породах и минералах улканских гранитоидов, условиям их формирования и рудоносности посвящены работы И.А. Егорова (1967), Э.Г. Абисалова (Абисалов и др., 1969), П.Г. Недашковского и А.М. Ленникова (1973; Ленников, Недашковский, 1978). В наших публикациях рассмотрены геолого-структурное положение и состав улканской вулкано-плутонической постройки, формирование которой связывается с протоактивизацией Сибирского кратона, и минералого-петрохимические особенности гранитоидов Быстринского, Токинского и Укиканского интрузивов (Недашковский, Ленников, 1984), соответствующих по возрасту и составу улканскому комплексу гранитоидов рапакиви.

Данные по геологическим взаимоотношениям улканских гранитоидов и изотопному возрасту пород позволили наметить следующую последовательность их формирования (Ленников, Недашковский, 1978): гранофировые граниты, риолиты и сиенит-порфиры (1930–1840 млн лет), сиениты, граносиениты, крупнозернистые биотитовые граниты и пегматиты (1800–1750 млн лет), неравномернозернистые биотитовые граниты и гранитные пегматиты (1700–1600 млн лет), щелочные граниты и пегматиты (1700–1550 млн лет), жильные щелочные лампрофиры. Наиболее древний абсолютный возраст улканских гранитоидов 1960–1600 млн лет. По данным Н.Д. Зленко и Н.С. Шпак (1961) и А.Л. Ставцева (1971), этому отрезку времени внутри биридинской свиты платформенного чехла Алданского щита соответствует перерыв в осадконакоплении от 1930–1840 млн лет до начала формирования гонамской свиты – 1500 млн лет.

Так как улканские гранитоиды внедрялись до образования платформенного чехла Сибирского кратона и локализованы они в Улканском и Билякчанском приразломных прогибах типа авлакогенов (по Н.С. Шатскому), а их внедрению предшествовало развитие комагматичных вулканитов элгетейской свиты, то формирование этого вулкано-плутонического комплекса связывается с протоактивизацией (Недашковский, 1984). Приразломные прогибы с аналогичными формациями субщелочных вулкано-плутонических гранитоидов развиты и на юго-западной окраине Алданского щита – Падринский, Акитканский, Присаянский вулканогены (Красный, 1980; Мануйлова, 1974; Мануйлова, Срывцев, 1974). Время их становления повсеместно – вторая половина раннего протерозоя (1950–1450 млн лет). Этот период знаменуется переходом от подвижного к стабильному режиму платформенного развития региона и совпал во времени с люйлянскими движениями Азии (Ициксон, Музылев, 1963).

Вулканиты Улканского приразломного прогиба. Покровы риолитов и игнимбритов элгетейской свиты (Гамалея, Минц, 1967) с сиенит-порфирами и корневыми телами гранит-порфиров занимают преобладающую верхнюю часть (более 80 % объема) вулканической толщи, выполняющей Улканский приразломный прогиб (Моралев, Ставцев, 1961). Остальную часть разреза составляют покровы (в подошве) и силлы (среди кислых эффузивов) диабазовых и андезитовых порфиритов. Ширина прогиба с юга на север – около 75 км, а протяженность с запада на восток – более 150 км. На юге он ограничен Джугджурским анортозитовым массивом, внедрившимся в архее вдоль Южно-Алданского глубинного разлома; на западе и севере вулканогенные образования прогиба налегают на раздробленный архейский кристаллический фундамент Алданского щита; на востоке они перекрываются вулканитами мезозоя, которые скрывают под собой область сочленения Улканского прогиба с меридиональным Билякчанским.

В основании вулканогенной толщи залегают кварцитовидные песчаники и гравелиты с прослоями брекчий, относимые к топориканской свите, мощность которых около 200 м. Залегают эти породы на нижнеархейских гнейсах сутамской свиты. Топориканская свита перекрывается толщей эффузивов и туфов элгетейской свиты. Самый нижний покров диабазовых порфиритов мощностью до 600 м выделен в улкачанскую свиту и играет роль маркирующего горизонта. Толща элгетейских эффузивов характеризуется частым переслаиванием покровов и силлов при соотношении основных и кислых вулканитов 1:4. Максимальная мощность вулканической толщи (до 4800 м) в южной части, а к северу она постепенно «выклинивается». Покровы эффузивов слабодислоцированы и не метаморфизованы. Они выполняют субширотную отрицательную структуру с углами падения 6–10°. Разрез Улканского прогиба перекрывается терригенно-вулканогенными отложениями гонамской свиты, залегающими почти горизонтально на поверхности размыва элгетейских вулканитов и раннеархейского фундамента. Абсолютный возраст глауконита из гонамских отложений 1190 млн лет (Гамалея, 1968). Разрез гонамской свиты по строению и составу пород хорошо сопоставляется и увязывается с разрезом конкулинской свиты, широко развитой за пределами Улканского прогиба.

Риолиты, игнимбриты и сиенит-порфиры. Среди риолитов преобладают разности с микропойкилитовой, гранофировой, а местами и псевдосферолитовой основной массой, сложенной тонкозернистым агрегатом ортоклаза, кварца, биотита, амфибола, рудного минерала, апатита и флюорита. Игнимбриты, развитые только в верхней части разреза вулканитов, сложены обломками пемзы, полевых шпатов, кварца и амфибола, погруженных в тонкий вулканический пепел. Для них характерны брекчиевые и флюидальные текстуры. Во вкрапленниках кислых вулканитов обычны округлые зерна дымчатого кварца и таблитчатые – ортоклаз-пертита. Местами ортоклаз-пертит обрастает каемками лейстовидного альбита, кварца, чешуйками высокожелезистого биотита и зернами гастингсита с повышенным содержанием щелочей.

На правобережье р. Правый Гекундан в игнимбритах часты участки стекла, окруженные агрегатом зерен тридимита натечной, сферолитовой и скорлуповатой формы. Основная же масса риолитов сложена пелитизированным калишпатом, а также пластинчатыми, лейстовидными и «скелетными» выделениями кварца, представляющими, вероятно, псевдоморфозы по тридимиту. Вкрапленники сложены калишпат-пертитом, тальково-рудными псевдоморфозами по оливину, а также округлыми зернами кварца с «заливами» основной массы внутри зерен.

Корневые тела гранит-порфиров сложены теми же минералами, что и риолиты, но в иных соотношениях. Основная масса в них более раскристаллизована, а среди вкрапленников преобладает дымчатый кварц.

Маломощные покровы и силлы сиенит-порфиров составляют около 2 % объема вулканитов. Их основная масса сложена ортоклазом, феррогастингситом, биотитом и рудными минералами. Структура основной массы фельзитовая и бостонитовая. Среди вкрапленников преобладают ортоклаз-пертит и зональный олигоклаз ($Pl_{16–26}$).

Диабазовые порфириты и трахиандезиты образуют среди кислых вулканитов пласты мощностью до 100 м. Останцы их сохранились также среди граносиенитов Северо-Учурского массива на водоразделах рек Ныгваган–Бырайи–Бугундья. Силлы прорывают вулканиты и граносиениты, образуя с ними резкие контакты с узкими зонами закалки.

Интрузивные образования. Эта группа пород представлена кислыми (двупироксеновыми, пироксен-амфиболовыми, биотит-амфиболовыми и биотитовыми гранофирами, гранодиоритами, гранитами и гранитными пегматитами), а также субщелочными и щелочными разностями (сиенитами, граносиенитами, щелочными гранитами, щелочногранитными пегматитами и щелочными лампрофирами).

Северо-Учурский массив. Этот овальный интрузив площадью около 700 км^2 располагается среди вулканитов элгетейской свиты. Только в юго-западной части массив по разлому контактирует с архейскими плагиогнейсами (рис. 5.136). Почти 60 % его площади сложено крупнозернистыми биотитовыми гранитами второй фазы. Наиболее же ранние породы – крупнозернистые рапакивиподобные сиениты и граносиениты, занимающие до 30 % площади массива. Они прорывают покров вулканитов, а сами интрудируются крупнозернистыми биотитовыми гранитами, которые, в свою очередь, пересекаются серией субширотных разломов с локализованными в них небольшими штоками и жилоподобными телами неравномернозернистых биотитовых гранитов дополнительной интрузивной фазы. Граниты двух последних фаз содержат шлиры гранитных пегматитов и аплитов. К поздним разломам и зонам дробления приурочены многочисленные штоки и жилы щелочных астрофиллит-рибекитовых и эгирин-рибекитовых гранитов с апофизами сельвсбергитов и грорудитов, шлиров и жил щелочногранитных пегматитов и бостонитов, окруженных широкими ореолами фенитизированных боковых пород.

Сиениты, граносиениты и монцониты известны в среднем течении р. Бырайи западной части Северо-Учурского массива. Среди этих пород, имеющих постепенные взаимопереходы, на водоразделах сохранились останцы покрова риолитов, гранофиров и трахитов с ксенолитами анортозитов. Второй выход граносиенитов расположен в истоках р. Бириндья. Он имеет форму ромба площадью до 15 км^2 и ограничен со всех сторон разломами. Вдоль плоскостей, ограничивающих разломы, и внутри блока обнажаются мелкие тела неравномернозернистых биотитовых и щелочных гранитов.

Характернейший признак этих пород – такситовый облик, обусловленный многочисленными шлирами и ксенолитами, а также весьма непостоянный минеральный состав. Сложены они нерешетчатым микроклином, плагиоклазом, клинопироксеном и гастингситом; немного кварца, биотита, апатита, магнетита и циркона. Структура пород гипидиоморфнозернистая, реже призматическизернистая и монцонитовая.

Плагиоклаз зональный: в центре – андезин ($Pl_{36–40}$), а по краям – олигоклаз ($Pl_{12–14}$). Валовой состав зонального плагиоклаза из граносиенита соответствует олигоклазу (Pl_{20}). Клинопироксен образует сростки с плагиоклазом и замещается гастингситом. Крупные (до 5 см) кристаллы микроклина обычно насыщены пойкилитами зонального плагиоклаза, содержат пертиты распада ленточной формы и часто обрастают каемками плагиоклаза, образуя изометричные овоиды. Вместе с гастингситом он корродирует плагиоклаз и клинопироксен.

В сиенитах плагиоклаз и клинопироксен встречаются только в виде реликтов. Главными темноцветными минералами в них являются гастингсит и

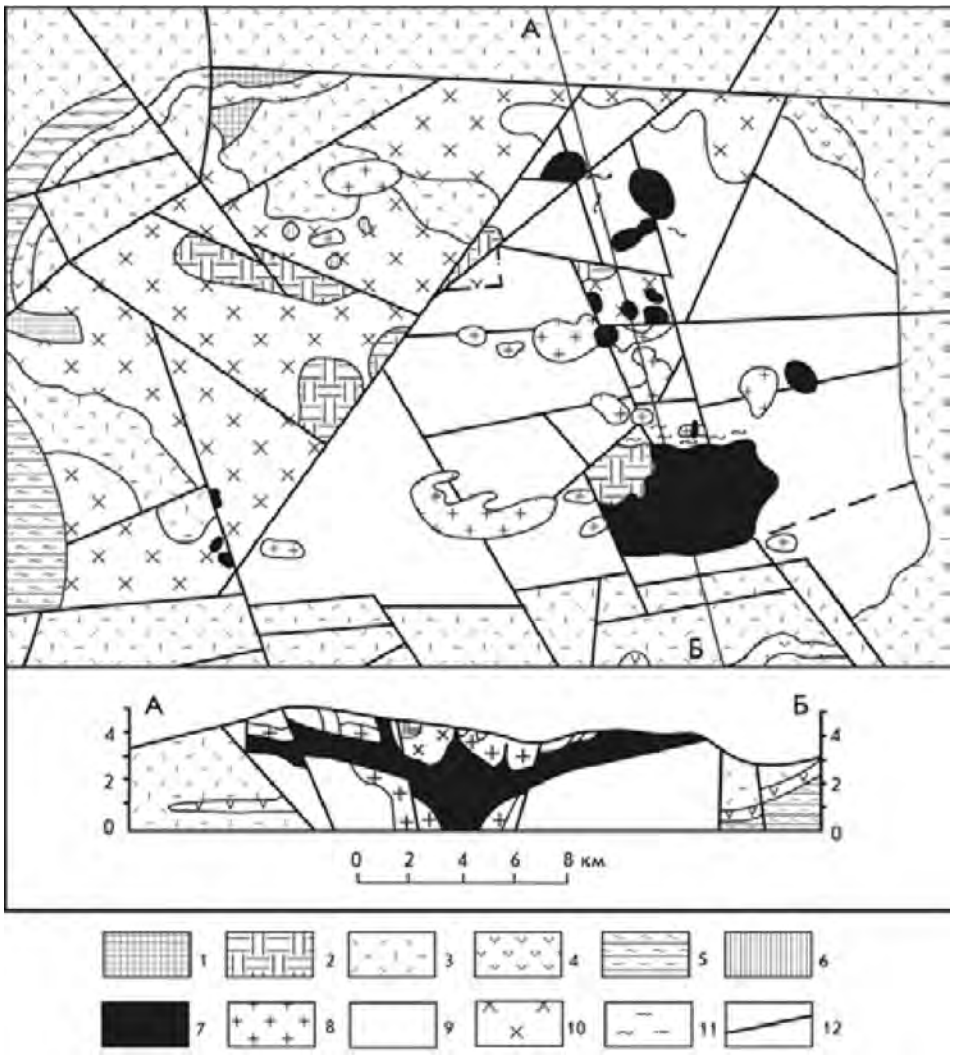


Рис. 5.136. Геологическая схема Северо-Учурского массива (Недашковский, Ленников, 1991).

1 – конгломераты раннего протерозоя; 2 – покровы сиенит-порфиров; 3 – кварцевые порфиры элгетейской свиты; 4 – диабазовые порфириты; 5 – архейские метаморфиты; 6 – ксенолиты анортозитов; 7 – щелочные граниты; 8 – биотитовые граниты дополнительной интрузивной фазы; 9 – крупнозернистые граниты; 10 – граносиениты; 11 – фениты; 12 – разломы

биотит. А содержание микроклин-пертита возрастает до 80 %. В сиенитах и монцонитах характерен также поздний нерешетчатый калишпат в парагенезисе с рибекитом и кварцем, образование которых обусловлено воздействием поздних щелочных гранитоидов, прорывающих эти породы.

Крупнозернистые биотитовые граниты – массивные розовые и розовато-серые, сложенные калишпатом, кварцем, биотитом, альбитом и акцессорными минералами: цирконом, апатитом, флюоритом, магнетитом и гематитом.

В гранитах установлены две генерации калишпата. Ранняя генерация представлена таблитчатыми фенокристаллами нерешетчатого микроклин-пертита размером до 10 см. По периферии они обычно замещаются микрогранофиром или каемками шахматного альбита и часто содержат ленточные пертиты замещения. Фенокристы микроклин-пертита, обрастающие каемками альбита и микрогранофира, обусловливают (как и в граносиенитах) появление овоидной текстуры гранитов, столь характерной для рапакиви. Поздние выделения калишпата образуют в основной массе породы водяно-прозрачные зерна с отчетливой микроклиновой решеткой. Калишпат из овоидного ядра имеет состав $Or_{50}Ab_{41}An_9$, а плагиоклаз из каемки вокруг ядра – $Ab_{71}Or_{15}An_{14}$. Темно-коричневые чешуйки биотита (Bi_{87-98}) размером до 1 мм образуются на границе зерен плагиоклаза, позднего решетчатого микроклина и мелкозернистого кварца.

Неравномернозернистые биотитовые граниты дополнительной интрузивной фазы слагают небольшие штоки и жилы среди крупнозернистых гранитов и характеризуются большим разнообразием текстурно-структурных признаков. Центральные части што-

ков сложены среднезернистыми, а апикальные и эндоконтактовые – тонкозернистыми, аплитовидными, пегматоидными, порфировидными и гнейсовидными биотитовыми гранитами. Они состоят из микроклин-пертита, кварца, альбита, биотита и акцессорных минералов, среди которых преобладают циркон, магнетит, апатит, флюорит, колумбит и касситерит.

Нерешетчатый микроклин-пертит ($Or_{41-60}Ab_{39-58}An_{0-1}$) интенсивно замещен альбитом в виде пертитов или сплошных коррозионных оторочек. В аплитовидных и пегматоидных гранитах микроклин образует графические срастания с кварцем. Поздний альбит в пертитах и оторочках калишпата часто образует структуру шахматного альбита. Кварц представлен двумя генерациями: ранней в виде графических сростков с микроклин-пертитом и поздней в виде изометричных дымчатых или прозрачных зерен. Чешуйки биотита (Bi_{96-99}) располагаются вдоль мелких трещин спайности в микроклин-пертите; многочисленны акцессорные минералы.

Среди крупно- и неравномернозернистых биотитовых гранитов местами встречаются шлиры аплит-пегматитов гранитного состава, сложенные микроклином, кварцем, биотитом и акцессорными минералами – цирконом, магнетитом, флюоритом и др.

Щелочные гранитоиды образуют в Северо-Учурском массиве небольшие интрузивы и жилы вдоль субмеридиональных разломов и зон дробления в местах пересечения их широтными разломами. Щелочногранитный комплекс сформировался в течение одной интрузивной фазы (позднее биотитовых гранитов дополнительной фазы). Он включает интрузивные астрофиллит-рибекитовые и эгирин-рибекитовые граниты (с апофизами сельвсбергитов, комендитов и грорудитов), жильные и приконтактовые щелочногранитные пегматиты (штокшайдеры), жилы бостонитов и метасоматически измененные (фенитизированные) экзоконтактовые породы (микроклиниты, альбититы, зоны окварцевания и гематитизации). Известно более 30 щелочных интрузивов и свыше 50 тел щелочногранитных пегматитов. Большинство их тяготеет к системе меридиональных разломов, пересекающей рапакивигранитный массив почти посередине (рис. 5.136). В зоне разломов вмещающие гранитоиды разбиты на блоки, смещенные по вертикали относительно друг друга. При этом южный блок эродирован больше, чем северный, и в нем обнажается самый крупный Ныгваганский щелочногранитный интрузив, а в северном блоке сохранились эндоконтактовые фации вмещающих рапакивигранитных пород и останцы покровных вулканитов, что свидетельствует о слабой эрозии блока. Щелочногранитные тела имеют здесь небольшие размеры и жилообразную форму апофиз.

Ныгваганский щелочногранитный интрузив вытянут в широтном направлении почти на 7 км при ширине 1,5–2,0 км и плитообразным телом наклонен к северу под углом 20–30°. Подошва его контактирует по разлому с покровом риолитов, а в кровельной части его западной окраины сохранился крупный останец сиенит-порфиров. Породы северного экзоконтакта (над пологозалегающим телом щелочных гранитов) интенсивно фенитизированы в полосе до 2 км с обособлением в них жил щелочногранитных пегматитов. Простирание пегматитов согласное с контактом Ныгваганского интрузива, и все они также наклонены на север под углами 10–40°. В северном блоке вскрыто более 20 мелких штоков и жил щелочных гранитов и пегматитов, наклоненных к югу под углами 30–60°.

Так как все тела щелочных гранитов и пегматитов наклонены к центру навстречу друг другу, можно полагать, что на глубине они соединяются в единый лополит с центральным подводящим каналом (рис. 5.136). При этом пегматиты размещаются в надынтрузивной зоне, в местах пологого залегания поверхности щелочногранитного лополита или над его куполовидными выступами. Глубина формирования лополита, судя по мощности вмещающих вулканитов (4,5 км), не превышала 4 км от дневной поверхности. По геологическим наблюдениям, он проникал в толщу вулканитов не более чем на 1 км от ее подошвы, т. е. щелочногранитный лополит раскристаллизовался в гипабиссальных условиях.

Щелочные граниты – средне- и грубозернистые породы с массивной и такситовой текстурами. Среди них преобладают порфировидные разности с гнездовым распределением темноцветных минералов. В висячем боку лополита щелочные граниты имеют пегматоидную структуру, а на контакте с вмещающими гранитами переходят в приконтактовые пегматиты (штокшайдеры). Сложены они пертитовым калишпатом, кварцем, рибекитом, эгирином, астрофиллитом, энигматитом, альбитом и титаномагнетитом. Количественные соотношения темноцветных минералов изменяются в широких пределах. Так, в Ныгваганском массиве характерны щелочные граниты, содержащие до 25 % темноцветных минералов, представленных почти поровну рибекитом, астрофиллитом и эгирином. В других щелочных гранитах астрофиллита нет, а рибекит и эгирин составляют не более 10 %. Однако в целом преобладают астрофиллит-рибекитовые щелочные граниты.

Калинатровый полевой шпат – микроклин ($Or_{45-46}Ab_{52-54}An_{1-2}$) образует идиоморфные пластинки до 1 см в поперечнике. Он содержит включения альбита в виде веретеновидных пертитов распада и струйчатых пертитов замещения, переходящих в коррозионные оторочки и интерстиционные пластинчатые агрегаты. Местами лейстовидный альбит (Pl_8) нарастает на стенки миароловых пустот. Щелочные граниты пересыщены кварцем, который кри-

сталлизовался до калишпата, образуя крупные фенокристы, либо одновременно с микроклин-пертитом в микрографических и пегматоидных срастаниях, а также позднее – до полевых шпатов в миароловых пустотах.

Из темноцветных минералов раньше всех кристаллизовались энигматит и титаномагнетит, образующие только реликтовые зерна в астрофиллите, рибеките и эгирине. Рибекит присутствует во всех разновидностях щелочных гранитов, где образует таблитчатые кристаллы или «скелетные» выделения, корродирующие энигматит, титаномагнетит и калишпат. Химический состав его соответствует стандартному высокожелезистому (f' = 95,0–99,6) рибекиту. Астрофиллит – типоморфный минерал щелочных гранитов и пегматитов. С энигматитом он образует реакционные каймы, а с рибекитом образует сложные графические срастания, тогда как эгирин корродирует листочки астрофиллита. Эгирин всегда образует реакционные оторочки и «венчики» вокруг кристаллов рибекита. Он отвечает высокожелезистой разности и содержит 80–83 % эгиринового, 13,5–17 % жадеитового и 2–3 % титан-авгитового миналов. Иногда в ассоциации с титаномагнетитом и рибекитом встречается высокожелезистый биотит – аналог астрофиллита, в ассоциации с которым он нигде не встречен.

Щелочные жильные породы сельвсбергитового, грорудитового и комендитового составов представляют ничтожную часть щелочных образований в виде апофиз лополита, близких по химическому составу эгирин-рибекитовым гранитам. Сложены они теми же породообразующими минералами, что и щелочные граниты, но отличаются от них морфологией тел, преобладанием порфировых и порфировидных структур. Вкрапленники образуют калишпат, кварц и рибекит.

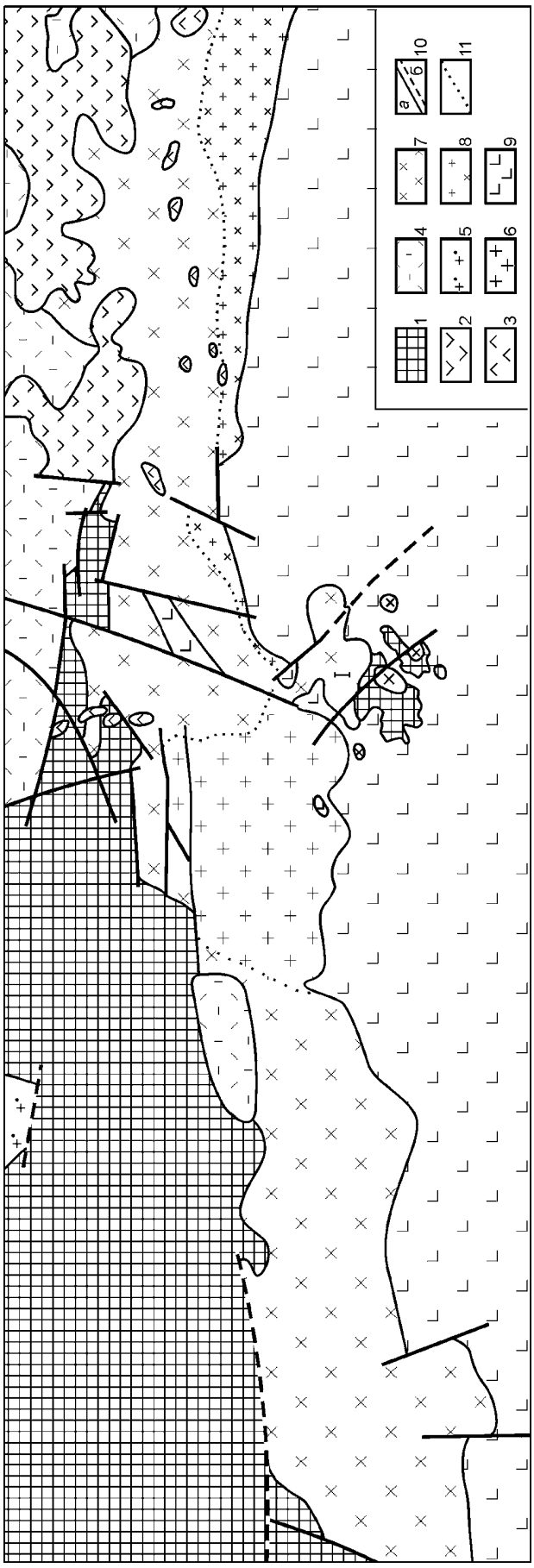
Щелочногранитные пегматиты по условиям локализации и морфологии тел соответствуют двум структурным типам: пегматитам внутриинтрузивной зоны в эндо- и экзокинетических трещинах материнских гранитов (шлиры и приконтактовые тела) и пегматитам надынтрузивной зоны в линейных трещинах вмещающих гранитоидов (жилы). Жилы зональны: внешняя аплитовидная зона сменяется к центру зоной средне- и грубозернистого пегматита с графической и пегматоидной структурами. В центральных частях местами развиты блоки микроклина, гнезда сливного кварца, крупные кристаллы рибекита (длиной до 20 см), мечевидные пластины золотисто-оранжевого астрофиллита и друзы бурого циркона. В грубозернистом пегматите встречаются участки сахаровидных альбитов с вкрапленностью эгирина, циртолита и флюорита. Приконтактовые и шлировые тела сложены преимущественно незональным грубозернистым пегматитом, в котором вдоль мелких трещин развиваются мелкозернистые агрегаты сахаровидного альбита, сливного кварца с вкрапленностью гематита, флюорита, игольчатого эгирина, волокнистого крокидолита и многочисленных (около 30 минеральных видов) акцессорных минералов. Химический состав породообразующих минералов щелочногранитных пегматитов аналогичен составу минералов вмещающих гранитов.

Кристаллизация щелочных расплавов сопровождалась интенсивным калинатровым метасоматозом (фенитизацией) контактирующих пород: вулканитов, граносиенитов и биотитовых гранитов. Это выразилось в замещении биотита рибекитом и гематитом, обогащении калишпата пертитовыми врастками альбита и частичной перекристаллизацией остальных минералов, в результате чего состав измененных пород приближается к щелочному граниту. В трещинных зонах метасоматическим путем были сформированы метасоматически-гидротермальные сложные штокверки кварц-полевошпатового, микроклин-альбитового, гематит-кварцевого, родонит-кварцевого и кварц-хлоритового составов.

Южно-Учурский массив площадью около 1500 км^2 на юге контактирует с Джугджурским массивом анортозитов, на севере – с эффузивами элгетейской свиты, а на западе – с метаморфическими породами раннего архея (рис. 5.137). Массив слагают преимущественно рапакивиподобные (часто гранофировые) гранитоиды, с небольшими шлирами пегматитов и аплитов. Менее распространены сиениты и граносиениты, слагающие до 15 % площади массива. В приконтактовой зоне среди измененных анортозитов (калишпатизированных и окварцованных) встречаются маломощные дайки и прожилки двупироксеновых граносиенитов и пегматитов. Восточная часть Южно-Учурского интрузива сложена гранодиоритами, гранитами (нередко гранофировыми) и граносиенитами. В большинстве случаев они розово-серые и серые среднезернистые, иногда порфировидные с гипидиоморфнозернистой структурой и очень неоднородным – гнездовым распределением темноцветных минералов. Перечисленные разности гранитоидов имеют между собой постепенные переходы.

Гранодиориты сложены зональным плагиоклазом ($Pl_{0–29}$), калишпат-пертитом, роговой обманкой, кварцем, биотитом и акцессорными минералами: цирконом, апатитом и сфеном. Преобладают порфировидные породы с вкрапленниками бледно-розового калишпата до 1,5 см в поперечнике.

Калиевый полевой шпат в гранодиоритах представлен ортоклаз-пертитом и решетчатым микроклином, который в ассоциации с кварцем замещает роговую обманку, биотит и плагиоклаз. В некоторых зернах роговой обманки, представленной гастингситом, присутствуют реликты грюнерита (f' = 65–73). Изменчив биотит, плеохроирующий от красно-бурого до буро-коричневого цвета (f' = 65–82). Непостоянен состав плагиоклаза – от лабрадора (Pl_{60}) в центре до альбита и олигоклаза ($Pl_{0–29}$) на краю.



Биотит-роговообманковые граниты внешне аналогичны гранодиоритам, и лишь в обогащенных калишпатом разностях (свыше 40 %) они более яркорозовые и не обладают порфировидностью. Переходы от гранитов к гранодиоритам постепенные и сопровождаются увеличением содержания темноцветных минералов и уменьшением количества калиевого полевого шпата. Сложены граниты зональным плагиоклазом ($Pl_{0–29}$), калишпат-пертитом, роговой обманкой, биотитом, а также акцессорными цирконом и апатитом.

Зональный плагиоклаз в гранитах – от альбита (Pl_2) до олигоклаза (Pl_{29}). Пертитовый калишпат соответствует микроклину ($Or_{50}Ab_{41}An_9$). Гастингситовый амфибол, как и в гранодиоритах, неоднороднозональный высокожелезистый (f′ = 64–74). Находящийся в парагенезисе с ним красно-бурый биотит также имеет высокую железистость (f′ = 61–74).

Граносиениты сложены альбит-олигоклазом ($Pl_{8–22}$), калишпатом, кварцем, амфиболом, биотитом и такими же, как у гранитов, акцессорными минералами. Амфибол в них также неоднороден по составу и соответствует феррогастингситу (f′ = 78–83). В некоторых его зернах присутствуют стильпномелан-магнетитовые псевдоморфозы по оливину. Калиевый полевой шпат представлен ортоклаз-пертитом.

Аналогичный минеральный состав имеют и гранофировые разности гранитов. Их отличительная черта – многочисленные овоиды калишпат-пертита, нередко окруженные двумя каймами: внутренней – альбитовой и внешней – гранофировой.

Калиевый полевой шпат в гранофирах содержит жилковатый и мирмекитовый пертит, а местами также таблитчатые выделения плагиоклаза, альбитизированные по краям и серицитизированные в центре. Представлен он промежуточным ортоклаз-микропертитом ($Or_{61,6}Ab_{37,6}An_{0,8}$). Плагиоклаз – от альбита ($Pl_{4–6}$) до олигоклаза (Pl_{21}). В каймах, замещающих калишпат, он содержит 3 % анортитовой молекулы. Роговая обманка относится к феррогастингситу (f′ = = 88,7–94,7). Биотит буро-коричневый с краснова-

Рис. 5.137. Геологическая схема Южно-Учурского массива (Недашковский, Ленников, 1991).

1 – метаморфиты нижнего архея; 2 – диабазовые порфириты нижнего протерозоя; 3 – габбро-монцониты, монцониты, габбро-диабазы и габбро нижнего протерозоя; 4–8 – гранитоиды улканского комплекса (показаны поля преимущественного развития гранитоидных разностей, границы условные): 4 – кварцевые порфиры элгетейской свиты, 5 – биотитовые граниты, 6 – роговообманковые граниты (иногда с биотитом), реже граносиениты и гранодиориты (часто гранофировые), 7 – граниты и граносиениты роговообманковые (редко с биотитом) и двупироксеновые (I – Быстринский массив), местами гранофировые, 8 – гранодиориты биотит-роговообманковые, редко граниты и граносиениты гранофировые; 9 – анортозиты Джугджурского массива; 10 – установленные (а) и предполагаемые (б) разломы; 11 – условные фациальные границы

тым оттенком также высокожелезистый (f′ = 90), а клинопироксен относится к ферроавгиту (f′ = 63–87), зерна которого содержат грюнеритовые псевдоморфозы по фаялиту.

В бассейне р. Ляльми среди крупно- и среднезернистых роговообманковых гранитов (часто гранофировых) наблюдаются выходы мелкозернистых оливиновых биотит-роговообманковых гранитов, расположенных на контакте с анортозитами. Не исключено, что они представляют собой «закаленную» краевую фацию крупно- и среднезернистых фаялитсодержащих роговообманковых гранитов, описанных выше. Внешне оливиновые граниты мелкозернистые и зеленовато-розовато-серые с гнездовыми скоплениями темноцветных минералов. Сложены эти граниты зональным альбит-олигоклазом ($Pl_{8–20}$), калишпат-пертитом, кварцем, роговой обманкой, биотитом, оливином и акцессорными минералами.

Калишпат представлен ортоклаз-микропертитом и микроклин-микропертитом с характерными карлсбадскими двойниками. Зональный плагиоклаз – № 10–34. Оливин содержит 86–90 % Fa. Он корродируется бурой роговой обманкой (f′ = 65–68) и красно-коричневым биотитом (f′ = 56).

Небольшой сателлит Южно-Учурского интрузива, Быстринский массив (рис. 5.137), сложен преимущественно двупироксеновыми сиенитами, граносиенитами, гиперстеновыми и двупироксеновыми гранитами, а также роговообманково-биотитовыми гранофирами.

Двупироксеновые сиениты и граносиениты – среднезернистые светло-серые с желтоватым оттенком. В них преобладает калишпат-пертит в ассоциации с орто- и клинопироксенами, частично замещенными роговой обманкой и биотитом. Акцессорные минералы – апатит, циркон, ортит, ильменит и титаномагнетит. Калишпат представлен промежуточными ортоклаз-микропертитом, ортоклаз-криптопертитом и микроклин-микропертитом ($Or_{68,7–69,7}Ab_{26,3–27,5}An_{3,8–4,0}$), а плагиоклаз – олигоклазом и андезином ($Pl_{27–40}$). Ромбический пироксен соответствует феррогиперстену (f′ = 72,5–73,6), а клинопироксен – ферроавгиту (f′ = 57,6–62,6). Коричнево-зеленая роговая обманка высокожелезистая (f′ = 75–77), как и красно-бурый биотит (f′ = 76).

Гиперстеновые и двупироксеновые граниты – также среднезернистые желтовато-серые. Помимо решетчатого микроклин-пертита они содержат зерна промежуточного ортоклаз-криптопертита. Плагиоклаз в них заметно кислее, чем в сиенитах и граносиенитах ($Pl_{21–27}$). Менее железистый гиперстен (f′ = 58,8). Акцессорные минералы – апатит, циркон и рудный минерал.

Роговообманково-биотитовые гранофировые граниты Быстринского массива отличаются от описанных выше учурских гранофиров серым и желтовато-серым цветом и большей мелкозернистостью. Различия в окраске связаны с меньшей пелитизацией калишпатов, среди которых преобладают решетчатые микроклин-микропертиты. Остальные минералы представлены кварцем, плагиоклазом, буро-зеленой роговой обманкой (f′ = 75,5) и коричневым биотитом. Плагиоклаз ($Pl_{21–32}$) интенсивно корродирован калишпатом с образованием промежуточной олигоклазовой (до Pl_{16}) каймы с врастками. Роговая обманка содержит стильпномелановые и грюнерит-магнетитовые псевдоморфозы по оливину. Акцессорные минералы – циркон, ортит, апатит и рудные.

Петрохимические особенности улканских гранитоидов. Улканские гранитоиды можно разделить на три петрохимические семейства (табл. 5.45), сформировавшиеся в разные интрузивные этапы: 1) риолит-гранофировое с краевой фацией гранодиоритов, 2) граносиенит-рапакивигранитное с фациями сиенито-диоритов и биотитовых гранитов и 3) сиенит-щелочногранитное с жильными телами щелочных лампрофиров и пегматитов (Недашковский, Ленников, 1991).

Ранние гранодиориты риолит-гранофирового семейства в сравнении с другими гранитоидами комплекса характеризуются повышенной известковистостью (Na + K)/Ca = 1,2–2,4 и низкой агпаитностью ($K_{Аг}$ = 0,40–0,72) при заметном преобладании натрия над калием (Na/K = 1,42–2,26). В гранофирах и риолитах роль щелочей и особенно калия несколько увеличивается (Na/K = 0,8–1,0; (Na + K)/Ca = 12 – – 15,6), что приводит к возрастанию агпаитности риолитов и гранофиров ($K_{Аг}$ = 0,75–1,42). Гранитоиды второго семейства также эволюционировали от известковисто-глиноземистых сиенито-диоритов (Na/K = 1,27; $K_{Аг}$ = 0,62; (Na +K)/Ca = 1,44) к умеренно щелочным (натриевым) граносиенитам (Na/K = 1,26–1,42; $K_{Аг}$ = 0,72–0,82; (Na + K)/Ca = 5,3) и до малокальциевых гранитов рапакиви (Na/K = = 0,89–1,0; $K_{Аг}$ = 0,82–0,95; (Na + K)/Ca = 12,3–31). Третье – сиенит-щелочногранитное семейство имеет резко выраженный натриевый характер щелочности и эволюционировало от умеренно щелочных сиенитов (Na/K = 1,80; $K_{Аг}$ = 0,77; (Na + K)/Ca = 3,7) до высокощелочных гранитов (Na/K = 1,35–1,70; $K_{Аг}$ = 1,0–1,17, (Na + K)/Ca = 36,1), лампрофиров (Na/K = 1,44; $K_{Аг}$ = 1,06; (Na + K)/Ca = 18,9), пегматитов (Na/K = 1,47; $K_{Аг}$ = 1,08; (Na + K)/Ca = 14,8) и фенитов (Na/K = 63,4; $K_{Аг}$ = 0,95; (Na + K)/Ca = 28,7). Таким образом, судя по рассмотренным параметрам, все три семейства гранитоидов однонаправленно эволюционировали от ранних умеренно щелочных натриево-калиевых пород к субщелочным калиевым гранитам рапакиви и поздним высокощелочным натриевым дифференциатам.

На диаграмме Al′–$f_{общ.}$ (Недашковский, Ленников, 1991) значительная часть щелочноземельных разностей улканских гранитоидов располагается в ее малоглиноземистой области – в поле кислых диффе-

Таблица 5.45

Средний химический состав гранитоидов улканского комплекса (в мас.%)

Параметры	1 (15)	2 (8)	3 (5)	4 (10)	5 (17)	6 (13)	7 (22)	8 (10)	9 (2)	10 (13)	11 (14)	12 (30)	13 (15)	14 (5)	15 (8)	16 (5)
SiO_2	71,16	67,44	73,50	71,62	70,48	60,00	63,83	56,12	72,70	65,45	72,35	71,80	76,10	72,08	70,90	72,29
TiO_2	0,44	0,25	0,10	0,69	0,40	1,46	0,92	1,38	0,28	1,07	0,59	0,33	0,21	0,35	0,19	0,22
Al_2O_3	12,82	13,43	11,61	12,72	14,01	13,80	15,25	16,28	12,57	14,00	12,72	13,30	11,70	11,67	11,92	12,31
Fe_2O_3	2,93	2,63	1,60	1,89	2,02	3,74	2,04	3,08	3,75	2,20	1,72	1,72	0,94	2,97	3,20	2,30
FeO	2,05	3,56	1,32	1,61	2,29	5,50	4,45	6,66	1,38	4,72	1,64	1,80	1,48	2,23	2,09	2,43
MnO	0,07	0,12	0,01	0,04	0,06	0,13	0,10	0,11	0,02	0,10	0,04	0,07	0,05	0,17	0,15	0,05
MgO	0,40	0,28	сл,	0,51	0,36	2,75	0,80	1,25	0,43	0,80	0,44	0,36	0,20	0,41	0,26	0,04
CaO	0,80	1,20	0,88	1,08	1,18	4,32	2,58	3,69	0,81	2,74	0,98	1,00	0,43	0,37	0,41	0,43
Na_2O	3,11	4,96	3,86	3,21	3,49	2,98	4,22	4,90	3,11	3,25	3,14	3,39	3,57	4,50	5,36	4,27
K_2O	5,10	5,10	5,78	5,28	5,31	3,23	5,06	4,08	4,62	5,37	5,40	5,25	4,78	4,39	4,76	4,80
P_2O_5	0,12	0,08	сл,	0,12	0,09	0,58	0,19	0,37	0,03	0,20	0,10	0,08	0,06	0,04	0,04	0,08
H_2O	0,42	0,60	0,82	0,30	0,19	0,80	0,16	0,94	0,10	–	0,27	0,26	0,10	0,44	0,60	0,40
F	0,40	0,46	0,54	–	0,04	–	–	–	–	–	0,03	0,10	0,24	0,35	0,20	0,35
п.п.п.	–	–	–	0,50	–	0,31	0,20	0,70	–	–	0,30	0,26	–	–	–	–
Сумма	99,65	99,92	99,80	99,57	99,90	99,60	99,81	99,56	99,80	99,90	99,71	99,68	99,76	99,83	100,00	99,83
Na/K	0,92	1,42	1,01	1,12	0,99	1,41	1,26	1,79	1,01	0,92	0,89	1,00	1,15	1,55	1,70	1,35
K_{Ar}	0,83	1,08	1,25	0,95	0,85	0,61	0,82	0,77	1,09	0,80	0,87	0,82	0,95	1,04	1,17	1,00
A_c	1,6	1,2	1,5	1,5	1,4	1,1	1,1	0,86	1,67	1,19	1,54	1,53	1,66		1,47	
(K+Na)/Ca	14,8	12,5	15,6	11,8	11,4	2,1	5,3	3,7	14,3	4,5	12,0	12,3	31,3		36,1	

Параметры	17 (16)	18 (3)	19 (8)	20 (7)	21 (8)	22 (3)	23 (3)	24 (3)	25 (3)	26 (2)	27 (3)	28 (7)	29 (5)	30 (7)	31 (14)	32 (7)	33 (10)
SiO_2	68,89	71,09	70,88	72,20	58,81	68,95	68,50	70,83	68,80	55,10	49,51	59,70	61,48	70,20	44,80	48,77	55,88
TiO_2	0,30	0,26	0,26	0,26	1,78	0,67	0,34	0,16	0,36	0,65	2,95	1,80	1,80	0,90	2,06	2,17	1,04
Al_2O_3	12,60	11,90	13,80	11,11	14,24	14,02	16,24	14,98	14,73	12,93	13,92	14,09	13,40	12,00	12,62	13,70	19,29
Fe_2O_3	5,01	2,90	4,46	2,73	6,40	4,03	1,82	1,42	1,81	2,32	3,11	4,20	3,41	2,18	7,70	6,00	3,32
FeO	1,72	2,28	0,93	2,70	4,40	0,92	1,62	1,44	2,42	11,48	8,72	4,48	4,08	2,63	10,52	12,43	3,49
MnO	0,08	0,16	0,05	0,19	0,14	0,05	0,52	0,07	0,09	0,24	0,13	0,13	0,07	0,08	0,24	0,28	0,10
MgO	0,17	0,07	0,02	0,38	2,17	1,20	0,49	0,47	0,68	7,70	6,14	2,40	2,33	1,15	7,53	1,86	1,48
CaO	0,77	0,95	0,51	0,43	4,37	1,50	2,06	1,81	1,20	4,44	6,54	4,18	4,38	1,95	9,62	6,65	5,07
Na_2O	4,86	4,65	7,91	5,12	3,01	2,72	4,04	3,63	3,59	2,10	2,87	3,41	3,44	2,79	2,21	3,15	4,54
K_2O	5,07	4,77	0,22	3,96	3,50	5,54	3,84	5,42	5,84	1,40	3,52	3,92	3,67	4,64	0,60	3,56	4,78
P_2O_5	0,05	0,08	0,07	0,13	0,67	–	–	–	–	0,60	0,71	0,66	0,54	0,28	0,95	0,69	0,58
H_2O	0,45	0,20	0,56	0,58	0,82	0,45	0,04	0,02	0,12	0,75	0,19	0,60	0,55	0,53	1,12	0,55	0,60
F	0,20	0,12	0,45	0,44	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
п.п.п.	–	0,61	–	–	–	–	–	–	–	–	1,44	0,26	0,45	0,34	–	–	–
Сумма	100,09	100,0	99,93	100,05	100,31	100,05	99,51	100,25	99,64	99,71	99,75	99,83	99,60	99,67	99,97	99,81	100,17
Na/K	1,44	1,47	63,4	1,96	1,30	0,75	1,61	1,02	0,93	2,26	1,27	1,34	1,42	0,90	3,20	1,36	1,44
K_{Ar}	1,06	1,08	0,95	1,14	0,61	0,75	0,66	0,78	0,84	0,40	0,62	0,70	0,72	0,81	0,37	0,66	0,66
A_c	1,32	1,42	1,36	1,50	1,1	1,4	1,3	1,34	1,3	0,88	0,69	1,37	1,00	1,40	0,60	0,71	0,83
(K+Na)/Ca	18,9	14,8	28,7	31,0	2,2	9,6	6,6	8,2	11,4	1,2	1,44	2,53	2,4	5,9	0,54	1,49	2,76

Примечание. 1 – кварцевые порфиры, 2 – сиенит-порфиры, 3 – гранит-порфиры. Южно-Учурский массив: 4 – гранофировые граниты, 5 – граниты рапакиви, 6 – гранодиориты, 7 – граносиениты, 8 – сиениты. Северо-Учурский массив: 9 – порфировидный гранит эндоконтакта, 10 – граносиениты, 11 – гранофировые граниты, 12 – граниты рапакиви, 13 – биотитовые граниты дополнительной интрузивной фазы, 14 – астрофиллит-рибекитовые граниты, 15 – эгирин-рибекитовые щелочные граниты, 16 – пегматоидные щелочные граниты, 17 – щелочные лампрофиры (апофизы щелочногранитного лополита), 18 – жилы пегматитов, 19 – приконтактовые щелочные пегматиты (штокшайдеры), 20 – фениты по эффузивам. Укиканский массив: 21 – гранодиориты, 22 – граниты рапакиви. Токинский массив: 23 – двупироксеновые граниты, 24 – пироксен-роговообманковые граниты, 25 – биотит-роговообманковые граниты, 26 – гранодиориты. Сатмарский массив: 27 – сиенито-диориты, 28 – гранодиориты, 29 – граносиениты, 30 – граниты. Для сравнения приведены данные о химизме пород оломского комплекса: 31 – габбро-пироксениты, 32 – габбро-сиениты, 33 – сиениты (по: Октябрьский и др., 1984). K_{Ar} = (Na + K)/Al, A_c – показатель общей кислотности породы (Бородин, 1987). В скобках – количество анализов. Прочерк – нет данных.

ренциатов базальтовой магмы – платформенных гранитоидов, подобно гранитоидам Рижского, Коростенского и Салминского массивов рапакиви, причем некоторые из составов Южно-Учурского, Укиканского и Сатмарского массивов оказались еще менее глиноземистыми, чем установленные в Рижском плутоне. Меньшая часть улканских гранитоидов – нормальные по глиноземистости либо несколько пересыщенные Al_2O_3, а большинство их концентрируется в наиболее железистой области диаграммы – в поле салминских либо коростенских рапакиви, в отличие от рижских, где развиты и менее железистые гранитоиды. Сюда же попадают многие забайкальские, удоканские (Свириденко, 1975) и южно-австралийские рапакиви (Картер, Брукс, 1965). Близки им, но несколько недосыщены глиноземом рапакиви Голд-Бьютт (Volborth, 1962). На этой же диаграмме почти каждому массиву улканских гранитоидов свойственны индивидуальные кристаллизационные тренды, субпараллельные ординате Al′ в промежутке между кристаллизационными трендами кислых дифференциатов Скергаардского и Бушвельдского массивов. При этом северо-учурские кислые вулканиты и гранитоиды кристаллизовались, почти в точности соответствуя скергаардскому наиболее железистому тренду. Далее, в порядке убывания железистости, располагаются тренды Южно-Учурского, Укиканского и Сатмарского массивов, за которыми следует Бушвельдский. Все тренды заканчиваются примерно в одной и той же области диаграммы, отвечающей несколько более высокой железистости, чем их начало, при небольшой пересыщенности глиноземом. Исключение представляет Токинский массив, который без видимой закономерности разместился почти исключительно в салминском контуре.

Физико-химические условия формирования улканских гранитоидов. Приведенные выше данные позволяют заключить, что рапакивиподобные гранитоиды Северо- и Южно-Учурского массивов сформировались в малоглубинных условиях (< 4 км) из крайне высокотемпературных (до 1000 °С) и маловодных расплавов (P_{H_2O} = 0,5–1,0 кбар). В пользу этого свидетельствуют прежде всего контактовые изменения вмещающих метаморфических пород, соответствующие пироксен-роговиковой фации – 750–900 °С (Добрецов и др., 1970). Так, пиропальмандиновые гранаты нижнеархейских гнейсов в зоне контакта с южно-учурскими гранитоидами (правобережье р. Ляльми, выше устья р. Курунг) почти нацело замещены кордиерит-фаялит-шпинелевыми псевдоморфозами (Недашковский, Ленников, 1991). Судя по экспериментам (Abraham, Schreyer, 1973), при железистости установленного в них реликтового граната f′ = 77,2 замещение его подобными псевдоморфозами могло осуществляться в упомянутой малоглубинной обстановке при температуре выше 730 °С. О высоких температурах кристаллизации свидетельствуют также присутствующие в риолитах улканского комплекса пластинчатые и лейстовидные (см. выше) псевдоморфозы кварца по тридимиту (Т фазового перехода более 870 °С, согласно У. Диру с соавторами, 1965), низкая степень триклинности калишпат-криптопертитов в приконтактовых сиенитах, а также пониженная марганцовистость фаялита (MnO до 1,42 мас.%) из улканских гранитоидов, подобно фаялиту из габброидов.

Судя по титанистости магнетитов (TiO_2 до 17 мас.%) (Недашковский, Ленников, 1991), отвечающей температурам 970–1000 °С, и данным двупироксеновых геотермометров Вуда–Банно (Wood, Banno, 1973), Веллса (Wells, 1977) и Линдсли (Lindsley, 1986), начальный этап кристаллизации северо- и южно-учурских гранитоидов соответствовал, вероятно, 890–1000 °С (Ленников, 1979). Парциальное давление кислорода, согласно Линдсли (1969), при этом составляло $10^{-10,3}$–10^{-11} бар. До начала образования магнетита кристаллизовались фаялит, феррогеденбергит и андезин-лабрадор (Pl_{40-60}) при парциальном давлении кислорода не выше $10^{-12,7}$–$10^{-10,8}$ бар.

В сходной термодинамической обстановке сформировались Салминский, Выборгский и, видимо, другие интрузивы рапакиви и рапакивиподобных гранитов (Анортозит-рапакивигранитная..., 1978).

Генезис гранитоидов улканского комплекса. Переходя к генезису улканских гранитоидов, следует прежде всего подчеркнуть их пространственную связь с джугджурскими анортозитами (рис. 5.135). Подобная ассоциация докембрийских анортозитов и гранитоидов повышенной щелочности довольно обычна (Богатиков, 1979; Тернер, Ферхуген, 1961; и др.), что дает основание многим исследователям считать их происходившими из одного магматического источника. Принципиальную возможность этого подтверждают результаты экспериментов Т. Грина (1968), а также Х. Винклера и Х. Платена (1968), но для объяснения джугджурской ассоциации автономных анортозитов и улканских гранитоидов, ввиду их разноглубинности (Ленников, 1979) и несопоставимости по насыщенности РЗЭ (табл. 5.46, 5.47, рис. 5.138), они неприменимы.

В настоящее время наметились две основные точки зрения на генезис автономных анортозитовых плутонов и ассоциирующих с ними крупных массивов гранитоидов: самостоятельность расплавов, из которых кристаллизовались анортозиты и гранитоиды (Buddington, 1969; Emslie, 1978; Morse, 1982; и др.), и уже упомянутое возникновение тех и других из единой родоначальной магмы, состав которой по разным оценкам мог быть высокоглиноземистым базальтовым, андезибазальтовым, андезитовым, трахиандезитовым, риодацитовым, лейконоритовым, монцонитовым (йотунитовым), диоритовым и гранодиоритовым (Биркис, 1980; Богатиков, 1979; Шар-

Таблица 5.46

Содержание редкоземельных элементов в породах геранской части Джугджурского анортозитового массива (в г/т)

Параметры	1	2	3	4	5
La	7,50	12,20	9,00	20,00	3,25
Ce	11,80	21,50	16,00	40,10	5,62
Pr	1,22	2,35	1,70	5,00	0,54
Nd	4,55	7,80	7,00	22,50	1,92
Sm	1,14	1,85	2,15	6,25	0,48
Eu	3,15	2,45	1,52	1,82	1,28
Gd	2,00	2,55	2,53	5,20	0,82
Tb	0,25	0,37	0,35	0,65	0,15
Dy	1,22	1,85	1,20	3,85	1,38
Ho	–	0,37	0,18	–	0,39
Er	0,55	0,88	0,35	2,25	1,50
Tm	0,06	0,15	0,03	0,35	0,27
Yb	0,31	0,55	0,10	1,85	2,00
Lu	0,04	0,08	0,01	0,34	0,48
Eu_N/Eu^*_N	6,4	3,5	2,0	1,0	6,23
Ce_N/Yb_N	8,6	8,8	36,0	4,9	0,6

Примечание. 1 – анортозит порфировидный (обр. А-5/59); 2, 3 – габбро-анортозиты (обр. А-5/67, А-5/75); 4 – анортозит трахитоидный (обр. Ч-42/445); 5 – оливиновое габбро (обр. А-5/99). $Eu_N/Eu^*_N = Eu_N/0{,}5(Sm_N + Gd_N)$; Ce_N/Yb_N – отношение концентраций, нормированных по хондриту. Аналитики: Г.М. Колесов, Л.Г. Волосов (нейтронно-активационный анализ, ГЕОХИ РАН). Прочерк – не обнаружено.

Таблица 5.47

Содержание редкоземельных элементов в породах лантарской части Джугджурского анортозитового массива (в г/т)

Параметры	1	2	3	4	5
La	1,85	1,80	2,00	3,25	7,55
Ce	2,00	3,40	4,01	7,00	–
Pr	0,19	0,30	0,40	0,86	1,78
Nd	0,78	1,00	1,50	4,00	8,00
Sm	0,20	0,29	0,41	1,20	2,52
Eu	1,25	0,80	0,47	0,50	0,92
Gd	0,43	0,45	0,84	1,32	3,80
Tb	0,05	0,07	0,12	0,20	0,60
Dy	0,25	0,30	0,72	1,10	3,55
Ho	–	0,05	0,16	0,26	0,78
Er	0,09	0,12	0,42	0,78	2,25
Tm	0,01	0,02	0,06	0,15	–
Yb	0,05	0,07	0,32	0,62	1,90
Lu	0,01	0,01	0,05	0,10	0,38
Eu_N/Eu^*_N	12,8	6,8	2,4	1,2	0,9
Ce_N/Yb_N	9,0	10,9	2,8	2,5	0,2

Примечание. 1, 2 – анортозиты (обр. М-84/350, Л-8/32); 3 – габбро-анортозит (обр. Л-10/57); 4, 5 – лейкократовые габбро-нориты (обр. Л-14/121, В-4/18). $Eu_N/Eu^*_N = Eu_N/0{,}5(Sm_N + Gd_N)$; Ce_N/Yb_N – отношение концентраций, нормированных по хондриту. Аналитики: Г.М. Колесов, Л.Г. Волосов (нейтронно-активационный анализ, ГЕОХИ РАН). Прочерк – не обнаружено.

ков, 1984; и др.). Проверка достоверности названных гипотез, естественно, невозможна без правильной оценки предполагаемого состава родоначальной магмы (или магм) анортозит-гранитоидных ассоциаций, что, в свою очередь, нереально без учета величины эрозионного среза последних, определяющего современный выход пород на поверхность в каждом конкретном комплексе. При этом их эродированность, очевидно, не обязательно связана с глубиной формирования и возрастом, хотя статистически более древние комплексы оказываются обычно и более эродированными. Как следует из литературы (Бога тиков, 1979; Kranck, 1969; Origin..., 1969; и др.), наименее вскрытые эрозией (хотя и разноглубинные) анортозит-гранитоидные комплексы характеризуются широким развитием в малоглубинных ассоциациях рапакивиподобных гранитоидов и рапакиви, а в более глубинных – преобладанием кварцевых мангеритов. В более эродированных комплексах доля анортозитов сопоставима с гранитоидами. Наконец, в случае предельного эрозионного среза тесная пространственная связь гранитоидов и анортозитов утрачивается. Очевидно, последней особенности глубоко эродированных анортозит-гранитоидных ассоциаций не было в случае правильности гипотез о единой родоначальной магме для анортозитов и гранитоидов, в основе которых лежит представление об анортозитах как исключительно кумулятах. Первые же две особенности противоречат гипотезам о единой для анортозитов и гранитоидов магме высокоглиноземистого базальтового, андезибазальтового и лейконоритового составов, ввиду значительного развития и нередко существенного преобладания гранитоидов.

Таким образом, наиболее реальна самостоятельность расплавов, из которых кристаллизовались анортозиты и гранитоиды.

Проведенная выше оценка условий кристаллизации улканских гранитоидов, свидетельствующая об исключительной высокотемпературности и малой водонасыщенности исходных расплавов, делает сомнительным (хотя и не исключает полностью) селективное выплавление их из метаморфических толщ нижних горизонтов земной коры (Emslie, 1978). Одновременно она свидетельствует в пользу представлений А.А. Маракушева (1971) о связи платформенных интрузивов типа рапакиви с глубинной дифференциацией щелочно-базальтовых магм при воздействии сильно восстановленных трансмагматических флюидов. Согласуются с этой гипотезой и особенности химизма улканских гранитоидов. Так, на диаграмме $Al'–f_{общ.}$ (Недашковский, Ленников, 1991) большая часть улканских гранитоидов и классических рапакиви попадает в поле дифференциатов базальтоидной магмы. То же устанавливается и с помощью диаграммы $(Na_2O + K_2O)–SiO_2$ Х. Куно (1970), на которой улканские гранитоиды, подобно

рапакиви, располагаются почти целиком в поле производных щелочно-базальтовых магм и лишь частично – дифференциатов высокоглиноземистых базальтов (Мануйлова, 1974).

Подобная выдержанность состава рапакивиподобных гранитоидов и рапакиви, сформировавшихся на всех континентах примерно в одно и то же время (2–1,5 млрд), приуроченность их к разломам, локализованным по окраинам платформ и наложенных прогибов, а также низкие значения изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,703–0,705), характерные для наиболее ранних вулканитов этих комплексов (Мануйлова, 1974), делают вполне вероятной генетическую связь расплавов рапакиви с базальтоидными магмами. Не противоречит этому и установленное в улканских гранитоидах закономерное накопление кремния, железа, щелочей, редких элементов (фтора, лития, рубидия, циркония, тантала, ниобия) и редких земель в поздних дериватах (табл. 5.48), что, напротив, несовместимо с характеристиками палингенных коровых гранитоидных расплавов (Овчинников и др., 1970; Павленко и др., 1972). Как уже отмечалось выше, обращает на себя внимание тесная пространственная связь массивов улканских рапакивиподобных гранитоидов с интрузивами оломского комплекса дифференцированных габброидов и габбро-сиенитов (Ленников, 1979). Последние сформировались примерно при тех же температурах (1050–650 °С), но несколько глубже ($P_{общ.} \leq 5$ кбар) и близки улканским гранитоидам по петролого-минералогическим и геохимическим параметрам. Для них характерны: высокая железистость, повышенная калиевость, высокие содержания редких земель (табл. 5.49, рис. 5.139), высокая калиевость ортоклаз-микропертита, близкий интервал основности плагиоклаза ($Pl_{21–60}$), крайне высокая железистость темноцветных минералов – фаялита и феррогортонолита, ферроавгита, ферропижонита. Сходны с улканскими и максимальные датировки этих пород калий-аргоновым методом по валовым пробам – 1,6 млрд (Ленников, 1979). Таким образом, можно предположить, что массивы оломских габбро-сиенитов и улканских гранитоидов сформировались в один и тот же тектономагматический этап и имели общий глубинный магматический источник. С деятельностью этого глубинного источника связано, вероятно, и образование лав улкачанской свиты (см. выше) – трахиандезибазальтов, трахиандезитов и трахитов (возможных эффузивных аналогов габбро-сиенитовых интрузивов), сменившихся затем риолитами элгетейской свиты (эффузивными аналогами улканских гранитоидов), а также многочисленных близповерхностных силлов и даек диабазов. В гораздо более глубинных условиях ($P_{общ.} = 7–9$ кбар) сформировались анортозиты джугджурского комплекса (Ленников, 1979), пространственно ассоциирующие с улканскими рапакивиподобными гранитоидами.

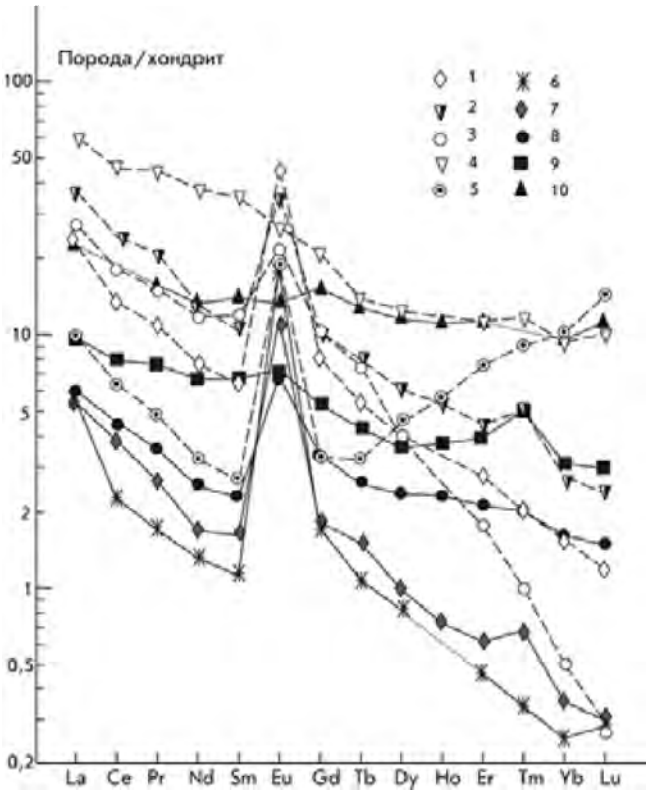


Рис. 5.138. Распределение РЗЭ в породах Джугджурского анортозитового массива.

1–10 – кривые распределения РЗЭ в породах апикальной – геранской (1–5, пунктир) и более глубинной – лантарской (6–10, сплошные линии) частей Джугджурского анортозитового массива. Номера на графиках соответствуют сквозной нумерации анализов, приведенных в табл. 5.46 (1–5) и 5.47 (6–10)

Так как самостоятельность оломского габбро-сиенитового комплекса рядом авторов подвергается сомнению (Богданова, 1984; и др.), и его рассматривают как краевую фацию Геранского анортозитового массива, подвергшуюся калишпатизации под влиянием улканских гранитоидов, приведем наиболее убедительные доказательства его независимости от анортозитов. К ним относится прежде всего состав пироксенов, слагающих породы габбро-сиенитовых интрузивов и анортозитового комплекса. Нами установлено (Ленников, 1979), что клинопироксены из габброидов, габбро-сиенитов и сиенитов наиболее изученного Оломского массива охватывают гораздо больший интервал по железистости (f' = 15–96), чем клинопироксены Джугджурского анортозитового массива (f' = 20–50). Если бы породы Оломского габбро-сиенитового массива и их аналоги кристаллизовались из остаточных расплавов, связанных с джугджурскими анортозитами, то слагающие их клинопироксены должны быть представлены разностями, существенно более железистыми (f' > 50), чем в анортозитах. Что же касается того, что породы Оломского массива являются всего лишь калишпатизированными габброидами в связи с воздействием на

Таблица 5.48

Содержание редкоземельных элементов в улканских гранитоидах (в г/т)

Параметры	1	2	3	4	5
La	60,50	24,00	41,00	98,20	78,00
Ce	130,00	55,50	95,00	176,00	170,00
Pr	16,00	6,80	9,50	24,10	20,00
Nd	51,50	24,20	32,50	85,00	70,00
Sm	11,40	5,20	7,50	22,50	11,00
Eu	1,14	0,50	0,65	0,89	1,70
Gd	10,80	5,30	8,75	17,50	9,00
Tb	1,60	0,85	0,85	2,54	1,40
Dy	9,30	4,80	4,85	14,80	8,50
Ho	2,00	1,50	0,80	3,55	1,90
Er	5,70	2,70	2,35	9,00	5,20
Tm	0,78	0,37	0,36	1,35	0,75
Yb	4,20	1,85	1,70	7,20	4,30
Lu	0,65	0,31	0,25	1,25	0,65
Ce_N/Yb_N	7,0	6,8	12,6	5,5	8,9
Eu_N/Eu^*_N	0,3	0,3	0,3	0,1	0,5

Примечание. 1 – гранит биотит-роговообманковый гранофировый (обр. А-7/120); 2, 3 – роговообманково-пироксеновые граниты (обр. Ч-16/188, Ч-32/279); 4 – роговообманковый гранит (обр. У-9/175), 5 – граносиенит биотит-роговообманковый (обр. Н-23/221). $Eu_N/Eu^*_N = Eu_N/0{,}5(Sm_N + Gd_N)$; Ce_N/Yb_N – отношение концентраций, нормированных по хондриту. Аналитики: Г.М. Колесов, Л.Г. Волосов (нейтронно-активационный анализ, ГЕОХИ РАН).

Таблица 5.49

Содержание редкоземельных элементов в породах Оломского габбро-сиенитового массива (в г/т)

Параметры	1	2	3	4	5
La	9,50	7,20	56,00	8,5	40,00
Ce	22,50	10,00	110,00	18,00	60,00
Pr	3,10	1,00	13,00	2,30	6,00
Nd	14,50	3,90	58,00	9,00	24,00
Sm	4,60	1,00	15,00	2,50	6,50
Eu	2,60	2,00	4,50	11,00	5,45
Gd	6,50	1,70	15,00	2,50	8,00
Tb	0,85	0,24	1,90	0,35	1,10
Dy	4,60	1,20	9,50	1,75	5,20
Ho	0,92	0,23	1,85	0,37	1,05
Er	2,50	0,55	4,90	0,83	2,50
Tm	0,35	0,07	0,63	0,11	0,32
Yb	1,70	0,35	3,10	0,55	1,50
Lu	0,25	0,05	0,48	0,08	0,21
Ce_N/Yb_N	3,0	6,4	8,0	7,4	9,0
Eu_N/Eu^*_N	1,5	4,7	0,9	13,4	2,3

Примечание. 1 – габбро-сиенит рудный (обр. Г-9/47); 2 – лейконорит (обр. Г-8/38); 3 – габбро-пироксенит (обр. Г-9/56); 4 – сиенит (обр. Г-10/59); 5 – габбро-анортозит (обр. Г-20/88). $Eu_N/Eu^*_N = Eu_N/0{,}5(Sm_N + Gd_N)$; Ce_N/Yb_N – отношение концентраций, нормированных по хондриту. Аналитики: Г.М. Колесов, Л.Г. Волосов (нейтронно-активационный анализ, ГЕОХИ РАН).

них рапакивиподобных гранитоидов улканского комплекса, то этому противоречат гораздо более высокие температуры кристаллизации калишпатов Оломского массива (до 950 °С), нежели калишпатов улканских гранитоидов (до 700 °С). Не согласуется с наложенной калишпатизацией и значительный дефицит рубидия в оломских сиенитах и габбро-сиенитах (K/Rb = 617–7900) по сравнению с улканскими гранитоидами (K/Rb = 116–669) при примерно одинаковом содержании калия в этих комплексах (Недашковский, Ленников, 1991), что подтверждает ювенильность калиевой специализации оломских пород. Что же касается образования расплавов гранитоидного состава из щелочнобазальтовых магм в условиях повышенной восстановленности, которая, как показано выше, была свойственна расплавам, из которых кристаллизовались улканские гранитоиды, то она подтверждена экспериментально (Луканин и др., 1990).

Геодинамические условия формирования магматических образований улканского комплекса. Улканский вулкано-плутонический гранитоидный комплекс, согласно данным А.М. Ларина с соавторами (Larin et al., 1997), характеризуется инициальным значением $\varepsilon_{Nd} = 0 – 1{,}1$ для уянских кислых вулканитов, ранних гранитоидных фаз Северо-Учурского массива и высокометаморфизованных пород фундамента. Это наряду с вышеприведенными геохимическими данными свидетельствует о том, что зоны магмогенерации гранитоидных расплавов находились в метаморфических породах фундамента. Одновременно более высокие значения ε_{Nd} (от –0,3 до +1,9), свойственные более поздним фазам гранитоидов Северо-Учурского массива, свидетельствуют о влиянии деплетированного мантийного источника. В связи с этим предполагаемая модель формирования первичной магмы для улканского комплекса позволяет предположить внедрение мантийного диапира в палеопротерозойскую нижнюю земную кору и активное участие флюидных дериватов диапира на зоны магмогенерации в глубоких горизонтах кристаллического фундамента. Наличие мантийных меток в породах рапакивигранитного субщелочного магматизма Южно-Алданской зоны и приведенные петролого-геохимические данные свидетельствуют о формировании кислых магматических расплавов в условиях внутриплитного геодинамического режима при активном влиянии мантийных расплавов.

КОНДЕРСКАЯ ЗОНА ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА (МЕЗОЗОЙ)

Развитые щелочно-ультраосновные интрузивы кондерского комплекса (Кондерский, Чадский и Сыбахский) сформировались на глубинах 1–2 км (Бого-

молов, 1964; Ельянов, Моралев, 1972) и представлены в разной степени эродированными образованиями, что определило их петрографо-минералогические различия и сказалось на россыпеобразующем платинометалльном потенциале (Некрасов и др., 1994). К этому комплексу по ряду признаков может быть отнесен и массив о-ва Феклистова Шантарского архипелага (Иванов и др., 1995). Наиболее значительным из этих интрузивов является Кондерский. Он же наиболее интересен в отношении платиноносности.

Кондерский массив

Кондерский щелочно-ультраосновной массив расположен на севере Хабаровского края, в бассейне среднего течения р. Мая-Алданская, примерно в 250 км к западу от пос. Аян, что на побережье Охотского моря. Он прорывает песчанико-алевролитовую толщу рифея, которая субгоризонтально перекрывает архейский кристаллический фундамент. Мощность толщи около 450 м (Богомолов, 1964). В куполовидной структуре, образовавшейся в результате формирования Кондерского интрузива, различают (Емельяненко и др., 1989; Маракушев и др., 1990) внешнюю часть с падением от массива под углами 30–45°, реже до 80°, и внутреннюю, отделенную от внешней кольцевым разломом с падением в сторону массива под углами от 40–50 до 80°. Во внешней части, сложенной неравномерно ороговикованными песчаниками и алевролитами рифея (рис. 5.140), контактовый ореол шириной свыше 500 м (Богомолов, 1964) представлен главным образом кордиерит-биотитовыми роговиками с магнетитом, шерлово-дравитовым турмалином и андалузитом. Во внутренней зоне экзоконтакта шириной более 100 м эти вмещающие породы деформированы в связи с формированием Кондерского и сопровождающих его гранодиорит-монцонитоидных интрузивов и преобразованы в мелкозернистые гранат-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые и биотит (мусковит)-кордиеритовые гнейсы с магнетитом, гемоильменитом, редкой цинковой шпинелью – ганитом, шерлово-дравитовым турмалином, силлиманитом и андалузитом, среди которых иногда встречаются реликты массивных роговиков (Ленников и др., 1991; Октябрьский и др., 1992). Гнейсированные роговики местами перемежаются с пластами карбонатных пород. Наиболее крупный из них, обрамляющий Кондерский массив с севера и северо-запада, сложен доломитовыми и апопериклазовыми бруситовыми мраморами, форстерит-бруситовыми кальцифирами, монтичеллитовыми, монтичеллит-мелилитовыми, гроссуляр-фассаитовыми, везувиановыми и волластонитовыми скарнами, содержащими местами редкую хрупкую слюду – клинтонит, скаполит, клиногумит, глиноземистую шпинель, титанистый магнезиоферрит, редкую титано-магниевую шпинель – кандилит, гейкилит, перовскит и пирротин. Судя по показаниям различных геотермометров, максимальные температуры формирования пород контактового ореола Кондерского массива составляли 700–900 °С (Некрасов и др., 1994).

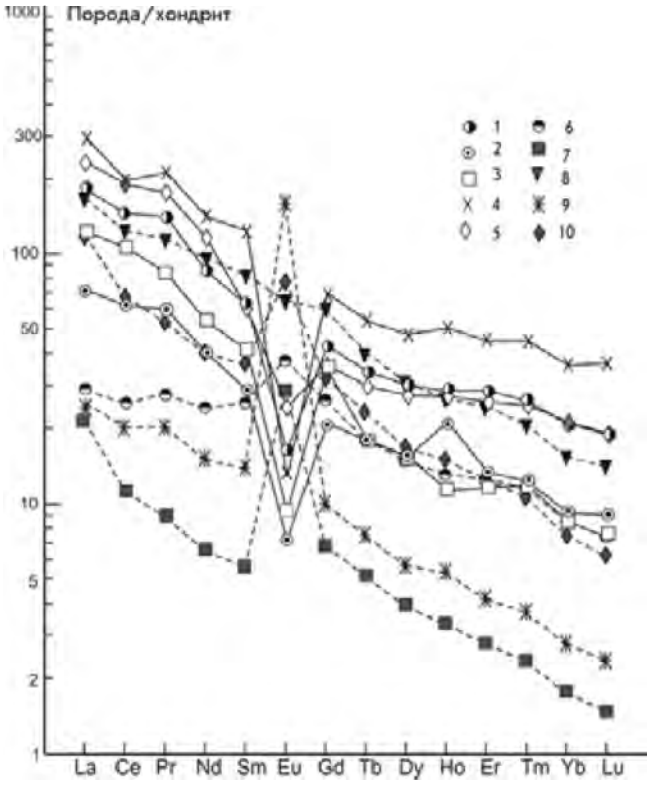


Рис. 5.139. Распределение РЗЭ в улканских рапакивиподобных гранитоидах и породах Оломского габбро-сиенитового массива.

Номера на графиках соответствуют сквозной нумерации анализов, приведенных в табл. 5.48 (1–5, сплошные линии) и 5.49 (6–10, пунктир)

Возраст Кондерского и сходных с ним Инаглинского, Чадского и Сыбахского массивов до сих пор достоверно не установлен. Полученные для них многочисленные K-Ar определения устойчиво дают мезозойский возраст, но крайне противоречивы и часто не соответствуют геологическим взаимоотношениям. Не внесли ясность и новые K-Ar датировки (Некрасов и др., 1994; Pushkarev et al., 2001), а также Sm-Nd, Rb-Sr и Re-Os изотопные определения (Костоянов, 1998; Pushkarev et al., 2001). Более однозначно наличие в ороговикованных терригенных среднерифейских отложениях, вблизи Кондерского массива, зерен хромита, по химизму полностью соответствующего кондерским малоглиноземистым феррихромитам, а также акцессорная платиноносность этих роговиков (Емельяненко и др., 1989; Шнай, Куранова, 1981). С учетом этого нижний возрастной предел, по крайней мере для хромитсодержащих дунитов Кондера, принимается не моложе среднего рифея. При этом ультрабазиты кондерского комплекса формировались на рубеже раннего и среднего рифея, на первом этапе

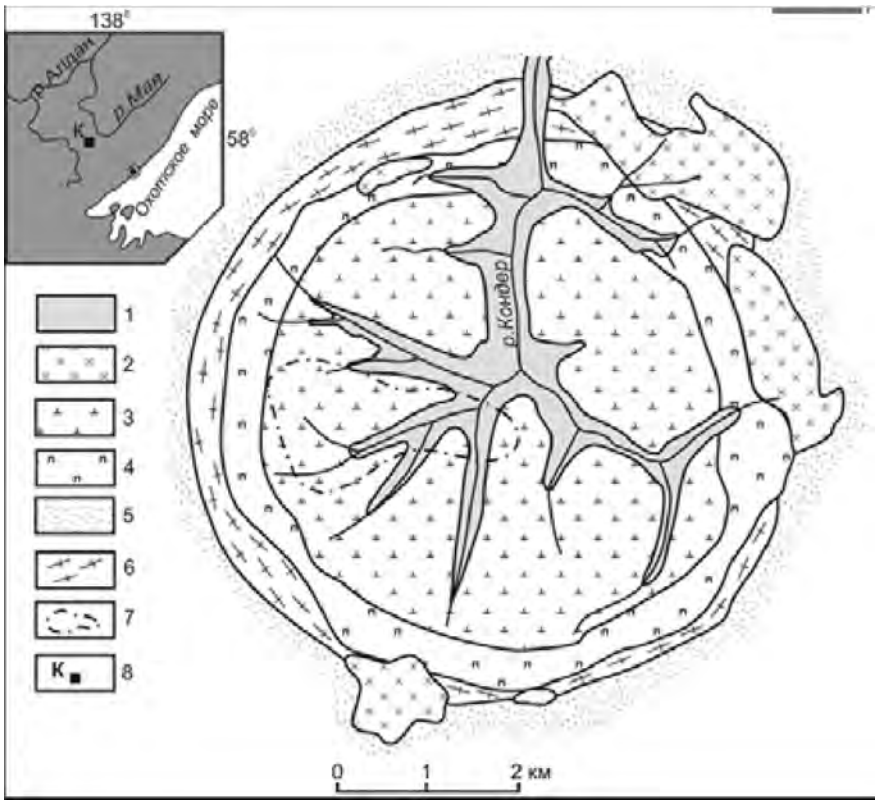


Рис. 5.140. Схематическая геологическая карта Кондерского массива. Составлена с упрощениями по: Андреев, 1987; Емельяненко и др., 1989; Некрасов и др., 1994; Сушкин, 1995.

1 – аллювиальные платиноносные отложения; 2 – гранодиориты, монцониты и диориты; 3 – дуниты; 4 – оливиновые и магнетитсодержащие пироксениты и меланогаббро; 5 – массивные роговики по платформенным карбонато-терригенным отложениям рифея; 6 – гнейсированные роговики по карбонатно-терригенным отложениям рифея; 7 – контур поля развития даек флогопит-магнетитовых клинопироксенитов в дунитах; 8 – местоположение Кондерского массива

позднепротерозойской тектоно-магматической активизации 1,2–1,35 млрд лет назад.

Гипербазиты, слагающие большую часть Кондерского щелочно-ультраосновного массива, представлены дунитами, занимающими его центральную округлую часть диаметром около 6 км, и клинопироксенитами, обрамляющими дунитовое ядро и образующими ряд дуговых и субкольцевых тел (Андреев, 1987; Емельяненко и др., 1989). Дуниты в эндоконтакте постепенно сменяются клинопироксенсодержащими разностями. При этом вблизи дунитов развиты преимущественно оливиновые клинопироксениты, к периферии массива переходящие в магнетитовые и обычно безоливиновые разности, за которыми следуют наименее развитые вебстериты, габбро-пироксениты, магнетитовые габбро и габбронориты. Те и другие слагают маломощные (до 1 м) мелко-среднезернистые дайки в дунитах, особенно в приконтактовой части дунитового тела. Установлено также, что в оливиновых клинопироксенитах западной части обрамления на расстоянии до 180 м от контакта с дунитами есть толстоплитчатые включения и шлиры железистых дунитов.

Дунитовое ядро Кондерского массива в юго-западной части, на площади примерно 4 км^2, прорвано серией даек и жил клинопироксенитов (рис. 5.140) мощностью от 1–3 см до 30–40 м и протяженностью от первых метров до 200–300 м. Скважина, пройденная в центре Кондерского массива (Емельяненко и др., 1989), показала, что жилы, прожилки и дайки клинопироксенитов по мере погружения до 300–780 м объединяются в одно тело. На поверхности контакты клинопироксенитовых жил с вмещающими дунитами «закаленные» и резкие. Более мощные (10–40 м) тела в среднезернистых флогопит-роговообманковых клинопироксенитах содержат угловатые ксенолиты дунитов. В целом преобладают мелко-среднезернистые магнетит-апатитовые клинопироксениты.

Дуниты Кондерского массива в основном порфировидные мелко-среднезернистые с массивной текстурой. Мелкозернистые дуниты развиты в краевой части ядра, к центру которого они постепенно сменяются среднезернистыми, за исключением его восточной части, в которой наблюдается резкий переход к крупнозернисто-пегматоидным дунитам. По

данным бурения (Емельяненко и др., 1989), на глубине свыше 200 м дуниты преобладают.

В дунитах, как правило, крупные зерна оливина (до 5–6 мм). В оливинах нередки включения высокохромистого хромдиопсида (Cr_2O_3 до 2,25 мас.%), флогопита, а также хромита и хроммагнетита. В трещинах оливиновых зерен местами встречаются выделения тетраферрифлогопита и рихтерита. Серпентинизация оливина обычно слабая. Наиболее существенно она проявлена по разломам, в зонах развития пегматоидных дунитов, а также вблизи даек и жил нефелиновых сиенитов. С глубиной, согласно результатам бурения (Емельяненко и др., 1989), серпентинизация ослабевает вплоть до ее исчезновения в 400–450 м от дневной поверхности.

Формирование ядерных частей дунитового тела Кондерского массива завершилось кристаллизацией ряда самородных минералов (кремнистого и беспримесного α-железа, олова, меди, сурьмы), а также единичных зерен, полиминеральных жилок и линз пентландита, пирротина, халькопирита, пирита и арсенопирита.

Железистость оливина в мелко-среднезернистых дунитах составляет 6,9–12,1 (Некрасов и др., 1994). Несколько выше она у оливина из вкрапленников клинопироксенсодержащих дунитов краевой части дунитового ядра (f′ = 12,4–13,2) и еще более возрастает в дунит-пегматитах (f′ = 14,7–15,1) центральной части ядра. В пегматоидных оливиновых клинопироксенитах, образующих шлиры в дунитах, железистость оливина достигает 12,7 и возрастает почти до 30 в оливиновых клинопироксенитах, обрамляющих дунитовое ядро и слагающих дайки, «секущие» дуниты.

Порфировые вкрапленники оливинов из дунитов зональны по содержанию CaO: чаще до 0,42 мас.% в центре, при 0,38 % – в краевой части. В мелких зернах оливина содержание CaO обычно промежуточное между установленными в зональных порфировых вкрапленниках (CaO = 0,1–0,3 мас.%), а наиболее высоким (CaO до 0,5–0,7 мас.%) оно оказалось в дунитах юго-восточного сектора ядра, сложенных маложелезистыми оливинами (f′ = 7,8–8,1). В целом несколько понижено содержание CaO оливинов центральной зоны массива (0,09–0,18 мас.%). На остальной площади дунитового ядра, включая его край, содержание CaO в оливинах выше (0,2–0,4 мас.%).

Повышенное содержание CaO, близкое к установленному в кондерских оливинах, характерно для оливинов из меймечитов и дунитов малоглубинных щелочно-ультраосновных интрузивов севера Сибирского кратона, где оно не ниже 0,2 мас.%, что установлено только в наиболее магнезиальных оливинах массива Бор-Урях. Сходны с кондерскими по кальциевости и оливины из платиноносных уральских дунитов, большинство которых, однако, содержит CaO не более 0,3 мас.%, а минимальное его содержание приближается к максимуму для альпинотипных оливинов.

Хромшпинелиды, широко распространенные в дунитах и оливиновых пироксенитах центральной части Кондерского массива, представлены в основном субферри- и субалюмоферрихромитами – акцессорными и рудными. Первые образуют рассеянную вкрапленность октаэдрических, реже уплощенных и округло-изометричных зерен от 0,01 до 2–3 мм. Морфологически аналогичными зернами, но более крупными (от 1 до 5–7 мм) сложены густовкрапленные и рудные хромшпинелиды, представленные округлыми и линзообразными шлирами, жилами и гнездами до 0,7×1,5 м^2, распределенными в массиве беспорядочно.

Хромшпинелиды Кондерского массива ассоциируют с оливином в дунитах и в оливиновых клинопироксенитах центральной фации. Они представляют закономерный ряд от единичных образцов высокохромистых (Cr_2O_3 = 61,7–63,7 мас.%) разностей, через главную массу феррихромитов к хромсодержащим магномагнетитам. В хромшпинелидах дунитов содержание Cr_2O_3 = 55–19,6 мас.%, а в магномагнетитах и магнитной фракции густовкрапленных хромшпинелидов дунитов – 7,6–8,6 и 10–12 мас.% соответственно. Также существенны различия в содержании FeO и Fe_2O_3. Меньше изменяется доля MgO (от 3 до 11 мас.%), наибольшие содержания которого свойственны густовкрапленным и рудным хромитам. Эти же хромшпинелиды содержат заметное количество титана. Меньше всего его в их рудных разностях (TiO_2 = 0,4–0,8 мас.%) и несколько больше в акцессорных хромшпинелидах (TiO_2 = 1,07–1,95 мас.%) из пегматоидных и крупнозернистых разностей дунитов и оливиновых пироксенитов центральной фации. Хромшпинелиды Кондерского массива – умеренно и малоглиноземистые. К наиболее глиноземистым (Al_2O_3 = 5,9–7,9 мас.%) относятся рудные разности. В приконтактовых порфировидных мелкозернистых магнитных дунитах все генерации акцессорных хромшпинелидов обеднены глиноземом.

В дунитах и оливиновых пироксенитах железистость акцессорных хромитов от 63–76 до 80–89, в то время как в рудных хромшпинелидах она равна 59–70, По компонентному составу густовкрапленные и сплошные кондерские хромшпинелиды практически идентичны ликвидусному акцессорному хромиту, частично оказываясь все же более магнезиальными (f′ = 59–63), что характерно для кумулятивных ультрамафитов (Магматические..., 1988). Они принадлежат субферрихромитам и наименее окислены (f′ = 35–41).

Следующие по распространенности минералы ультрабазитов Кондерского массива – клинопироксены. В дунитах они образуют почти постоянную

акцессорную вкрапленность, шлиры и маломощные прожилки. В оливиновых клинопироксенитах центральной фации и кольцевых безмагнетитовых оливиновых клинопироксенитах это маложелезистые (f′ = 4,5–20,6), умеренно глиноземистые (Al_2O_3 = 0,5–2,2 мас.%) и малотитанистые (TiO_2 = 0,1–0,44 мас.%) с повышенным содержанием Cr_2O_3 (0,25–0,76 мас.%) разности. Большинство клинопироксенов может быть отнесено к хромдиопсидам (Некрасов и др., 1994). Существенно более титанистые (TiO_2 = = 1,14 мас.%) и малохромистые (Cr_2O_3 = 0,1 мас.%) относительно железистые (f′ = 30) и умеренно глиноземистые (Al_2O_3 = 2,4 мас.%) клинопироксены магнетитсодержащих пироксенитов Кондерского массива и даек в дунитах. Кондерским «кольцевым» клинопироксенам также свойственна высокая степень окисленности железа, что при повышенном содержании Na_2O (до 0,85 мас.%) свидетельствует о наличии в них эгиринового минала.

От кольцевых клинопироксенитов существенно отличаются дайковые клинопироксениты, прорывающие дуниты, – по невысокой хромистости (Cr_2O_3 = = 0,02 мас.%) при более высокой железистости (f′ = = 20,5–23,5). Рудный минерал в них, ассоциирующий с апатитом, представлен титаномагнетитом (TiO_2 = 5,8–4,7 мас.%), иногда в сростках с окисленным (Fe_2O_3 = 5,9–8,8 мас.%) ильменитом, содержащим заметную примесь MgO (3,7–3,8 мас.%), пирротином и халькопиритом. Для этих клинопироксенитов характерно разделение по минеральному составу на существенно флогопитовые, роговообманковые и магнетит-апатитовые разности. В крупнозернистых разностях встречены единичные, относительно крупные (до 2 мм) красно-коричневые кристаллы везувиана и бледно-розовые ксеноморфные зерна (1–2 мм) сфена.

На диаграмме Al_2O_3–$f_{общ.}$ (Некрасов и др., 1994) клинопироксены Кондерского массива расположились в нескольких полях, одно из которых соответствует дунитам и оливиновым пироксенитам центральной фации. Продолжает его поле клинопироксенов из кольцевых оливиновых пироксенитов. В совокупности оба поля образуют четко выраженный прямолинейный кристаллизационный тренд, отвечающий ультраосновным расплавам, в которых по мере кумуляции магнезиальных оливинов и пироксенов постепенно возрастала железистость при очень слабом росте глиноземистости, что связано, очевидно, с одновременной «отсадкой» хромитов на начальной стадии кристаллизации. В дальнейшем сопряженный рост глиноземистости и железистости частично прослеживается и при формировании наиболее магнезиальных клинопироксенов магнетитовых пироксенитов, но по мере роста железистости (f′ = 30) глиноземистость клинопироксенов начинает понижаться в связи с началом кристаллизации плагиоклаза. Минимальное содержание Al_2O_3 (до 0,9 мас.% при f′ = 33,5) установлено в клинопироксенах габбро и монцодиоритов, которым завершается кристаллизационный тренд кондерских клинопироксенов. В целом анализ диаграммы может быть истолкован в пользу генетического единства всех пород Кондерского массива, начиная от ультрабазитов и кончая габброидами и монцодиоритами. Все они могли сформироваться в результате кристаллизационной дифференциации одного и того же исходного ультраосновного расплава в одной или нескольких малоглубинных камерах. От предполагаемого кристаллизационного тренда несколько уклоняются клинопироксены из дайковых оливиновых пироксенитов. Связано это, очевидно, с более высокотемпературными условиями кристаллизации в дайках. С подобным выводом согласуется совмещение их тренда с полем составов более высокотемпературных клинопироксенов из ультраосновных–щелочных пород Меймеча-Котуйской провинции (Магматические..., 1988).

Содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 в клинопироксенах Кондерского массива в целом связаны отрицательной корреляцией (Некрасов и др., 1994). По мере перехода от дунитов и оливиновых пироксенитов центральной фации к кольцевым оливиновым пироксенитам и далее к магнетитовым пироксенитам содержание Cr_2O_3 в клинопироксенах падает, а Al_2O_3 – растет. Установленный обратный характер связи хромистости и глиноземистости клинопироксенов из пород Кондерского массива согласуется с предположением о формировании кондерских ультрабазитов в процессе кристаллизационной дифференциации неистощенных ультраосновных расплавов (Магматические..., 1988).

Наиболее поздние образования Кондерского массива – жильные щелочные породы, локализованные преимущественно в краевой части массива и частично в его экзоконтактовой зоне. Помимо собственно сиенитов встречены щелочные и нефелиновые сиениты, а также геденбергит-эгириновые и альбит-магнезиоарфведсонитовые граниты и щелочно-ультраосновные породы – ийолиты.

Анализ диаграммы (K_2O+Na_2O)–(FeO+ +0,9Fe_2O_3)–MgO (AFM) позволил заключить (Некрасов и др., 1994), что породы, слагающие центральную часть Кондерского массива (дуниты и оливиновые клинопироксениты центральной фации), представляют собой кумуляты, обособившиеся в результате кристаллизации в малоглубинной камере исходного ультраосновного расплава. В пользу этого свидетельствуют расчеты содержания фаялитового компонента в ликвидусном оливине (Магматические..., 1988, с. 426; Roeder Emslie, 1970). Первичный расплав состава оливинового пироксенита оказался примерно таким же, как в дунитах Кондерского массива (7–12 % фаялита). Напротив, если за родоначальный расплав принять дунитовый, то содержание

фаялитового компонента в ликвидусном оливине окажется нереально низким – всего 2–3 % (Ленников и др., 1994). Кольцевым безмагнетитовым клинопироксенитам близки толеитовые пикриты. Судя же по расчетному среднему составу Кондерского массива (табл. 5.50), первичными могли быть также щелочнопикритовые расплавы.

После отделения оливинового и частично оливин-пироксенового кумулята и формирования хромитсодержащих дунитов и оливиновых пироксенитов центральной фации образовался остаточный расплав, существенно обогащенный железом, из которого затем возникли магнетитсодержащие пироксениты.

Эволюция этого же остаточного расплава в промежуточной камере могла привести в результате кристаллизационной дифференциации к последовательному возникновению серии расплавов, которые после внедрения в верхние горизонты массива сформировали габбро-пироксениты, габбро, габбро-монциониты, монциониты, монцодиориты, гранодиориты и граниты, сконцентрированные во внешней зоне массива. Таким образом, перечисленные породы, которые принято отрывать генетически от ультраосновной части Кондерского массива и сопоставлять с мезозойскими алданским (Емельяненко и др., 1989) либо кеткапским (Орлова, 1991) комплексами, вполне могут быть закономерным продуктом кристаллизации из одного магматического источника.

О температурных условиях формирования оливинов в дунитах Кондерского массива некоторое представление дают термодинамические расчеты параметров равновесия газовой фазы оливинов, с помощью которых получены значения 1375 и 1180 °С соответственно для ликвидуса и солидуса при парциальном давлении кислорода на ликвидусе 10^{-9}–10^{-10} МПа (Никольский и др., 1988). Результаты теплофизических расчетов М.А. Кузнецовой (ДВГИ) для Кондерского массива по методике В.В. Ревердатто (Ревердатто, Салько, 1966) показали, что температура исходного ультрабазитового расплава

Таблица 5.50

Средневзвешенный состав пород Кондерского массива (в мас.%)

Параметры	Дуниты (с учетом хромитовых гнезд)	Клинопироксениты		Меланогаббро	Дайки в дунитах			Монцодиориты	Щелочные породы			Исходный состав расплава
		оливиновые	магнетитовые		оливиновые клинопироксениты	роговообманковые габбро и лейкогаббро	флогопит-магнетитовые клинопироксениты		сиениты	нефелиновые сиениты	граниты	
SiO_2	38,58	49,67	41,04	42,61	48,81	48,61	36,07	61,81	61,57	55,03	77,29	42,49
TiO_2	0,08	0,45	1,50	1,73	0,59	0,59	2,12	0,72	0,41	0,94	0,14	0,42
Al_2O_3	0,46	1,61	2,70	9,10	2,42	17,43	4,84	15,14	17,55	17,85	10,43	2,95
Cr_2O_3	0,61	0,12	0,05	0,03	0,08	0,05	0,03	0,01	BaO-0,06	BaO-0,03	–	0,41
Fe_2O_3	4,03	2,67	12,69	7,64	1,51	2,44	12,09	2,31	2,91	4,92	1,84	4,81
FeO	6,13	6,48	8,40	9,40	8,02	3,45	8,05	4,36	0,81	1,75	0,14	6,23
MnO	0,27	0,21	0,24	0,32	0,23	0,14	0,31	0,12	0,07	0,14	0,09	0,25
MgO	45,80	19,06	14,15	9,23	18,79	11,53	12,52	2,73	1,49	1,53	0,62	33,39
NiO	0,14	0,02	0,01	0,01	0,01	0,05	0,02	0,003	SrO-0,12	SrO-0,14	–	0,09
CaO	0,39	18,90	18,02	14,50	18,41	8,44	18,18	5,07	2,19	3,66	0,33	5,03
Na_2O	0,05	0,29	0,29	2,03	0,34	4,22	0,70	3,76	8,44	7,02	6,01	0,74
K_2O	0,01	0,06	0,12	1,25	0,06	0,31	1,27	2,73	2,99	4,57	2,50	0,56
P_2O_5	0,10	0,12	0,34	0,84	0,06	0,27	3,26	0,33	0,12	0,19	0,03	0,30
п.п.п.	3,02	0,10	0,19	0,83	0,35	1,76	0,30	0,70	0,85	1,15	0,66	2,09
Сумма	99,66	99,76	99,74	99,52	99,68	99,29	99,76	99,79	99,87	99,04	100,08	99,76
$f_{общ.}$	10,6	20,6	44,0	49,7	21,9	21,6	45,8	57,0	55,9	69,3	67,4	15,1
Кф	18,2	32,4	59,8	64,9	33,6	33,8	61,7	70,9	71,4	81,3	80,0	24,8
n	76	18	12	4	3	4	20	8	17	17	2	181
S	64,5	8,8	7,8	1,8	0,1	0,02	4,5	11,5	0,5	0,5	0,01	100

Примечание. Кф – коэффициент фракционирования $(FeO+Fe_2O_3)\cdot 100\ \%/(MgO+FeO+Fe_2O_3)$; n – число анализов; S – распространенность пород в массиве (об. %). Прочерк – не определялось. В щелочных породах: содержание BaO составляет 0,06 – в сиенитах, 0,03 – в нефелиновых сиенитах; SrO – 0,12 – в сиенитах, 0,14 – в нефелиновых сиенитах.

должна была составлять около 1380 °С при максимальной температуре контактового метаморфизма, определенной на Кондерском массиве, порядка 900 °С (Богомолов, 1964; Ленников и др., 1991). Пироксены из клинопироксенитов этого массива, согласно расчетам параметров равновесия газовой фазы, обнаруживают сходные температуры равновесности – 1146 и 1318 °С, хотя в большинстве образцов они занижены. Напротив, все расчеты ликвидусных температур с помощью геотермометра Перчука–Ваганова (1978) выше искомых примерно на 50–100 °С. Что же касается геотермометра Кайзера (Kyser et al., 1981), то прекращение изотопно-кислородного обмена, основываясь на хромшпинель-оливиновой ассоциации Кондера, можно приблизительно оценить в 1150–1220 °С.

Кондерский щелочно-ультраосновной массив, по представлениям его исследователей, мог сформироваться в результате кристаллизации собственно дунитового расплава в малоглубинных условиях (1–2 км) (Андреев, 1987; и др.), в процессе внедрения и кристаллизационной дифференциации ультраосновной магмы повышенной щелочности (Орлова, 1991; и др.) либо в итоге перемещения мантийного отторженца к земной поверхности в закристаллизованном состоянии (Лазаренков, Ланда, 1992; и др.).

Таблица 5.51

Содержание редкоземельных элементов в породах Кондерского массива (в г/т)

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
La	0,55	1,90	0,70	50,00	20,00	30,00	6,63	–
Ce	1,50	5,00	2,10	100,00	40,00	55,06	13,12	26,36
Pr	0,24	0,78	0,42	13,80	5,00	5,20	1,56	–
Nd	1,25	4,20	0,32	60,00	20,00	18,50	6,39	18,55
Sm	0,45	1,50	1,40	16,00	5,50	4,80	1,,90	–
Eu	–	–	–	4,50	1,60	1,50	–	–
Gd	0,75	2,50	2,50	16,00	4,80	5,50	2,33	–
Tb	0,11	0,42	0,32	2,00	0,60	0,80	0,32	0,81
Dy	0,70	2,70	1,70	9,00	3,20	4,50	1,81	–
Ho	0,16	0,70	0,35	1,30	0,62	0,90	0,36	0,80
Er	0,42	2,40	0,85	2,50	1,65	2,40	0,97	–
Tm	0,06	0,40	0,11	0,25	0,24	0,33	0,14	–
Yb	0,33	2,50	0,55	0,90	1,20	1,70	0,73	1,77
Lu	0,06	0,45	0,08	0,10	0,20	0,25	0,14	–
Ce_N/Yb_N	1,0	0,5	0,9	25,2	7,6	7,4	4,1	3,3

Примечание. 1 – дунит (обр. Ко-103/50); 2 – оливиновый клинопироксенит (обр. Ко-102/19); 3, 4 – магнетитсодержащие клинопироксениты: 3 – обр. Ко-101/24, 4 – из зоны закалки дайки в дунитах (обр. Ко-1/4); 5 – габбро (обр. Ко-3/81); 6 – монцодиорит (обр. Ко-3/83); 7, 8 – расчетная концентрация РЗЭ в исходном расплаве с учетом распространенности пород в пределах Кондерского массива (7) и основываясь на содержании РЗЭ в кондерском дуните-1 (8); Ce_N/Yb_N – отношение концентраций, нормированных по хондриту. Прочерк – не определялось. Аналитики Г.М. Колесов и Л.Г. Волосов (нейтронно-активационный анализ, ГЕОХИ РАН).

Первое предположение маловероятно ввиду отсутствия дунитовых даек и апофиз во вмещающих породах, а также, как уже отмечалось, в связи с относительно повышенной железистостью оливинов кондерских дунитов ($Ol_{7–12}$), которые, согласно эмпирической зависимости Редера–Эмсли (Roeder, Emslie, 1970), в случае кристаллизации из расплава, отвечающего по составу дунитам Кондера, должны были бы содержать не более 2 % Fa. Кондерские дуниты не могут быть и мантийными реститами, поскольку слагающие их оливины обнаруживают повышенное содержание CaO (до 0,7 мас.%; Октябрьский и др., 1990) – результат ускоренной кристаллизации в малоглубинной обстановке (Simkin, Smith, 1970). Этому предположению противоречат также впервые полученные нами (Некрасов и др., 1994) изотопно-кислородные данные для оливин-хромитовых парагенезисов кондерских дунитов ($\delta^{18}O$ = 5–7 ‰), свойственные неизмененным магматическим породам (Магматические..., 1988) и не сопоставимые с соответствующими параметрами альпинотипных гипербазитов, для которых предполагается реститовый генезис. Как свидетельствуют петрографо-минералогические и геохимические данные, наиболее реально второе предположение.

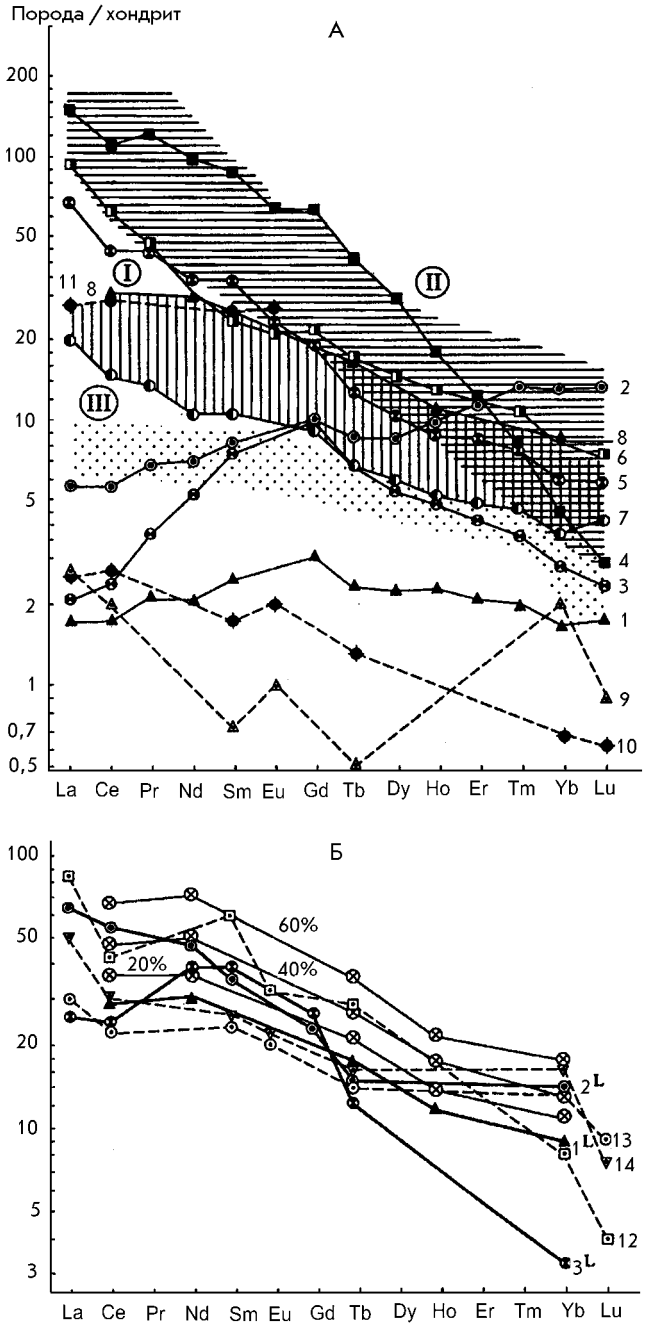
Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах Кондерского массива (Лазаренков, Ланда, 1992; Ленников и др., 1994) также может быть истолковано в его пользу. Об этом свидетельствует уровень насыщенности дунитов Кондерского массива лантаноидами (табл. 5.51). Они, подобно дунитам Гулинского щелочно-ультраосновного интрузива (Ланда, Ляпунов, 1984), заметно превосходят в этом отношении аналогичные породы массивов альпинотипных гипербазитов (Магматические..., 1988). Как следует из табл. 5.51 и рис. 5.141, А, в анализированном нами дуните концентрация тяжелых и легких лантаноидов превышает хондритовые значения в 2–3 раза при небольшом сравнительном обогащении промежуточными РЗЭ и соответствующем максимуме на графике их нормированных значений. Последнее отличает его от кондерского аналога, заметно истощенного именно этими лантаноидами (Лазаренков, Ланда, 1992), а также от гулинского дунита (рис. 5.141, А), который относительно обеднен тяжелыми РЗЭ.

Менее однозначные результаты получены по пироксенитам Кондерского массива. Наряду с их разностями, обогащенными РЗЭ до уровня меймечитов и пикритовых порфиритов (рис. 5.141, А, Б), нами установлены клинопироксениты с пониженным содержанием лантаноидов, подобно их альпинотипным аналогам (Магматические..., 1988), причем в оливинсодержащем магнетитовом клинопироксените при таком же примерно, как в дунитах, уровне накопления La, Ce, Yb и Lu концентрация остальных РЗЭ

Рис. 5.141. Распределение РЗЭ в породах Кондерского массива, их расчетные содержания в родоначальном кондерском расплаве и остаточных расплавах, которые могли возникнуть в процессе кристаллизационной дифференциации.

А. 1–8 – кривые распределения РЗЭ в породах Кондерского массива (1–6) и расчетные значения их в исходном расплаве (7, 8); цифры соответствуют номерам столбцов в табл. 5.51. Для сравнения приведены кривые распределения РЗЭ в кондерском дуните (9) (по: Лазаренков, Ланда, 1992), а также в дуните (10) и дайковом магнетитовом пироксените (11) Гулинского массива (по: Ланда, Ляпунов, 1984). Заштрихованы поля распределения РЗЭ в предполагаемом исходном расплаве Кондерского массива (I) (по табл. 5.50), меймечитах и пикритах Маймеча-Котуйской провинции (II) (по: Магматические...,. 1988) и пикритах Камчатки (III) (по: Ланда и др., 1983).

Б. 12–14 – кривые распределения РЗЭ в породах Кондерского массива (по: Лазаренков, Ланда, 1992), а также расчетные значения РЗЭ в родоначальном кондерском расплаве (1^L) исходя из их содержания в дуните (1), пироксенитовых расплавах (2^L, 3^L), из которых выкристаллизовались соответственно оливиновые (2) и магнетитовые (3) пироксениты (табл. 5.52), и в остаточных расплавах, которые могли образоваться в процессе кристаллизационной дифференциации при отделении 20, 40 и 60 % кумулятивных дунитов состава (1) из родоначального расплава (1^L)



в 4–10 раз превышает хондритовые значения, обусловливая еще больший (чем в дунитах) максимум на графике их нормированных содержаний. Судя по работам (Schnetzler, Philpotts, 1970; Henderson, 1984), это коррелируется с модальным составом данных пород. Несколько более насыщены лантаноидами оливиновые клинопироксениты (табл. 5.51, рис. 5.141, А). В них, по сравнению с дунитами и магнетитовыми пироксенитами, совершенно иное распределение РЗЭ, отличающееся устойчивым относительным обогащением тяжелыми лантаноидами при отсутствии максимума в области промежуточных. Это свойственно многим клинопироксеновым монофракциям (Schnetzler, Philpotts, 1970). Далее по насыщенности РЗЭ следуют магнетитовые и оливиновые клинопироксениты, обогащенные лантаноидами (Лазаренков, Ланда, 1992), а также подщелоченное габбро и монцодиорит. Наконец, предельно высокие концентрации РЗЭ (до гольмия) установлены в мелкозернистом магнетитовом оливинсодержащем клинопироксените из дайки в дуните. По обогащенности La, Ce, Sm и Eu он намного превосходит аналогичные дайки пироксенитов Гулинского интрузива.

Приведенные выше данные (рис. 5.141, А, Б) практически нивелируют подмеченный ранее разрыв в концентрациях лантаноидов между дунитами и клинопироксенитами, обогащенными РЗЭ (Лазаренков, Ланда, 1992). Это позволяет отнести все кондерские ультрабазиты к генетически родственным образованиям, возникшим на разных этапах фракционирования одного и того же исходного ультраосновного расплава повышенной щелочности. При этом можно заключить, что анализированные нами клинопироксениты (кроме дайковых) принадлежат, подобно дунитам, существенно клинопироксеновым и магнетит-клинопироксеновым кумулятам, в отличие от пироксенитов, богатых РЗЭ (Лазаренков, Ланда, 1992), которые, как и дайковый клинопироксенит, являются продуктами кристаллизации крайне слабо фракционированных остаточных расплавов, обособившихся при формировании кумулятивных дунитов. В пользу этого свидетельствуют как специфика насыщенности тех и других лантаноидами, так и ориентировочные расчеты по методике Дж. Хансона (Hanson, 1980) их концентраций в расплавах, из которых выкристаллизовались кумулятивные клинопироксениты. Как видно на рис. 5.141, Б, расчетные содержания РЗЭ в этих расплавах оказались почти того

же порядка, что и в клинопироксенитах, обогащенных лантаноидами (Лазаренков, Ланда, 1992). К аналогичному выводу приводит и приближенная оценка по методике Дж. Хансона (Hanson, 1980) исходной концентрации РЗЭ в родоначальной магме, из которой сформировались дуниты с максимальным содержанием лантаноидов (Ко-103/50), а также расчетных уровней насыщенности РЗЭ остаточных магматических жидкостей, которые теоретически могли последовательно возникать при отделении 20, 40 и 60 % кумулятивного дунита состава Ко-103/50 (табл. 5.51) от модельной исходной магмы (рис. 5.141, Б).

Существенно меньшие концентрации лантаноидов в родоначальной кондерской магме определены нами исходя из содержания РЗЭ в породах Кондерского массива и их распространенности в нем (табл. 5.51). Этому составу соответствует и более низкая расчетная насыщенность лантаноидами остаточных расплавов (рис. 5.141, Б) при одних и тех же количествах дунитового кумулята. При этом клинопироксенитам, обогащенным РЗЭ, отвечают в последнем случае расплавы, комплементарные большему объему дунитов. Габбро же и монцодиориты могут быть отнесены к продуктам кристаллизации остаточных магм, обособившихся при фракционировании клинопироксеновых расплавов с пониженной концентрацией лантаноидов.

Как следует из табл. 5.51 и рис. 5.141, А, по характеру распределения нормативных содержаний РЗЭ теоретически возможные исходные магмы Кондерского интрузива оказались промежуточными между меймечитовыми магмами и расплавами, из которых кристаллизовались пикриты Камчатки. От первых они отличаются заметно меньшим преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми (Ce_N/Yb_N порядка 4) и более низкой насыщенностью РЗЭ цериевой группы, превышая хондритовые значения только в 10–30 раз при таком же примерно уровне содержания тяжелых РЗЭ (выше, чем в хондритах, в 4–14 раз). Камчатские же пикриты уступают предполагаемым кондерским исходным магмам по содержанию легких и тяжелых лантаноидов (выше хондритовых не более чем в 4–10 раз), а также характеризуются существенно меньшим превышением содержания цериевых РЗЭ над гольмиевыми (Ce_N/Yb_N около 2,5).

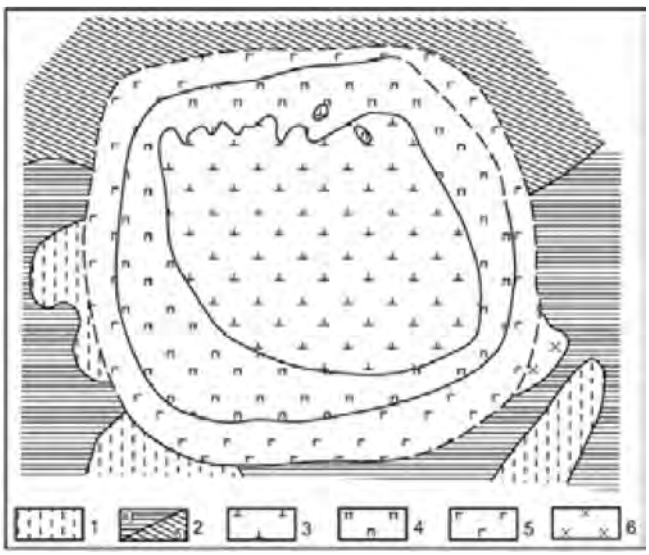


Рис. 5.142. Схематическая геологическая карта Чадского массива (Богомолов, 1968, с изменениями).

1 – песчаники, алевролиты и аргиллиты эннинской свиты (верний протерозой); 2 – песчаники и известняки верхнепротерозойской гонамской свиты (а) и диабазовые порфириты и кварцевые порфиры элгетейской свиты (б) нижнего протерозоя; 3–6 – образования Чадского массива: дуниты (3), оливиновые безмагнетитовые и магнетитсодержащие клинопироксениты (4), оливиновые меланогаббро и меланогаббро-монцониты (5), габбронориты и монцодиориты (6)

Чадский массив

Чадский массив расположен примерно в 120 км к югу от Кондерского интрузива, на левобережье р. Маймакан, и внешне очень похож на Кондерский, но имеет существенно меньшие размеры (около 3,5 км в поперечнике) и более простое строение (Некрасов и др., 1994). Дуниты, слагающие его центральную часть диаметром примерно 2 км, окаймлены последовательно оливиновыми и магнетитовыми клинопироксенитами, сменяющимися далее к краю массива габбро, габбро-норитами, габбро-монцонитами и монцодиоритами (рис. 5.142). Щелочные породы представлены очень редкими дайками, гораздо менее разнообразного состава, нежели кондерские. Последнее обстоятельство вместе с существенно более широким развитием клинопироксенитов, по сравнению с дунитами, позволяет предполагать, что Чадский массив более эродирован, чем Кондерский (Некрасов и др., 1994).

На современном эрозионном уровне Чадский массив, как и Кондерский, прорывает песчаниково-алевролитовую толщу рифея с линзами известняков, вызывая ороговикование, скарнирование и щелочной метасоматоз, но без изменения первоначального залегания вмещающих пород, что также свидетельствует о большей эродированности Чадского интрузива. Можно предположить, что венчавшая его куполовидная постройка, подобная кондерской, могла быть уничтожена.

Дуниты Чадского массива в основном порфировидные мелко-среднезернистые. Более чем на 70 % они сложены зернами оливина размером 0,1–2 мм, среди которых выделяются и более крупные – 2,5–6 мм. В центральной части массива нередки оливиновые гломерокристы (15×25 $см^2$), а размеры кристаллов оливина возрастают до пегматоидных (12–17 мм в длину). Реже встречаются еще более крупные оли-

вины – до 2–4 см и гигантские обособления дунит-пегматитов. Чадские пегматоидные оливины, подобно кондерским, также содержат тонкие коричнево-бурые пластинки ильменита (?), хромшпинелевые дендриты, хорошо ограненные октаэдры хромита (до 1 мм) и более мелкие округлые зерна оливина. В целом дуниты Чадского массива представлены довольно свежими породами, но на контактах с дайками и жилами щелочных пород, дацитов, диоритовых порфиритов и пегматоидных оливиновых клинопироксенитов они на 30–50 % серпентинизированы. Внутри дунитового ядра нередко встречаются жилы мощностью 2,5–20 см и изометричные тела до 2 м светло-зеленых оливиновых клинопироксенитов.

Западная и южная границы между дунитами и безмагнетитовыми оливиновыми клинопироксенитами достаточно резкие, но без признаков «закалки». На контакте дуниты существенно рассланцованы, а пироксениты массивные. Зерна оливина в них, как и в дунитах, часто собраны в гломерокристы.

Оливиновые клинопироксениты, примыкающие к дунитовому ядру, мелко-среднезернистые слабопорфировидные. Оливина в них 10–15 %, и он представлен преимущественно овальными или линзовидными гломерокристами (2×6 мм). К периферии массива содержание оливина в клинопироксенитах уменьшается до 2–10 % и появляются единичные зерна магнетита.

Переход к магнетитсодержащим оливиновым клинопироксенитам постепенный. По мере уменьшения зернистости растет концентрация магнетита при количестве оливина 3–15 % вплоть до образования разностей с сидеронитовой структурой – косьвитов, где магнетита более 20 %, и встречаются его мономинеральные гнезда. Местами в обломках мелкозернистых магнетитовых клинопироксенитов развиты пластинчатые включения (2×10 см) рудного оливинита, сложенного на 30 % магнетитом и на 70 % – разнозернистым (0,1–1,5 мм) оливином с вкрапленностью магнетита, апатита, биотита и большой примесью клинопироксена. Во внешней части клинопироксенитового кольца, в районе горы Чад, встречены глыбы мелко-среднезернистых порфировидных плагиоклазсодержащих (Pl_{70} = 7–10 %) рудных оливиновых клинопироксенитов с единичными зернами апатита и биотита. По мере увеличения количества плагиоклаза (Pl_{70} = 20–30 %) они переходят в меланократовые габбро. В северо-восточной части массива клинопироксениты сменяются габбро-монцонитами.

Внешнее кольцо массива сложено средне-мелкозернистыми породами, от оливиновых габбро через габбро-монцониты до типичных монцонитов, монцонит-порфиров и мелкозернистых оливиновых тенсбергитов либо от оливиновых габбро через биотит-амфибол-клинопироксеновые диориты до порфировидных оливинсодержащих диоритмонцонитов. Все эти породы – от меланократовых до мезократовых – иногда полосчатые и постоянно содержат биотит, магнетит и апатит. Порфировые вкрапленники в них представлены оливином, клинопироксеном и реже плагиоклазом ($Pl_{20–40}$). В мелкозернистых габбро-норитах в отдельных зернах и симплектитовых сростках с магнетитом встречается ортопироксен. Плагиоклаз в породах внешнего кольца разнозернистый, зональный – от $Pl_{40–55}$ в габбро и габбро-монцонитах до $Pl_{20–40}$ – в монцонитах. Клинопироксен также преимущественно зональный – от бесцветного авгит-салита в центре до зеленого авгита на краю. Содержание калиевого полевого шпата от единичных антипертитов в плагиоклазе габбро до самостоятельных выделений (20–25 %) в монцонитах и преобладающего минерала (90 %) в оливинсодержащих тенсбергитах. В последних наряду с оливином и зональным клинопироксеном есть гастингсит-арфведсонит, сфен и апатит.

Железистость оливина в дунитах Чадского массива составляет 7,2–14,3, что несколько выше, чем в кондерских дунитах (7,1–13,7). Существенно более железистыми оливинами сложены оливиновые клинопироксениты (f′ = 14–24,1), магнетит-оливиновые клинопироксениты (f′ = 26,5–28,5), оливиновые меланократовые габбро и габбро-монцониты (f′ = 34,1––41,1), что в целом существенно выше предельной железистости оливина, установленной в кондерских оливиновых клинопироксенитах.

Оливины дунитов Чадского массива также несколько отличаются от кондерских и по содержанию CaO (0,11–0,60 мас.%). Подобно Кондерскому массиву, постоянной составляющей чадских дунитов являются пироксены в виде акцессориев, а также микро- и макрошлиров, количество которых постепенно возрастает по мере приближения к обрамляющим дуниты оливиновым пироксенитам. По железистости (f′ = 5,6–17,4) и титанистости (TiO_2 = 0,1–0,26 мас.%) чадские клинопироксены дунитов и оливиновых пироксенитов несколько уступают кондерским. В магнетитсодержащих оливиновых пироксенитах железистость клинопироксенов возрастает до 20,9, а содержание TiO_2 до 0,36 мас.%, что также меньше, чем в кондерских. Наряду с этим несколько понижена, по сравнению с Кондерским массивом, глиноземистость наиболее магнезиальных чадских клинопироксенов при устойчиво повышенной хромистости, что позволяет относить их к хромдиопсидам. Лишь в магнетитсодержащих оливиновых пироксенитах, меланогаббро, меланогаббро-монцонитах и габбро-норитах глиноземистость клинопироксенов увеличивается (al′ = 1,5–3,3), достигая кондерского уровня, а хромистость резко снижается до 0,008 мас.% и менее).

На диаграмме Al_2O_3–$f_{общ.}$ (Некрасов и др., 1994) чадские клинопироксены в общем соответствуют

кондерскому кристаллизационному тренду сопряженного роста глиноземистости и железистости. В целом, как и в Кондерском массиве, диаграмма Al_2O_3–$f_{общ.}$ не противоречит выводу о генетическом единстве всех пород Чадского массива, начиная от ультрабазитов и кончая плагиоклазсодержащими породами, как продуктов кристаллизационной дифференциации одного и того же исходного ультраосновного расплава.

Чадским клинопироксенам в целом свойственна, как и кондерским, но еще более отчетливая отрицательная корреляция между Cr_2O_3 и Al_2O_3 (Некрасов и др., 1994). Однако в отличие от кондерских клинопироксенов ультрабазитов центральной фации чадские клинопироксениты на диаграмме Cr_2O_3–Al_2O_3 сконцентрированы только в одном поле. По хромистости (Cr_2O_3 = 0,2–0,7 мас.%) последние примерно соответствуют кондерским клинопироксенам дунитов и оливиновых пироксенитов центральной фации. Таким образом, в Чадском массиве среди ультрабазитов преимущественно развиты, очевидно, продукты кристаллизационной дифференциации на уровне становления массива – дунитовое ядро и обрамляющие его оливиновые пироксениты.

Акцессорные хромшпинелиды Чадского массива представлены субферри- и субалюмоферрихромитами. Массивные хромшпинелиды рудных обособлений центральной части Чадского массива по составу соответствуют хромшпинелидам, включенным в платиноиды как в Чадском, так и в Кондерском массиве (Рудашевский, Мочалов, 1985).

Судя по составу чадских акцессорных хромшпинелидов, устанавливается отчетливая направленность кристаллизации дунитов от центральной части массива к его краям. При этом в краевых, приконтактовых с пироксенитами участках дунитового ядра (по сравнению с его центральными частями) хромшпинелиды заметно обогащены железом (f′ = 73–79; в центре 55–67) и титаном (TiO_2 = 0,9–1,5 и 0,5–0,8 мас.%), но беднее магнием и хромом (Cr_2O_3 = 41,1–46,9 мас.%; в центре 51,1–53,4 мас.%). Таким образом, и Чадскому массиву, как и массиву Кондерскому, свойствен переход от ликвидусного к солидусному хромшпинелиду.

Как было отмечено при характеристике пироксенов Чадского массива, породы его центральной части (дуниты и оливиновые пироксениты – безмагнетитовые и магнетитсодержащие), аналогично ультрабазитам центральной фации Кондерского массива, вероятнее всего, представляют собой кумуляты, обособившиеся в результате кристаллизации в малоглубинной камере исходного ультраосновного расплава. К сходному выводу приводит и диаграмма AFM (Некрасов и др., 1994), на которой дуниты и оливиновые пироксениты Чадского массива, частично несколько более магнезиальные, чем кондерские, расположились также компактной группой вдоль стороны FM. В отличие от Кондерского массива, на диаграмме отчетливо видно чередование дунитов и оливиновых пироксенитов, сходных по железистости, что может быть результатом только кристаллизационной дифференциации – последовательной отсадки оливинового кумулята с отделением более кальциевых остаточных расплавов. Одновременно снижение кальциевости дунитов сопровождалось ростом их железистости, а это свидетельствует о близости исходного расплава наиболее железистым кольцевым оливиновым пироксенитам Чадского массива. В качестве родоначальных магм Чадского массива можно предположить толеит-пикритовые, щелочно-пикритовые и верлитовые расплавы.

Дальнейшая последовательность событий также сходна с кондерской. После отделения оливинового и оливин-пироксенового кумулятов и формирования хромсодержащих дунитов и оливиновых пироксенитов обособлялся остаточный расплав, обогащенный железом, из которого кристаллизовались магнетитсодержащие оливиновые пироксениты. На современном эрозионном уровне они представлены, вероятно, почти исключительно породами, сформировавшимися на месте отделения остаточного расплава от кумулятов, о чем свидетельствует постепенная смена безмагнетитовых оливиновых пироксенитов магнетитовыми в направлении габбро-монцонитоидной краевой зоны массива.

Кристаллизация аналогичного остаточного расплава в более глубинной промежуточной камере приводила к последовательному образованию в процессе кристаллизационной дифференциации более железистых и щелочных расплавов, из которых в дальнейшем, после внедрения до современного эрозионного уровня Чадского массива, возникли меланогаббро, меланогаббро-монцониты и габбро-нориты его краевой зоны. Таким образом, как и в Кондерском массиве, названные породы, которые часто отрывают генетически от ультраосновной части (Емельяненко и др., 1989; Орлова, 1991; и др.), представляются нам закономерными продуктами кристаллизации расплавов, происходящих из одного магматического источника. В пользу этого свидетельствует и достаточно выдержанное размещение меланогаббро, меланогаббро-монцонитов и габброноритов согласно хорошо выраженному кристаллизационному тренду на диаграмме AFM.

С этими представлениями неплохо согласуются впервые полученные данные о распределении редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах Чадского массива.

Как следует из табл. 5.52 и рис. 5.143, в отличие от дунитов менее эродированного Кондерского щелочно-ультраосновного массива, дуниты централь-

Таблица 5.52

Содержание редкоземельных элементов в породах Чадского массива (в г/т)

Параметры	1	2	3	4	5	6	7	8	9
La	0,12	0,16	0,27	0,19	0,37	4,30	1,30	11,00	20,00
Ce	0,40	0,50	0,80	0,55	1,10	7,50	3,80	20,00	40,00
Pr	0,07	0,09	0,14	0,10	0,19	1,00	0,65	2,50	4,00
Nd	0,45	0,55	0,80	0,60	1,10	4,50	3,80	7,00	15,00
Sm	0,17	0,22	0,32	0,22	0,40	1,30	1,30	1,70	3,50
Eu	0,08	0,09	0,14	0,10	0,16	0,40	0,50	0,40	–
Gd	0,37	0,45	0,65	0,45	0,80	1,60	2,50	1,50	6,00
Tb	0,07	0,08	0,12	0,09	0,17	0,25	0,42	0,22	0,85
Dy	0,47	0,52	0,80	0,60	1,00	1,50	3,00	1,30	4,50
Ho	0,12	0,14	0,22	0,16	0,25	0,35	0,70	0,30	0,90
Er	0,40	0,42	0,70	0,50	0,80	1,00	2,40	0,85	2,20
Tm	0,07	0,07	0,12	0,09	0,14	0,15	0,40	0,13	0,30
Yb	0,42	0,42	0,75	0,55	0,85	0,80	2,40	0,75	1,50
Lu	0,08	0,08	0,14	0,11	0,16	0,14	0,45	0,13	0,22
Ce_N/Yb_N	0,21	0,27	0,24	0,23	0,29	2,13	0,36	6,06	8,73

Примечание. 1 – дунит (обр. Чд-1/74); 2, 3 – дуниты пироксенсодержащие (обр. Чд-6/282 и Чд-6/293 соответственно); 4–6 – оливиновые пироксениты (обр. Чд-5/271, Чд-2/95 и Чд-3/229 соответственно); 7 – оливиновый пироксенит магнетитсодержащий (обр. Чд-6/298); 8 – оливиновое меланогаббро (обр. Чд-6/299); 9 – габбро-монцонит (обр. Чд-6/303); Ce_N/Yb_N – отношение концентраций, нормированных по хондриту. Аналитики: Г.М. Колесов, Л.Г. Волосов (нейтронно-активационный анализ, ГЕОХИ РАН). Прочерк – не определялось.

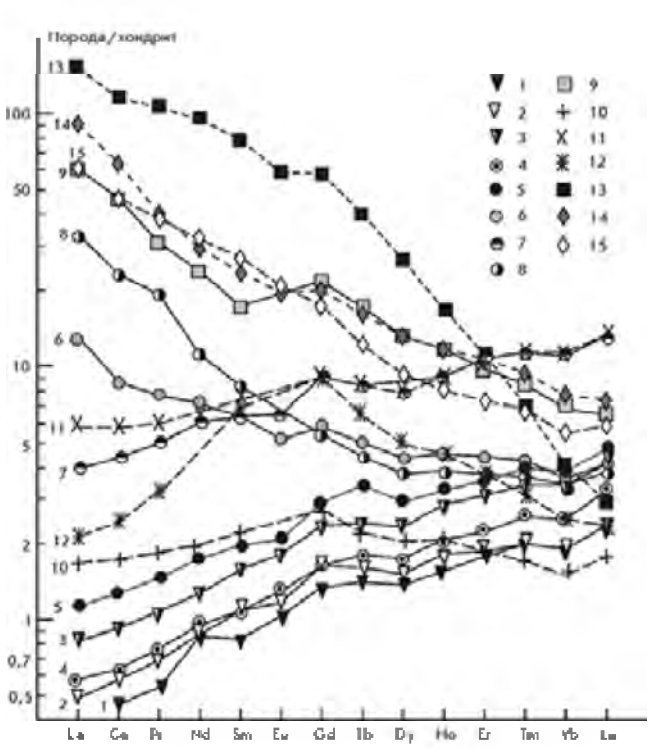


Рис. 5.143. Распределение РЗЭ в породах Чадского массива в сравнении с кондерскими магматическими образованиями.

1–9 – кривые распределения РЗЭ в породах Чадского массива (цифры соответствуют номерам столбцов в табл. 5.52); пунктиром обозначены кривые распределения РЗЭ в кондерских породах (номера 10–15 соответствуют столбцам 1–6 табл. 5.51)

ной наиболее эродированной части Чадского интрузива характеризуются существенно более низкими содержаниями РЗЭ. Если кондерские дуниты при сходной насыщенности их тяжелыми и легкими лантаноидами незначительно обогащены промежуточными РЗЭ, что превышает хондритовые значения в 2–3 раза, то чадские, напротив, характеризуются устойчиво более низкими содержаниями как легких, уступающих хондритовым, так и промежуточных лантаноидов, при несколько более высокой насыщенности тяжелыми РЗЭ (Ce_N/Yb_N = 0,21–0,27), превышающей их значения, установленные в кондерских дунитах. Аналогичный характер распределения РЗЭ, отличающийся устойчивым обогащением тяжелыми лантаноидами (Ce_N/Yb_N = 0,24–0,29) и свойственный клинопироксен-форстеритовым кумулятам, обнаруживают и оливиновые клинопироксениты, перемежающиеся с чадскими дунитами и постепенно переходящие в них. По легким и промежуточным РЗЭ (до Gd) они по-прежнему несколько уступают кондерскому дуниту, но в дальнейшем в них отмечаются существенно более высокие содержания лантаноидов, превосходящие хондритовые значения в 4–5 раз. Наконец, максимально насыщен лантаноидами (выше хондритовых в 5–12 раз) магнетитсодержащий оливиновый пироксенит, который также обогащен тяжелыми лантаноидами (Ce_N/Yb_N = 0,36), в связи с чем он может быть отнесен к существенно клинопироксеновым кумулятам.

Совершенно иное распределение РЗЭ с существенным преобладанием легких над тяжелыми у оливинового меланогаббро, габбро-монцонита и оливинового клинопироксенита (Ce_N/Yb_N = 6,06; 8,73 и 2,13 соответственно) – вероятных продуктов прямой кристаллизации соответствующих расплавов без сколько-нибудь существенного фракционирования. Они отвечают минимально эродированной зоне Чадского массива и поэтому по обогащенности лантаноидами близки кондерским аналогам (табл. 5.51).

Как видно на рис. 5.144, монцонитоидные и габброидные породы Кондерского и Чадского массивов по насыщенности РЗЭ и специфике их распределения неотличимы от монцонитоидов кеткапского и учурского комплексов и на этом основании могут считаться родственными образованиями. В пользу этого свидетельствуют также соответствующие эруптивные аппараты вблизи и непосредственно в Кондерском массиве (Андреев, 1987; Емельяненко и др., 1989). Нельзя исключить и реальность разновозрастных монцонитоидных комплексов, как генетически самостоятельных, так и в

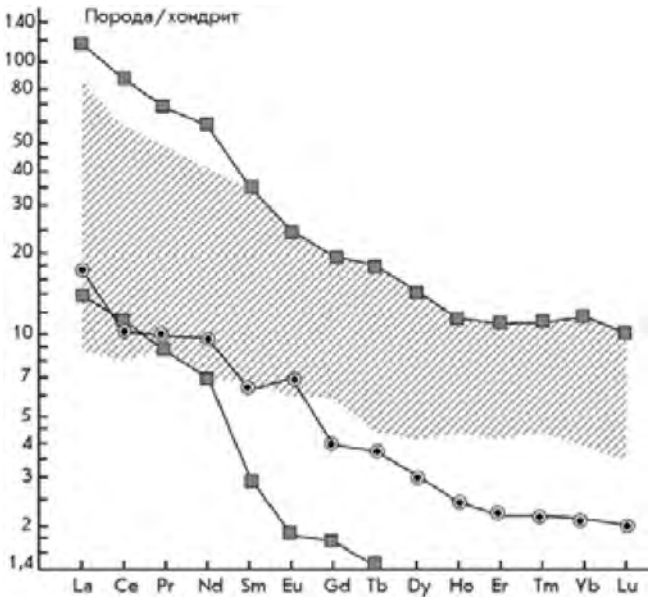


Рис. 5.144. Характер распределения РЗЭ в монцонитоидах кеткапского (квадраты) и учурского (кружки) комплексов и в монцонитоидах Кондерского и Чадского массивов (по табл. 5.51, 5.52 и данным В.Ф. Полина, см. наст. работу)

родственных дунитсодержащим щелочно-ультраосновным комплексам.

Сыбахский массив

Сыбахский массив относится к числу наименее изученных в связи со слабой обнаженностью. Он представляет собой почти широтное удлиненное овальное тело площадью около 3 км^2, погружающееся на запад под углом около 45° (рис. 5.145). Большая часть его перекрыта делювиальным чехлом. Центральная часть Сыбахского массива сложена магнетитовыми пироксенитами, рассеченными дайками и жилами (до 2,5 м) габбро-монцонитов, монцонитов и габбро-диабазов. На востоке массива преобладают монцонитоиды, а в западной части развиты преимущественно оливинсодержащие клинопироксениты. Здесь же встречаются пироксенсодержащие дуниты и их амфиболизированные разности вплоть до кортландит-пегматитов (Некрасов и др., 1994). На западной окраине массива эти породы слагают линзовидное тело около 400 м в длину, вытянутое параллельно контакту с вмещающими породами.

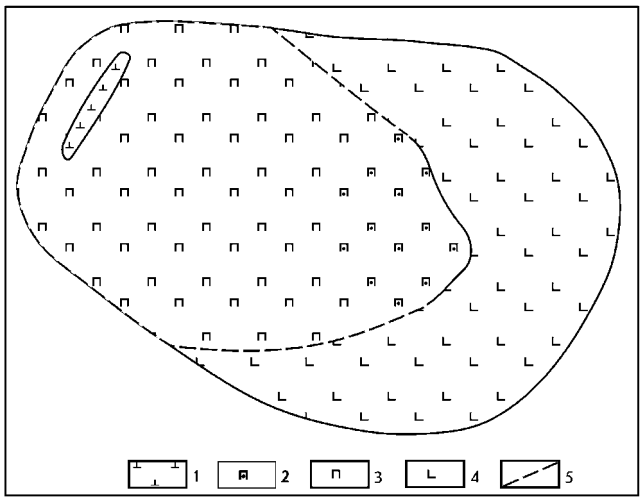


Рис. 5.145. Схематическая геологическая карта массива Сыбах (Некрасов и др., 1994).

1 – мелкозернистые пироксенсодержащие дунит-оливиниты (амфиболизированные); 2 – крупно-среднезернистые клинопироксениты; 3 – среднезернистые магнетитсодержащие клинопироксениты; 4 – крупно-среднезернистые габбро-монцониты; 5 – предполагаемые границы между разновидностями пород

Клинопироксенсодержащие дуниты главного тела Сыбахского массива представляют собой бурые порфировидные мелкозернистые породы с вкрапленниками оливина (до 24 % Fa) 1–3 мм, содержащими включения хроммагнетита, биотита и роговой обманки. Помимо бесцветного клинопироксена в дунитах постоянно присутствуют светло-бурая роговая обманка, хромшпинелиды, а также пирротин, пентландит и халькопирит.

Оливинсодержащие клинопироксениты западной части массива крупно- и среднезернистые. В 60–65 м от контакта с вмещающими породами в среднезернистых клинопироксенитах появляется магнетит, а в крупнозернистых – плагиоклаз (Pl_{40}). Далее, по направлению к контакту, плагиоклаза постепенно становится больше, и пироксениты переходят в среднезернистые пироксен-амфиболовые меланогаббро с единичными зернами кварца. Наконец, в эндоконтактовой трехметровой зоне меланогаббро сменяются через мелко-среднезернистые порфировидные разности лейкократовыми пироксеновыми и кварц-калишпатсодержащими двупироксеновыми габбро-диоритами с неоднородно-зональным плагиоклазом ($Pl_{20–60}$). Описанный ряд дифференциатов сопровождается автолитами (или кумулятами?) мелкозернистых тонкоплитчатых оливиновых пироксенитов.

Рудные пироксениты слагают коренные обнажения в центральной части массива. Это слабопорфировидные плотные крупно-среднезернистые темно-зеленые породы, местами содержащие включения изумрудно-зеленого хромдиопсида до 12 мм, обнаруживающие зональность от бесцветного в ядре к буро-зеленому с края. В них постоянно присутствует оливин с включениями магнетита и биотита. Рудные пироксениты сменяются через плагиоклазсодержащие разности оливиновыми меланогаббро и оливиновыми габбро с переходами к габбро-монцонитам. В плагиоклазовых пироксенитах оливина почти нет, клинопироксен отчетливо зонален, а интерстиции выполнены плагиоклазом либо агрегатом плагиоклаза, биотита и магнетита. Следующие за ними средне-

зернистые порфировидные меланогаббро содержат зональный клинопироксен, плагиоклаз ($Pl_{35–55}$), биотит и магнетит. Они включают тонкозернистые микрошлиры клинопироксен-биотитовых габбро с игольчатым апатитом и редкие ксеноморфные выделения калишпата, количество которого растет по мере перехода к оливиновым габбро и габбро-монцонитам.

В восточной части Сыбахского массива преобладающие монцонитоиды представлены лейко- и меланократовыми разностями. Они всегда порфировидны и варьируют от крупно-среднезернистых до средне-мелкозернистых разностей вплоть до монцонит-порфиров, которые слагают, вероятно, эндоконтактовые зоны массива. В последних изометричные вкрапленники слабозонального клинопироксена (f′ = 27) и зонального плагиоклаза ($Pl_{44–53}$) погружены в мелкозернистую матрицу, сложенную клинопироксеном, оливином, биотитом, магнетитом, олигоклазом (Pl_{17}) и калишпатом. Рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом, нередко вместе с апатитом. Калишпат ($Ab_{34}Or_{63,6}$) образует каймы по плагиоклазу. По мере приближения к центру массива менее заметной становится порфировидность, структура приближается к офитовой и монцонит-порфиры постепенно переходят в габбро-монцониты. Внутренние зоны последних сложены оливин-биотитовыми монцонитами – мелко-среднезернистыми породами, иногда амфиболизированными. В отличие от средне-мелкозернистых монцонитов в габбро-монцонитах вкрапленников плагиоклаза нет, но широко развиты ограненные пойкилокристы калишпата. Оливина в них несколько больше (3–5 %; в меланомонцонитах – до 7 %), и его зерна более крупные – до 6 мм. Нередки гиперстен-магнетитовые псевдоморфозы по оливину и включения в нем плагиоклаза и магнетита. Вкрапленники клинопироксена зональны, особенно в меланомонцонитах и крупно-среднезернистых монцонитах, и содержат мелкие включения плагиоклаза, оливина, магнетита и биотита. Плагиоклаз монцонитов удлиненно-таблитчатый, полисинтетически сдвойникованный, нередко пятнистозональный, особенно в крупных зернах, где ядра сложены андезином (Pl_{40}), а остальная часть – олигоклазом (Pl_{20}).

В восточной приэндоконтактовой зоне шириной около 180 м монцониты сменяются крупно-среднезернистыми биотит-амфибол-клинопироксеновыми диоритами. Плагиоклаз в них широкотаблитчатый зональный ($Pl_{30–50}$). Роговая обманка коричневая, замещена с краю зеленой. Вкрапленники клинопироксена также зональны. Есть единичные зерна оливина и калишпата.

Дайково-жильный комплекс массива Сыбах представлен рудными пироксенитами, кварцсодержащими габбро-монцонитами и монцонитами, кварцевыми монцонит-порфирами, диабазами и пироксенсодержащими горнблендитами. В отличие от кондерских и чадских дунитов их сыбахские аналоги сложены гораздо более железистым оливином ($Ol_{20–24}$), в оливиновых клинопироксенитах его железистость примерно такая же ($Ol_{20–21}$) и возрастает в магнетитсодержащих оливиновых клинопироксенитах ($Ol_{27–33}$) и в габбро-монцонитах (Ol_{38}) (Некрасов и др., 1994). Судя по железистости, оливины сыбахских дунитов наиболее сходны с оливинами из пироксенсодержащих дунитов Гулинского массива (Велинский, Банников, 1986). Очевидно, формирование дунитов массива Сыбах происходило в малоглубинной обстановке при значительном перепаде температур, что согласуется с очень слабой эродированностью этого массива.

В дунитах и безмагнетитовых оливиновых пироксенитах Сыбахского массива клинопироксены сравнительно железистые (f′ = 13,7–18,5) и умеренно титанистые (TiO_2 = 0,44 мас.%) с несколько повышенной глиноземистостью (Al_2O_3 = 1,19–2,51 мас.%) и существенной хромистостью (Cr_2O_3 = 0,33–0,52 мас.%), что позволяет отнести их к хромдиопсидам. В магнетитсодержащих оливиновых пироксенитах железистость клинопироксенов возрастает до 26,4, увеличиваются титанистость (TiO_2 = 0,74 мас.%), глиноземистость (Al_2O_3 = 2,6 мас.%) и заметно снижется хромистость (Cr_2O_3 = 0,06–0,21 мас.%). Значительные вариации глиноземистости (Al_2O_3 = 0,38––5,61 мас.%) и хромистости (Cr_2O_3 = 0,23 мас.%) при умеренной железистости (f′ = 13,9) свойственны клинопироксенам из магнетитсодержащих пегматоидных оливиновых пироксенитов. Таким образом, в целом сыбахские клинопироксены по перечисленным выше особенностям не выходят за пределы, установленные для кондерских и чадских аналогов (Некрасов и др., 1994).

Хромшпинелиды в массиве Сыбах установлены в линзе мелкозернистых амфиболизированных дунитов и редких блоках (до 1 м^2) мелкозернистых оливиновых пироксенитов, где образуют очень мелкую акцессорную вкрапленность (до 5 %) и сопровождаются в ряде случаев более крупными зернами пирротина и пентландита. Они представлены субалюмоферрихромитами, субалюмохроммагнетитами, хроммагнетитами и хромсодержащими магнетитами и частично соответствуют солидусным аналогам массива Кондер, особенно по соотношению общей железистости и доле хрома в сумме трехвалентных элементов. Однако ликвидусные хромшпинелиды массива Сыбах отличаются от солидусных кондерских заметно бóльшим содержанием глинозема (Al_2O_3 = 6,29–9,31 мас.%), подобно ликвидусным кондерским хромшпинелидам. Наиболее характерная черта сыбахских хроммагнетитов и хромсодержащих магнетитов – высокое содержание TiO_2

(2,5–5,3 мас.%), сближающее их со шпинелидами меймечитов и пикритовых лав Маймеча-Котуйской провинции (Васильев, 1981). При этом на диаграмме 10Ti–Al–Cr сыбахские хромшпинелиды концентрируются в наиболее титанистой ее области (Некрасов и др., 1994), близко соответствуя промежутку между эволюционными трендами шпинелидов маймеча-котуйских и сихотэ-алинских меймечитов (Щека, Вржосек, 1983).

Судя по диаграмме AFM (Некрасов и др., 1994), пироксенсодержащие дуниты и оливиновые пироксениты Сыбахского массива ближе всего соответствуют исходному расплаву, из которого также сформировались дуниты и оливиновые пироксениты центральной фации Кондерского массива. Причем их железистость и щелочность близки пикритам даек и силлов Маймеча-Котуйской провинции. Из диаграммы AFM также следует, что дуниты и оливиновые пироксениты Сыбахского массива представляют собой результат кристаллизационной дифференциации исходного расплава с последовательным отделением оливинового кумулята и обогащенного кальцием остаточного расплава. На современном эрозионном уровне, возможно, только эти сыбахские ультрабазиты кристаллизовались на месте обособления остаточного расплава от кумулятов. Что же касается магнетитсодержащих оливиновых пироксенитов, габбро-монцонитов и монцонитов, то они, вероятнее всего, – продукты кристаллизации остаточных расплавов, образовавшихся в более глубинной промежуточной камере в результате кристаллизационной дифференциации родоначального расплава, аналогичного, по-видимому, кондерской и чадской исходной магме. На диаграмме AFM сыбахские породы расположились согласно четко выраженному кристаллизационному тренду, почти полностью соответствующему чадскому (Некрасов и др., 1994). При этом часть магнетитовых пироксенитов, особенно обогащенных рудным минералом, оказалась в поле кондерских косьвитов. Таким образом, подобно Кондерскому и Чадскому, Сыбахский массив также, по-видимому, представляет собой генетически родственную ультрабазит-базитовую ассоциацию пород, но наименее эродированную, в результате чего здесь нет (еще не вскрыты эрозией) более магнезиальных дунитов и оливиновых пироксенитов, широко представленных в Чадском и Кондерском массивах.

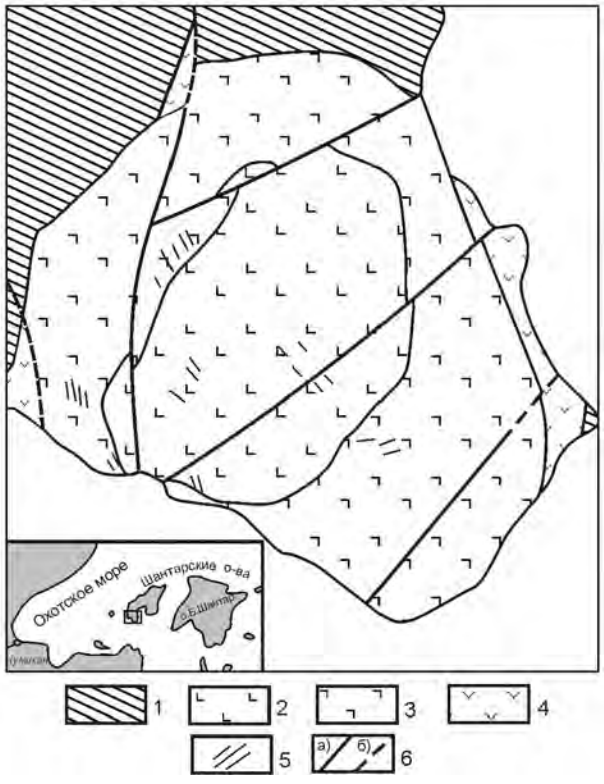


Рис. 5.146. Схема геологического строения Феклистовского дунит-клинопироксенитового массива (Остапчук, 1989, с дополнениями).

1 – условно среднепалеозойские терригенно-кремнистые отложения: алевролиты, песчаники, конгломераты и др.; 2–5 – интрузивные породы: дуниты (2), верлиты (вблизи дунитов) и оливиновые клинопироксениты (3), габбро, габбро-монцониты и монцодиориты (4), дайки оливиновых клинопироксенитов и монцодиоритов (5); 6 – разрывные нарушения установленные (а) и предполагаемые (б)

Феклистовский массив

Концентрически-зональный массив о-ва Феклистова Шантарского архипелага Охотского моря известен с 1948 г. (Красный, 1960). Он интрудирует условно среднепалеозойские терригенно-кремнистые породы (Луцкина, 1976; Степанов, Школьник, 1972), представленные переслаивающимися песчаниками и алевролитами с линзами гравелитов и конгломератов, кремнистыми породами и известняками.

Зональность Феклистовского массива (рис. 5.146) подобна Кондерской, состоит в смене от центра к периферии хромитсодержащих платиноносных дунитов прерывистым кольцом верлитов и мощным кольцом оливиновых клинопироксенитов, которые на границе с вмещающими породами интрудированы штоками габбро, габбро-монцонитов, монцодиоритов и диоритов (Луцкина, 1976; Остапчук, 1989).

Массив субовальный площадью более 12 км^2. Большую часть его слагают дуниты (35 %) и пироксениты (60 %). Учитывая взаимоотношения магматических образований с вмещающими породами и крутое падение полосчатости в дунитах к центру (до 80°), предполагается воронкообразная форма массива. В рельефе он образует циркоподобную котловину и в северо-восточной части, имеющей крутые склоны, рассечен в районе бух. Энегельма ручьем Корифан, через который в основном поступал кластогенный материал в море.

Среди дунитов Феклистовского массива преобладают мелко- и среднезернистые, в которых постоянны удлиненные и субизометричные порфировые выделения оливина величиной до 5–7 мм. Реже встречаются крупнозернистые пегматоидные дуниты. Все эти дуниты неотличимы от кондерских аналогов (Некрасов и др., 1994). В наиболее трещиноватых породах серпентинизация их составляет не более 10–15 %. Во всех дунитах в интерстициях нередки одиночные зерна хромдиопсида (Cr_2O_3 = 0,5 мас.%; f′ = 5).

Микрозондовый анализ показал, что оливины дунитов Феклистовского массива слабо отличаются от кондерских по железистости (f′ = 9,2–11,5), но содержат гораздо меньше CaO (0,01–0,1 мас.%), что свидетельствует о большей глубине их кристаллизации по сравнению с кондерскими и согласуется с большей эродированностью Феклистовского массива (Некрасов и др., 1994).

В дунитах Феклистовского массива, как и Кондерского, постоянны хромшпинелиды, образующие рассеянную вкрапленность очень мелких зерен (не более 0,5 мм), даже под микроскопом обычно слабо заметных. Однако иногда они объединяются в микрошлиры до 5×10 мм, вплоть до образования коротких прожилков и массивных выделений, сложенных ограненными и округлыми зернами до 1 мм. В отличие от хромшпинелидов Кондерского массива (Некрасов и др., 1994) хромшпинелиды Феклистовского при сходном содержании Cr_2O_3 = 21–52 мас.% несколько более глиноземистые (Al_2O_3 = 7,5–12,2 мас.%). В этом отношении они сопоставимы с хромшпинелидами платиноносных массивов Урала (Al_2O_3 = 5,8–11,8 мас.%) (Иванов, Рудашевский, 1987). Однако у них повышена титанистость (TiO_2 = = 1–1,9 мас.%), что не свойственно уральским. Максимальные содержания TiO_2 (1,6–1,7 мас.%) выявлены в солидусных хроммагнетитах крупнозернисто-пегматоидных дунитов.

Кристаллизация хромшпинелидов в феклистовских дунитах начиналась с наиболее хромистых феррихромитов (Cr_2O_3 = 43–52 мас.%), слагающих гнезда и вкрапленники в дунитах (Иванов и др., 1995). Позже сформировались менее хромистые (Cr_2O_3 до 40 мас.%) ликвидусные феррихромиты, образующие округлые включения в оливине. Еще позже кристаллизовались солидусные умеренно хромистые феррихромиты (Cr_2O_3 = 32–38 мас.%) вплоть до хроммагнетитов (Cr_2O_3 = 21 мас.%) с высоким содержанием TiO_2 (до 1,8 мас.%). Таким образом, изменение состава феклистовских хромшпинелидов при формировании дунитов соответствовало направленности кристаллизационных трендов меймечитов и алданских щелочно-ультраосновных интрузивов, что подтверждает их сходную формационную принадлежность (Иванов и др., 1995). О повышенной щелочности феклистовских дунитов свидетельствуют также впервые обнаруженные нами в их хромшпинелидах включения хромсодержащего натриевого (Na_2O более 3 мас.%) амфибола и редко встречающегося натриевого (Na_2O более 5 мас.%) флогопита, сходного с уонезитом (Минералы, 1992).

Феклистовские дуниты и оливиновые пироксениты связаны верлитами, в которых оливин несколько более железистый (f′ = 13,3), чем в дунитах, а в клинопироксене наряду с увеличением железистости 11,3 возрастает насыщенность Al_2O_3 (до 1,8 мас.%), Cr_2O_3 (до 1 мас.%), TiO_2 (до 0,3 мас.%) и Na_2O (до 0,3 мас.%). Хромшпинелиды встречаются в верлитах реже, чем в дунитах, уступают им по содержанию Cr_2O_3 (17–36 мас.%), Al_2O_3 (0,8–11 мас.%), и в них стабильно повышен TiO_2 (1,4–1,6 мас.%). Вариации их состава в общих чертах соответствуют эволюционному ряду хромшпинелидов, установленному в феклистовских дунитах.

Среди феклистовских оливиновых пироксенитов, аналогично кондерским, преобладают мелко- и среднезернистые разности. Реже встречаются крупнозернистые клинопироксениты и пироксенит-пегматиты, а также крайне мелкозернистые, богатые паргаситом (до 20 %). Оливина в пироксенитах 10–20 %, а железистость его выше, чем в верлитах (f′ = 10–20). Более железистые, чем в дунитах и верлитах, и клинопироксены (f′ = 10–15) при повышенном содержании Cr_2O_3 (до 0,85 мас.%) и Na_2O (до 0,45 мас.%), широко варьирующем – Al_2O_3 (0,8–2,5 мас.%) и невысоком – TiO_2 (до 0,3 мас.%). Хромшпинелидов в оливиновых пироксенитах и верлитах мало. Они содержат умеренное количество Cr_2O_3 (13–32 мас.%), пониженное – Al_2O_3 (до 5,6 мас.%) и устойчиво повышенное – TiO_2 (1,3–2,9 мас.%), что соответствует середине и окончанию эволюционного тренда хромшпинелидов из феклистовских дунитов. Аналогична кондерскому тренду и заметно отличается от уральского направленность кристаллизации феклистовских хромшпинелидов (Иванов и др., 1995; Некрасов и др., 1994).

Геодинамические условия формирования щелочно-ультраосновных пород. Кольцевое строение массивов щелочно-ультраосновных магматических пород, столбообразная форма их залегания, фиксируемая по геофизическим данным на глубину свыше 10 км, свидетельствуют об особых геодинамических условиях проявления внутриплитного магматизма. Выходы массивов связаны с локальными «горячими» разуплотненными точками нашей планеты (рифтингами), которые служили «каналами» для проникновения щелочно-ультраосновных расплавов и флюидных потоков из глубокозалегающих мантийных магматических очагов. Генерация щелочно-ультраосновных расплавов в этих очагах осуществлялась путем частичного плавления мантийного субстрата и

сопровождалась интенсивной экстракцией щелочей и летучих компонентов. Несмотря на низкую вязкость расплавов, ни один из «столбов» щелочно-ультраосновного состава не достигал дневной палеоповерхности, а кристаллизация магматического расплава происходила под экраном рифейского чехла метаморфического основания Алданского щита. Вследствие этого апикальные части диапиров обогащались щелочами, летучими и рудными компонентами, чему способствовали конвективные потоки в расплаве. В этом состоит отличие механизма концентрации благородных металлов в столбообразных щелочно-ультраосновных массивах от известного способа их накопления в расслоенных габброидных интрузивах, в которых рудное вещество в процессе сегрегации и ликвации концентрируется в определенных продуктивных горизонтах.

КЕТКАПСКО-ЮНСКАЯ ЗОНА ПОЛИФОРМАЦИОННОГО МАГМАТИЗМА (ЮРА–МЕЛ)

В течение мезозойской тектоно-магматической активизации юго-восточная окраина Сибирского кратона была обширной ареной юрско-меловой вулкано-плутонической деятельности вдоль гигантской широтной зоны, пересекающей Алданский щит в виде цепи магматических провинций, различные звенья которой близки синхронностью развития, составом и сходством эволюции магматических комплексов (Максимов, 1972; и др.). Мезозойский магматизм проявился в различных формах, присущих областям активизации кратонов. Продукты этой деятельности нередко слагают крупные сводовые поднятия в долгоживущих магматических центрах, приуроченных к узлам пересечения глубинных, неоднократно обновлявшихся разломов.

В междуречье Учур–Мая такие многофазные вулкано-плутонические сооружения центрального типа, с различным сочетанием гипабиссальных, субвулканических и вулканических членов, образуют протяженную более чем на 300 км дугообразную зону, представленную Кеткапско-Юнской (ККЮМП) и Томптоканской магматическими зонами (провинциями).

Кеткапско-Юнская магматическая провинция, детально изученная геолого-поисковым и петрологическим методами, представляет собой уникальную структуру, сложенную полиформационными магматическими комплексами. В западном секторе провинции (Бокурском вулкано-плутоне) широко представлены щелочные породы, преимущественно, вулканические. В центральной и восточной ее частях преобладают гипабиссальные субщелочные гранитоиды, в том числе золотоносные. Все многообразие магматических пород ККЮМП подразделяется на четыре магматогенных комплекса: юрско-раннемеловой учурский – трахиандезит-диорит-гранодиоритовый, юрско-меловые бокурский – тефрит-фонолит-щелочнотрахитовый и дарьинский – щелочносиенитовый, а также меловой кеткапский – монцонит-сиенитовый (Полин, Петраченко, 2001).

Краткая геолого-петрографическая характеристика мезозойских пород ККЮМП. Многообразие мезозойских изверженных пород Алданского щита обязано двум крупным циклам тектоно-магматической активности, подразделяемым разными авторами на три (Кичигин, 1973), либо четыре–пять (Максимов, 1972; Иванов и др., 1997; и др.) фаз или этапов. Для Кеткапско-Юнской провинции мы (Полин, Петраченко, 2001) предлагаем двуцикличную пятиэтапную схему:

1) первый цикл включает ранне-среднеюрский и средне-позднеюрский этапы;

2) второй цикл с некоторой долей условности разделен на три этапа: позднеюрско-раннемеловой, раннемеловой и ранне-позднемеловой.

В течение первого цикла магматизма (табл. 5.53) была образована трахиандезит-трахидацитовая формация и внедрились силлы первой и второй фаз комагматичной ей формации субщелочных диоритов-гранодиоритов (первый и второй этапы магматизма). С учетом близости вещественного состава, а также структурного, временного и пространственного парагенезисов эти формации объединены (Полин, Петраченко, 2001) в учурский (он же – по другим авторам – облачный, орочонский, кеткапский) комплекс.

В ходе второго цикла, на третьем и четвертом этапах мезозойского магматизма, завершилось становление формации субщелочных диоритов-гранодиоритов (третья и четвертая фазы учурского комплекса). Одновременно в некоторых структурах развился щелочной вулкано-плутонизм (бокурский комплекс) и интрузивный щелочной магматизм (дарьинский комплекс), представленные соответственно формациями тефритов-фонолитов–щелочных трахитов и щелочных сиенитов–щелочных пироксенитов и косьвитов.

Начало деятельности щелочных вулканов (четвертый этап магматизма) бокурского комплекса примерно совпадает с завершением магматизма учурского комплекса. По прекращении вулканической активности на периферии Улаханского массива (Кеткапское магматогенное поднятие) образуется калиевая субщелочная существенно плутоническая (с подчиненными вулканитами) ассоциация, выделенная в кеткапский комплекс. Незначительные объемы субщелочных калиевых гипабиссальных пород известны также в ряде других магматических массивов, где они тесно ассоциируют со щелочными калие-

Таблица 5.53

Формационная принадлежность и эволюция мезозойского магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита

Серия				
калиево-натриевая субщелочная		калиевая субщелочная	калиевая щелочная	
Формация				
трахиандезит-трахидацитовая	субщелочных диоритов–гранодиоритов	монцонит-сиенитовая	основных фоидитов–фонолитов–щелочных трахитов	щелочно-сиенитовая
Комплекс				
учурский (облачный)		кеткапский (улаханский)	бокурский	дарьинский
	Четвертая фаза (K_1)(138; 120±3 млн лет) Мелкие штоки и лакколиты, изредка дайки и маломощные силлы субщелочных гранитов и субщелочных гранодиоритов–кварцевых сиенитов	Четвертая фаза (K_1-K_2?) Дайки субщелочных гранитов, кварцевых сиенитов–субщелочных гранодиоритов, аляскитов (в кальдерах проседания и по их периферии; в местах пересечения систем глубинных разломов)	Третья фаза (J_3-K_1?) Перемежающиеся покровы разнообразных туфов и потоки лав и лавобрекчий основных фоидитов и щелочных базальтов	Четвертая фаза (K_1) (100; 112 млн лет) Мелкие штоки, жилы и дайки сельвсбергитов и грорудитов, тингуаитов; пояса и узлы даек фонолитов и щелочных сиенитов, жил нефелин-сиенитовых пегматитов, изредка тела щелочных метасоматитов
	Третья фаза (J_3-K_1) (137;138;138;130±20 млн лет) Крупные лакколиты, мощные силлы, реже небольшие штоки субщелочных кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов; маломощные силлы и редкие дайки пироксеновых трахиандезитов, железистых габбро, силлоподобные залежи и линзы габбро-диорит-пегматитов и габбро-пегматитов	Третья фаза (K_1?) Дайки, штоки, воронковидные интрузии, реже лакколиты и силлы субщелочных диоритов, кварцевых монцонитов и кварцевых монцонитов-сиенитов, редкие мелкие дайки бостонитов, ортофиров, минетт (по периферии кальдер проседания)	Вторая фаза (J_3-K_1?) Многочисленные лавовые потоки щелочных трахитов, мелафонолитов–фонолитов, фонолитов, кислых щелочных трахитов; редкие маломощные пласты туфов и кластолав этих же пород. Дайки и жилы щелочных трахитов и кислых щелочных трахитов	Третья фаза (J_3-K_1) (105;139±5 млн лет) Штоки и дайки, в том числе кольцевые, существенно щелочно-полевошпатовых щелочных сиенитов: миаскитов, фойяитов, лаурвикитов, пуласкитов, иногда нордмаркитов
Вторая фаза Короткие лавовые потоки и маломощные горизонты туфов трахидацитов; силлы и экструзивные купола, реже дайки трахидацитов и трахириодацитов (по периферии кальдер проседания)	Вторая фаза (J_2-J_3) (155; 151±5 млн лет) Мало- и умеренно мощные силлы сиенит-порфиров–субщелочных гранодиорит-порфиров	Вторая фаза (K_1) (100; 105; 108; 110 млн лет) Маломощные короткие потоки и редкие туфовые покровы, иногда дайки дацитов и трахидацитов; изредка дайки щелочных трахидацитов (в кальдерах проседания и по их периферии)	Первая фаза (J_3-K_1?) Потоки и покровы кластолав и туфолав, туфов, лаво- и агломератобрекчий щелочных трахитов, фонолитов и мелафонолитов, кислых щелочных трахитов	Вторая фаза (J_3) (139±5 млн лет) Кольцевые интрузии, штоки и дайки малиньитов
Первая фаза Маломощные горизонты туфов, туфолав и лав андезитов и трахиандезитов (в кальдерах проседания); мелкие силлы и редкие дайки тех же пород	Первая фаза (J_1-J_2) (167; 172; 183; 188 млн лет) Маломощные силлы субщелочных кварцевых и бескварцевых диоритовых порфиритов, редкие дайки и маломощные силлы спессартитов, вогезитов	Первая фаза (K_1?) Некки, маломощные силлы и дайки меласиенитов–субщелочных (бесфельдшпатоидных) эссекситов-шонкинитов		Первая фаза (J_3?) Штоки и дайки щелочных пироксенитов

Примечание. Значения K-Ar возраста приведены по данным (Кичигин, 1973) и материалам геологосъемочных работ.

выми породами дарьинского комплекса. Завершается мезозойская магматическая деятельность ККЮМП внедрением серии даек щелочных и субщелочных калиевых пород, принадлежащих дарьинскому и кеткапскому комплексам соответственно (пятый этап мезозойского магматизма).

Гранитоиды учурского комплекса классифицируются несколько условно как субщелочные диориты и субщелочные кварцевые диориты, субщелочные гранодиориты и умеренно кремнекислые субщелочные граниты (табл. 5.54). Жилы представлены одинитами, спессартитами, трахиандезитами, диоритами, изредка – вогезитами, лейкогранитами и габброидами (Полин, Петраченко, 2001).

Породы кеткапского комплекса отнесены к бесфельдшпатоидным шонкинитам, сиенитам, монцонитам и кварцевым монцонитам, трахидацитам, кварцевым сиенитам и граносиенитам (табл. 5.54). К экзотическим образованиям комплекса относятся пирокластические трахидациты–щелочные дациты и щелочные аляскиты дайково-жильной фации.

В вулканический бокурский комплекс входят щелочные породы ряда тефрит–тефрифонолит–фонолит и щелочной трахит (табл. 5.55), представленные пирокластической, лавовой и дайковой фациями при резком преобладании первой. Эти породы в последовательности, близкой к антидромной, слагают три вулканогенные толщи, выполняющие Бокурскую и Улаханскую кальдеры.

Породы дарьинского комплекса идентифицируются как щелочные пироксениты, малиньиты, фойяиты и амфиболовые миаскиты, сынныриты, пуласкиты и лаурвикиты, тенсбергиты и нордмаркиты. Дайково-жильные образования представлены сельвсбергитами, лейцитовыми сиенит-порфирами, тингуаитами и грорудитами, а также щелочными пегматитами.

Краткая петрогеохимическая характеристика гранитоидных комплексов. Основные, средние и умеренно кислые породы учурского комплекса относятся к натриевой, высококальциевой, железистой и магнезиально-железистой метаглиноземистой серии, кислые – к перглиноземистой. Породы кеткапского комплекса образуют высококальциевую, лейкократовую, железистую, метаглиноземистую серию. Лишь наиболее кислые члены комплекса слабоперглиноземистые. Большинство гранитоидов обоих комплексов обнаруживает петрогеохимические черты M- и I-типа, наиболее кислые – S-типа. Кеткапские аляскиты несут признаки «фракционированных» гранитов S- и A-типа, поздне- и посторогенных гранитоидов (по классификации Agrawal, 1995; Chappell, White, 1974) (см. табл. 5.54).

По общей щелочности и щелочно-известковистому балансу (индекс Пикокка равен 56) учурские породы расположены на границе между известково-щелочными и субщелочными сериями. Магматиты второго этапа становления этого комплекса отличаются от пород первого этапа повышенной калиевостью и более высокой щелочностью.

Многим учурским породам присущи высокие содержания Ba и Sr, что позволяет отнести их к латитовому геохимическому типу (Таусон, 1977), связанному, как принято считать, с надплюмовым либо рифтогенным магматизмом со щелочно-базальтовой первичной магмой. В то же время микроэлементный состав пород этого комплекса обладает рядом «надсубдукционных» характеристик: умеренной и значительной обогащенностью некоторыми крупноионными литофилами и легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми РЗЭ, отрицательными Nb–Ta аномалиями, умеренными и низкими содержаниями Rb и элементов группы титана при повышенных и высоких значениях Zr/Nb, Ba/La, La/Ta, Th/Nb и K/Nb отношений. Очень показательно отсутствие европиевого минимума и значительная фракционированность по легким РЗЭ при слабом фракционировании по тяжелым, что обычно наблюдается в тоналит-трондьемитовых (Лучицкая, 1996; и др.) и некоторых щелочно-калиевых ассоциациях древних щитов (Богатиков, Симон, 1997; и др.). В целом подавляющему большинству пород учурского комплекса свойственно сочетание характеристик тоналит-трондьемитовых и монцонит-сиенитовых серий.

Кеткапский комплекс уверенно определяется как субщелочной (индекс Пикокка равен 53). Петрохимически и геохимически он близок типичным габбро-монцонит-сиенитовым ассоциациям латитового типа. Геохимические тенденции и содержание большинства породообразующих оксидов сближают его породы с магматитами учурского комплекса. Формы спайдердиаграмм большинства разноосновных пород этих комплексов сходны, что также служит признаком их генетического родства. Существенное отличие – полутора-двукратно бóльшие содержания калия в кеткапских гранитоидах по сравнению с учурскими и значимо более высокие концентрации Ba, Rb, Sr (Полин и др., 2003).

В кеткапском комплексе латитовая тенденция хорошо выражена в его средних и умеренно кислых членах, а в аляскитах ее нет. В породах этого комплекса так же, как и в учурских, проявлены многие признаки «надсубдукционных» магм (Полин и др., 2003). Европиевые аномалии очень слабые, и только в шонкинитах и щелочных аляскитах. Последние выделяются также аномально низкими содержаниями лантаноидов и своеобразным распределением других микроэлементов, по-видимому, отражающим иные источники расплавов и участие процессов фракционирования в петрогенезисе этих пород.

Петрогеохимическая типизация с использованием диаграмм и расчетных методик (Agrawal, 1995;

Таблица 5.54

Средний химический состав и некоторые другие параметры мезозойских гранитоидов Кеткапско-Юнской магматической провинции

Параметры	Учурский комплекс										
	Одиниты	Спессартиты	Субщелочные диориты	Субщелочные кварцевые диориты	Субщелочные граноди-ориты	Меланогаббро	Габбро	Субщелочные габбро-диориты	Субщелочные диориты	Субщелочные кварцевые диориты	Субщелочные граноди-ориты
	Фаза										
	1	1	1	1	2	3?	3?	3	3	3	4
SiO_2	51,80	55,26	57,20	61,06	66,69	43,61	47,25	54,49	57,53	60,34	64,82
TiO_2	1,49	0,79	0,76	0,59	0,27	1,26	1,09	0,93	0,75	0,60	0,63
Al_2O_3	15,49	17,26	17,68	17,88	18,00	18,25	17,73	17,45	17,98	17,40	16,04
Fe_2O_3	3,29	4,58	4,12	3,14	1,47	8,91	4,91	4,94	4,57	3,55	2,78
FeO	6,24	4,83	3,87	2,85	1,17	6,03	7,33	4,73	3,04	2,36	2,51
MnO	0,09	0,18	0,15	0,13	0,09	0,20	0,18	0,17	0,14	0,14	0,07
MgO	6,90	4,16	3,17	1,62	0,65	5,18	5,64	3,21	2,11	0,55	1,05
CaO	10,10	6,83	6,40	5,48	3,77	12,21	11,82	7,52	6,32	5,31	4,01
Na_2O	2,87	3,71	4,15	4,60	5,11	2,76	3,43	3,76	4,33	4,52	4,00
K_2O	1,08	2,04	2,15	2,37	2,68	0,80	0,58	2,32	2,84	2,95	3,77
P_2O_5	0,66	0,37	0,35	0,29	0,10	0,80	0,64	0,50	0,39	0,30	0,32
f	0,39	0,48	0,50	0,60	0,62	0,52	0,49	0,53	0,58	0,59	0,67
a	0,45	0,48	0,51	0,56	0,62	0,30	0,35	0,52	0,57	0,58	0,65
n	0,68	0,74	0,75	0,75	0,74	0,83	0,90	0,71	0,70	0,70	0,62
c	0,72	0,60	0,56	0,50	0,38	0,80	0,77	0,61	0,53	0,48	0,40
l	0,61	0,84	0,86	0,89	0,99	0,66	0,67	0,70	0,84	0,90	0,89
Cr	138	111	80	18	12	12	40	58	15	14	6
Ni	60	37	29	15	7	19	31	37	13	9	9
Co	36	25	19	8	4	34	16	23	15	11	12
V	307	172	143	79	61	207	134	262	133	115	90
Cu	158	39	32	16	14	38	20	61	41	17	91
Pb	6	5	8	13	13	6	6	13	14	13	12
Zn	68	108	102	91	64	127	88	188	82	92	38
Sn	1,7	2,0	3,8	3,0	1,2	1,5	1,5	5,0	4,6	5,0	5,0
Rb	60	33	33	56	43	15	–	–	74	76	–
Ba	247	381	370	582	1129	114	508	–	937	629	–
Sr	699	742	730	764	797	1940	1117	–	1161	1085	–
Ta	0,27	0,20	0,18	0,44	0,08	0,31	–	–	–	0,42	–
Nb	5,1	7,67	8,1	8,6	4,5	7,0	–	–	10,0	8,1	–
Hf	1,6	2,17	2,1	3,31	1,11	2,16	–	–	–	1,62	–
Zr	34	117	129	172	93	55	98	173	181	185	222
Y	25	20	22	24	5	27	30	–	25	21	–
Th	1,57	1,62	1,7	3,8	1,02	0,87	–	–	–	4,31	–
U	0,65	0,57	0,6	1,38	0,58	0,36	–	–	–	1,37	–
La	19,42	26,65	21,2	27,27	9,63	28,1	–	–	39,24	29,95	–
Ce	37,08	37,66	42,7	52,76	22,61	50,65	–	–	66,14	58,60	–
Nd	25,63	23,70	24,8	27,71	16,03	40,27	–	–	29,75	32,34	–
Sm	5,72	5,0	5,3	5,53	1,72	8,29	–	–	–	6,07	–
Eu	1,81	1,47	1,51	1,62	0,62	2,45	–	–	–	1,74	–
Gd	5,34	4,16	4,32	4,56	1,48	6,96	–	–	–	4,69	–
Yb	1,91	2,02	2,22	2,21	0,63	2,36	–	–	2,73	2,02	–
B	–	14,55	14,88	14,75	22,65	11,1	8,1	24,5	15,85	15,1	10,0
N*	1(1)1	7(4)	6(6)1	17(14)5	2(4)2	2(1)1	3(2)1	2(2)	13(12)3	13(13)4	1(1)1
Серия	ИЩ(У)	ИЩ(У)	ИЩ(У)	ИЩ(У)	ИЩ(У)	ИЩ(Н)	ИЩ(Н)	ИЩ(У)	ИЩ(У)	ИЩ(У)	ИЩ(У)
I	–	I	I	I	I→(S)	–	–	–	–	I	I
II	–	–	–	–	VAG	–	–	–	VAG	VAG	–
III	–	–	ПИ	Л?	Л	–	–	–	Л	Л	–

Параметры	Учурский комплекс			Кеткапский комплекс							
	Лейкогранодиориты	Субщелочные граниты	Лейкограниты	Субщелочные шонкиниты	Монцониты	Сиениты	Кварцевые монцониты	Кварцевые сиениты	Граносиениты	Щелочные граниты	Щелочные аляскиты
	Фаза										
	4	4	4	1	2	2	2	3	3	3	3
SiO_2	67,22	68,68	73,91	53,16	54,55	57,64	60,29	67,77	70,47	73,02	76,33
TiO_2	0,27	0,18	0,04	1,14	0,80	0,75	0,61	0,25	0,25	0,07	0,08
Al_2O_3	17,84	17,91	14,70	15,38	16,73	17,74	17,51	16,77	15,40	13,90	12,66
Fe_2O_3	1,70	0,90	0,92	5,67	5,06	3,89	3,33	1,09	1,07	0,93	0,81
FeO	0,95	0,83	0,29	4,52	4,14	2,29	2,57	1,74	1,03	0,07	0,42
MnO	0,09	0,05	0,01	0,12	0,14	0,15	0,12	0,05	0,04	0,04	0,01
MgO	0,73	0,36	0,45	4,24	2,90	2,00	1,49	0,42	0,60	0,04	0,05
CaO	3,42	2,41	1,11	8,61	6,37	5,71	4,80	2,22	1,74	0,35	0,44
Na_2O	5,01	5,54	4,69	3,21	4,01	4,05	4,40	4,44	3,85	0,37	0,13
K_2O	2,66	3,07	3,84	3,41	4,78	4,34	4,57	5,16	5,38	11,17	5,01
P_2O_5	0,11	0,06	0,03	0,54	0,53	0,45	0,30	0,09	0,20	0,04	0,05
f	0,56	0,71	0,48	0,49	0,55	0,58	0,61	0,76	0,58	0,83	0,88
a	0,63	0,69	0,81	0,58	0,70	0,64	0,70	0,76	0,79	0,91	0,94
n	0,74	0,73	0,66	0,59	0,56	0,58	0,59	0,56	0,52	0,04	0,52
c	0,36	0,26	0,15	0,63	0,49	0,48	0,42	0,24	0,26	0,05	0,06
l	1,03	1,07	1,06	0,63	0,72	0,81	0,83	1,00	1,01	1,05	0,98
Cr	10	5	–	8	20	16	14	5	14	–	5
Ni	12	7	–	16	16	11	11	10	10	–	1
Co	7	3	–	19	23	13	8	7	7	–	1
V	65	54	–	193	104	148	84	78	51	–	35
Cu	21	12	–	39	66	39	20	26	21	–	18
Pb	17	12	–	16	24	25	35	25	39	–	8
Zn	92	18	–	92	82	114	77	66	44	–	7
Sn	3,0	1	–	4,1	3,1	3	2,5	2,0	2,4	–	0,3
Rb	60	50	–	–	172	93	140	–	220	–	91
Ba	509	1053	–	–	985	904	911	–	360	–	142
Sr	866	1158	–	–	1304	1228	1032	–	502	–	46
Ta	–	0,34	–	–	0,43	1,02	0,52	–	0,77	–	0,61
Nb	12,5	9,1	–	10,1	8,4	14,9	12,9	–	16	–	9,5
Hf		0,94	–	–	3,67	1,42	1,22	–	2,93	–	3,67
Zr	221	75	–	185	166	178	189	253	142	–	119
Y	14	12	–	26	27	26	27	–	13	–	2
Th	–	1,58	–	–	7,57	3,66	5,55	–	26,08	–	15,19
U	–	0,85	–	–	2,29	0,94	1,42	–	2,23	–	3,22
La	50,92	24,72	–	40,43	29,17	30,87	39,63	–	35,33	–	10,47
Ce	–	27,56	–	–	57.34	69.98	66.88	–	52.99	–	15.97
Nd	–	26,87	–	–	32,84	32,16	34,48	–	20,34	–	4,68
Sm	–	2,03	–	–	6,70	6,5	6,51	–	3,13	–	0,59
Eu	–	0,74	–	–	1,82	1,83	1,66	–	0,76	–	0,15
Gd	–	1,68	–	–	5,31	5,21	5,23	–	2,36	–	0,50
Yb	–	0,87	–	3.03	2,32	1,84	2,27	–	1,57	–	0,28
B	13,5	15,02	–	19,32	17,48	26,73	10,25	27,76	64,50	–	6,05
N*	8(4)1	6(4)2	1	3(2)1	6(4)2	8(5)2	8(5)1	3(2)	3(2)1	1	1(1)1
Серия**	ИЩ(У)	СЩ(У)	СЩ(У)	СЩ(В)	СЩ(В)	СЩ(У)	СЩ(У)	СЩ(У)	СЩ(У)	Щ(У)	Щ(У)
I	I→(S)	S→(I)	A→(S)	–	–	–	I	S→(A,I)	S→(A)	A	A
II	VAG	VAG	–	–	VAG	VAG	VAG	–	ColG	–	VAG
III	–	Л	–	–	Л	Л	Л	–	–	–	–

Batchelor, Bowden, 1985; Chappell, White, 1974; Gerdes et al., 2000; Middlemost, 1985; Pearce et al., 1984) показывает близость учурских и кеткапских гранитоидов породам континентальных вулканических дуг, равно как постколлизионным, позднe- и посторогенным гранитоидам (рис. 5.147–5.149). В частности, на диаграмме Пирса с соавторами они располагаются в поле гранитоидов вулканических дуг, близ средней точки гранита I-типа. Учурские породы более «островодужные», чем кеткапские. На дискриминантной диаграмме С.Д. Великославинского (2003) аляскиты расположены в поле внутриплитных гранитов, а граносиениты кеткапского комплекса – коллизионных гранитов. Учурские субщелочные граниты, лейкогранодиориты и гранодиориты расположены здесь в поле гранитов островных дуг (надсубдукционных), близ границы с коллизионными гранитоидами.

Распределение комплексов на диаграммах Г.Б. Ферштатера и П.Г. Недашковского свидетельствует об их принадлежности типам «монцонит-латитов», «дифференциатов мантийных магм» (оба комплекса), «производных континентальных андезитов» (учурский комплекс) и «магматических пород стабильных зон, субплатформенных стадий развития подвижных зон, заложенных на континентальной коре», с исходной калиевой щелочно-базальтовой магмой (кеткапский комплекс). На диаграмме М.Г. Руб–В.М. Даценко (рис. 5.150) большинство комплексов занимают область производных мантийных магм, и лишь аляскиты и лейкограниты классифицируются как типично коровые, что обычно свойственно и другим трахиандезит-монцонитовым (латитовым) ассоциациям. Учурские гранитоиды располагаются между линией известково-щелочных серий активных континентальных окраин и рифтовых зон континентов; кеткапские же монцонитоиды содержат даже больше стронция, чем типовые рифтогенные комплексы континентов. Сопоставление со схемами петрохимической типизации гранитоидных ассоциаций (Пермяков, 2000; Agrawal, 1995; Chappell, White, 1974; и др.) показывает совмещение в исследованных породах признаков палингенных гранитоидов и гранитоидов – производных базальтовой и щелочно-базальтовой магм.

Все это указывает на геохимическую «гибридность» исследованных комплексов. Им присущи, с одной стороны, некоторые черты латитового ряда, а с другой – континентальных вулканических дуг, что, несомненно, требует объяснения.

Петрогеохимическая характеристика комплексов щелочных пород. Породы бокурского комплекса образуют высококальциевую, железистую, метаглиноземистую серию (табл. 5.55). Лишь некоторые из наиболее кислых членов комплекса слабоперглиноземистые. Они определяются несколько условно как лейцитовые тефриты, шошониты, латиты, щелочные трахиандезиты, щелочные трахиты и лейцитовые фонолиты. По щелочности и щелочно-известковистому индексу комплекс занимает границу между щелочными и субщелочными сериями. Щелочно-салические вулканиты отличаются от щелочных базальтоидов большей щелочностью, «переводящей» фонолиты в разряд весьма высокощелочных. Тип щелочности – натриево-калиевый, калиевый подтип; фонолиты и щелочные базиты относятся к натриевому подтипу (Пермяков, 2001; и др.). Породы характеризуются высокими содержаниями Ba и Sr, что позволяет отнести их к латитовому типу (Таусон, 1977). В распределении редких элементов примечательна высокая фракционированность по LILE и LREE при почти полном отсутствии фракционирования по HREE, отрицательные ниобий-танталовые аномалии, умеренные и низкие содержания рубидия, титана и элементов его группы при повышенных значениях величин Zr/Nb, Ba/La, La/Ta, Th/Nb, La/Yb и K/Nb отношений. Таким образом, как и в гранитоидных комплексах ККЮМП, здесь проявляются «надсубдукционные» характеристики. Формы спайдердиаграмм для большинства разноосновных пород, исключая фонолит, сходны, что может свидетельствовать об их генетическом родстве. Показательно отсутствие у большей части пород европиевого минимума и высокая степень фракционированности по легким РЗЭ и слабая – по тяжелым. Это характерно для тоналит-трондьемитовых ассоциаций (рис. 5.151). Европиевая аномалия есть лишь в изученном фонолите, который выделяется также низким содержанием бария, стронция и лантаноидов. Положение пород комплекса на диаграммах Г.Б. Ферштатера, П.Г. Недашковского, М.Г. Руб свидетельствует об их принадлежности типам «дифференциатов мантийных магм», «производных подкорового источника» и т. п. На диаграмме Rb/Sr–Sr (рис. 5.152) бокурские вулканиты показывают содержания стронция еще более высокие, чем типовые рифтогенные комплексы континентов. Лишь фонолит попадает здесь

Примечание. N* – число анализов: петрохимических – первая цифра, микроэлементных – вторая, редкоземельных – третья.

Серия (петрохимическая): ИЩ – известково-щелочная, СЩ – субщелочная, Щ – щелочная; подтипы (в скобках): У – умеренно щелочной, Н – низкощелочной, В – высокощелочной.

Типы гранитоидов по: I – (Таусон, 1977); II – (Chappel, White, 1974); III – (Pearce et al., 1984). В скобках – менее характерные типы. VAG – гранитоиды вулканических дуг; ColG – коллизионные; ПИ – плюмазитовые известково-щелочные; Л – латитовые. В скобках – близко граничащие типы.

Петрохимические модули: a = (Na+K)/Al; n = Na/(Na+K); c = Ca/(Ca+Na+K); f=Fe/(Fe+Mg); l = Al/(Ca+Na+K); все – мол. кол.

Химические анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН. Аналитик Л.И. Алексеева. Определения REE и редких элементов проводились в ГЕОХИ СО РАН (Иркутск) методом ICP-MS. Аналитики: Е.В. Смирнова, Г.П. Сандимирова.

Оксиды – в мас. %, микроэлементы – в г/т. Прочерк – определения не проводились.

Таблица 5.55

Представительные анализы и некоторые другие параметры щелочных вулканитов бокурского комплекса ККЮМП

Параметры	Проба						
	ПН-145.588	ПН-144.577	ПН-145.568	ПН-135-1544	ПН-135-1543	ПН-136-1526	ПН-177.474
SiO_2	51,13	52,53	54,43	55,80	56,45	58,10	58,97
TiO_2	1,08	1,03	0,40	0,66	0,86	0,56	0,22
Al_2O_3	12,82	15,21	16,53	18,14	15,75	19,70	20,44
Fe_2O_3	6,04	5,37	5,70	3,49	5,83	3,05	0,81
FeO	5,63	4,33	2,83	2,98	4,50	2,49	1,71
MnO	0,21	0,17	0,05	0,24	0,16	0,14	0,13
MgO	5,20	3,30	3,48	1,24	1,88	0,56	0,17
CaO	8,44	7,49	6,02	5,54	4,60	3,78	3,58
Na_2O	3,12	2,99	3,25	3,37	3,77	4,59	6,07
K_2O	4,06	5,44	5,42	6,95	4,95	6,38	6,75
P_2O_5	0,18	0,82	0,66	0,30	0,52	0,17	0,11
H_2O	0,08	0,01	0,00	0,17	0,10	0,04	0,10
п.п.п.	1,61	0,83	0,92	0,80	0,13	0,14	0,45
Сумма	99,60	99,52	99,69	99,68	99,50	99,70	99,51
f	0,47	0,53	0,46	0,67	0,68	0,70	0,85
a	0,75	0,70	0,68	0,72	0,73	0,74	0,81
n	0,53	0,46	0,48	0,43	0,54	0,52	0,58
c	0,61	0,56	0,49	0,43	0,42	0,32	0,27
l	0,51	0,62	0,75	0,78	0,80	0,92	0,85
Серия	Щ-СЩ (В)		СЩ (В)				Щ (ВВ)
Cr	18	15	22	36	36	27	4
Ni	13	6	11	24	30	26	5
Co	33	26	23	14	18	9	4
Sc	30	16	14	6	22	5	1
V	276	213	233	172	151	93	53
Rb	132	140	147	255	111	195	309
Cs	5,60	2,58	3,80	3,63	–	3,55	10,41
Ba	813	1281	1309	1826	1209	1487	180
Sr	968	1224	1471	1836	1108	1673	289
Ga	21	20	18	23	–	–	27
Ta	0,14	0,34	0,37	0,45	–	0,45	–
Nb	7,8	8,0	8,4	8,4	7,0	8,6	17,6
Hf	3,94	3,95	3,67	2,41	–	3,96	4,83
Zr	245	182	228	238	212	211	313
Y	31	30	23	24	28	25	22
Th	5,29	5,31	6,09	6,70	–	6,89	13,14
U	1,33	1,83	2,21	1,34	–	1,77	3,44
La	37,34	36,41	29,71	41,51	45,33	41,37	38,92
Ce	83,40	86,17	72,43	74,12	86,63	73,09	65,89
Pr	10,36	10,29	7,66	9,84	–	9,54	6,39
Nd	48,96	47,49	34,62	43,54	49,36	40,79	23,95
Sm	9,65	3,21	6,35	8,01	8,97	7,30	3,96
Eu	2,44	2,39	1,72	2,18	2,01	2,05	0,70
Gd	7,35	7,44	5,37	6,01	–	5,41	3,56
Tb	1,10	1,08	0,73	0,91	1,01	0,83	0,53
Dy	5,61	5,55	3,85	4,60	–	4,43	3,02
Ho	0,97	1,01	0,73	0,82	–	0,80	0,61
Er	2,78	2,81	2,11	2,36	–	2,29	1,98
Tm	0,39	0,42	0,30	0,35	–	0,37	–
Yb	2,29	2,47	1,83	2,25	2,01	2,46	2,30
Lu	0,31	0,37	0,29	0,30	0,33	0,32	0,37
B	25,53	54,72	30,37	11,14	13,10	1,00	49,51
ΣTR+Y	243,95	237,11	190,70	220,80	>223,65	216,05	174,18
(La/Yb)n	10,90	9,86	10,86	12,34	15,08	11,24	11,32
Rb/Sr	0,136	0,114	0,100	0,139	0,100	0,117	1,069
Rb/Zr	0,54	0,77	0,64	1,07	0,52	0,92	0,99
Zr/Nb	31,41	22,75	27,14	28,33	30,28	24,53	17,78
Ba/La	21,77	35,18	44,06	43,99	26,67	35,94	4,62
Ba/Nb	104,23	160,12	155,83	217,38	172,71	172,91	16,42

Примечание. Серия (петрохимическая): СЩ – субщелочная, Щ – щелочная; подтипы (в скобках): В – высокощелочной, ВВ – весьма высокощелочной. Петрохимические модули: a = (Na+K)/Al; n = Na/(Na+K); c = Ca/(Ca+Na+K); f = Fe/(Fe+Mg); l = Al/(Ca+Na+K); все – в мол. кол. Химические анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН. Аналитик Л.И. Алексеева. Определения REE и редких элементов проводились в ГЕОХИ СО РАН (Иркутск) методом ICP-MS. Аналитики Е.В. Смирнова, Г.П. Сандимирова. Прочерк – определения не проводились. Оксиды – в мас.%, микроэлементы – в г/т.

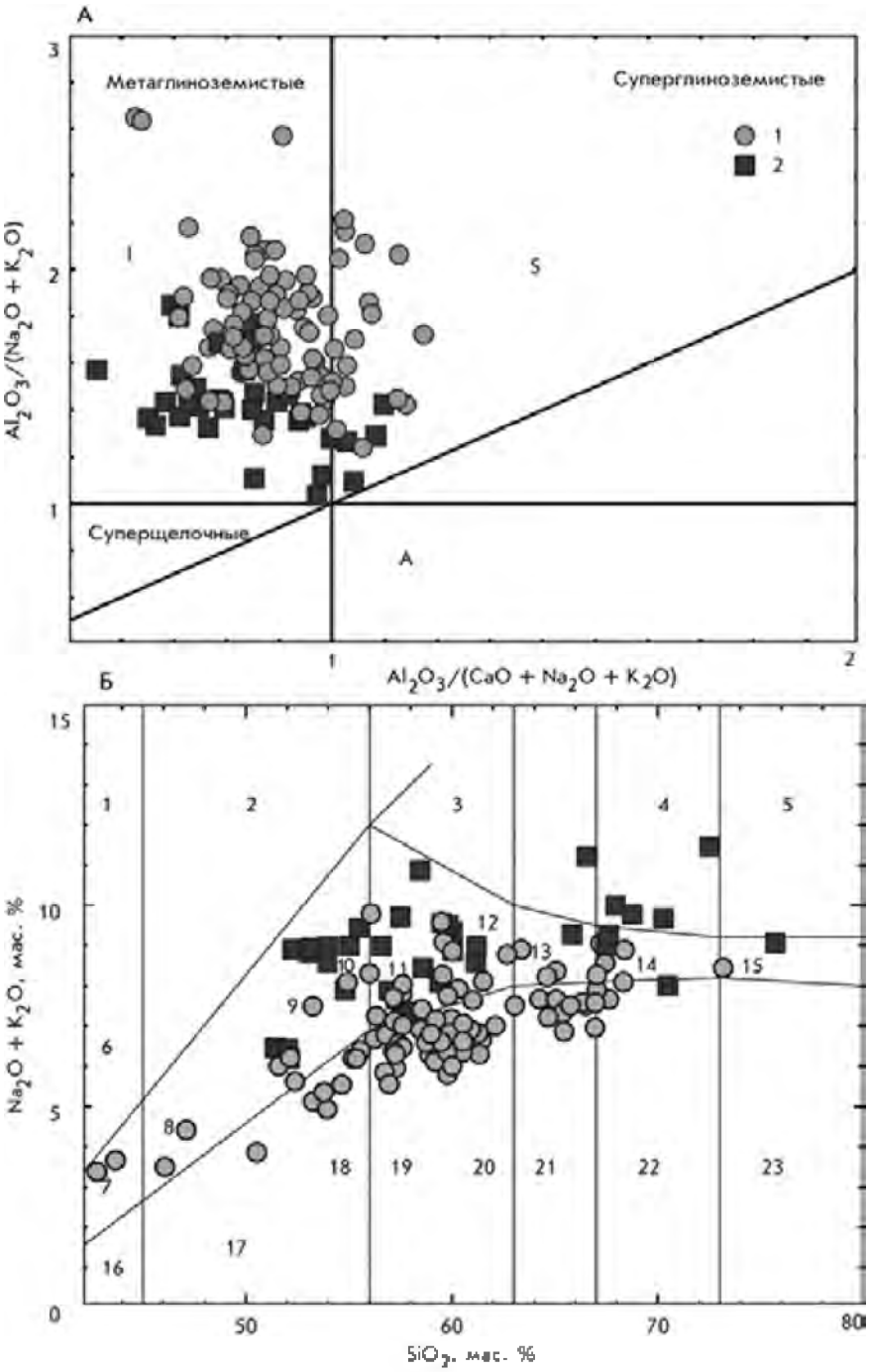


Рис. 5.147. Классификационно-дискриминантные диаграммы: А – Мениара–Пикколи (Maniar, Piccoli, 1989) и Б – Миддлмоуста (Middlemoust, 1985) для мезозойских гранитоидов ККЮМП.

1, 2 – фигуративные точки пород учурского (1) и кеткапского (2) комплексов

в разряд мантийно-коровых пород. Из этого вытекает вывод о геохимической гибридности пород бокурского комплекса. Как и гранитоидам ККЮМП, им присущи некоторые черты, с одной стороны, латитового ряда, с другой – образований континентальных вулканических дуг (Pearce et al., 1984; и др.). Подобный характер распределения редкоземельных и некогерентных элементов отмечается для калиевых основных и ультраосновных пород других регионов (Богатиков, Симон, 1997).

Породы дарьинского комплекса образуют высоко- и умеренно кальциевую, железистую (исключая щелочные пироксениты), метаглиноземистую серию (табл. 5.56). Щелочные пироксениты принадлежат магнезиальной и высококальциевой подгруппе, умеренно и низкокалиевой. По щелочности и ще-

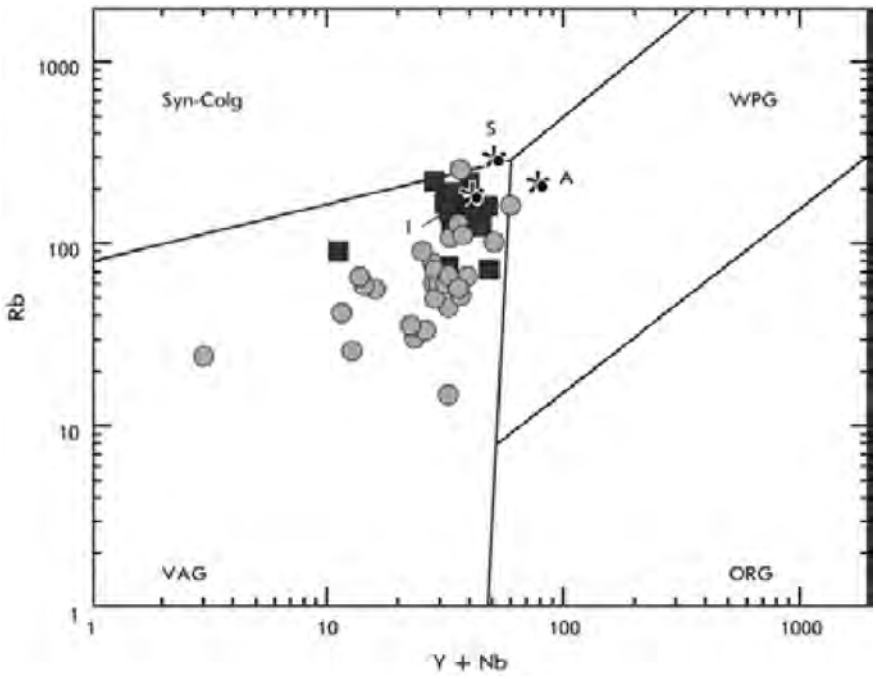


Рис. 5.148. Дискриминантная геохимическая диаграмма для мезозойских гранитоидов ККЮМП.

Поля кислых магматических пород типовых геодинамических обстановок (Pearce et al., 1984): VAG – островных дуг, Syn-colg – коллизионных обстановок, WPG – внутриплитных обстановок, ORG – океанических хребтов. Звездочкой обозначены типовые составы гранитов A-, S- и I-типов. Прочие обозначения см. на рис. 5.147

лочно-известковому индексу породы дарьинского комплекса соответствуют щелочным и субщелочным типам.

По содержанию редких элементов (Nb, Ta, Zr, TR_{Ce}) дарьинский комплекс отвечает щелочно-габброидным нефелиновым сиенитам (Бородин и др., 1971). В нефелиновых сиенитах, как и бокурских фонолитах, низкие концентрации упомянутых элементов. Это может указывать на то, что они – производные корового, но бедного кремнеземом субстрата. От близких по основности пород бокурского комплекса породы дарьинского комплекса отличаются низкими содержаниями бария, стронция и отчасти гафния (исключая сельвсбергиты, щелочные и лейцитовые сиениты) (рис. 5.153–5.155).

Распределение РЗЭ в породах бокурского комплекса весьма пестрое (рис. 5.153, 5.154). Наиболее сложна на спайдердиаграмме кривая распределения элементов в нефелиновом сиените с глубокими минимумами европия, бария, стронция и титана. Лантан-иттербиевое отношение высокое. В сельвсбергитах кривая распределения элементов еще более крутая с отрицательным наклоном. У большинства пород незначительные европиевые минимумы, лишь в одном случае – глубокий. В целом на спайдердиаграммах выделяются три типа кривых. Петрогенетическое объяснение этого явления неоднозначно. Из общепринятых вариантов можно предположить либо фракционирование гранатсодержащего источника, либо разную степень парциального плавления первичного субстрата. Возможна и иная трактовка, предложенная в следующем разделе.

Сопряженное распределение тория, тантала и кремнезема позволяет заключить, что дарьинские нефелиновые сиениты возникли в земной коре в результате либо магматического замещения под воздействием потока растворов и эманаций, исходящих от очага щелочно-базальтовой магмы, либо флюидного синтексиса. Щелочные кварцевые сиениты можно считать производными сельвсбергитовой (трахибазальтовой) магмы. Точки состава пород бокурского комплекса на диаграмме торий–тантал образуют тренд ассимиляции–фракционной кристаллизации, что косвенно свидетельствует о возможности образования щелочных пород ККЮМП в земной коре в результате магматического замещения или флюидного синтексиса. Ряд других петрогеохимических диаграмм показывает, что разноосновные группы щелочных пород как бокурского, так и дарьинского комплексов не связаны между собой отношениями фракционной дифференциации, а являются, скорее всего, продуктами относительно самостоятельных расплавов.

Геодинамические условия формирования гранитоидных и щелочных вулкано-плутонических комплексов Алданского щита. Существующие модели мезозойского гранитоидного магматизма этого щита связывают либо с коллизией Восточно-Сибирской и Китай-

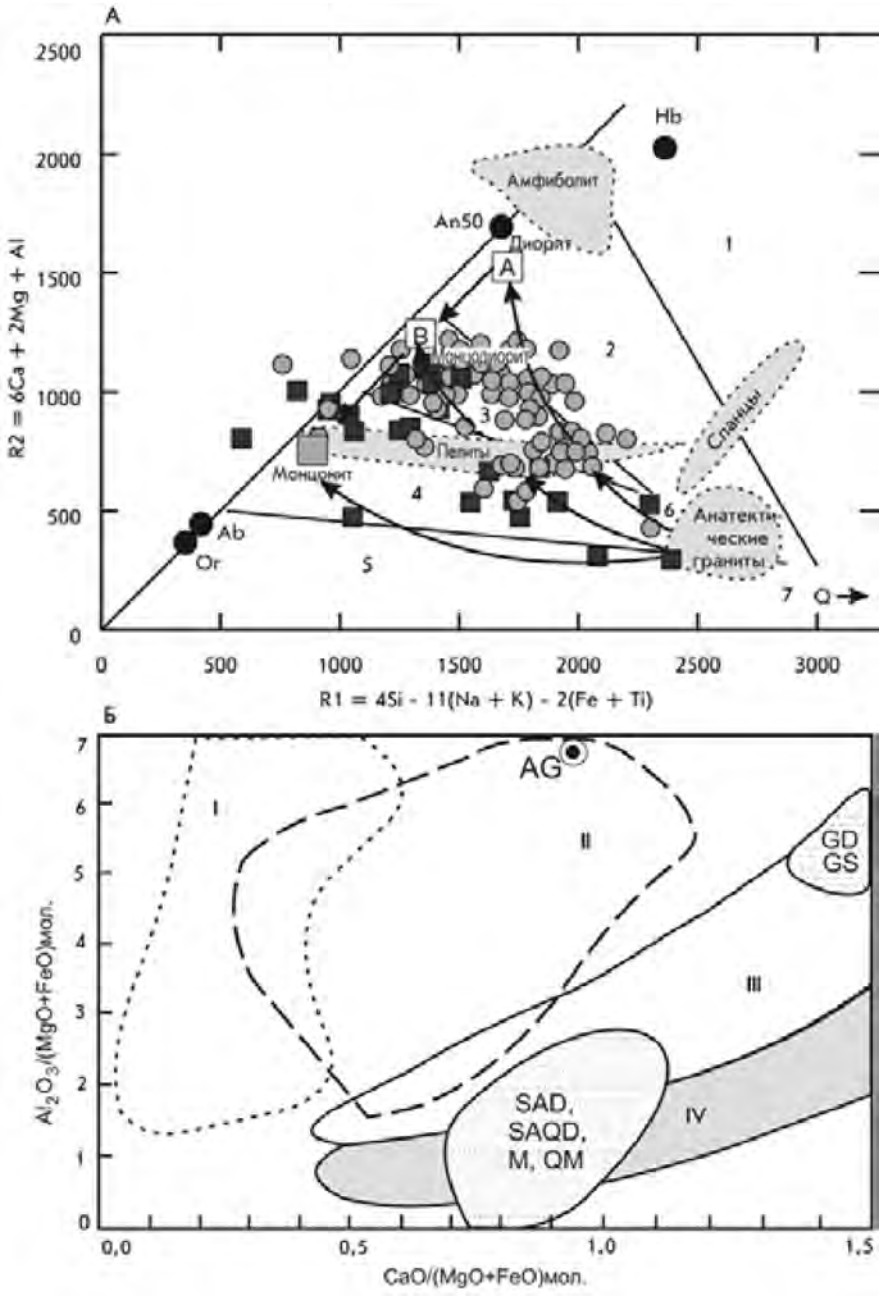


Рис. 5.149. Области и векторы парциального плавления различных метаосадочных и амфиболитовых источников на диаграммах: А – Батчелора и Боудена (Batchelor, Bowden, 1985), Б – Гердеса с соавторами (Gerdes et al., 2000).

Крапом обозначены поля составов гранитоидов учурского и кеткапского комплексов: SAD, SAQD – субщелочные диориты и кварцевые диориты; M, QM – монциониты и кварцевые монциониты; GD, GS – гранодиориты и граносиениты; AG – аляскиты и щелочные граниты. Прочие обозначения см. на рис. 5.147. Поля гранитоидов: 1 – мантийные производные, 2 – доколлизионные, 3 – постколлизионные, 4 – позднеорогенные, 5 – анорогенные, 6 – синколлизионные, 7 – посторогенные. Парциальные выплавки: I – из метапелитов, II – из метаграувакк, III – из дацитов и тоналитов, IV – из амфиболитов

ской плит (Парфенов, 1984; и др.), либо с континентальной трансформной окраиной калифорнийского типа (Ханчук и др., 1997; Ханчук, Иванов, 1999).

Результаты петролого-геохимического изучения гранитоидов Кеткапско-Юнской провинции позволяют принять в качестве рабочей гипотезу происхождения гранитоидных расплавов в результате парциального плавления нижней коры Алданского щита. При этом учитывается, что расплавы с «надсубдукционными» характеристиками могут появляться не только вследствие флюидного обогащения «мантийного клина», но и при повторном плавлении базитов

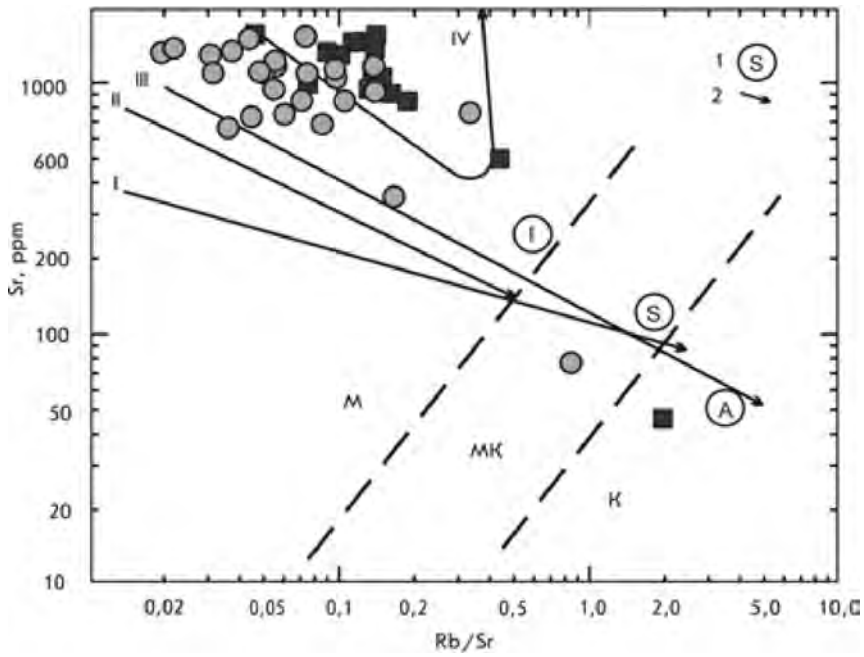


Рис. 5.150. Диаграмма Sr–Rb/Sr (по: Даценко, 2000) для мезозойских гранитоидных пород ККЮМП.

Поля составов магмообразующих источников: К – коровых, М – мантийных, МК – мантийно-коровых. 1 – типовые составы гранитов М-, I-, S- и А-типов; 2 – тренды дифференциации типовых вулканических серий: I – толеитовая островных дуг (ОД), II – известково-щелочная ОД; III – известково-щелочная активных континентальных окраин (АКО); IV – рифтовых зон континентов. Прочие обозначения на рис. 5.147

с экстракцией несовместимых элементов (Сондерс, Тарни, 1987) или парциального плавления амфиболитов (Gill, 1981).

О возможности образования почти всей ассоциации мезозойских гранитоидов ККЮМП путем парциального плавления разных, но сходных по высокому содержанию плагиоклаза источников свидетельствуют спектры РЗЭ, сходные с тоналит-трондьемитовым. Расположение пород на линии парциального плавления мантии (SB-диаграмма рис. 5.156) и высокие содержания в породах глинозема и кальция также не противоречат этому. Источником энергии (отчасти и вещества) служил, вероятно, флюидно-тепловой поток, проводниками которого могли быть мантийные щелочно-базитовые магмы. Это, по-видимому, применимо ко всем гранитоидам зон мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита.

Полученные выводы отличаются от ранее высказанного М.В. Мартынюком с соавторами (1979 г.) представления о формировании щелочноземельных расплавов областей тектоно-магматической активизации Алданского щита в результате возникновения андезитовой магмы, связанной с фракционным плавлением эклогита.

Таким образом, гранитоидные комплексы могут рассматриваться как примеры производных парциального плавления разноглубинных, но близких по высокому содержанию плагиоклаза нижнекоровых источников на разных этапах единого тектонического цикла, связанного с трансформной континентальной окраиной калифорнийского типа. Фрагменты подобной геодинамической обстановки рассматриваются в ряде работ по геодинамике и тектонической эволюции Дальневосточного региона (Уткин, 1984; Ханчук и др., 1997; Ханчук, Иванов, 1999; Митрофанов, 2001; и др.).

Бокурский и дарьинский комплексы могут быть связаны с режимом «низковулканического» рифтинга (по Е.Е. Милановскому), обусловленного подъемом астеносферного слоя с последующим сводообразованием и магматизмом. Породы этих комплексов возникли при парциальном плавлении мантийного и нижнекоровых источников в ходе единого тектонического цикла, связанного с трансформной континентальной окраиной калифорнийского типа (Ханчук и др., 1997).

Согласно этим представлениям можно предположить, что на первом этапе тектоно-магматической активизации (ТМА) косое столкновение Сибирского кратона с Удско-Мургальской островной дугой перешло в трансформное перемещение, сопровождавшееся образованием «слэб-виндоу» и внедрением в ослабленную зону астеносферного диапира (Ханчук и др., 1997; Ханчук, Иванов, 1999; Митрофанов, 2001). Взаимодействие астеносферных диапиров с литосферной мантией привело к заложению мантийных очагов щелочнобазитовых магм и под их

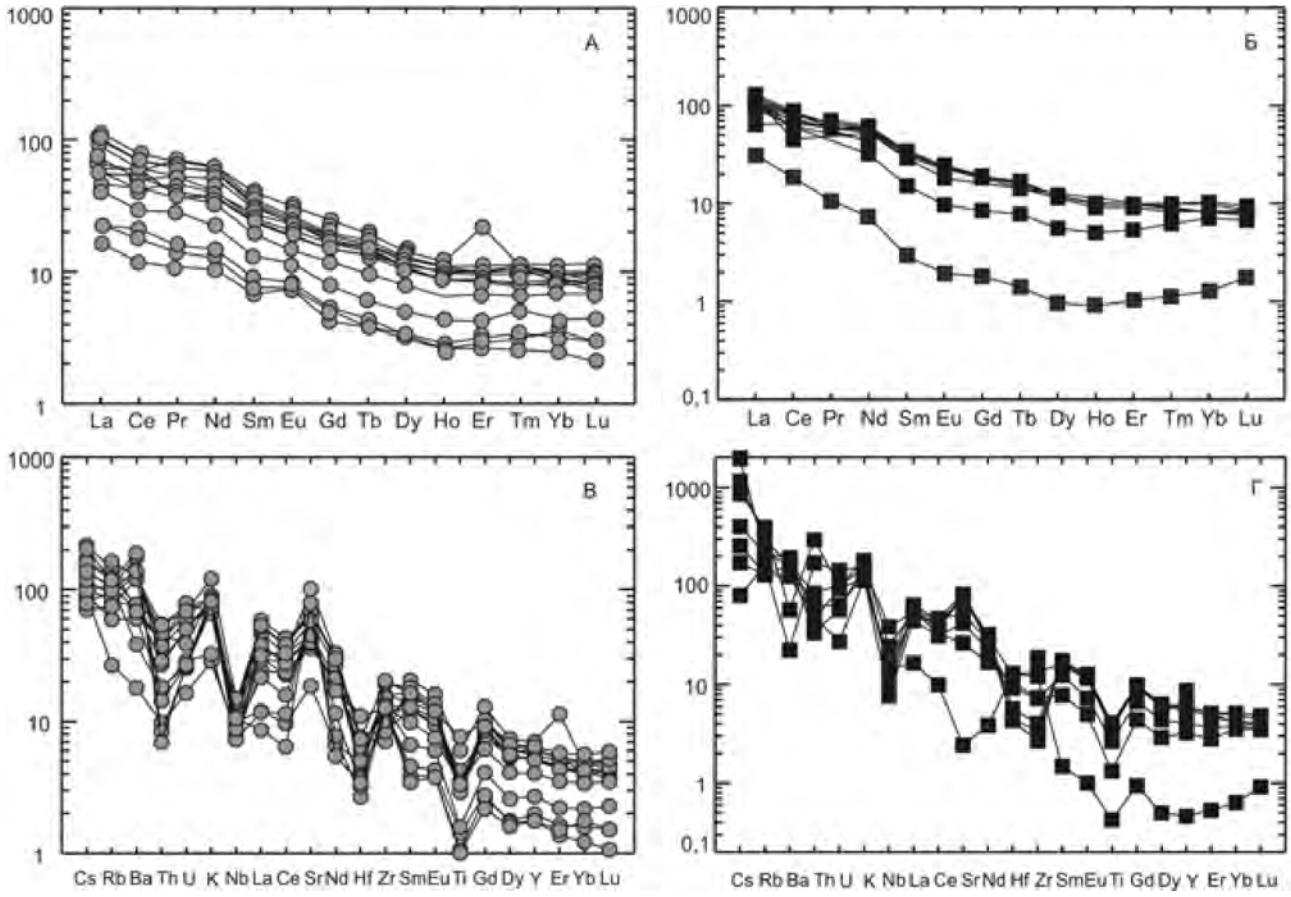


Рис. 5.151. Нормированное по хондриту (Evensen et al., 1978) распределение РЗЭ (А, Б) и по примитивной мантии (Wood, 1979) редких и несовместимых элементов (В, Г) в гранитоидах учурского и кеткапского комплексов.
Обозначения см. на рис. 5.147

воздействием – нижнекоровых очагов щелочноземельных и субщелочных расплавов. На втором этапе ТМА при усилении флюидно-теплового потока вследствие внедрения мантийных магм в земную кору и подъема фронта магмообразования на более высокие уровни вновь активизировалось выплавление субщелочных среднеосновных и умеренно кислых расплавов.

СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ ЗОНА МЕЙМЕЧИТ-ПИКРИТОВОГО МАГМАТИЗМА (ЮРА)

В Центральном Сихотэ-Алине известны проявления ультраосновных вулканитов (меймечитов), приуроченные к аккреционным комплексам мезозойской покровно-складчатой аккреционной системы (Зимин и др., 1965; Щека, 1977; Щека, Вржосек, 1983; Приходько и др., 1985; и др.). Геологическая структура ее сформирована в результате аккреции фрагментов палеоокеанической плиты в ходе субдукционного процесса у восточной окраины Азии и последующих тектонических преобразований, среди которых ведущими были левосдвиговые перемещения, сменившие косую субдукцию. Специфика меймечитов заключается прежде всего в том, что они, являясь производными очень глубинных магматических расплавов, не характерны для океанического магматизма. Чтобы понять, какова их природа, на каком этапе эволюции аккреционных призм произошло их формирование и каковы основные факторы, обусловившие ультрамафитовый магматизм, необходимы геологические, петрологические и геохимические исследования меймечитов. Эти породы были изучены нами на Анюйском, Барахтинском и Катэнском участках Самаркинского и Бикинского террейнов – фрагментов аккреционных призм. Для сравнения использовались материалы по ультраосновным вулканитам Алчанского (Вржосек, 1978) и Хуту-Бугинского районов.

В центральной части Сихотэ-Алинского хребта, на водоразделе верховьев рек Хор и Анюй, среди вулканогенно-кремнистых отложений верхнетриасово-юрской джаурской свиты развиты субвулканические силлы, дайки и трубки взрыва меймечитов. Вулканогенно-кремнистые образования слагают линзу, надвинутую юго-восточной частью на юрско-раннемеловые терригенные толщи. Мы изучили магматические образования Анюйского участ-

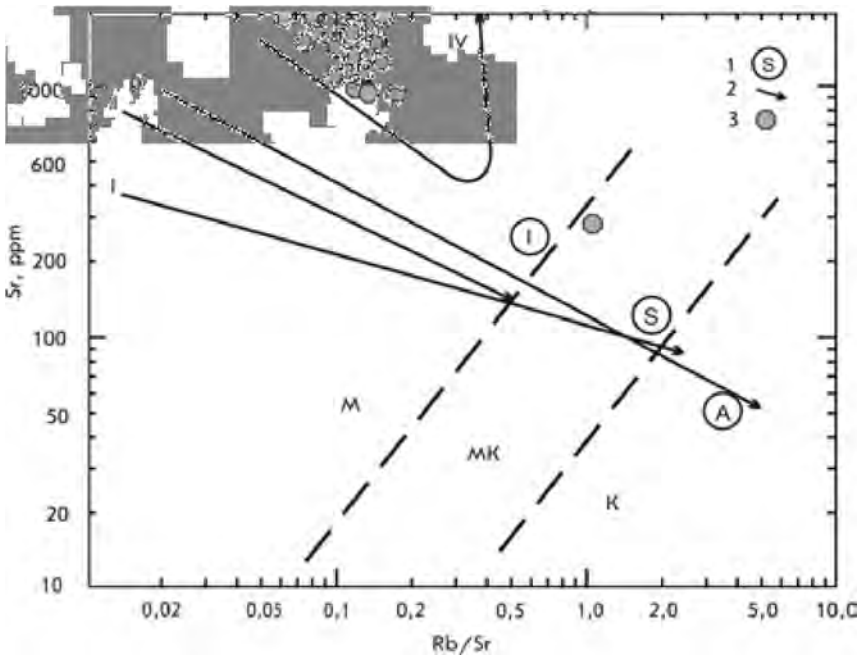


Рис. 5.152. Диаграмма Sr–Rb/Sr (Даценко, 2000) для пород бокурского комплекса.

Поля составов магмообразующих источников: К – коровых, М – мантийных, МК – мантийно-коровых. 1 – типовые составы гранитов М-, I-, S- и А-типов; 2 – тренды дифференциации типовых вулканических серий: I – толеитовая ОД, II – известково-щелочная ОД; III – известково-щелочная АКО; IV – рифтовых зон континентов; 3 – фигуративные точки пород бокурского комплекса

ка, выходящие в виде полосы северо-восточного простирания.

В среднем течении р. Анюй в терригенно-вулканогенно-кремнистой ассоциации развиты ультраосновные вулканические породы, сходные с породами верховьев р. Анюй. Согласно данным И.П. Бойко, М.В. Мартынюка и Б.Г. Матвеева, здесь установлена вулканическая постройка, состоящая из пластов диабазов, миндалекаменных базальтов и гиалокластитов. Дайки и силлы меймечитов широко развиты (на Барахтинском участке) вблизи предполагаемого центра вулканического извержения.

В строении Катэнского участка принимают участие позднетриасовые (карний–норий) кремни, ранне-среднеюрские алевролиты, позднеюрско-раннемеловые (титон–берриас) микститы с позднеюрской-

Таблица 5.56

Представительные анализы и другие параметры некоторых типов щелочных магматитов дарьинского комплекса ККЮМП

Параметры	Проба							
	ПРИ-10И	ПН-2000-1	ПН-9260-2	ПН-М62-038	ПН-174.506/7	ПН-174.506/5	ПН-174.479	ПН-177.557
SiO_2	43,28	53,19	53,44	54,99	55,06	56,39	58,29	62,44
TiO_2	1,56	0,26	0,54	0,99	0,14	0,20	0,11	0,64
Al_2O_3	8,77	21,20	21,99	10,45	20,98	22,22	21,20	18,62
Fe_2O_3	8,32	2,43	2,92	6,27	1,61	1,40	1,43	1,60
FeO	6,02	1,25	1,70	3,14	0,73	0,73	1,02	0,89
MnO	0,27	0,09	0,19	0,21	0,10	0,12	0,16	0,10
MgO	8,19	1,06	0,35	3,24	0,17	0,11	0,12	0,36
CaO	16,32	1,82	4,69	8,90	4,83	1,24	2,47	1,86
Na_2O	0,80	7,54	4,13	3,46	4,03	7,78	6,40	4,59
K_2O	4,40	8,47	8,12	6,34	8,69	7,38	7,51	7,42
P_2O_5	0,55	0,05	0,02	0,27	0,05	0,01	0,07	0,05
H_2O	0,40	0,25	0,10	0,17	0,20	0,01	0,15	0,05
п.п.п.	1,31	2,01	1,36	1,24	2,91	1,99	0,75	0,97
Сумма	100,19	99,62	99,55	99,67	99,50	99,58	99,68	99,59

Окончание табл. 5.56

Параметры	Проба							
	ПРИ-10И	ПН-2000-1	ПН-9260-2	ПН-М62-038	ПН-174.506/7	ПН-174.506/5	ПН-174.479	ПН-177.557
f	0,40	0,54	0,84	0,51	0,80	0,86	0,88	0,69
a	0,70	1,02	0,70	1,212	0,76	0,94	0,88	0,84
n	0,22	0,58	0,43	0,46	0,41	0,62	0,52	0,48
c	0,83	0,13	0,36	0,56	0,35	0,09	0,20	0,18
l	0,24	0,85	0,92	0,36	0,85	0,96	0,91	0,97
Серия	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	Щ(В)	Щ(ВВ)	Щ(В)	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)
Cr	72	7	1	32	1	1	1	1
Ni	38	3	2	15	1	1	1	3
Co	100	3	7	32	2	1	3	2
Sc	12	2	2	14	1	1	2	2
V	280	110	120	250	63	45	69	53
Pb	7	50	39	11	19	53	56	25
Rb	–	173	125	121	191	279	297	245
Cs	–	5,64	2,64	1,14	9,32	21,09	39,50	4,59
Ba	330	467	1469	1714	180	26	272	103
Sr	–	1669	2581	1638	678	97	381	517
Ga	9	35	24	20	20	34	28	18
Ta	–	0,81	0,87	0,44	0,14	0,52	0,36	0,75
Nb	–	27,8	20,6	24,2	3,8	15,6	14,8	12,2
Hf	–	4,51	4,33	3,70	4,94	9,32	8,97	4,19
Zr	66	240	198	164	188	503	379	125
Y	13	4	16	10	20	5	23	28
Th	–	11,30	15,28	9,60	5,46	53,37	1,76	6,75
U	–	5,36	7,19	2,10	2,03	13,41	9,03	2,11
La	16,00	38,52	46,90	42,69	16,07	91,62	50,39	43,76
Ce	–	81,34	111,43	93,76	39,18	132,29	83,83	97,41
Pr	–	6,73	9,58	10,48	4,81	10,12	7,37	12,99
Nd	–	20,89	37,32	44,78	22,96	26,70	26,40	46,60
Sm	–	2,00	5,66	7,22	3,94	2,04	3,91	7,80
Eu	–	0,48	1,51	1,83	0,93	0,29	0,89	1,43
Gd	–	1,63	4,52	4,86	3,05	2,21	3,47	6,06
Tb	–	0,16	0,58	0,52	0,47	0,15	0,51	0,84
Dy	–	0,70	2,79	2,18	2,70	0,72	3,03	4,61
Ho	–	0,10	0,47	0,30	0,53	0,13	0,64	0,87
Er	–	0,29	1,36	0,80	1,88	0,45	2,29	2,48
Tm	–	0,04	0,20	0,11	0,33	0,37	0,38	0,44
Yb	2,00	0,28	1,24	0,79	2,24	0,70	2,80	2,26
Lu	–	0,04	0,20	0,15	0,38	0,14	0,50	0,35
B	–	96,00	–	19,00	20,00	90,00	83,00	29,00
ΣTR+Y	–	157,20	239,76	220,47	119,47	272,93	209,41	255,90
(La/Yb)n	5,34	92,18	25,27	36,14	4,80	87,57	12,03	12,95
Rb/Sr	–	0,104	0,048	0,074	0,282	2,876	0,780	0,474
Rb/Zr	–	0,720	0,631	0,738	1,016	0,555	0,784	1,960
Zr/Nb	–	8,633	9,611	6,777	49,474	32,244	25,608	10,246
Ba/La	20,62	12,12	31,32	40,15	11,20	0,28	5,40	2,35
Ba/Nb	–	16,80	71,31	70,82	47,37	1,67	18,38	8,44
La/Ta	–	47,32	53,90	97,02	114,79	176,19	139,97	58,35

Примечание. Оксиды – в мас.%, остальные элементы – в г/т. Серия петрохимическая: Щ – щелочная (подтипы в скобках: В – высокощелочной, ВВ – весьма высокощелочной). Петрохимические модули: a = (Na+K)/Al; n = Na/(Na+K); c = Ca/(Ca+Na+K); f = Fe/(Fe+Mg); l = Al/(Ca+Na+K); все даны в молекулярных количествах. Химические анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН. Аналитик – Л.И. Алексеева. Определения REE и редких элементов проводились в ГЕОХИ СО РАН (Иркутск) методом ICP-MS. Аналитики: Е.В. Смирнова, Г.П. Сандимирова. Прочерк – определения не проводились.

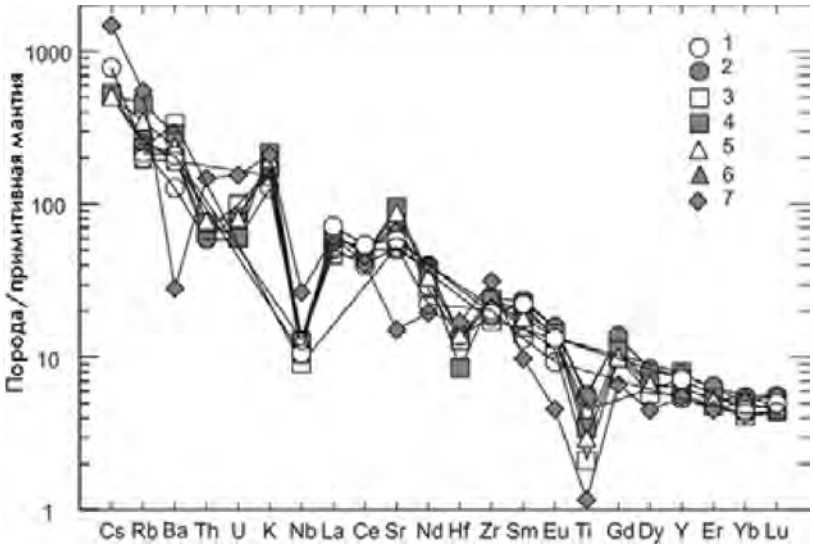


Рис. 5.153. Нормированное по примитивной мантии (Wood, 1979) распределение редких и несовместимых элементов в вулканитах бокурского комплекса.

1–7 – составы пород из табл. 5.55: 1 – ПН-145.588, шошонит; 2 – ПН-144.577, фонотефрит; 3 – ПН-145.568, щелочной трахиандезит; 4 – ПН-135-1544, тефрифонолит; 5 – ПН-135-1543, латит; 6 – ПН-136-1526, щелочной трахит; 7 – ПН-177.474, фонолит

раннемеловой ископаемой микрофауной (в матриксе) и позднеюрско-раннемеловые (титон–берриас) песчаники. Геологическая обстановка характеризуется постепенной сменой во времени кремненакопления терригенным осадконакоплением и четко выраженной сменой (с запада на восток) приконтинентальных микститовых (олистостромовых) образований и песчаников гемипелагическими, а затем пелагическими фациями. К субдукционной зоне приурочены массивы ультрабазитов. Вулканические породы ассоциируют преимущественно с кремнистыми отложениями и представлены спилитами и гиалоклас-

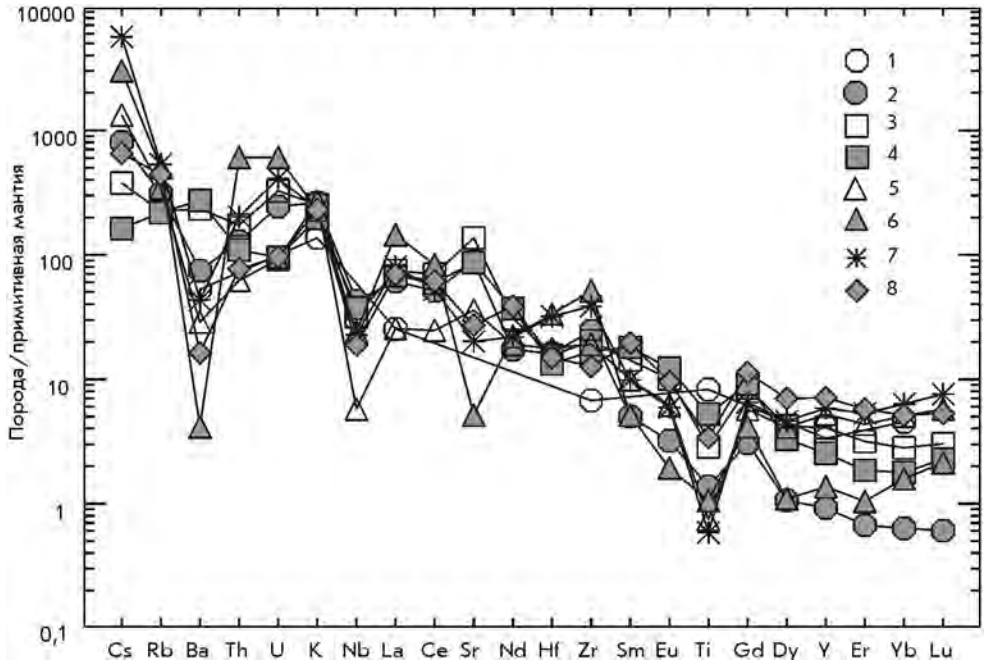


Рис. 5.154. Распределение содержаний редких и несовместимых элементов, нормированных по примитивной мантии (Wood, 1979).

1–8 – фигуративные точки представительных проб пород из табл. 5.56: 1 – ПРИ-10И, миссурит; 2 – ПН-2000-1, тингуаит; 3 – ПН-9620-2, бороланит; 6 – ПН-174.506/5, фойяит; 7 – ПН-174.479, тенсберит; 8 – ПН-177.557, щелочной кварцевый сиенит

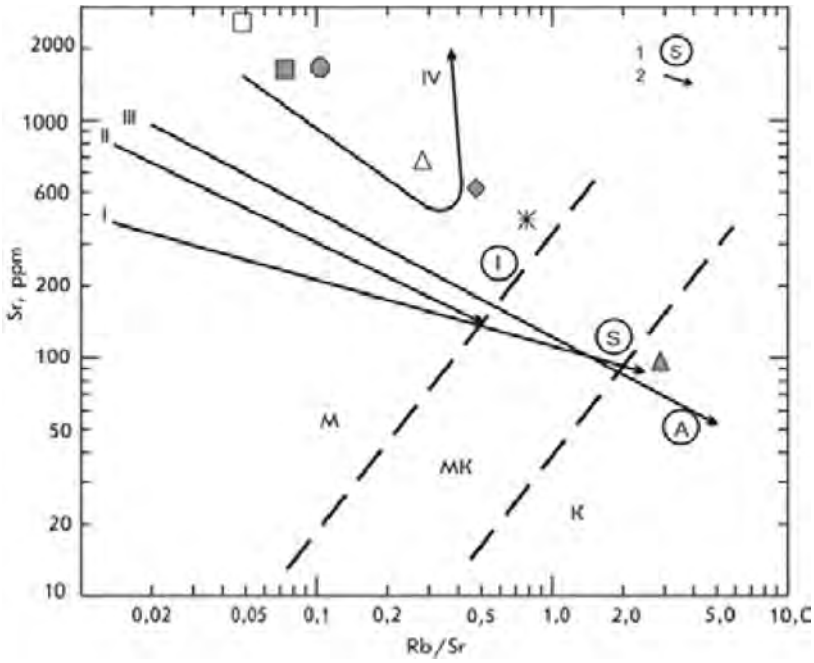


Рис. 5.155. Диаграмма Sr–R/Sr (Даценко, 2000) для пород дарьинского комплекса.

Поля составов магмообразующих источников: К – коровых, М – мантийных, МК – мантийно-коровых. 1 – типовые составы гранитов М-, I-, S- и А-типов; 2 – тренды дифференциации типовых вулканических серий: I – толеитовая ОД, II – известково-щелочная ОД; III – известково-щелочная АКО; IV – рифтовых зон континентов. Прочие обозначения на рис. 5.154

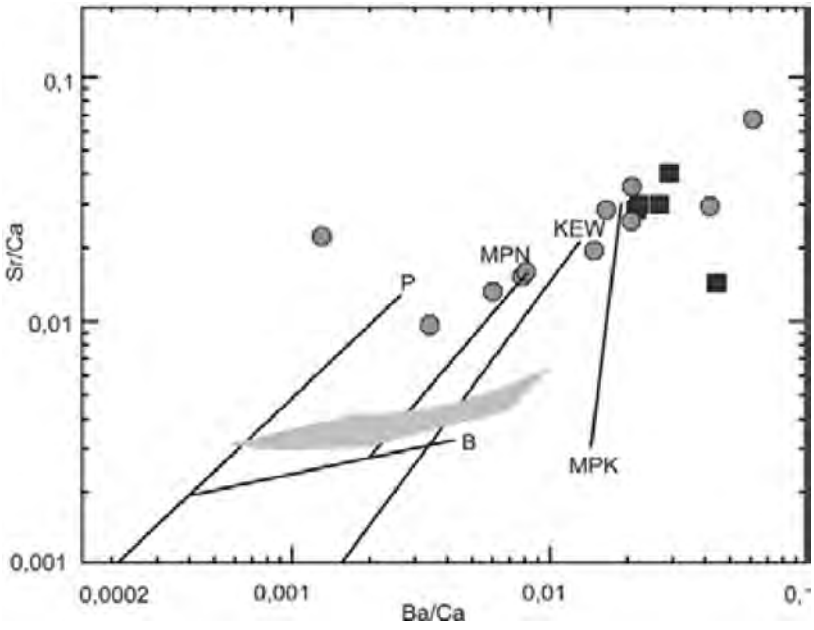


Рис. 5.156. SB-диаграмма (Говоров и др., 1987) для мезозойских гранитоидов ККЮМП.

Главные тренды исходных магм и их субстратов: P – толеитовых магм и перидотитовых субстратов; KEW – шошонитовых магм и калиевых эклогитовых, вебстеритовых и верлитовых субстратов; MPN – щелочных магм и метаперидотитовых субстратов натриевых; MPK – щелочных магм и метаперидотитовых субстратов калиевых; B – кристаллизационный тренд примитивных толеитов Сихотэ-Алиня и Сахалина. Заштриховано поле кристаллизационных трендов курильских вулканитов толеитовой серии. Условные обозначения см. на рис. 147

титами. Штоки и дайки меймечитов расположены вблизи ультрабазитовых массивов.

На Барахтинском и Катэнском участках, а также в Алчанском районе силлы и дайки меймечитов ассоциируют с калиевыми внутриплитными океаническими базальтами. На Анюйском участке, а также Хуту-Бугинском трубки взрыва ультраосновных вулканитов ассоциируют с натриевыми внутриплитными океаническими базальтоидами. Таким образом, можно предположить существование в Центральном Сихотэ-Алине наряду с двумя типами океанических базальтов (Приходько и др., 1985) двух типов меймечитов: 1) Анюйского, Хуту-Бугинского и 2) Барахтинского, Катэнского и Алчанского.

По петрографическому составу ультраосновные вулканические породы описываемых районов в целом сходны. Меймечиты темно-зеленого цвета. Структура их – крупнопорфировая, а текстура – миндалекаменная. Минералы-вкрапленники, составляющие 40–80 % объема пород, сложены оливином и хромшпинелидами, иногда клинопироксеном. Вкрапленники оливина представлены идиоморфными призматическими кристаллами до 1 см. Они часто нацело замещены серпентином и рудным минералом.

Таблица 5.57

Средние содержания породообразующих окислов (в мас.%) и малых элементов (в г/т) в меймечитах Центрального Сихотэ-Алиня

Параметры	Анюйский участок	Барахтинский участок	Катэнский участок
SiO_2	42,57	42,72	41,8
TiO_2	1,98	1,03	0,96
Al_2O_3	4,16	4,59	3,79
FeO*	14,00	12,69	13,73
MnO	0,13	0,34	0,18
MgO	31,58	33,22	34,08
CaO	3,58	4,46	3,39
Na_2O	0,15	0,16	0,15
K_2O	0,06	0,18	0,05
P_2O_3	0,26	0,11	0,11
n	32	6	3
Rb	<3	14	15
Ba		160	38
Sr	108	43	42
Th	<3	1,4	-
Nb	26	29	8
Zr	130	46	50
Y	7	10	7
n	24	2	3

Примечание. Содержание породообразующих окислов пересчитано на сухой остаток; FeO* = FeO+ 0,9 Fe_2O_3; n – количество анализов. Химические анализы выполнены методом «мокрой» химии в ИТиГ ДВО (аналитик В.Е. Зазулина). Содержание малых элементов определялось рентгеноспектральным методом в центральной лаборатории ХГГГП (аналитик В.А. Мишина).

Хромшпинелиды – идиоморфные кристаллы от 0,1 до 1,0 мм, часто с магнетитовой каймой. Редкие вкрапленники моноклинного пироксена – короткопризматические идиоморфные кристаллы. Основная масса меймечитов сложена стеклом, рудным веществом (ильменитом, магнетитом), микролитами клинопироксена в различных соотношениях, отчего структура основной массы от витрофировой до сидеронитовой. Стекло основной массы серпентинизировано. Миндалины сложены серпентином, хлоритом и тремолитом. Вторичные минералы – керсутит, биотит, серпентин, хлорит, сфен, лейкоксен и кальцит. Серпентин, замещающий оливин, представлен хризотилом, а стекло основной массы – лизардитом и серпофитом.

Наряду с покровами лав меймечитов встречаются эруптивные брекчии. Обломочный материал брекчий представлен магматическими, кремнистыми и терригенными породами, а также обломками отдельных кристаллов. В состав обломков магматических пород входят: 1) серпентинизированные высокомагнезиальные вулканические породы, иногда и обломки самих брекчий, 2) миндалекаменные авгитовые пикробазальты различной степени раскристаллизации. Обломки пород – округлые, полуокатанные, от микроскопических до глыб 15–50 см. Обломки кристаллов представлены оливинами, клинопироксенами и рудными минералами. Как в миндалинах, так и в основной массе обломков пикробазальтов развиты карбонаты и, возможно, доломит, слагающие иногда крупные кристаллы (псевдоморфозы?). Цементирующий материал эруптивных брекчий неоднороден: от магматического (лавового) до минерального – серпентинового (лизардит), рудно-серпентинового, серпентин-карбонатного (возможно, вторичного?), титаномагнетитового. Структура цементирующей массы глобулярная или скорлуповатая (оцеллярная). Глобули сложены серпентином, серпентином вместе с кальцитом, хлоритом, а также хлоритом и серицитом. Криптокристаллическое стекло содержит выделения сфена, по которому, как и по рудному цементу, развит лейкоксен.

Петрохимическая характеристика ультраосновных пород представлена в табл. 5.57. В целом породы близки по химическому составу. Они различаются лишь по содержанию TiO_2 в двух типах ультраосновных вулканитов (повышенной титанистостью выделяются меймечиты Анюйского участка). В меймечитах довольно низкие содержания малых элементов, более низкие, чем в эталонных меймечитах, кимберлитах и лампроитах. В то же время характер их распределения сходен. Так, на спайдердиаграмме (рис. 5.157) в меймечитах, нормированных к MORB, выражены положительные аномалии Ba, Th, Nb и Ti и отрицательные – Sr, Y и K. Меймечиты двух выделенных групп различаются по содержаниям Sr, Zr и Rb (см. табл. 5.57).

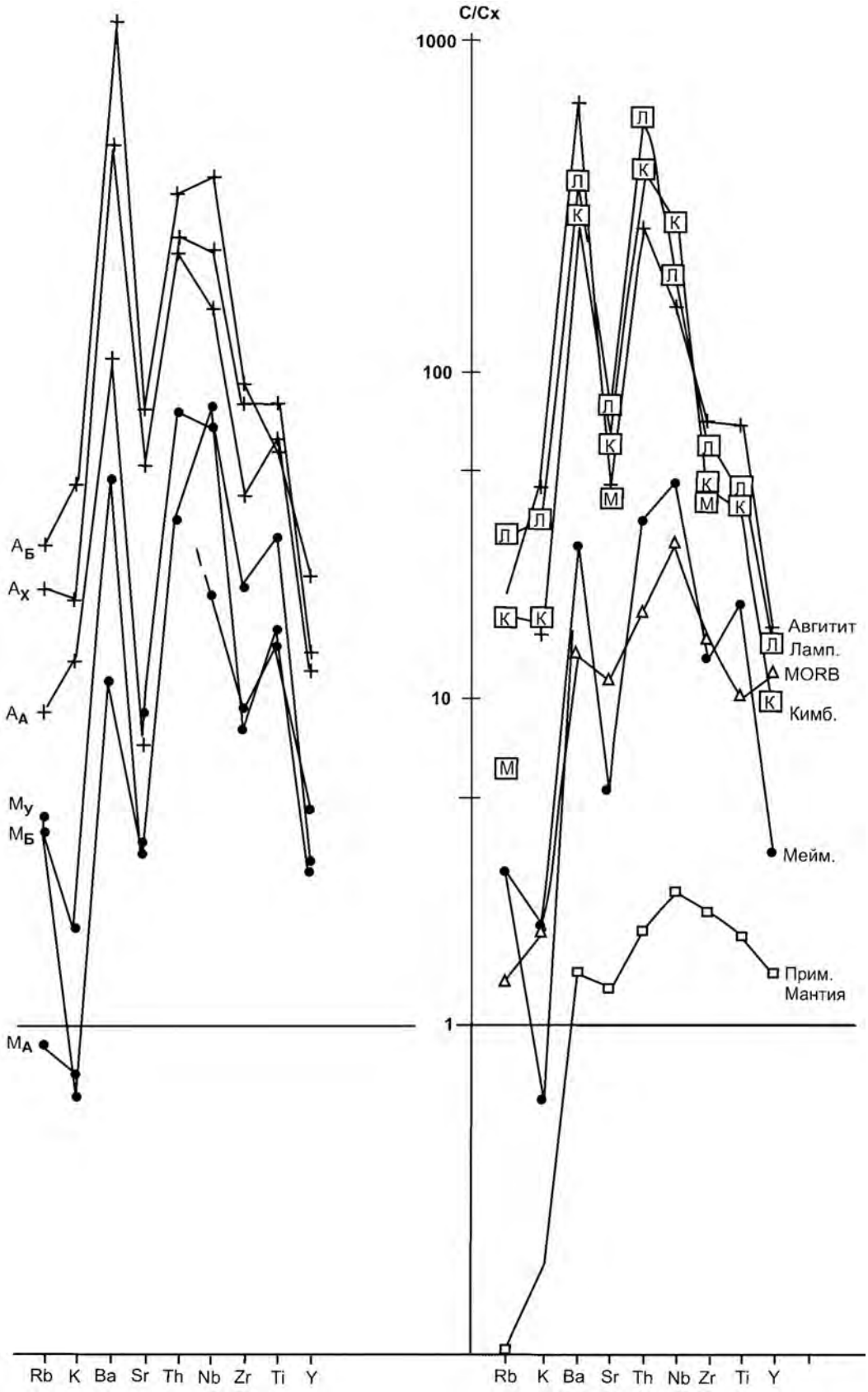


Рис. 5.157. Нормированное по хондриту распределение микроэлементов в меймечитах Центрального Сихотэ-Алиня.

Средние составы меймечитов Центрального Сихотэ-Алиня – точки; средние «эталонные» составы (в квадратах): М – меймечитов, К – кимберлитов, Л – лампроитов. Прочие пояснения см. на рис. 160

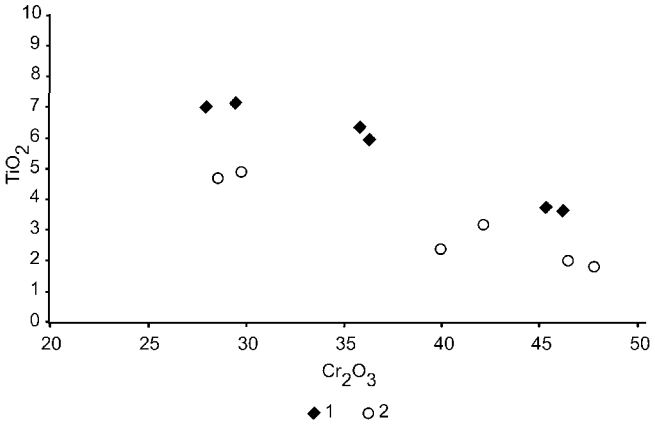


Рис. 5.158. Состав хромшпинелидов из меймечитов Анюйского (1) и Барахтинского (2) участков

Вкрапленники оливинов в меймечитах представлены высокомагнезиальными разновидностями ($Ol_{12–15}$). Большинство оливинов слабо зональны. Коэффициент железистости во внешней кайме возрастает (Ol_{20}). Содержание CaO 0,2–0,3 мас.%. NiO – 0,2–0,05 мас.%. Вкрапленники хромшпинелидов по составу – от титанистых хромпикотитов до хромистых ульвошпинелей. Характеризуются высокими и относительно выдержанными содержаниями Cr_2O_3, Fe_2O_3 и TiO_2 (до 10 мас.%). Корреляция Cr_2O_3 с TiO_2 отрицательная, но с Al_2O_3 слабая положительная. Хромшпинелиды вулканических ультрамафитов Анюйского участка содержат меньше Al_2O_3 при более высоких содержаниях TiO_2 по сравнению с меймечитами Барахтинского и Катэнского участков. В первых больше титана и меньше хрома (рис. 5.158). Редкие вкрапленники моноклинных пироксенов представлены титанистым диопсидом с небольшим количеством Al_2O_3 и Cr_2O_3. Минералы зональны, направление эволюции составов заключается в возрастании $FeO_{(общ.)}$, TiO_2 и Al_2O_3 от центра к краю зерен. Составы ядер вкрапленников клинопироксена из меймечитов всех изученных проявлений близки (рис. 5.159).

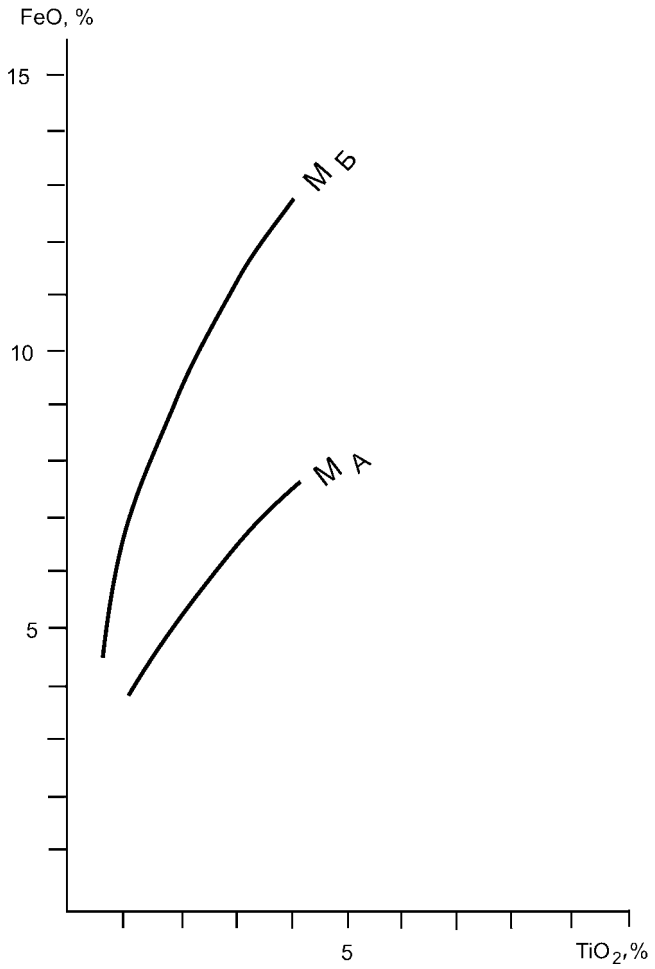


Рис. 5.159. Состав моноклинных пироксенов из меймечитов Анюйского ($М_А$) и Барахтинского ($М_Б$) участков

Клинопироксены, слагающие основную массу, по составу аналогичны внешней кайме зональных зерен минералов-вкрапленников, а ильмениты из основной массы имеют более высокие содержания MnO (до 5 мас.%).

Выделение двух групп ультраосновных вулканитов (одна из которых пространственно ассоциирует с калиевыми, а другая – с натриевыми океаническими внутриплитными базальтами) выражено в их петрохимии, геохимии и минералогии.

На барицентрической диаграмме $CaO–TiO_2–Al_2O_3$ (рис. 5.160) ультрамафитовые вулканиты Анюйского участка располагаются вблизи поля кимберлитов и меймечитов Сибирского кратона, а меймечиты Барахтинского и Катэнского участков тяготеют к полю архейских коматиитов. Подобное сходство подчеркивается и их минеральным составом. Так, акцессорным минералам ультраосновных вулканитов Сибирского кратона свойственны устойчиво повышенные концентрации TiO_2 и низкие – Al_2O_3, в отличие от аналогичных минералов вулканитов орогенов (Камчатка, Корякия, Сахалин, Япония и т. д.). Хромшпинелиды меймечитов Анюйского участка близки минералам кратонных меймечитов, а акцессорные минералы пород Барахтинского и Катэнского проявлений идентичны хромшпинелидам ультраосновных вулканитов орогенов (Соболев, 1978; Селивестров, Цигунов, 1974).

В мезозойской покровно-складчатой аккреционной системе Центрального Сихотэ-Алиня установлено два типа меймечитов, один из которых петрогеохимически и минералогически приближается к меймечитам Сибирского кратона. Второй, более распространенный, сходен с меймечитами щелочной серии, развитыми в орогенах (Зимин и др., 1965). Геологическое положение ультраосновных вулканитов, форма их тел (трубки взрыва), ксенолиты в них, петрогеохимические характеристики и существование закономерных ассоциаций меймечитов с аккре-

тированными океаническими базальтами (Войнова, Приходько, 1999; Voinova et al., 1998) свидетельствуют о том, что они формировались на постаккреционном этапе эволюции призм. Для появления меймечитов должна была сформироваться мощная, «холодная» литосфера, способствующая генерации глубинных ультраосновных расплавов. Формы и малообъемность меймечитов говорят о кратковременности ультраосновного магматизма в этой аккреционной системе. Причины образования двух типов меймечитов – являются ли они продуктами единого эволюционирующего магматического источника или двух различных, – а также их место в геодинамической эволюции аккреционной системы можно установить лишь с привлечением изотопно-геохимических и возрастных данных.

ВНУТРИПЛИТНЫЕ БАЗАЛЬТЫ ПРИМОРЬЯ (МИОЦЕН–ПЛИОЦЕН)

Позднекайнозойские платобазальты известны почти на всей территории юга Дальнего Востока. Они образовались после прекращения интенсивных тектонических движений. Продукты кайнозойского магматизма слагают вулканические поля, тесно ассоциирующие с депрессиями, выполненными миоценовыми осадками (например, усть-суйфунская свита Южного Приморья или ботчинская – Центрального Сихотэ-Алиня). Их можно объединить в три вулканические зоны: Восточную (внешнюю), Западную (внутреннюю) и Южную (Ionov et al., 1995).

Фундаментом позднекайнозойских базальтов Западной зоны северо-восточного простирания служит континентальный Ханкайский супертеррейн. В южной его части основные вулканиты представлены небольшими вулканическими аппаратами и трубками взрыва (Свиягинская, Медвежинская, Лесозаводская и Сальская), на севере и северо-западе – приводораздельными покровами или их останцами. В основании разрезов расположены маломощные горизонты галечников, песков и глин, слои гиалокластитов и туфов базальтов. Выше залегают лавовые потоки, варьирующие по составу – от пикритобазальтов до трахитов. Экструзивные образования центральных частей вулканических построек по составу близки к покровным фациям или, в редких случаях, сложены щелочными породами – анальцимитами. Возраст платобазальтов Западной зоны, согласно нашим K-Ar определениям, 4,8–15 млн лет (табл. 5.58).

Фундаментом для платобазальтов Восточной зоны северо-восточного простирания является Сихотэ-Алинский континентальный блок. Как и в Западной зоне, покровы базальтов всегда подстилаются маломощной пачкой слабосцементированных гравийников, песков и ожелезненных глин. Вышележащим базальтам свойственны большие мощности и

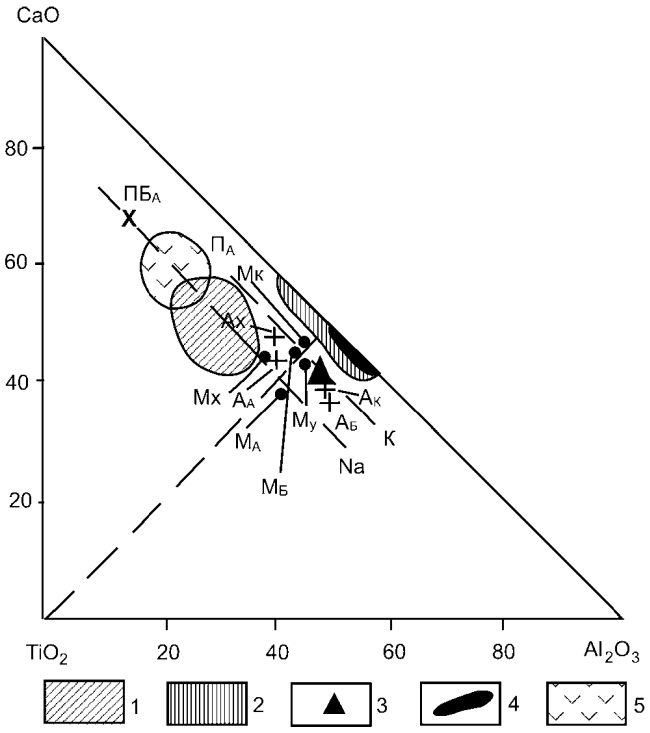


Рис. 5.160. Диаграмма $CaO–TiO_2–Al_2O_3$ для меймечитов Центрального Сихотэ-Алиня.

М – средние составы меймечитов Центрального Сихотэ-Алиня. Подстрочные буквы-индексы обозначают районы исследования: А – Анюйский, Б – Барахтинский, К – Катэнский, Х – Хуту-Бугинский, У – Алчанский. Поля составов: 1 – меймечитов Сибирской платформы, 2 – меймечитов Камчатки, 3 – модельных лерцолитовых составов мантии, 4 – кимберлитов, 5 – состав пиролита

площади распространения. Высокая объемная доля низкокалиевых эффузивов (менее 0,5 мас.% K_2O) здесь прямо коррелируется с размерами вулканических полей и расстоянием от побережья. В восточной части наиболее крупного Совгаванского плато низкокалиевых базальтов около 70 % объема позднекайнозойских вулканитов. Наряду с ними здесь известны субщелочные базальты. Переслаивание двух типов пород, а также калий-аргоновые датировки (табл. 5.58) могут означать близкий возраст их формирования (Мартынов, 1995, 1999. Многочисленные дайки (мощностью до первых метров), вскрытые скважинами в основании разреза, свидетельствуют о преимущественно трещинном извержении базальтов.

По мере удаления от побережья сокращается мощность базальтового разреза (от 300 до 100–50 м) и возрастает объем субщелочных эффузивов. В западной части Совгаванского и Нельминского плато установлены щелочные базальтоиды (K_2O более 2 мас.%), которые образуют самостоятельные относительно небольшие вулканические постройки, сложенные базальтами, гавайитами и базанитами, часто с нодулями шпинелевых лерцолитов, вебстеритов, пироксенитов, габбро и гранитоидов, и резорбирован-

Таблица 5.58

K-Ar возраст платобазальтов юга Дальнего Востока России

Номер образца	Привязка	Тип пород	Возраст, млн лет
ЗАПАДНАЯ ЗОНА			
Ча-1372	Вулканы Бабушка и Дедушка	Щелочной базальт	4,78±0,15
Ча-1347	Сальская сопка	То же	8,4±0,24
Ча-1381/1	Лесозаводская трубка	–"–	13,9±0,41
Ча-1384/1	Вулкан Медвежий	–"–	11,9±0,36
ВОСТОЧНАЯ ЗОНА			
2730	Западная подзона, верховье р. Самарга	Щелочной базальт	2,96±0,10
2204	Западная подзона, устье р. Пухи	То же	3,9±0,12
1328*	Западная подзона, верховье р. Коппи	Субщелочной базальт	11,89±0,37
1381*	Западная подзона. среднее течение р. Коппи	Щелочной базальт	9,93±0,31
1120*	Западная подзона, среднее течение р. Самарга	Субщелочной базальт	6,43±0,17
68*	Западная часть Совгаванского плато	Щелочной базальт	6,84±0,26
108/6*	Восточная подзона, Совгаванское плато	Субщелочной базальт	8,05±0,25
СО-29*	Восточная подзона, Нельминское плато	Низкокалиевый базальт	6,37±0,2
СО-36*	То же	То же	4,96±0,26
1787	–"–	–"–	5,42±0,14
ЮЖНАЯ ЗОНА			
Ш-18	Шуфанское плато	Низкокалиевый базальт	13,28±0,43
Ш-16	Там же	Субщелочной базальт	7,14±0,32
Ш-9	Шкотовское плато	Низкокалиевый базальт	13,05
Ш-12	Там же	Субщелочной базальт	13,41±0,57
П-389/2*	–"–	Низкокалиевый базальт	11,81±0,34
П-369/11*	–"–	Субщелочной базальт	10,79±0,31
П-369/11b*	–"–	Низкокалиевый базальт	8,85±0,51
П-369/13*	–"–	Субщелочной базальт	8,68±0,21
СО-73*	Береговой разрез вблизи мыса Поворотный, р-н г. Находки	Низкокалиевый базальт	10,10±0,31

*По данным работы (Мартынов, 1999).

ными кристаллами плагиоклаза, оливина и пироксенов (Есин и др., 1992).

Позднекайнозойские платоэффузивы Совгаванского, Нельминского и Бикинского плато до недавнего времени считались плиоцен-четвертичными, а щелочные лавы наиболее молодыми. Наши прецизионные K-Ar датировки (табл. 5.58), а также данные исследований новосибирских ученых (Есин и др., 1992) позволяют считать, что все типы пород формировались преимущественно в позднем миоцене. Раннеплиоценовые эффузивы выявлены в прибрежных разрезах Бикинского плато (4,96 млн лет) и в некоторых вулканических постройках на западе Нельминского плато (2,96; 3,9 млн лет) (рис. 5.161).

Платобазальты Южной субширотной зоны образуют два крупных вулканических плато – Шуфанское и Шкотовское, а также ряд небольших покровов и их останцов в районе г. Находки. Фундамент Шуфанского плато – Южно-Приморский, а Шкотовского – Сихотэ-Алинский континентальные блоки, но в вулканитах эти различия не проявлены. В основании разрезов залегают галечники, пески, туфоалевриты, гравийные отложения верхнемиоценовой усть-суйфунской свиты, которые вверху часто переслаиваются с базальтами. Выше залегают до 25 потоков лав базальтов и андезибазальтов мощностью 3–20 м, различающиеся между собой внешне и по щелочности. Достаточно много низкокалиевых эффузивов. Например, в изученном нами разрезе вблизи мыса Поворотный (район г. Находки) из двадцати одного опробованного потока семь представлены базальтами с содержанием K_2O 0,25–0,90 мас.%. Подобная картина в Шкотовском и Шуфанском плато, где до 40 % образцов представлены базальтами с содержанием K_2O менее 1 мас.%. Щелочные вулканиты слагают небольшие постройки, главным образом по периферии вулканических плато, и часто содержат ксенолиты ультраосновных пород.

Радиогенный возраст платобазальтов Южного Приморья колеблется от 8 до 13 млн лет, т. е. несколько более древний, чем пород Восточной зоны. Переслаивание низко- и умеренно калиевых базальтов свидетельствует о близком возрасте формирования, что подтверждается и данными абсолютных датировок (табл. 5.58). Наиболее молодые (3,33 млн лет) щелочные базальты трубки руч. Старикова (верховья р. Партизанская).

Среди позднемиоцен-раннеплиоценовых платоэффузивов юга Дальнего Востока выделяются низко-, умеренно и высококалиевые пикритобазальты, базальты и андезибазальты (рис. 5.162).

В Западной зоне низкокалиевые вулканиты редки и аналитически слабо изучены. Щелочные и субщелочные базальты и пикрито-базальты с содержанием K_2O более 1,5 мас.% и SiO_2 менее 50 мас.% (рис. 5.162) близки вулканитам внутриплитных гео-

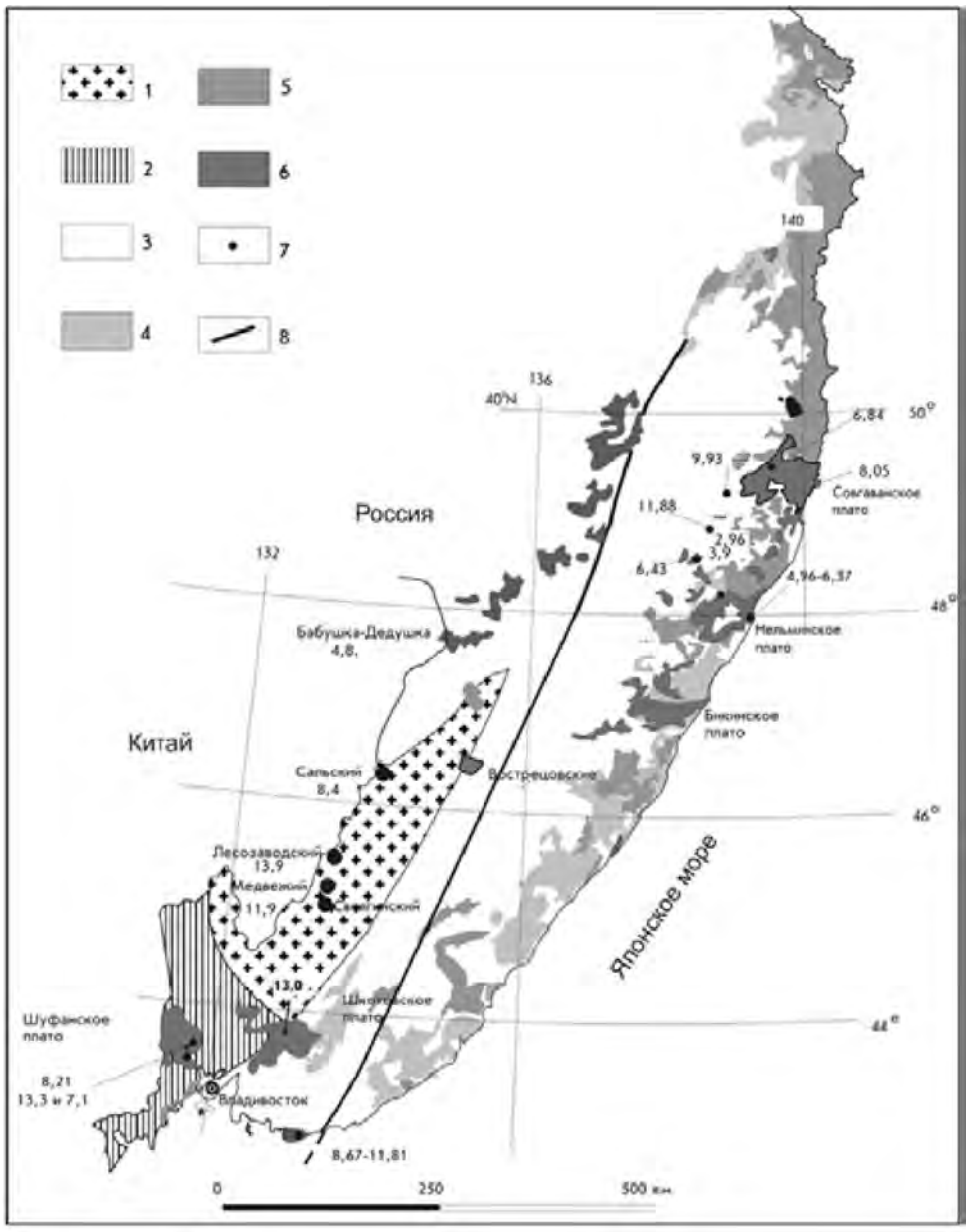


Рис. 5.161. Схематическая структурно-тектоническая карта юга Дальнего Востока России (по: Ханчук и др., 1995, с дополнениями).

1–3 – блоки континентальной литосферы, выделенные по геологическим данным: Ханкайский (1), Южно-Приморский (2), Сихотэ-Алинский (3); 4 – позднемеловые субдукционные вулканиты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; 5, 6 – постсубдукционные вулканогенные образования: палеоген-раннемиоценовые высокоглиноземистые базальты (5) и позднекайнозойские платобазальты (6); 7 – вулканические аппараты и трубки; 8 – Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Цифрами на диаграмме показаны значения абсолютного возраста в млн лет

химических серий (рис. 5.163). Для внутриплитных лав типично и распределение микроэлементов с уменьшением нормированных концентраций элементов с более высокими валовыми коэффициентами распределения (рис. 5.164). С возрастанием щелочности пород больше становится легких лантаноидов (LREE) при незначительных вариациях – тяжелых редкоземельных элементов (HREE) (рис. 5.165). Отсутствие аномалий Eu и Ce во всех образцах дает основание предполагать небольшую роль плагиоклаза во фракционировании и низкую температуру метасоматической переработки.

Расположенные к востоку Совгаванское, Нельминское и Бикинское плато Восточной зоны сложены базальтами и андезибазальтами низкой, умеренной и щелочной серий, но содержания в них калия устойчиво ниже, чем в вулканитах Западной зоны (рис. 5.162). В низкокалиевых базальтах Совгаванского плато, например, концентрации K_2O опускаются до 0,15 мас.% – аномально низкие для конти-

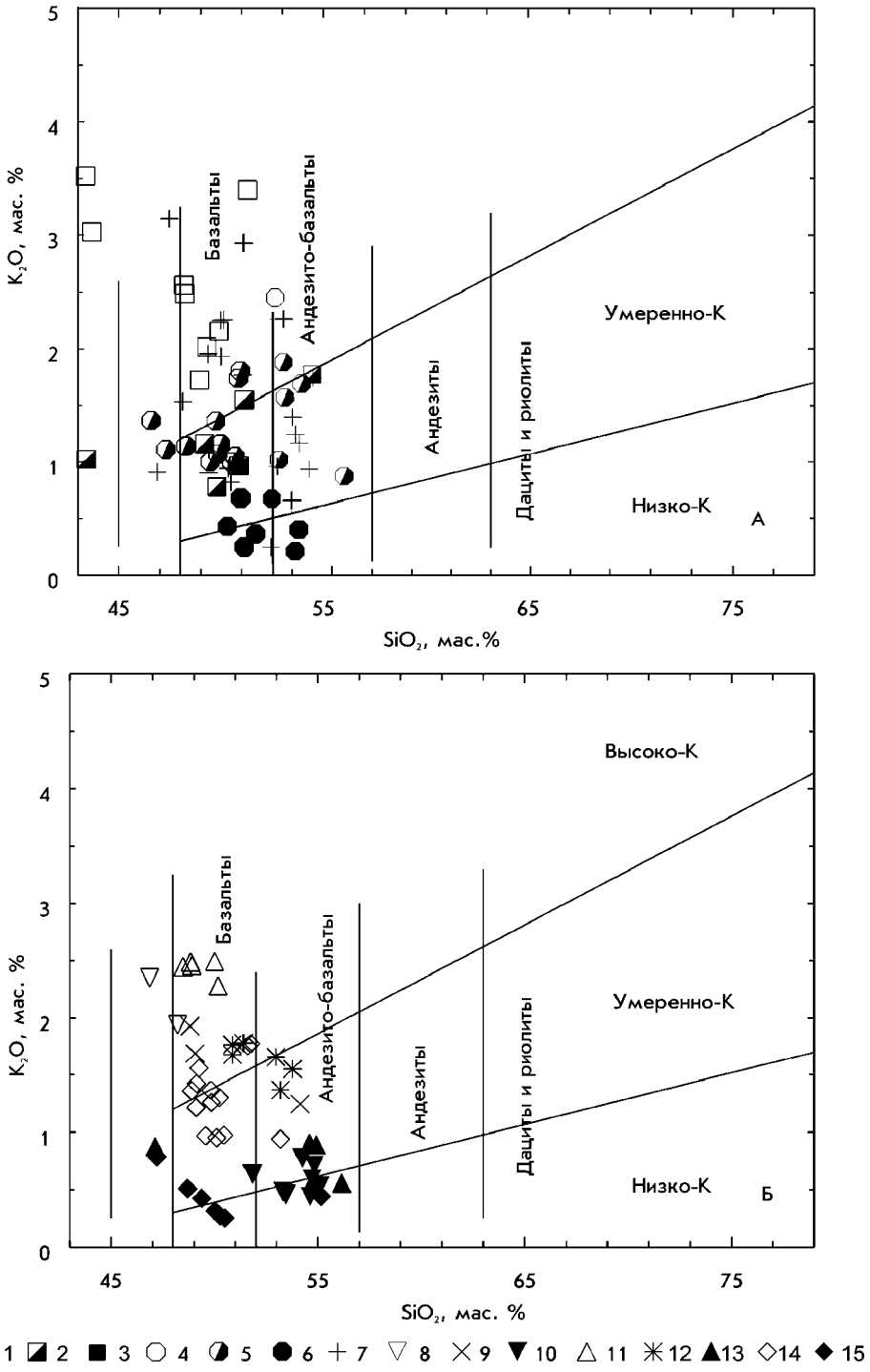


Рис. 5.162. Классификационная диаграмма SiO_2–K_2O для позднекайнозойских платобазальтов Западной и Восточной (А) и Южной (Б) зон.

1–3 – Западная зона: щелочные (1), субщелочные (2) и низкокалиевые (3) базальты; 4–7 – Восточная зона: щелочные (4), субщелочные (5) и низкокалиевые (6) базальты восточной подзоны, щелочные, субщелочные и низкокалиевые базальты (7) западной подзоны; 8–15 – Южная зона: щелочные (8), субщелочные (9) и низкокалиевые (10) базальты Шуфанского плато; щелочные (11), субщелочные (12) и низкокалиевые (13) базальты Шкотовского плато; субщелочные (14) и низкокалиевые (15) базальты берегового разреза вблизи мыса Поворотный (район г. Находки)

нентальных вулканитов. В щелочных породах этого плато содержания легких лантаноидов, нормализованные к хондриту (менее 100 г/т), соответствуют таковому низко- и умеренно калиевых базальтов Западной зоны (рис. 5.165). При этом концентрации тяжелых лантаноидов существенно не различаются.

Характерная особенность всех типов позднекайнозойских базальтов Восточной зоны – обогащение крупноионными литофильными элементами (LILE) и Pb (рис. 5.164) и деплетированность по Th и U (рис. 5.166). Наиболее ярко это проявлено в низкокалиевых базальтах, в результате чего на дискриминантных диаграммах они смещены в область островодужных эффузивов (рис. 5.163).

Типична для платобазальтов Восточной зоны отчетливая поперечная геохимическая зональность. По мере удаления от побережья наряду с сокращением мощности базальтов и уменьшением объема низкокалиевых базальтов растет содержание калия и большинства других некогерентных элементов. В базальтах верхнего течения р. Самарга, например, концентрации K_2O не ниже 0,60 мас.% (Мартынов, 1999).

Платобазальты Южной зоны геохимически во многом близки вулканитам Восточной зоны. Все породы, особенно низкокалиевые, обогащены Pb и LILE (рис. 5.167), но деплетированы по Th и U (рис. 5.168). В низкокалиевых базальтах Шкотовского плато наряду с этим отчетлив минимум Ta–Nb, типичный для субдукционных вулканитов. От базальтов Восточной зоны они отличаются меньшей величиной отношения La–Ba (рис. 5.169) и деплетированным спектром распределения редкоземельных элементов (рис. 5.170). Нормализованные к хондриту концентрации легких лантаноидов низкокалиевых базальтов либо почти не меняются с уменьшением порядкового номера и валового коэффициента распределения (Шкотовское плато), либо уменьшаются (Шуфанское плато). Поперечной зональности в изменении объемов и составов вулканитов, аналогичной Восточной зоне, нет.

Содержание микроэлементов в магматических породах зависит не только от химического и минерального состава плавившегося субстрата, но и от других факторов, наиболее важные из которых – кристаллизационная дифференциация и коровая контаминация.

Низкобарическое фракционирование минеральных фаз если и играло важную роль в эволюции первичных магм (содержание MgO в большинстве образцов ниже 9 мас.%), но существенно не влияло на соотношения некогерентных элементов и радиогенных изотопов, которые в основном используются при реконструкции состава магматических источников. Большинство исследователей позднекайнозойских базальтов Китая (Zhou, Armstrong, 1982; Peng et al., 1986; Basu et al., 1991), Кореи (Pouclet et al., 1995) и Японии (Nakamura et al., 1989, 1990) отмечало отсутствие петрологических свидетельств существенного влияния коровой контаминации на состав первичных магм. Этот вывод основывается на (Basu et al., 1991): 1) отсутствии корреляции между изотопными характеристиками базальтов и содержанием в них окиси калия и кремния, 2) присутствии мантийных ксенолитов в щелочных породах и 3) близких изотопных характеристиках позднекайнозойских платобазальтов и базальтов океанических островов.

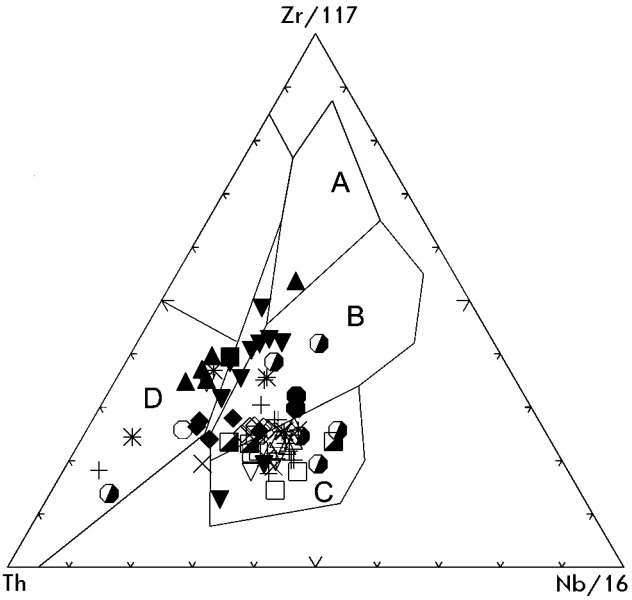


Рис. 5.163. Классификационная диаграмма Th–Zr–Nb (Wood, 1980) для позднекайнозойских платобазальтов.

Поля базальтов: A – срединно-океанических хребтов; B – срединно-океанических хребтов и внутриплитных обстановок; C – внутриплитных обстановок; D – островных дуг и активных континентальных окраин. Условные обозначения см. на рис. 5.162

Все эти признаки характерны и для платоэффузивов юга Дальнего Востока. Преимущественно трещинный характер извержений и мантийные включения указывают на быстрый подъем расплавов к поверхности, что не благоприятствует значительной ассимиляции корового материала. Несмотря на находки ксенолитов коровых гранитов и гранулитов, в платобазальтах Совгаванского плато установлены обратные соотношения содержаний SiO_2 и некогерентных элементов, а также отсутствие корреляции между содержаниями радиогенных изотопов и калия (Мартынов, 1999). Преобладание среди позднекайнозойских эффузивов Западной зоны щелочных и субщелочных разностей повышенной магнезиальности, вплоть до пикритов, также противоречит существенной роли коровой контаминации в петрогенезисе этих пород.

Чтобы уменьшить влияние наложенных процессов, в этой работе использовались аналитические данные только по вулканитам с содержаниями SiO_2 менее 52 мас.% и MgO – более 5 мас.% (табл. 5.59). Кроме того, иногда составы пересчитывались на 9 мас.% MgO (см. рис. 5.173).

Геохимические признаки щелочных и субщелочных базальтов и пикрито-базальтов Западной зоны позволяют предполагать близкий состав магмати-

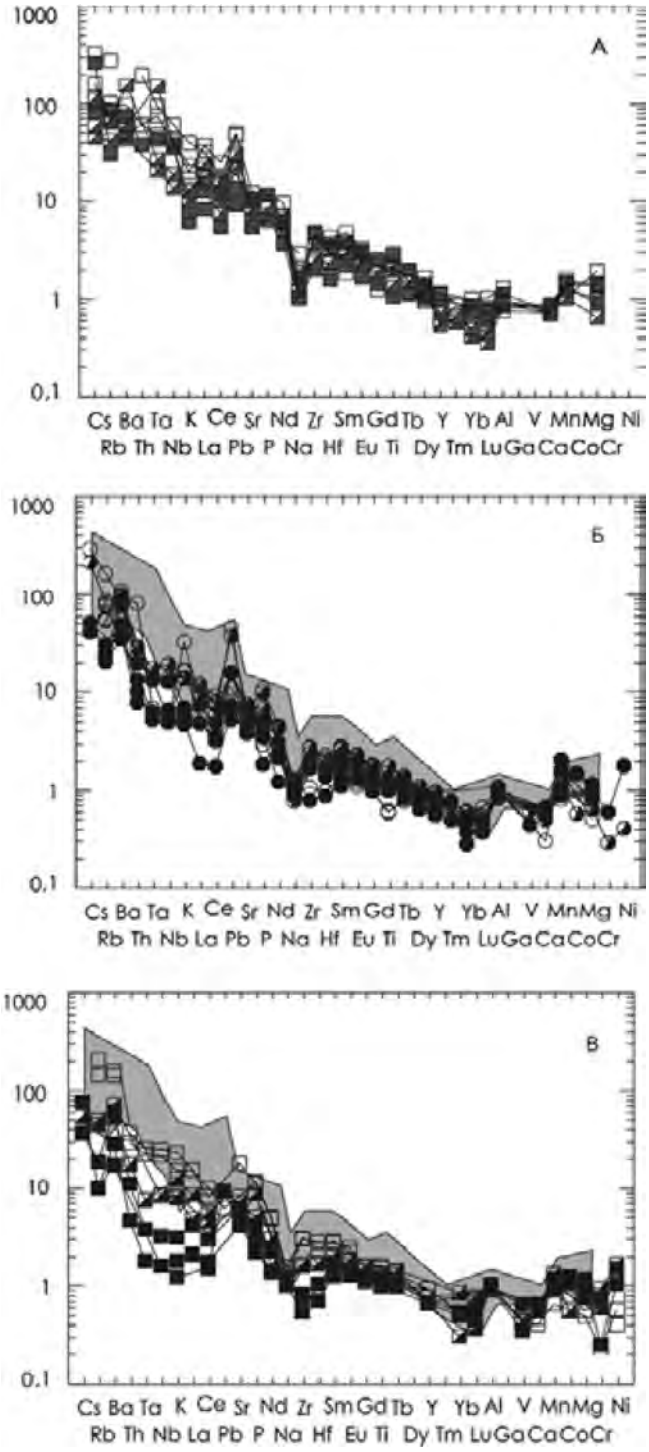


Рис. 5.164. Нормированное по MORB (Pearce, Parkinson, 1993) распределение микроэлементов в платобазальтах Западной и Восточной зон Сихотэ-Алиня.

А – Западная зона; Б, В – западная (Б) и восточная (В) подзоны Восточной зоны. Затемненное поле – платобазальты Западной зоны, залитые знаки – низкокалиевые базальты

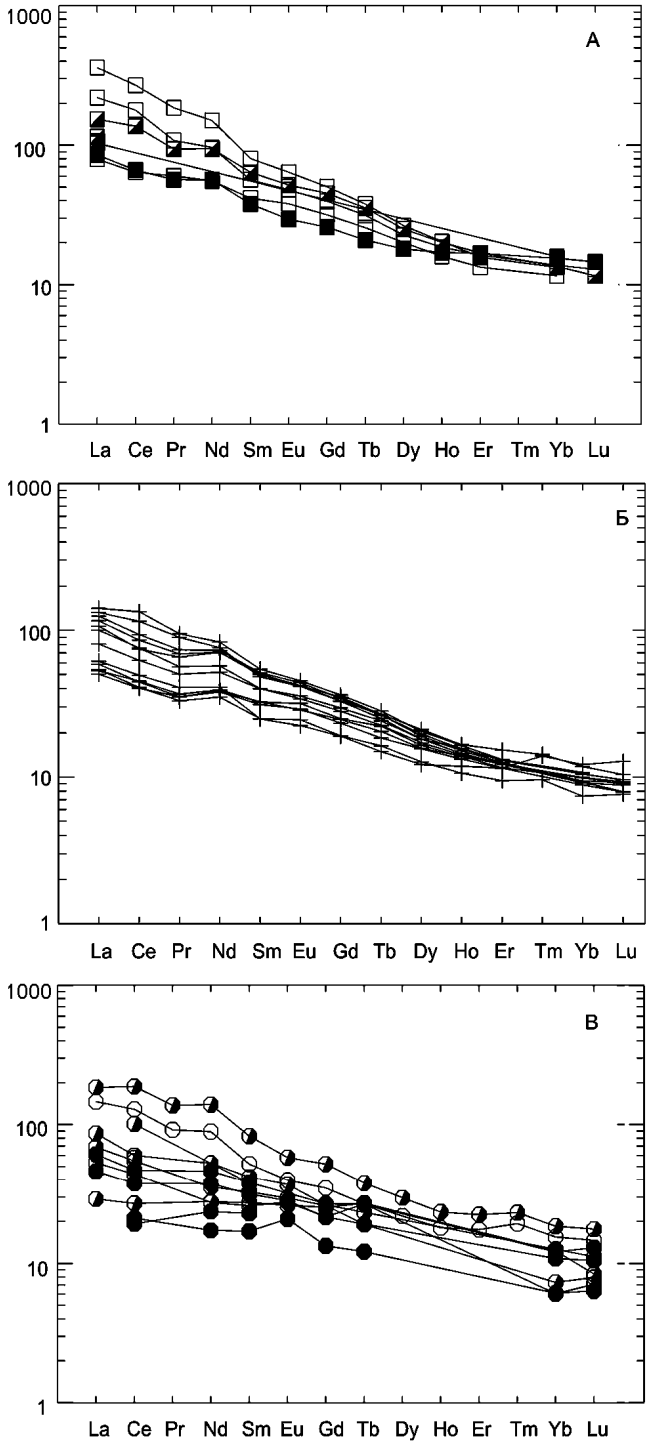


Рис. 5.165. Распределение редкоземельных элементов в платобазальтах Западной зоны (А), западной (Б) и восточной (В) подзон Восточной зоны Сихотэ-Алиня.

Условные обозначения см. на рис. 5.162

ческих источников. Особенности этих пород – значительные вариации содержаний легких лантаноидов при ограниченных – тяжелых (рис. 5.165) и отчетливая корреляция между Ce/Yb и Yb (рис. 5.171), что свидетельствует об их образовании благодаря низкой степени плавления (0,5–5 % объема) мантийного вещества, содержащего от 2,5 до 4 % объема реститового граната (рис. 5.171). Гранат в минеральном парагенезисе указывает на обогащенную литосферную мантию. Это подтверждают и более высокие Th/Yb, Ta/Yb и Nb/Yb отношения в платобазальтах Запад-

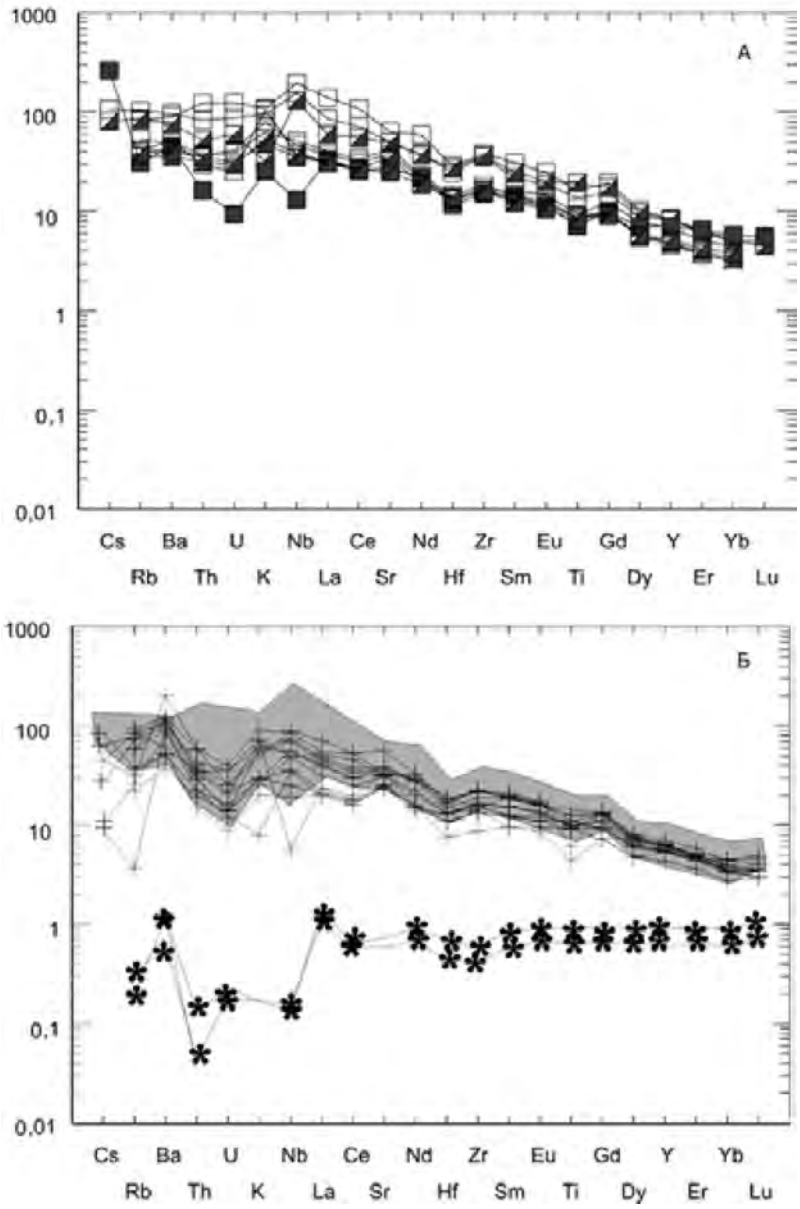


Рис. 5.166. Нормированное по PRIM (Sun, McDonough, 1989) распределение микроэлементов в платобазальтах Западной и Восточной зон Сихотэ-Алиня.

Западная зона (А); западная подзона Восточной зоны (Б). Затемненное поле на диаграмме Б – базальты Западной зоны. Для сравнения на диаграмме показано распределение некогерентных элементов в ультраосновных ксенолитах Восточной зоны (звездочки) (по: Ionov et al., 1995). Условные обозначения см. на рис. 5.162

ной зоны по сравнению с обогащенной мантией срединно-океанических хребтов и океанических островов (FMM) (рис. 5.172, 5.173), а также соотношения реперных элементов (Nb/Pb = 10–19, Nb/U = 44–53, Nb/Th = 9,5–14, Ce/Pb = 16–25, Rb/Cs = 66–75), которые соответствуют таковым в обогащенной мантии EM-типа (Sun, McDonough, 1989). Последнее хорошо согласуется с изотопными исследованиями. Значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ в Совгаванском и Нельминском плато 0,7038–0,7048 и 0,5125–0,5127 соответственно (рис. 5.166), причем более высокие значения характерны для низкокалиевых толеитов, что достаточно типично для внутриплитных геохимических серий, например, Гавайских островов (Chen, Frey, 1983) и Китая (Nakamura et al., 1989). Другая особенность толеитов – заметное их смещение в левый нижний квадрант диаграммы $^{143}Nd/^{144}Nd$ – $^{87}Sr/^{86}Sr$, вне поля мантийной корреляции, в область выделенного Хартом (Hart et al., 1986) так называемого низко Nd (low-Nd)-изотопного тренда, который согласно

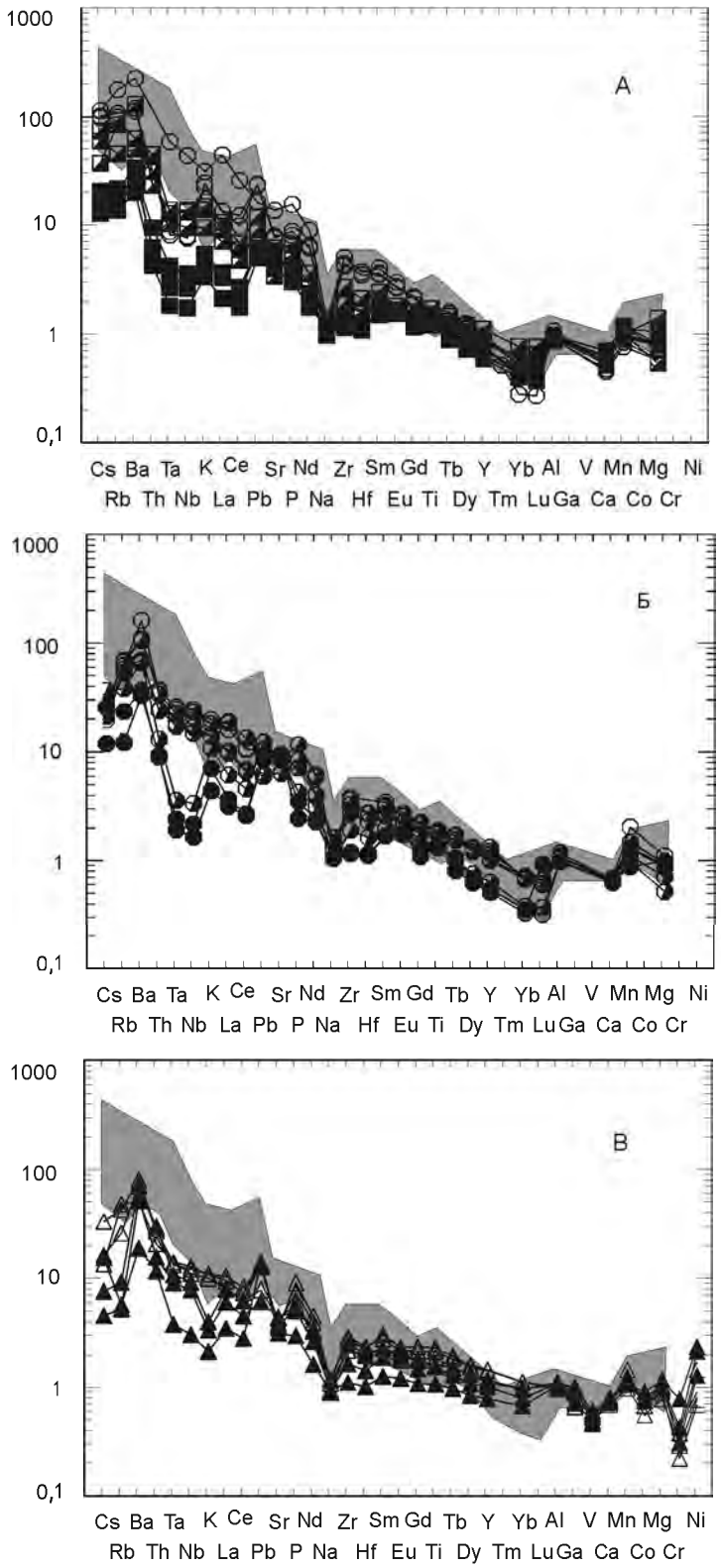


Рис. 5.167. Нормированное по MORB (Pearce, Parkinson, 1993) распределение микроэлементов в платобазальтах Южной зоны.

А – Шуфанское плато; Б – Шкотовское плато; В – береговой разрез вблизи мыса Поворотный (район г. Находки). Затемненное поле – платобазальты Западной зоны, залитые знаки – низкокалиевые базальты

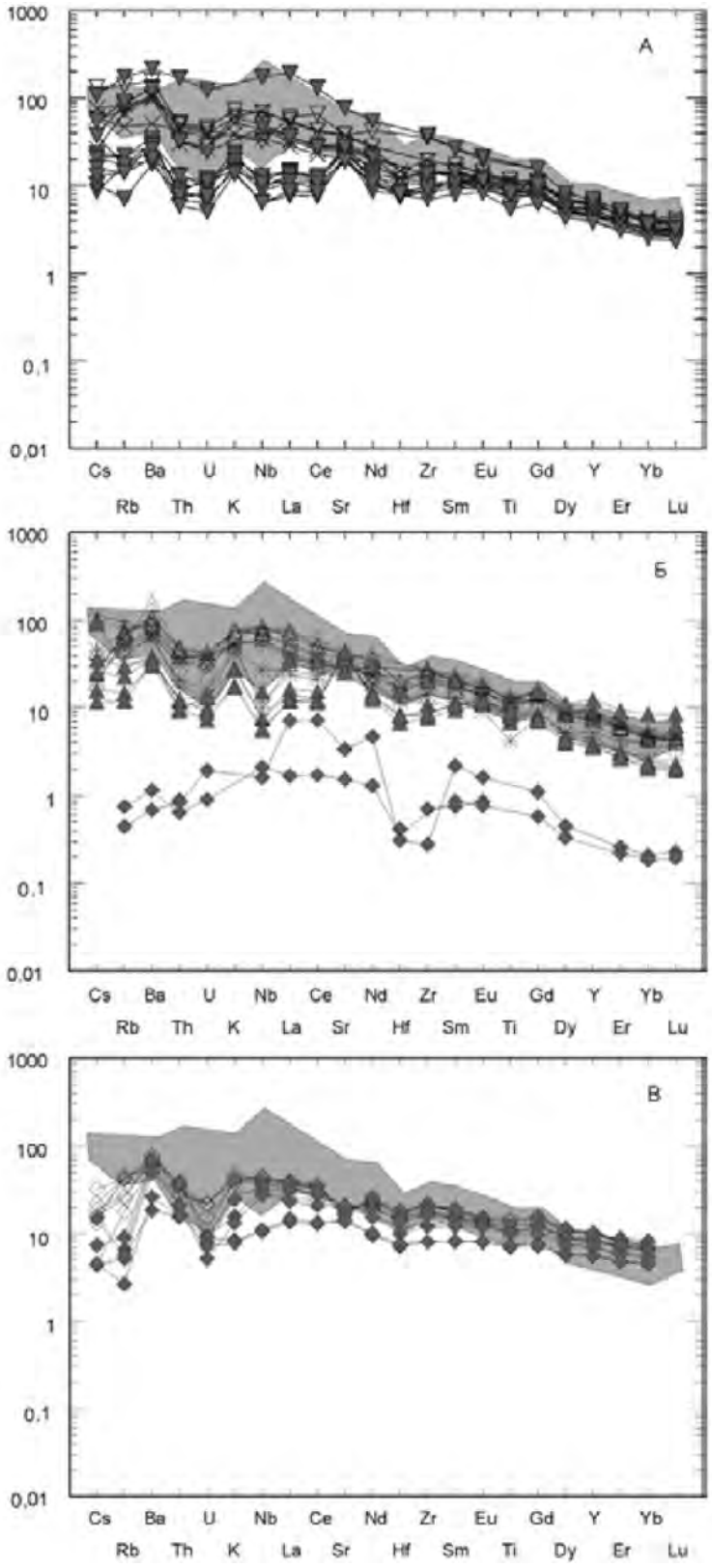


Рис. 5.168. Нормированное по PRIM (Sun, McDonough, 1989) распределение микроэлементов в платобазальтах Южной зоны.

А – Шуфанское плато; Б – Шкотовское плато; В – базальты берегового разреза вблизи мыса Поворотный (район г. Находки). Затемненное поле – базальты Западной зоны. Для сравнения на диаграмме Б показано распределение некогерентных элементов в ультраосновных ксенолитах Шкотовского плато (ромбики) (по: Ionov et al., 1995). Условные обозначения см. на рис. 5.162

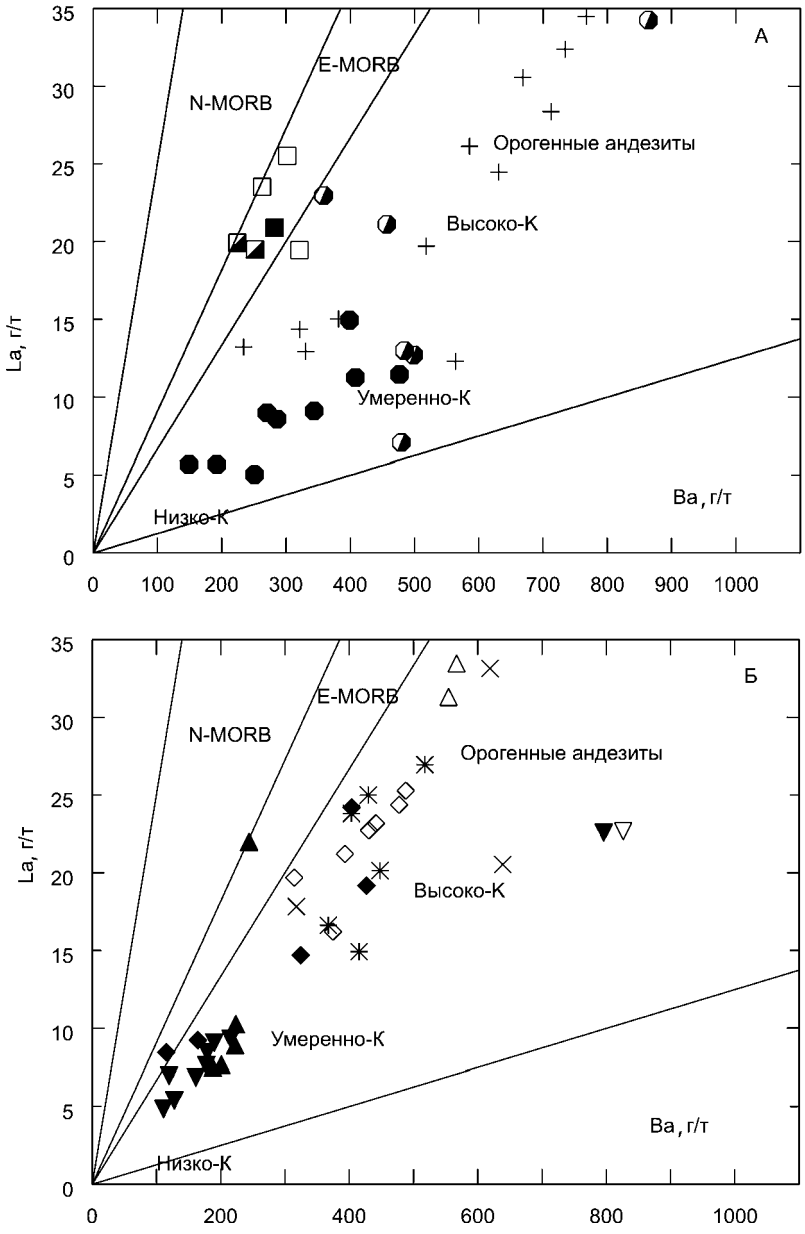


Рис. 5.169. Соотношение La–Ba в позднекайнозойских базальтах Западной и Восточной (А) и Южной (Б) зон.

E-MORB и N-MORB – обогащенные и деплетированные базальты срединно-океанических хребтов. Условные обозначения см. на рис. 5.162

современной систематике (Zindler, Hart, 1986) рассматривается как результат смешения EMI и HIMU мантийных источников.

На важную роль EMI и EMII мантийных компонентов в образовании позднекайнозойских вулканитов указывают многочисленные исследования этих пород в Северо-Восточном Китае (Peng et al., 1986; Tatsumoto et al., 1992; и др.), Корее (Pouclet et al., 1995; и др.) и на островах Японского моря (Tatsumoto et al., 1991).

Происхождение щелочных и отчасти субщелочных пород Совгаванского и Нельминского плато Восточной зоны также, по-видимому, связано с плавлением гранатового перидотита (рис. 5.171), тогда как первичные магмы низкокалиевых базальтов генерировались, вероятно, на меньших глубинах, в условиях шпинелевой фации. В пользу последнего свидетельствуют постоянство Ce/Yb отношения в базальтах с различным содержанием Yb (рис. 5.171) и пропорциональный рост содержания легких и тяжелых лантаноидов с ростом содержания щелочей (рис. 5.165).

Различаясь минералогически, магматические источники низкокалиевых, субщелочных и щелочных базальтов Восточной зоны были, по-видимому, близки между собой химически (Мартынов, 1999).

Высокие содержания радиогенного Sr и нерадиогенного Nd (рис. 5.174), а также геохимическое моделирование (Мартынов, 1999) указывают на вовлечение в процесс плавления глубинного вещества, близкого составу примитивной мантии. Этот вывод подтверждают и ультраосновные ксенолиты в щелочных базальтах, которым свойствен недифференцированный спектр распределения большинства редких элементов на диаграммах, нормализованных к примитивной мантии (рис. 5.166). Ярко выраженная EMI изотопная специфика платобазальтов Восточной зоны (Мартынов, 1999; Okamura et al., 1998), с учетом результатов изотопных исследований ультраосновных включений в базальтах на Северо-Востоке Китая (Tatsumoto et al., 1992), позволяет предполагать локализацию очагов плавления в нижних горизонтах континентальной литосферы.

Литосферный источник платобазальтов Восточной зоны подтверждается и обогащением всех геохимических типов крупноионными литофильными элементами и свинцом (рис. 5.164). Такие признаки типичны для постсубдукционных внутриплитных базальтов активной континентальной окраины запада США (Brandshow et al., 1993), в происхождении которых важной была роль континентальной литосферы, метасоматически преобразованной предшествующими субдукционными процессами. Низкие концентрации Th и U (рис. 5.166) дают основание предполагать вовлечение в процесс плавления субдуцированных океанических осадков (Sun, McDonough, 1989).

Геохимически базальты Южной зоны во многом аналогичны таковым Восточной. Все породы обогащены крупноионными литофильными элементами и деплетированы Ta, Nb, Th и U (рис. 5.167, 5.168), что свидетельствует о значительном преобразовании континентальной литосферы предшествующей субдукцией. В отличие от Восточной зоны, щелочные и низкокалиевые базальты Южной зоны различаются соотношениями реперных элементов (табл. 5.60), что позволяет предполагать не только минералогические, но и химические отличия составов магматических источников. Щелочные базальты по составу близки к этому типу пород Западной и Восточной зон и показывают EM-геохимическую специфику внутриплитных вулканитов. Низкокалиевые базальты отличаются более сложными геохимическими признаками. Спектр распределения редкоземельных элементов – LREE (La, Ce, Pr, Nd) ≤ MREE (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy)>>HREE (Yb, Lu) и выполненные модельные расчеты свидетельствуют об их образовании в результате плавления обогащенной континентальной литосферы, слабо деплетированной в ходе предшествующих магматических событий. Другим объяснением может быть участие в магмогенезисе деплетированной астеносферной мантии, но

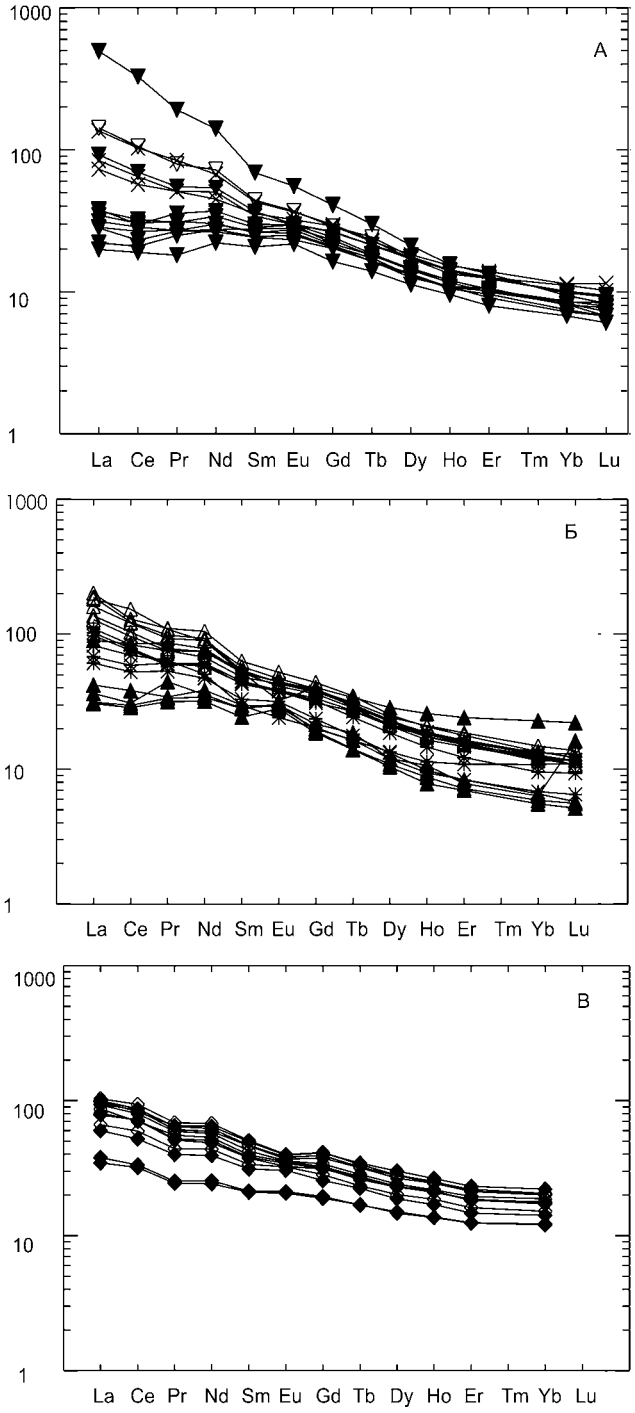


Рис. 5.170. Распределение редкоземельных элементов в платобазальтах Южной зоны.

А – Шуфанское плато; Б – Шкотовское плато; В – береговой разрез вблизи мыса Поворотный (район г. Находки). Условные обозначения см. на рис. 5.162

деплетированные ультраосновные включения щелочных базальтов Шкотовского плато (Ionov et al., 1995) и обогащенность платобазальтов Южной зоны радиогенным Sr и нерадиогенным Nd (Мартынов, Окамура, 1998; Мартынов, 1999) (рис. 5.174) свидетельствуют в пользу первого предположения. Поскольку деплетированность некогерентными элемен-

Таблица 5.59

**Содержание петрогенных (в мас. %) и микроэлементов (в г/т)
в позднекайнозойских платобазальтах Сихотэ-Алиня**

Параметры	Номер образца									
	юм-3013	юс-122/5*	юм-1408*	юм-1814*	юм-1452*	юс-913	2485/1	юс-4272	юс-3193	юс-23
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Восточная зона, восточная часть					Восточная зона, западная часть				
SiO_2	50,53	49,36	48,8	50,46	50,00	51,49	48,9	50,79	49,54	51,78
TiO_2	1,72	1,32	1,65	2,17	1,48	0,82	1,74	2,09	1,9	1,68
Al_2O_3	16,29	17,08	17,5	15,78	17,00	17,86	14,7	14,76	15,4	16,41
Fe_2O_3	5,98	4,9	2,88	10,05	3,44	5,89	6,55	8,17	7,4	1,15
FeO	3,91	4,92	6,87	1,88	8,5	2,42	5,28	3,21	2,48	7,89
MnO	0,13	0,18	0,13	0,16	0,16	0,13	0,22	0,21	0,25	0,21
MgO	5,2	6,48	8,23	7,1	7,11	6,54	9,11	6,92	8,36	6,55
CaO	6,91	6,93	8,11	8,2	7,89	7,81	6,42	7,13	8,12	8,41
Na_2O	3,2	3,57	3,06	3,49	3,08	2,79	3,78	3,68	3,5	2,73
K_2O	2,45	1,69	0,99	0,61	0,17	2,3	1,94	1,76	0,93	0,64
P_2O_5	0,63	0,66	0,45	0,37	0,27	0,38	0,42	0,77	0,5	0,36
H_2O		0,9			0,35	0,56	0,16	0	0,3	0,08
п.п.п	1,28	1,63	0,75		0,1	0,83	0,72	0,38	0,79	1,75
Сумма	99,53	99,62	99,6	100,3	99,55	99,82	99,94	99,86	99,47	99,64
Rb	28,5	26	23	12	3	45,5	47,39	42,11	39,41	17,84
Ba	553	348	473	400		376	661,92	708,88	620,71	323,53
Sr	741	442	619	297	423	605	721,44	673,06	592,75	476,55
Pb	8,1	12				5	2,3	3,08	4,8	1,66
Zr	215		112		82	84	216,08	182,88	159,68	128,98
Hf		3,6	1,9	3,3	0,75	2,11	4,62	4,16	3,68	2,97
La	34,7	22,3	7	15		14,8	30,27	28,22	24,08	12,65
Ce	79,5	43,5	17	30	17,6	31	59,08	54,43	47,64	28,11
Pr	8,59					3,86	7,02	6,61	5,35	3,46
Nd	40,9	23,2	13	22	9,3	19,1	34,28	33,42	26,64	18,19
Sm	7,75	5,7	4,15	5,89	2,6	3,76	7,82	7,58	6,06	4,89
Eu	2,23	1,98	1,5		1,3	1,28	2,52	2,42	1,95	1,62
Gd	6,9	6,2	5,1	5,5	3,5	3,81	6,93	6,73	5,63	4,93
Tb	0,97	1,01	1	1	0,24	0,55	0,98	0,99	0,83	0,75
Dy	5,39					3,04	4,95	4,81	4,28	3,89
Ho	0,99					0,66	0,87	0,85	0,79	0,77
Er	2,81					1,88	2,13	2,08	2	1,87
Yb	2,48	2,7	2	2	0,8	1,97	1,71	1,52	1,48	1,6
Lu	0,36	0,37	0,21	0,33	0,19	0,32	0,24	0,2	0,22	0,23
Nb	17,8				12	3,61	47,4	44,68	35,88	12,09
Y	28,7				20	20,3	25,21	24,13	22,15	21,34
Ta	0,9	1,03		0,96		0,2	2,43	2,36	1,96	0,72
Th	4,18	2,2			0,9	2,99	3,69	3,41	3,1	1,28
Sc	17,8	23			21,3	21,5	20,66	20,31	21,19	21,97
Cs		0,4			1,7		0,31	0,46	0,19	0,3
U	0,8					0,78	0,78	0,57	0,48	0,19

Продолжение табл. 5.59

Параметры	Номер образца									
	юс-8836–1	юс-6466	юс-4787	юс-3848	ч-1435	ш 99-1	ш 99-2	ш 99-10	ш 99-11	ш 99-9
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	Западная зона				Южная зона					
SiO_2	49,82	42,67	41,44	48,57	48,7	49,7	50,14	51,6	53,6	55,5
TiO_2	1,71	2,55	3,5	1,31	1,96	2,31	2,14	1,67	1,58	1,7
Al_2O_3	16,43	13,8	13,63	17,45	15,14	16,13	16,72	14,86	14,75	14,92
Fe_2O_3	2,19	8,96	7,86	4,57	9,76	4,27	7,14	1,78	3,16	1,72
FeO	7,13	2,72	4,61	5,64	1,26	7,05	3,84	8,45	6,97	6,97
MnO	0,18	0,18	0,18	0,16	0,23	0,14	0,12	0,16	0,16	0,11
MgO	7,51	10,08	9,71	6,71	5,03	5,1	3,7	6,47	6,19	7,14
CaO	7,66	9,62	10,05	8,87	8,4	7,94	7,24	7,61	7,28	7,28
Na_2O	0,79	3,33	2,68	2,73	3,57	3,33	4,25	2,78	2,81	2,76
K_2O	3,3	2,96	0,98	0,79	2,43	2,26	1,74	1,33	0,87	0,55
P_2O_5	0,41	0,82	0,8	0,47	0,92	0,81	0,49	0,29	0,24	0,17
H_2O	0,32	0,17	0,76	0,53		0,56	1,74	2,5	2,04	0,39
п.п.п	2,1	1,82	3,33	1,8	2,02					
Сумма	99,55	99,68	99,53	99,6	99,6	99,69	99,63	99,65	99,74	99,53
Rb	22,32	55,4	45,36	16,75	38,55	37,4	28,2	20,2	12,4	6,6
Ba	312	592,53	452,49	274,6	678,47	663,2	393,4	402,9	217,4	198,8
Sr	508,65	911,21	881,72	488,39	712,27	733	544	733	759	795
Pb	2,42	5,47	2,66	3,9	3,04	3,02	1,81	3,48	2,58	2,46
Zr	154,38	340,09	338,87	144,29	251,28	260	192	133	84	82
Hf	3,77	6,71	7,24	3,15		5,35	4,48	3,16	2,25	2,2
La	18,9	52,4	35,91	20,32	48,03	44,12	23,24	14,49	8,71	7,59
Ce	39,7	111,39	83,24	41,09	80,44	96,9	47,12	32,63	19,22	18,72
Pr	5,63	10,2	8,62	5,31	10,35	10,38	5,53	4,96	4,18	3,2
Nd	25,48	44,48	42,69	26,03	48,42	41,8	27,6	21,7	16,5	16
Sm	6,22	8,48	9,42	5,66	9,44	7,9	6,41	4,92	4,23	4,28
Eu	2,14	2,71	2,87	1,66	2,95	2,56	2,13	1,78	1,69	1,75
Gd	6,3	7,92	8,83	5,13	8,74	7,88	6,19	4,68	4,3	3,86
Tb	0,93	1,15	1,27	0,76	1,27	1,08	0,98	0,64	0,68	0,52
Dy	4,96	5,63	6,07	4,45	6,27	5,65	5,21	3,25	2,96	2,74
Ho	0,88	1,03	1,09	0,94	1,14	1,02	0,91	0,54	0,59	0,49
Er	2,15	2,64	2,67	2,7	2,88	2,57	2,38	1,34	1,27	1,18
Yb	1,86	2,22	2,13	2,49	2,17	1,96	1,93	1,09	1,02	0,96
Lu		0,32	0,28	0,36	0,3	0,27	0,29	0,16	0,4	0,14
Nb	23,74	98,96	80,79	8,23	51,17	51,6	33	7,4	4,8	3,7
Y	25,95	30,91	30,7	26,87	34,41	35,8	26,5	16,8	14,4	13,7
Ta	1,26	6,11	5,4	0,46	3,02	2,83	2,11	0,44	0,3	0,24
Th	2,52	7,12	4,34	1,38	4,07	3,89	2,77	1,48	1,02	1,08
Sc	21,42	22,96	27,26	32,61	19,18	20,4	17,4	19,1	18,3	18,4
Cs		0,73	0,54	1,78	0,17	0,17	0,14	0,24	0,17	0,08
U	0,54	1,89	1,25	0,2	0,83	0,75	0,75	0,28	0,21	0,19

Окончание табл. 5.59

Параметры	Номер образца									
	ч-1475	ш 99-26	ш 99-22	ч-1472	ш 99-17	юм 3048	юм 3040	юм 3044	юм 3049	юм 3037
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
	Южная зона									
SiO_2	46,05	48,3	53,8	53,76	54,39	48,65	48,06	48,1	46,25	48,16
TiO_2	1,88	2,14	1,57	1,66	1,55	2,25	2,54	2,01	5,72	1,31
Al_2O_3	14,16	14,59	14,98	15,01	14,8	16,34	15,55	15,34	13,39	15,39
Fe_2O_3	7,47	1,78	3,99	3,94	4,02	5,04	5,01	5,32	6,64	5,3
FeO	3,44	10,25	6,48	6,45	7,04	7,06	7,66	6,68	7,11	5,37
MnO	0,28	0,15	0,13	0,12	0,12	0,16	0,15	0,16	0,18	0,15
MgO	9,4	7,45	6,14	6,53	6,11	5,73	6,18	7,31	6,76	8,26
CaO	9,18	8,94	6,94	7,57	7,72	8,54	8,04	8,19	7,94	8,59
Na_2O	3,69	2,81	3,76	3,04	3,17	3,04	2,94	2,63	2,71	2,38
K_2O	2,31	1,91	1,24	0,77	0,44	1,54	1,19	0,94	0,77	0,24
P_2O_5	0,41	0,61	0,35	0,26	0,22	0,44	0,53	0,35	0,48	0,22
H_2O		0,4	0,36		0,39	0,85	1,01	1,16	0,86	2,31
п.п.п	1,33			0,4		0,68	0,84	1,59	1,51	2,55
Сумма	99,62	99,61	99,76	99,68	99,97	100,32	99,7	99,78	100,32	100,23
Rb	39,64	45,7	25,8	12,15	7,8	23,16	14,72	9,5	3,52	1,4
Ba	667,59	612,4	315,9	175,97	127,5	425,36	467,27	363,44	395,54	157,19
Sr	710,87	698	384	442,82	364	361,89	328,08	333	303,67	244,77
Pb	3,13	3,04	2,72	1,71	1,51	2,67	3,1	1,83	3,74	2,48
Zr	183,4	189	145	98,56	86	170,48	210,37	124,57	206,36	75,48
Hf		4,07	3,4		2,26	4,21	4,71	3,13	5,06	2,04
La	34,19	32,79	17,72	7,58	5,39	22,46	23,85	15,73	23,73	8,82
Ce	66,02	64,78	36,11	18,02	13,26	50,35	54,36	36,81	51,66	20,28
Pr	7,5	8,02	4,88	2,58	2,39	5,63	6,06	4,13	6,15	2,32
Nd	33,63	31,5	21,1	14,09	12,9	26,79	28,8	20,05	29,92	11,54
Sm	6,66	6,55	5,42	4,03	4,25	6,44	7,02	5,04	7,49	3,13
Eu	2,11	2,09	1,85	1,48	1,62	2,05	2,16	1,82	2,24	1,17
Gd	5,78	6,01	5,9	4,23	4,7	6,87	7,84	5,62	8,19	3,79
Tb	0,89	0,85	0,84	0,64	0,67	1,05	1,18	0,85	1,26	0,6
Dy	4,43	4,3	4,62	3,28	3,7	6,04	6,92	4,98	7,5	3,64
Ho	0,79	0,75	0,86	0,61	0,68	1,22	1,38	1,02	1,47	0,74
Er	2,07	2,04	2,29	1,74	1,7	3,2	3,57	2,59	3,77	1,97
Yb	1,59	1,62	1,86	1,33	1,41	3,06	3,32	2,43	3,57	1,92
Lu	0,23	0,23	0,29	0,17	0,2					
Nb	42,92	46,2	22,4	6,38	4,1	26,71	28,47	18,34	22,86	6,85
Y	22,63	23,3	25,2	17,47	21,3	32,13	39,14	25,92	36,84	21,01
Ta	2,68	2,6	1,36	0,41	0,24	1,81	1,79	1,24	1,52	0,49
Th	4,52	4,05	3,74	0,83	0,52	2,76	3,23	1,83	3,12	1,37
Sc	23,08	24,8	19,9	18,21	21,2	24,57	25,96	23,69	24,34	23,19
Cs	0,39	0,53	0,42	0,16	0,09	0,11	0,13	0,03	0	0,03
U	1	0,85	0,78	0,23	0,11	0,47	0,33	0,19	0,17	0,15

*Анализы, приведенные в работе (Мартынов, 1999б).

Примечание. 1–5 – Совгаванское (1–3, 5) и Нельминское (4) плато, прибрежная часть; 6–10 – Нельминское плато, западная часть; 10–14 – бассейн р. Бикин, среднее и верхнее течение; 15–20 – Шкотовское плато; 21–25 – Шуфанское плато; 26–30 – береговой разрез вблизи мыса Поворотный (р-н г. Находки). Пропуск – не обнаружено.

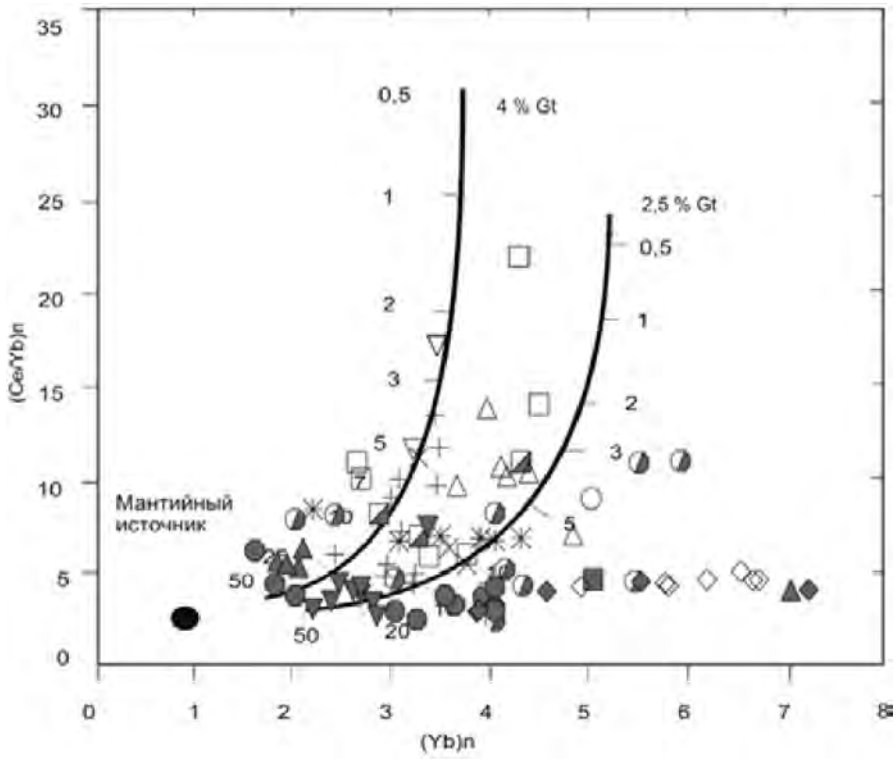


Рис. 5.171. Нормированное по примитивной мантии отношение Ce/Yb–Yb в позднекайнозойских базальтах юга Дальнего Востока России.

Расчетные тренды плавления порций гранатового перидотита, содержащего 2,5 % и 4 % граната, из работы (Brandshaw et al., 1993). Цифры вдоль кривых – процент плавления. Условные обозначения см. на рис. 5.162

тами в изотопных характеристиках низкокалиевых базальтов не проявлена (рис. 5.174), это событие может рассматриваться как относительно молодое.

Таким образом, генерация первичных магм низко- и высококалиевых базальтов юга Дальнего Востока связана с активностью разноглубинных литосферных источников. В Западной зоне из-за отсутствия аналитических данных по низкокалиевым эффузивам можно лишь оценить состав магматических источников субщелочных и щелочных пород. В Восточной зоне выплавление низко- и высококалиевых базальтов происходило из мантийных субстратов с близким химическим составом. В Южной зоне можно предполагать вертикальную гетерогенность литосферной мантии, связанную с деплетированностью ее высоких уровней в ходе молодых магматических событий.

Латеральная гетерогенность литосферной мантии южной части Дальнего Востока России впервые была рассмотрена в статье Ионова с соавторами (Ionov et al., 1995). На основании исследования ограниченного числа перидотитовых ксенолитов в щелочных вулканитах эти авторы сделали заключение, что ультраосновные включения не несут признаков мантийного метасоматоза, связанного с субдукцией, и у них высока минералогическая и геохимическая неоднородность, свидетельствующая о гетерогенности литосферы зоны перехода континент–океан.

С учетом данных по Северо-Восточному Китаю (Fan, Hooper, 1991) авторы высказали предположение о существовании в южной части Дальнего Востока России двух литосферных блоков – обогащенного на севере и деплетированного на юге. Недостаток этой работы – ограниченное число изученных мантийных включений и неопределенность выводов, поскольку, по мнению самих авторов, составы ксенолитов не отражают ни состав магматического субстрата щелочных пород, ни состав рестита. Последнее заключение хорошо согласуется с изотопным изучением ксенолитов из щелочных базальтов Северо-Восточного Китая (Tatsumoto at al., 1992).

Наши исследования существенно дополняют ранее полученные результаты и подтверждают необходимость выделения в пределах юга Дальнего Востока по меньшей мере трех литосферных блоков. Наиболее древний, Ханкайский, блок во время формирования платобазальтов входил в состав холодной, мощной и обогащенной литосферы, не затронутой молодыми субдукционными процессами.

Восточная часть молодого Сихотэ-Алинского блока по составу была близка примитивной мантии, значительно переработанной позднемеловой субдукцией. Высокая объемная доля низкокалиевых базаль-

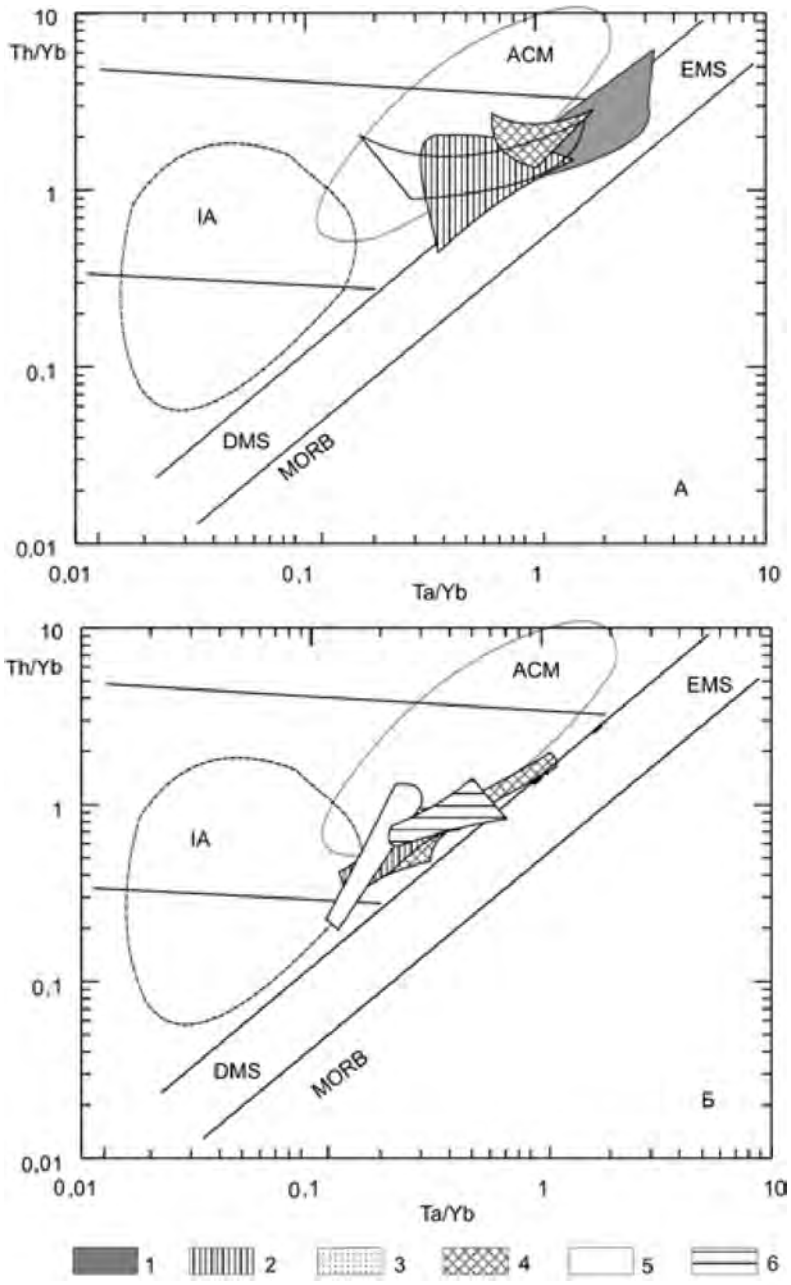


Рис. 5.172. Вариации отношений Th/Yb–Ta/Yb (по: Wilson, 1991) в щелочных (А) и низкокалиевых (Б) платобазальтах юга Дальнего Востока.

Полями на диаграмме показаны составы базальтов: 1 – Западной зоны; 2, 3 – Восточной зоны, восточной (2) и западной (3) подзон; 4–6 – Южной зоны: Шуфанского (4) и Шкотовского (5) плато, берегового разреза вблизи мыса Поворотный (район г. Находки) (6). IA и ACM – поля базальтов островных дуг и активных континентальных окраин соответственно. DMS – деплетированная мантия; EMS – обогащеная мантия; MORB – поле базальтов срединно-океанических хребтов

тов, аномально низкое содержание в них калия и других некогерентных элементов с учетом обогащения их радиогенным стронцием и нерадиогенным неодимом указывают на высокую степень плавления мантийного вещества. Принимая во внимание преимущественное распространение этих пород в прибрежной части территории, можно предполагать, что в позднем кайнозое здесь сохранялся высокий тепловой поток, связанный с предшествующими тектономагматическими событиями, и прежде всего с раскрытием Япономорской котловины. Интересно отметить, что эта особенность сохраняется и сейчас, о чем свидетельствует изучение водных источников. В отличие от Ханкайского блока, где есть только

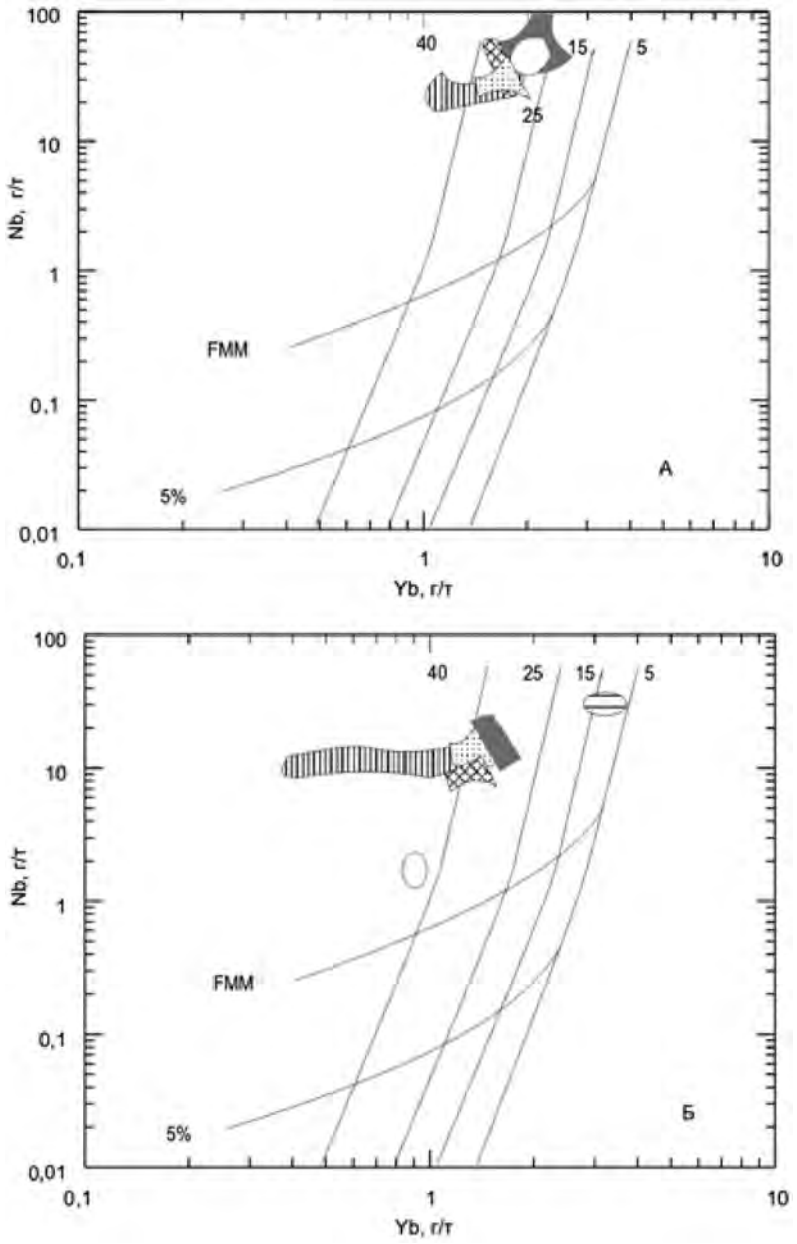


Рис. 5.173. Вариации отношения Nb–Yb, приведенные к 9 мас. % MgO, в щелочных (А) и низкокалиевых (Б) платобазальтах (Pearce, Parkinson, 1993).

Цифрами на диаграмме показаны расчетные составы при 5, 15, 25, 40 % плавления. FMM – обогащенная мантия срединно-океанических хребтов и океанических островов. Условные обозначения см. на рис. 5.172

холодные воды, вдоль побережья Японского и отчасти Охотского моря широко распространены термальные воды, температура которых увеличивается к северу (с 19–30 °С до 54 °С), к полям распространения позднекайнозойских платобазальтов (Кирюхин, Резников, 1962). В Китае и Корее высокая объемная доля толеитовых базальтов также типична для лавовых полей, расположенных вблизи побережья Южно-Китайского (п-ов Лейчжоу о-ва Хайнань) (Fan, Hooper, 1991) и Японского (о-в Чейджу) (Lee et al., 1994; Park, Kwon, 1996) морей.

Шуфанское и Шкотовское плато, хотя и относятся к различным литосферным блокам, близки по геолого-геохимическим характеристикам вулканитов. Это дает основание предполагать близкий состав литосферной мантии и условий ее плавления во всем Южном Приморье. Обогащенная континентальная литосфера Южного блока также испытала существенную переработку субдукционными процессами, но, видимо, более древними, чем позднемеловые. Об этом свидетельствуют иные Ba–La отношения в базальтах Южной зоны по сравнению с Восточной

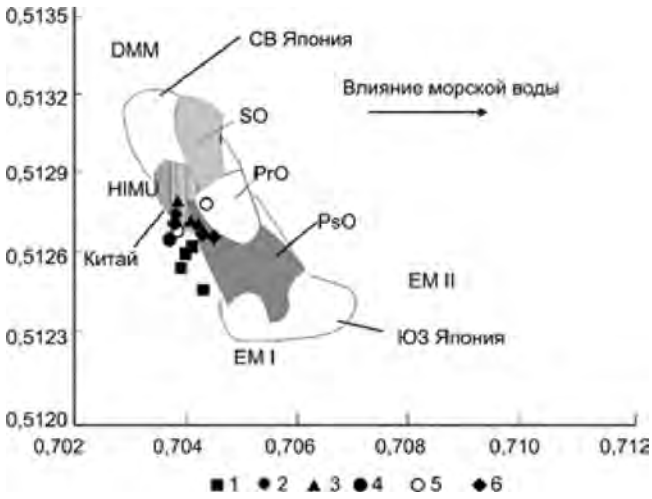


Рис. 5.174. Соотношение изотопов Sr и Nd в платобазальтах Восточной и Южной зон Сихотэ-Алиня (Мартынов, 1999).

1–4 – Восточная зона, восточная подзона: низкокалиевые (1) и щелочные (2) базальты Совгаванского плато, низкокалиевые (3) и щелочные (4) базальты Нельминского плато; 5, 6 – Южная зона: низкокалиевые (5) и щелочные (6) базальты Шкотовского плато.

Положения полей базальтов предшествующей (PrO), синхронной (SO), последующей (PsO) стадий раскрытия Японского моря, DMM, HIMU, EM-I и EM-II мантийных компонентов взяты из работы (Pouclet et al., 1995)

(рис. 5.169) и отсутствие поперечной геохимической зональности по отношению к позднемеловому вулканическому фронту. Шуфанское плато и вулканические аппараты Западной зоны расположены приплетированности Южного литосферного блока, но с двумя важными уточнениями:

1) первично обогащенная литосфера Южного блока была деплетирована в результате молодых магматических процессов, не регистрируемых изотопными характеристиками платобазальтов;

2) деплетированы лишь относительно неглубокие горизонты верхней мантии, соответствующие уровню генерации низкокалиевых базальтов.

Высокая объемная доля низкокалиевых вулканитов в Южном блоке также дает основание предполагать высокие температуры и степень плавления мантийного вещества. Шкотовское и Шуфанское плато расположены вблизи побережья Японского моря. Это может служить дополнительным подтверждением существенной роли в петрогенезисе позднекайнозойских эффузивов прибрежных территорий юга Дальнего Востока магматических процессов, связанных с раскрытием окраинно-морского бассейна.

Полученные данные позволяют сделать выводы и о механизме формирования позднекайнозойских платоэффузивов. Преимущественно литосферный источник этих пород, а также отсутствие какой-либо закономерности в распределении возраста платобазальтов Сихотэ-Алиня противоречат как плюмовой модели их происхождения (Nakamura et al., 1990; и др.), так и представлениям о позднемеловом погружении под континентальную окраину океанического хребта, разделявшего океанические плиты Кула и Тихоокеанскую (Ueda, Miashiro, 1974). Позднекайнозойская вспышка внутриплитного базальтового магматизма на восточной окраине Евразии, скорее всего, продолжает тектоническую перестройку, связанную с палеогеновой коллизией Индийской и Евроазиатской континентальных плит (Basu et al., 1991; Menzies et al., 1993; Pouclet et al., 1995).

Таблица 5.60

Соотношение некогерентных элементов в щелочных и низкокалиевых базальтах юга Дальнего Востока

Типы основных пород	Nb/Pb	Nb/U	Nb/Th	Ce/Pb	Rb/Cs
Западная зона					
Щелочные базальты	10–19		9,5–14	16–25	66–75
Восточная зона					
Щелочные базальты	7–14,5	62,5–116,3	11,02–13,42	6,2–25,7	92–153
Низкокалиевые базальты	0,95–13,3	53,3–100,6	9,5–12,42	5,1–17	35–207
Южная зона					
Щелочные базальты	8–17,6	49,2–62	9,5–22	17,7–32	61,4–252
Низкокалиевые базальты	0,51–4,6	17–33	3,4–11	8,8–11,2	25,5–76
Океанические базальты (по: Sun, McDonough, 1989)					
N-тип MORB	7,5	50	20	25	80
HIMU-тип OIB	19–23	43–48	10–17	29–38	100
EM-тип OIB	8,3–15,9	40–43	6,3–11,5	14,5–31	70–90

мерно на одном удалении от Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (рис. 5.161), и влияние субдукции на их формирование должно быть сходным. В действительности картина совершенно иная.

Геохимические данные в целом подтверждают вывод, сделанный в работе (Ionov et al., 1995) о де-

ГЛАВА 6
ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ ВОСТОКА РОССИИ

В главе описаны перекрывающие осадочные комплексы, которые формировались на рассматриваемой территории в посторогенных обстановках преимущественно в позднем мезозое и кайнозое. Основные мезозойско-кайнозойские бассейны Востока России показаны на рис. 6.1.

УДСКИЙ ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН

Удский осадочный бассейн (УОБ) расположен в зоне сочленения Станового блока Северо-Азиатского кратона, Монголо-Охотского орогенного пояса и Галамского террейна Охотско-Корякского орогенного пояса (рис. 6.2). Бассейн имеет линейную форму, простираясь в субширотном направлении от р. Зея до Охотского моря на расстояние около 500 км при ширине от 30 до 100 км. Он резко асимметричен с крутым южным бортом и пологим северным (рис. 6.3).

Размеры и очертания, а также название рассматриваемого бассейна разными исследователями трактуются по-разному. Нередко этот бассейн называют Зейско-Удским или подразделяют на Верхне-Зейский и собственно Удский прогибы, разделенные в верховьях р. Уда так называемым Дуругинским порогом, где глубина залегания фундамента не превышает 500 м, а мощность осадочных пород бассейна составляет всего 1 км. Иногда Удский бассейн называют Боконской впадиной.

По геофизическим данным (Лишневский, Землянов, 1972), в осевой части западного крыла УОБ с запада на восток выделяются Дутканское, Сирикское и Амканское погружения фундамента до глубины 3000 м. Фундамент восточного крыла прогиба значительно менее погружен, чем западного. В осевой зоне здесь также выделяются сравнительно опущенные участки (с запада на восток): Анамтыджанский, Бульбурекский, Чогарский и Боконский. На побережье Удской губы фундамент прогиба залегает на глубине лишь немногим более 500 м. Судя по строению приохотской части северо-западного крыла прогиба, осевая зона Удского прогиба протягивается под водами Охотского моря примерно параллельно хр. Прибрежный.

Согласно данным Л.М. Парфенова (1983) и Б.А. Натальина (1991), УОБ относится к преддуговым прогибам по отношению к Удско-Мургальской дуге. По нашему мнению, такая интерпретация приемлема только для северо-восточной части бассейна. В целом же бассейн по своей геодинамической эволюции гибридный, тесно связанный с геодинамическим развитием региона.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

О составе фундамента можно судить лишь по обрамлению УОБ. С севера и запада по системе разломов он ограничен архей-протерозойскими гранитно-метаморфическими образованиями Станового блока Северо-Азиатского кратона. С юга, также по системе разломов, бассейн ограничен палеозойско-мезозойскими террейнами Монголо-Охотского орогенного пояса, Шевлинским и Баладекским террейнами Станового блока Северо-Азиатского кратона.

Гравиметрические и аэромагнитные съемки, а также изучение физических свойств горных пород, проведенные ДВГУ и ВНИИГеофизика в 1960-е годы, позволили составить представление о глубинной структуре прогибов и характере залегания фундамента (Лишневский, Землянов, 1972). Мощность коры в УОБ составляет 36–37 км. В одном пункте измерен тепловой поток, достигающий довольно высокой цифры – 80 мВт/м^2.

На фоне общего пониженного гравитационного поля отмечается несколько небольших положительных аномалий. Одна из них отвечает выходам на поверхность кембрийских пород Шевлинского выступа. Вторая совпадает с Мильканским массивом основных и ультраосновных пород и полем верхнеюрских отложений, указывая на погребенное продолжение Мильканского массива и на его возможную связь с Гербиканским. Несколько положительных аномалий располагается у побережья Охотского моря. Они протягиваются параллельно береговой линии, прерываясь лишь к северу от устья р. Уда. Далее к северо-востоку простирание краевой части максимума совпадает с хр. Прибрежный.

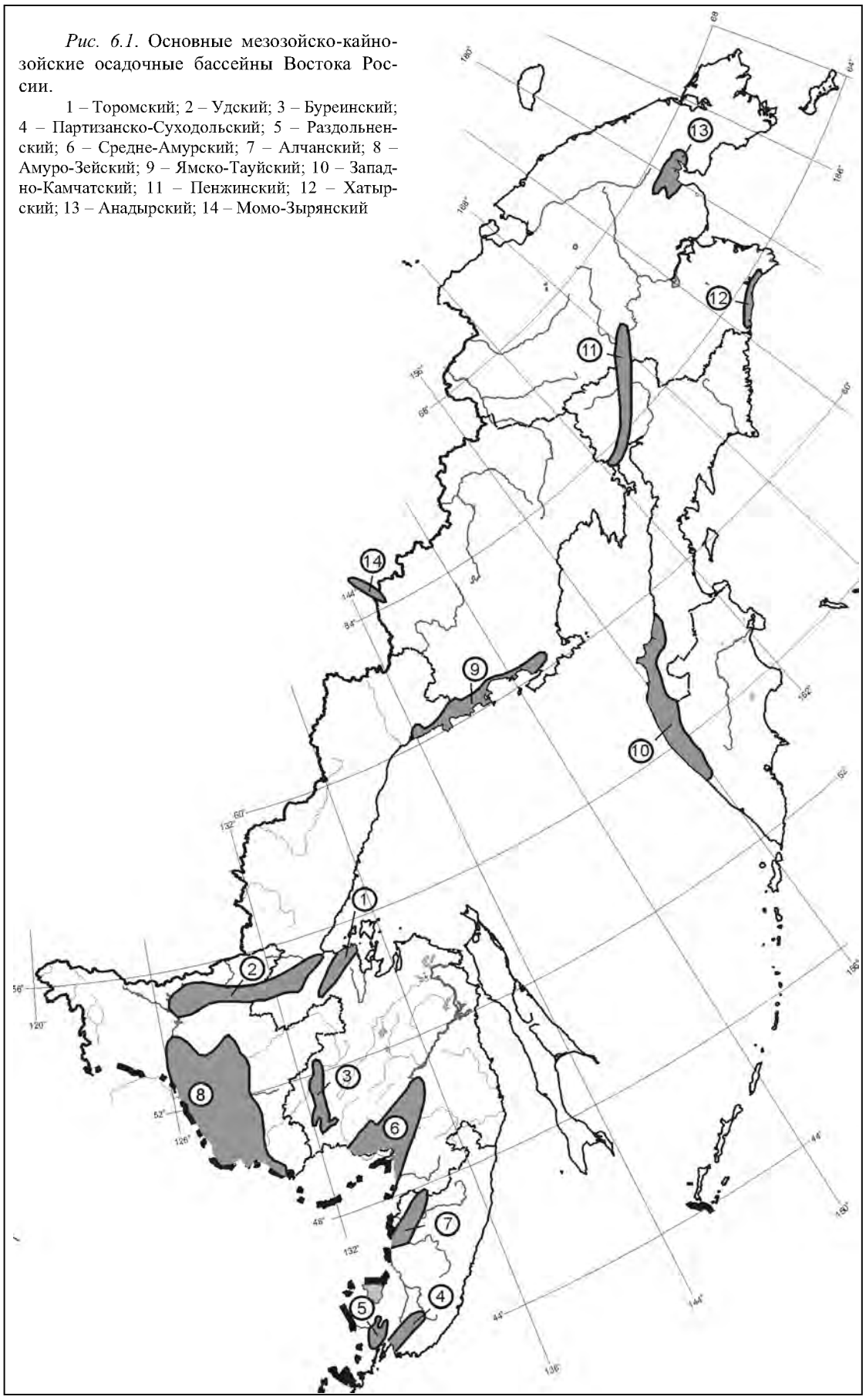


Рис. 6.1. Основные мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны Востока России.

1 – Торомский; 2 – Удский; 3 – Буреинский; 4 – Партизанско-Суходольский; 5 – Раздольненский; 6 – Средне-Амурский; 7 – Алчанский; 8 – Амуро-Зейский; 9 – Ямско-Тауйский; 10 – Западно-Камчатский; 11 – Пенжинский; 12 – Хатырский; 13 – Анадырский; 14 – Момо-Зырянский

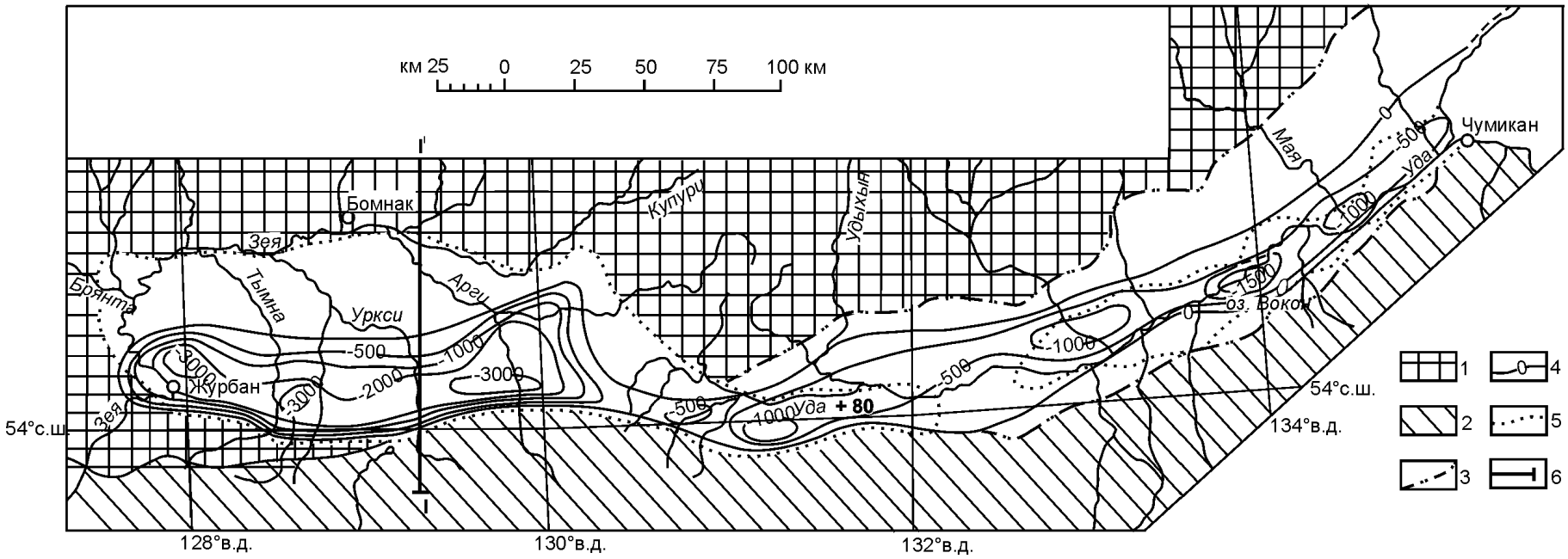


Рис. 6.2. Структурно-тектоническая схема Удского бассейна (по: Лишневский, Землянов, 1972, с изменениями и дополнениями).

1 – Становой блок Северо-Азиатского кратона; 2 – выходы на поверхность структурных комплексов Монголо-Охотского, Охотско-Корякского орогенных поясов, Шевлинского и Баладекского террейнов; 3 – граница Удского бассейна по контуру эффузивных и осадочных верхнеюрско-нижнемеловых континентальных образований; 4 – изогипсы поверхности доверхнеюрских образований, в м; 5 – контур распространения неоген-четвертичных отложений; 6 – линия профиля, показанного на рис. 6.3. Крестом отмечена точка определения теплового потока, 80 мВт/м^2

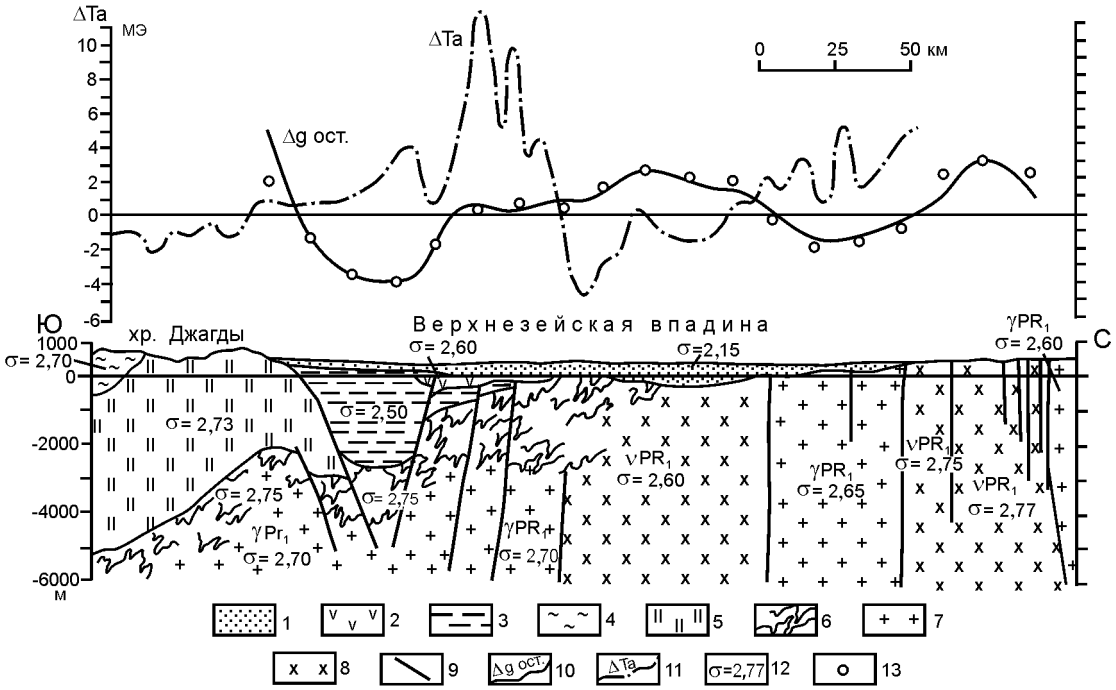


Рис. 6.3. Геолого-геофизический профиль через западное крыло Удского бассейна (по: Лишневский, Землянов, 1972, с дополнениями и исправлениями). Расположение линии профиля см. на рис. 6.2.

1 – рыхлые преимущественно неоген-четвертичные отложения; 2 – нижнемеловые эффузивы среднего состава; 3 – верхнеюрско-нижнемеловые терригенные отложения; 4 – метаморфизованные песчано-сланцевые породы верхнего карбона – нижней перми; 5 – метаморфизованные песчано-сланцевые турбидиты нижней юры; 6 – нижнепротерозойские гнейсы; 7 – нижнепротерозойские гранитоиды; 8 – нижнепротерозойские габбро и габбро-диориты; 9 – разрывные нарушения; 10 – кривая остаточных аномалий силы тяжести; 11 – кривая магнитных аномалий; 12 – плотность пород, принятая при расчетах; 13 – величина вычисленного гравитационного эффекта при принятых значениях плотностей и положении гравиактивных границ

Контуры западного крыла бассейна не отражаются в гравитационном поле, за исключением южного борта, примерно совпадающего с полосой повышенных градиентов силы тяжести. К северу от этой полосы располагается интенсивный субширотный гравитационный минимум. Совпадение юго-западной части минимума с выходами верхнеюрских–нижнемеловых отложений указывает на то, что к востоку от них фундамент прогиба круто погружается. К северу от прогиба фундамент залегает неглубоко, и гравитационные аномалии отображают главным образом его петрографические неоднородности.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфическая последовательность УОБ начинается с верхнего триаса, накоплению которого предшествовал на большей части рассматриваемой территории значительный перерыв. Верхний триас (норий) распространен в основном по краю Шевлинского террейна, в бассейне среднего течения р. Шевли, и представлен морскими песчаниками, алевролитами и грубообломочными породами устьмильканской толщи. Установлено налегание базальных конгломератов верхнего триаса на девонские породы. Выше они перекрыты тонкополосчатыми глинистыми сланцами и глинистыми сланцами с прослоями конгломератов. Общая мощность верхнего триаса 1000 м. Ведущая норийская ископаемая фауна – кораллы, брахиоподы, двустворки (Роганов и др., 1999). В бассейне р. Джегдана найдены также остатки флоры.

Юрские отложения, залегающие на верхнетриасовых с перерывом, распространены в обоих бортах УОБ. В южном борту распространены преимущественно терригенные отложения, так же как и триасовые, обрамляющие Шевлинский террейн с юго-запада. В северо-восточном борту распространены преимущественно лавы и пирокластические образования. Стратиграфия юрских отложений УОБ освещена в ряде работ, а их наиболее полная стратиграфическая схема представлена в работе Г.В. Роганова с соавторами (1999) и приведена ниже.

В северо-восточной части бассейна первые излияния андезитов, андезито-дацитов, дацитов и их туфов Удско-Мургальской дуги произошли в ранней юре, что подтверждается находками плинсбахской флоры в осадочных отложениях, переслаивающихся с вулканитами. Общая мощность толщи 1300 м (Решения..., 1994).

В бассейне р. Бол. Суникан на алевролитах верхнего триаса с признаками углового несогласия

залегает огдолокская толща песчаников с прослоями алевролитов и редкими линзами конгломератов и гравелитов. В средней части разреза толщи отмечены мощные слои зеленовато-серых неравномерно окрашенных туфопесчаников. По фаунистическим данным возраст отложений оценивается как позднеплинсбахский–раннетоарский.

На огдолокской толще залегают мелко- и среднезернистые, часто туфогенные песчаники с маломощными прослоями конгломератов и гравелитов, образующие кенрикскую толщу (аален–байос). Основание разреза этих отложений изучено по р. Мал. Суникан, где на алевролитах нижнего тоара с размывом, но без углового несогласия, залегают грубообломочные породы мощностью около 20 м.

В бассейне р. Бол. Суникан разрез средней юры наращивает суниканская толща (около 800 м) батского возраста, сложенная однообразными мелкозернистыми серыми, зеленовато-серыми песчаниками и «узорчатыми» туфопесчаниками с редкими прослоями алевролитов и маломощными (до 1 м) линзами мелкогалечных конгломератов.

В междуречье Шевли–Гербикан и на правобережье р. Гербикан в основании разреза верхней юры выделяется урманская толща (оксфорд), залегающая с резким угловым несогласием на палеозойских отложениях Галамского террейна Охотско-Корякского орогенного пояса и породах Баладекского террейна Станового блока Северо-Азиатского кратона. Толща богата ископаемыми органическими остатками (Роганов и др., 1999), но в целом преобладают двустворки, находки головоногих моллюсков единичны и приурочены к верхней половине ее разреза.

В междуречье Урми–Гербикан на урманской толще без признаков углового несогласия залегает близкая ей по составу устьэтматинская толща, в основании разреза которой присутствует горизонт валунно-галечных конгломератов мощностью 100 м. Фаунистический комплекс толщи позволяет предположить ее кимериджский возраст.

На устьэтматинской толще без видимого несогласия, но с мощным (около 100 м) выдержанным по простиранию пластом конгломератов в основании залегает иликанская толща разнозернистых песчаников и грубообломочных пород с подчиненными им пластами алевролитов, аргиллитов, каменных углей, известняков и ракушняков. Толща насыщена остатками двустворок (Роганов и др., 1999), среди них преобладают бухииды, характеризующие волжский ярус. Волжский возраст толщи подтверждается также находками аммонитов.

Разрез мезозоя Удского прогиба венчают чередующиеся морские и континентальные отложения тохикан-макитской толщи – конгломераты, гравелиты и песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов и каменных углей. Эта толща известна только в междуречье Тохикан–Гербикан и на правобережье р. Гербикан, где она согласно подстилается отложениями волжского яруса. За нижнюю границу толщи принята подошва мощного (50–70 м) пласта средне- и крупногалечных конгломератов. Верхние ее горизонты срезаны Тохиканским разломом, по которому отложения Удского прогиба соприкасаются с выступом раннедокембрийского фундамента, сложенным гранитоидами тохиканского комплекса. В толще не менее 7 пластов конгломератов и гравелитов мощностью от 4 до 70 м, разделенных пачками песчаников с пакетами ритмично чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. В песчаниках верхней части разреза часто наблюдается косая слоистость. Среди аргиллитов встречаются углистые разновидности, с которыми иногда ассоциируют каменные угли, образующие прослои мощностью до 2,3 м. Фаунистический и спорово-пыльцевой комплексы толщи позволяют определить ее возраст как волжско-берриасский (Роганов и др., 1999).

В мелу центр седиментации сместился на север. По окраине Станового блока вдоль р. Уда накапливалась боконская свита, подразделенная на две подсвиты (Решения..., 1994). Нижнебоконская подсвита (100–500 м) сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и углистыми аргиллитами. Верхнебоконская подсвита (200–650 м) сложена песчаниками, гравелитами, алевролитами и углистыми аргиллитами. По остаткам растений возраст свиты в целом – поздний берриас–ранний баррем.

После непродолжительного перерыва накопилась аптская (Решения..., 1994) толща конгломератов, гравелитов и алевролитов мощностью 400–500 м, венчающая разрез Удского бассейна в восточной части. В западной части после длительного перерыва накапливались верхнемеловые галечники с песком, вскрытые рядом углепоисковых скважин.

Кайнозойские отложения наиболее распространены и лучше изучены в западном крыле бассейна. По данным В.А. Барвенко и А.П. Сорокина, олигоценовые осадки с размывом перекрывают верхнемеловые породы в южной части впадины, а на ее северном пологом крыле с размывом залегают на коре выветривания метаморфических образований зоны Становика–Джугджура. Мощности отложений меняются от 500 м и более на юге до 100–150 м на севере (рис. 6.4).

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В позднем триасе в пределах УОБ в условиях обширной трансгрессии преобладала обстановка эпиконтинентального неглубокого моря с обильным бентосом, лишь на отдельных участках (бассейн р. Джегдана) установлены континентальные осадки

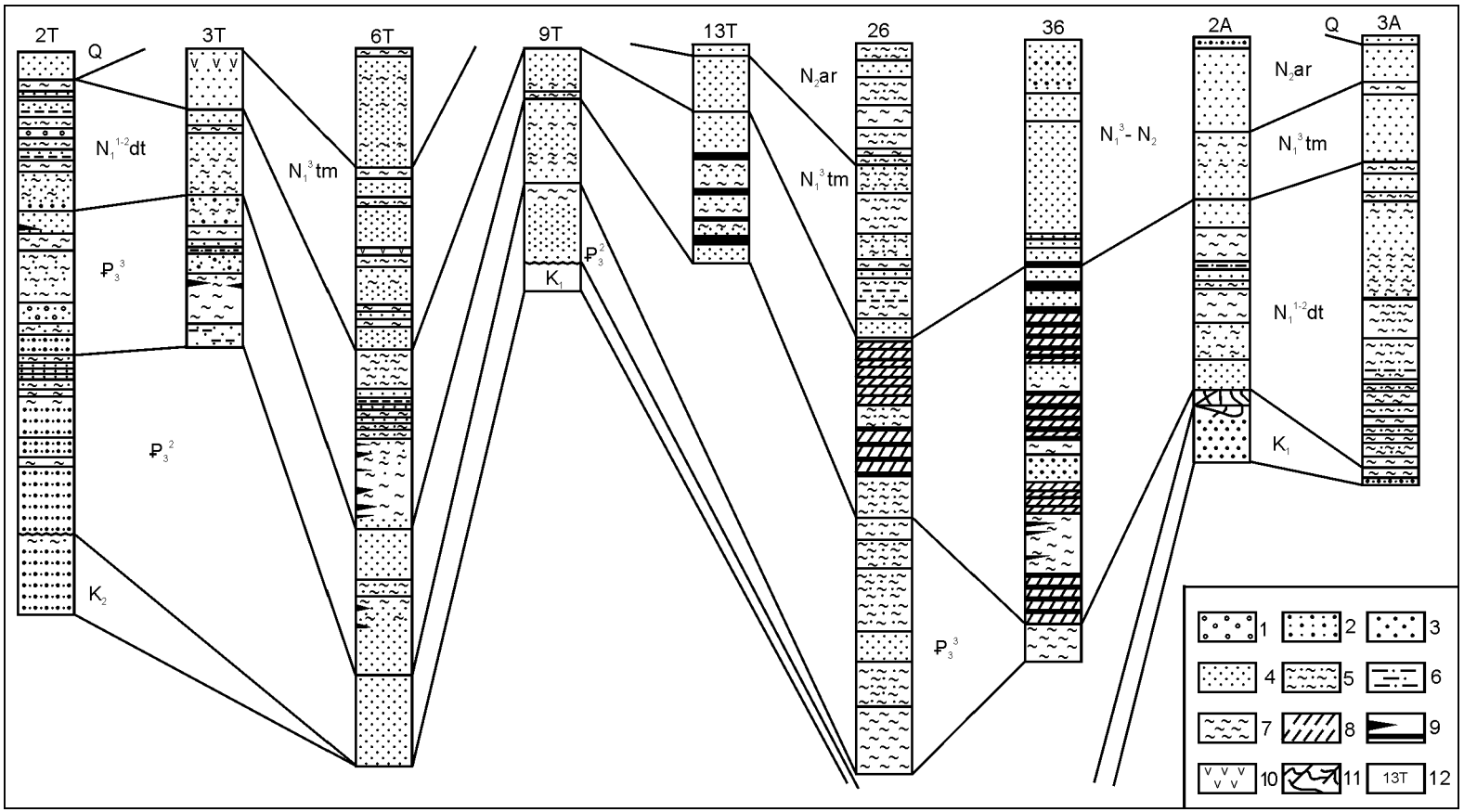


Рис. 6.4. Схема литолого-стратиграфической корреляции разрезов палеогеновых и неогеновых отложений западного крыла Удского бассейна.

1 – галечник; 2 – песок с галькой; 3 – гравийник; 4 – песок; 5 – алеврит; 6 – алевролит; 7 – глина; 8 – углистая глина; 9 – уголь; 10 – каолинизация пород; 11 – кора выветривания пород фундамента; 12 – номера буровых скважин

с остатками флоры и углистыми прослоями (Геологическое строение..., 1984). Нижние два яруса нижней юры отсутствуют, что отражает, видимо, глобальную регрессию этого времени.

Нижне-среднеюрские мелководно-морские отложения характеризуются терригенным составом – от конгломератов до алевролитов с примесью туфогенного материала, суммарной мощностью около 5000 м, с частыми перерывами в разрезе. На северо-востоке УОБ формировалась толща андезитов, дацитов и туфов с прослоями осадочных пород, углистых сланцев, содержащих плинсбахскую флору. Видимо, в это время уже существовали зачаточные вулканические дуги. Основной областью сноса служил Становой блок, в меньшей мере – Монголо-Охотский орогенный пояс, о чем свидетельствует состав обломочной фракции полимиктитовых песчаников. Псефитовый материал конгломератов и гравелитов триаса, нижней и средней юры представлен преимущественно яшмами, кремнисто-глинистыми сланцами, эффузивами основного состава, алевролитами, габброидами и ультраосновными породами (Роганов и др., 1999).

Среднеюрская коллизия Буреинского супертеррейна со Становым блоком Северо-Азиатского кратона обусловила перерыв в седиментации, перестройку рельефа, активизацию вулканизма с формированием Удско-Мургальской вулканической дуги, после чего темпы седиментации существенно возросли, и в преддуговом прогибе накопилась верхнеюрская терригенная толща мощностью 3500 м (а по р. Гербикан – 6000 м), содержащая обильную ископаемую фауну аммонитов, двустворок и растительные остатки. В районе устья рек Лантарь и Немуй верхнеюрские отложения залегают на эродированной поверхности среднедевонских и протерозойских отложений, что свидетельствует о широком размахе глобальной трансгрессии. В позднеюрских конгломератах в составе обломочного материала наблюдаются разнообразные граниты (от 35 до 66 %), анортозиты и габбро-анортозиты (от 6 до 18 %), яшмы (5–10 %), кварцитовидные породы (до 7 %), андезиты (до 6 %), базальтоиды (до 7 %), риолиты (до 5 %), гнейсы (2 %), гнейсо-граниты (3 %) и метаморфические сланцы (3–4 %).

Волжско-берриасские отложения характеризуют границу суша–море, где морские отложения чередуются с континентальными отложениями дельт рек и озер. Областью сноса служил в основном Становой блок, поскольку формировались главным образом аркозовые песчаники, а в обломках конгломератов преобладали гранитоиды.

Вулканогенный тип разреза средней–верхней юры, представленный джелонской свитой, детально изучался в 1987 г. (Красилов и др., 1992). Авторы отмечают, что нижняя часть разреза (150 м) сложена вулканитами, средняя (760 м) – туфогенным флишем (переслаивание темно-серых песчаников и алевролитов), а верхняя (около 33 м) – пачками туфогенного флиша, разделенного слоями песчаников, туфов, конгломератов. По всему разрезу отмечаются прослои углей мощностью до 30 см, количество которых увеличивается в верхней части. Обнаружено пять флороносных слоев. Присутствие в разрезах типичных склоновых осадков, углей, растительных остатков позволяет реконструировать обстановку периодически заболачивающегося озерного бассейна. По систематическому составу флоры В.А. Красилов проводит аналогии с буреинской флорой средней–поздней юры, однако ископаемая флора джелонской свиты беднее, что свидетельствует об относительно холодном климате.

В целом же состав нижнеджелонской угленосной свиты весьма неустойчив, количество пластов и прослоев угля, углистых аргиллитов, как и их мощности, резко изменяются как по падению, так и по простиранию. Так, на р. Мая-Половинная насчитывается до 12 пластов углистых аргиллитов мощностью от 0,01 до 0,7 м. Северо-восточнее встречено 10 пластов углистых аргиллитов мощностью от 1,5 до 2,5 м. На юго-западе УОБ в верховьях ключа Сородо обнаружено всего 2 сближенных пласта угля мощностью 2,1–3,65 м.

В начале мела море окончательно покинуло эту территорию, и береговая линия сместилась к востоку.

Берриас-барремская боконская свита сложена континентальными грубообломочными отложениями с подчиненными алевролитами, углистыми аргиллитами, редкими пластами угля и обильными остатками флоры. Мощность ее 1000–1200 м. Пласты угля и углистого аргиллита мощностью от 0,05 до 0,5 м приурочены к верхнебоконской подсвите. Обилие конгломератов, содержащих крупную хорошо окатанную гальку джугджурского гранито-гнейсового комплекса, свидетельствует о существенном обновлении рельефа и формировании крупной речной системы. Более тонкозернистые осадки и угли характеризуют условия периодически возникавшей заболоченной поймы. Подобные континентальные отложения (конгломераты, гравелиты, алевролиты) продолжали накапливаться после небольшого перерыва и в апте, а затем следует длительный перерыв в седиментации преимущественно до олигоцена.

В западном крыле бассейна есть сведения о песчано-галечных отложениях позднего мела, вскрытых одной из скважин. В восточной части УОБ вулканические толщи накапливались до середины сеномана, после чего наступила длительная пауза.

Кайнозойская седиментация, начавшаяся в олигоцене, хорошо изучена в западном крыле бассейна, где были пробурены мелкие скважины (см. рис. 6.4). Здесь исследованы минералы тяжелой фракции пес-

чаников, определен состав глин. В наиболее глубоких скважинах в погруженных частях впадин вскрыта позднеолигоценовая алеврито-глинистая пачка озерных отложений, фациально замещающаяся к краям впадины пачкой разнозернистых песков с прослоями глин и алевритов мощностью более 100 м. Выше несогласно залегает нижне-среднемиоценовая дутканская свита глин, алевритов, песков, бурых углей мощностью до 260 м. В ней четко выделяются две пачки, каждая из которых в основании представлена песками руслово-пойменной фации, сменяющимися выше глинисто-алевритовой болотно-озерной фацией с пластами бурого угля фации торфяных болот. В основании обеих пачек наблюдается размыв.

Вышележащая верхнемиоценовая темнинская свита мощностью до 130 м с размывом залегает на дутканской и представлена чередованием серых глин, алевритов, песков с прослоями бурых углей и лигнитов. Породы нередко каолинизированы. К бортам впадины количество песков в разрезе свиты увеличивается. Осадки относятся, видимо, к озерно-аллювиальным фациям. Венчает кайнозойский разрез плиоценовая аргинская свита мощностью до 340 м, с размывом залегающая на темнинской и представленная преимущественно аллювиальными песками разной размерности, галечниками, алевритами и глинами.

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

Тектоническими ограничениями УОБ являются разломы Джугджурский и Северо-Удский или Прибрежный на северо-западе и Улигданский и Ланский (Северо-Тукурингрский) на юге. Характер движений по разломам и контуры бассейна на разных этапах истории его развития менялись. В целом центр седиментации смещался к северу.

По результатам гравиметрических исследований (Лишневский, Землянов, 1972) в центральной части прогиба мощность позднеюрско-мелового осадочного чехла не менее 3000 м, а общая мощность геологического разреза – до 10–11 км.

Юго-восточная, более опущенная, часть бассейна сложена преимущественно верхнетриасовыми и нижне-среднеюрскими морскими песчано-сланцевыми и груботерригенными отложениями, на которых залегают верхнеюрские прибрежно-морские и пресноводно-континентальные угленосные отложения, а также нижнемеловые вулканогенные и грубообломочные образования. В северо-западной половине прогиба отложения древнее верхней юры не выявлены.

В разрезе УОБ выделяется четыре структурных яруса, разделенных несогласиями. Первый (нижний) структурный ярус представлен отложениями позднего триаса. Они образуют моноклиналь с падением слоев на северо-запад под углами от 25 до 60°, которая осложнена широкими пологими симметричными складками.

Нижне-среднеюрские и среднеюрские отложения второго структурного яруса слагают в бассейне р. Шевли пологую брахисинклинальную складку северо-западного простирания шириной 20 км и длиной 50 км с углами падения слоев на крыльях от 10 до 30°.

Отложения третьего структурного яруса (верхняя юра–валанжин) в междуречье Урми–Галам образуют моноклиналь протяженностью около 85 км и шириной 20–25 км с наклоном слоев в северо-западном направлении под углами 15–40°. По разломам, осложняющим моноклиналь, на дневную поверхность выведены блоки баладекского интрузивного комплекса. На правом борту р. Шевли этот ярус образует простую брахисинклиналь шириной около 10 км, ось которой ориентирована на северо-запад.

Четвертый ярус, сложенный континентальными вулканогенными и терригенными образованиями нижнего мела (боконская и ее возрастной эквивалент – мериконская свиты), обнажается в придолинной части бассейна р. Уда, где образует брахисинклинальную структуру субширотного – северо-восточного простирания длиной более 170 км и шириной до 30 км.

В юрско-меловых вулканогенных толщах Удского вулканического пояса выделяются две региональные системы пологих складок (Морин, 1997). Первая, раннемеловая, система ориентирована вдоль простирания пояса, совпадая с направлением складчатости в прилегающих участках фундамента. Вторая, позднемеловая, ориентирована вкрест простирания пояса. Крылья складок обеих систем осложнены складками более высоких порядков. Описаны также приразломные складки, свидетельствующие о левосдвиговых перемещениях по разломам, ограничивающим пояс. Изучение дизъюнктивных дислокаций Западного Приохотья, в том числе УОБ, позволило установить (Морин, 1997) неоднократные смены ориентировки деформирующих напряжений в мелу–кайнозое. Но во всех случаях активные тектонические усилия были субгоризонтальными. При перестройке системы смещений по разломной сети определяющую роль играли изменения вида напряженного состояния, а не направления стресса (Морин, 1997).

Таким образом, вырисовывается сложная геодинамическая эволюция УОБ, обусловленная его позицией сначала на южной пассивной окраине Шевлинского и Баладекского террейнов Северо-Азиатского кратона (поздний триас–средняя юра), а затем в шовной постколлизионной зоне вдоль Монголо-Охотской сутуры. Северо-восточная часть бассейна с ранней юры представляла собой преддуговой бассейн, формировавшийся перед фронтом Удско-Мургальской дуги. В итоге сформировался состав-

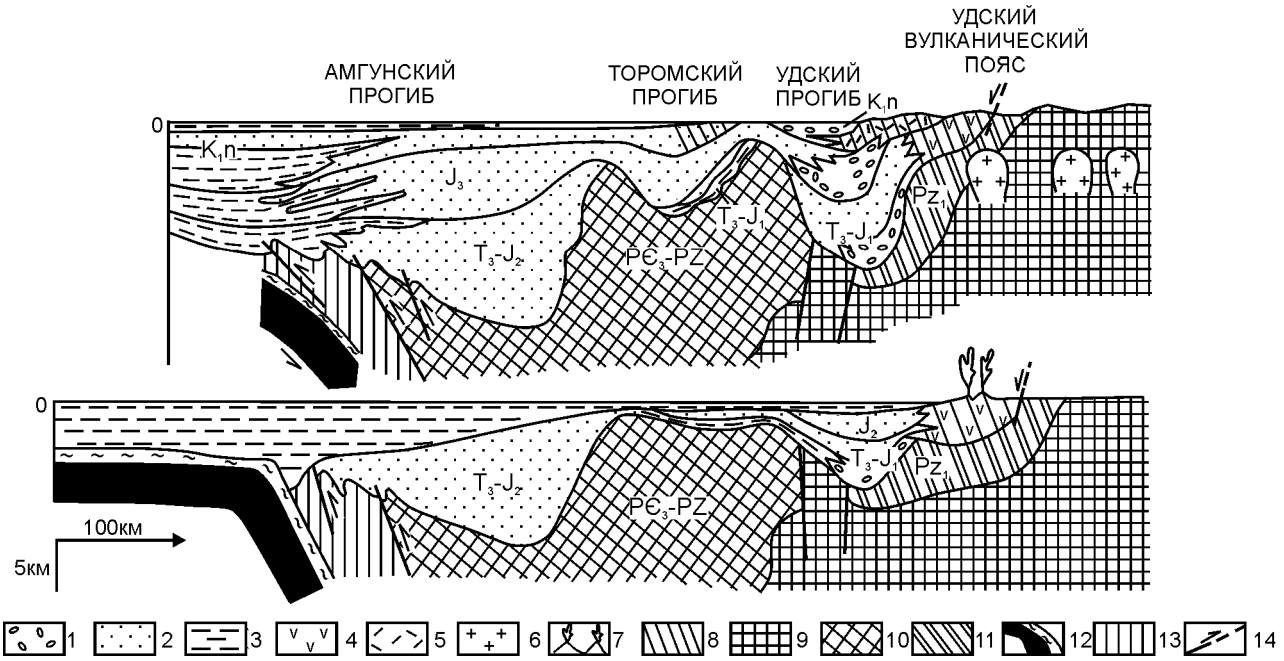


Рис. 6.5. Палеотектонические разрезы Удского и Торомского осадочных бассейнов (Парфенов, 1983).

1 – конгломераты и гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты и глинистые сланцы; 4 – вулканиты среднего состава; 5 – вулканиты кислого состава; 6 – гранитоиды; 7 – вулканы; 8 – субаэральные образования; 9 – нижнедокембрийские кристаллические образования; 10 – образования эвгеосинклинального типа; 11 – образования миогеосинклинального типа; 12 – океаническая кора; 13 – субдукционный комплекс; 14 – разломы

ной (гибридный) осадочный бассейн. Этапы его палеотектонического развития, реконструированные в работе Л.М. Парфенова (1983), показаны на рис. 6.5.

В конце средней юры после среднеюрской коллизии Станового блока и Буреинского супертеррейна как следствие субдукции плиты Изанаги начали формироваться собственно окраинно-континентальный Удской вулканно-плутонический пояс субширотного простирания и связанный с ним преддуговой озерный бассейн, представлявший северный борт УОБ. Южный же борт формировался как передовой прогиб перед фронтом монголо-охотских чешуй, надвигавшихся на Становик, что хорошо видно на рис. 6.3. Морской режим здесь сохранялся до конца юры, когда и накопилась основная толща осадков УОБ.

С позднего берриаса начались сдвиго-раздвиговые дислокации, приведшие к перестройке рельефа и накоплению грубообломочной боконской свиты и нижнемеловых вулканитов. Подобные движения повторялись и в позднем мелу (Морин, 1997), но не сопровождались седиментацией. В кайнозое преобладали растяжение и сдвиго-сбросовые движения по разломам, ограничивающим кайнозойские депрессии.

ТОРОМСКИЙ ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН

Торомский осадочный бассейн (ТОБ) перекрывает палеозойскую аккреционную призму Галамского террейна Охотско-Корякского орогенного пояса и простирается в северо-восточном направлении от верхнего течения р. Галам до побережья Шантарского моря на 200–220 км (рис. 6.6). В наиболее широкой части он достигает 40–50 км. Площадь прогиба 7500 км^2. Из них 2600 и 2000 км^2 перекрыто соответственно позднемеловыми вулканитами Селитканской вулканической зоны и кайнозойскими отложениями долин рек Тором, Якатын и Ал. С юго-востока ТОБ контактирует с Тугурским, а с северо-востока – с Тыльским палеозойскими субтеррейнами. Л.И. Красный в 1960-е годы относил ТОБ к мезозойским геосинклинальным прогибам, позже он рассматривался как наложенный. Л.М. Парфенов, Б.А. Натальин относили ТОБ к преддуговым прогибам (Парфенов, 1983; Натальин, 1991).

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Результаты аэрогеофизической съемки позволили уточнить в Торомском бассейне контуры распространения магматических и осадочных образований, их границы и разломы. К сожалению, на территорию ТОБ составлена лишь гравиметрическая карта М 1:1 000 000, дающая мало информации о строении бассейна. Гравиметрическая съемка М 1:200 000 и аэромагнитная М 1:100 000 этой территории находятся в стадии завершения, и их интерпретация позволит расшифровать глубинное строение ТОБ. В настоящее время мощность земной коры в ТОБ

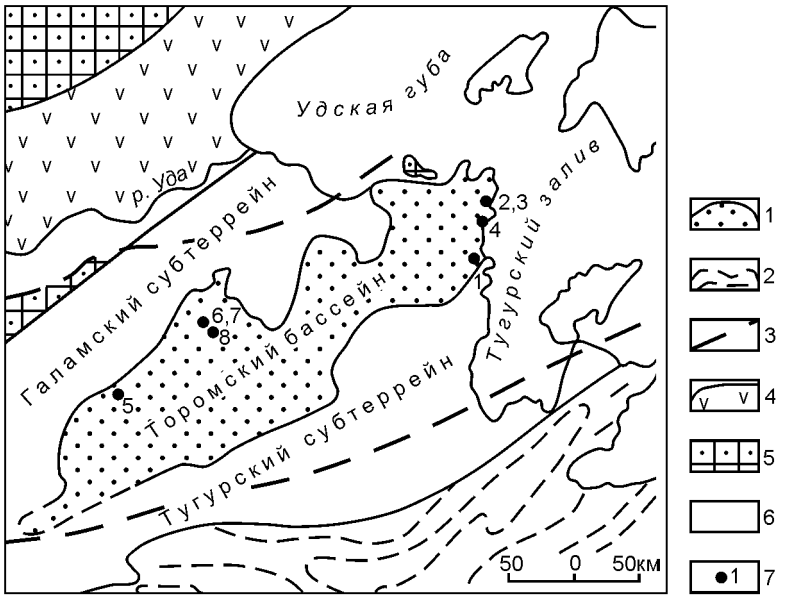


Рис. 6.6. Структурно-тектоническая схема Торомского бассейна.
1, 2 – современные площади распространения мезозойских отложений: 1 – шельфовые и континентальные фации, 2 – склоновые фации (турбидиты) аккреционной призмы; 3 – предполагаемые палеограницы; 4 – Удско-Мургальская вулканическая дуга; 5, 6 – структуры фундамента бассейна: 5 – Баладекский террейн Северо-Азиатского кратона; 6 – Галамский террейн Охотско-Корякского орогенного пояса; 7 – местоположение стратотипических разрезов свит (1 – свита бух. Мамга, 2 – горбачинская, 3 – мыса Никта, 4 – мыса Чокорингра, 5 – тонум-макитская, 6 – илинурэкская, 7 – чуманярская, 8 – тыльская)

оценивается в 34–36 км. Данных по тепловому потоку и флюидодинамическому режиму нет.

СТРАТИГРАФИЯ

ТОБ заложился на складчатом основании аккреционной призмы Галамского террейна в норийское время. Норийские отложения обнажаются преимущественно на восточном ограничении бассейна по побережью Тугурского залива и в бассейнах рек Тором, Теватин и Конин. В качестве стратотипа принимается разрез в береговых обрывах бух. Мамга к северу от устья р. Сибаш.

Свита бух. Мамга расчленена на две подсвиты (рис. 6.7, 6.8). Нижняя подсвита залегает с резким угловым несогласием на интенсивно дислоцированных отложениях палеозоя, позднего девона. Базальные слои представлены гравелитами, мелкогалечными конгломератами или неравномернозернистыми песчаниками, содержащими гальки и гравий подстилающих пород – яшм, глинистых сланцев, песчаников, иногда жильного кварца и вулканогенных пород основного состава. В целом в этой подсвите резко преобладают песчанистые алевролиты, но к юго-западу от побережья Тугурского залива в ней заметно возрастает роль песчаников; в бассейне р. Уйкон они грубо переслаиваются с алевролитами.

В верхней подсвите в районе бух. Мамга также преобладают алевролиты, но постоянно отмечаются глинисто-карбонатные конкреции, примесь вулканического пепла и линзы известковистых песчаников (до 8 см). Наряду с обильной разнообразной ископаемой фауной присутствуют битые ракушки *Monotis*, что указывает на близость береговой линии. В верхней части разреза отмечаются черные глинистые сланцы, которые обычно содержат желваки марказита и отпечатки растений. Характерны аутигенные минералы – пирит, марказит и сидерит – индикаторы восстановительных условий седиментации. Перерывы внутри свиты охватывают в отдельных разрезах рэтский и среднюю часть норийского ярусов.

Типовые разрезы юрских отложений с обильной фауной на берегу Тугурского залива от мыса Никта до бух. Мамга (рис. 6.7) описаны в 70-х годах XX столетия. Позже они детально изучались в процессе мелко- и среднемасштабного картографирования и биостратиграфических исследований, когда и было предложено посвитное разделение (Роганов и др., 1999), которое приводится ниже (рис. 6.8).

Характерными особенностями разрезов являются обилие перерывов, размывов, тонкослоистая текстура алевролитов и тонкозернистых песчаников, примесь туфового материала, темно-серый и черный цвета, обилие фауны иноцерам и митилоидов.

На алевролитах верхнего триаса со стратиграфическим перерывом залегает горбачинская свита (песчаники, туфопесчаники, алевролиты, гравелиты,

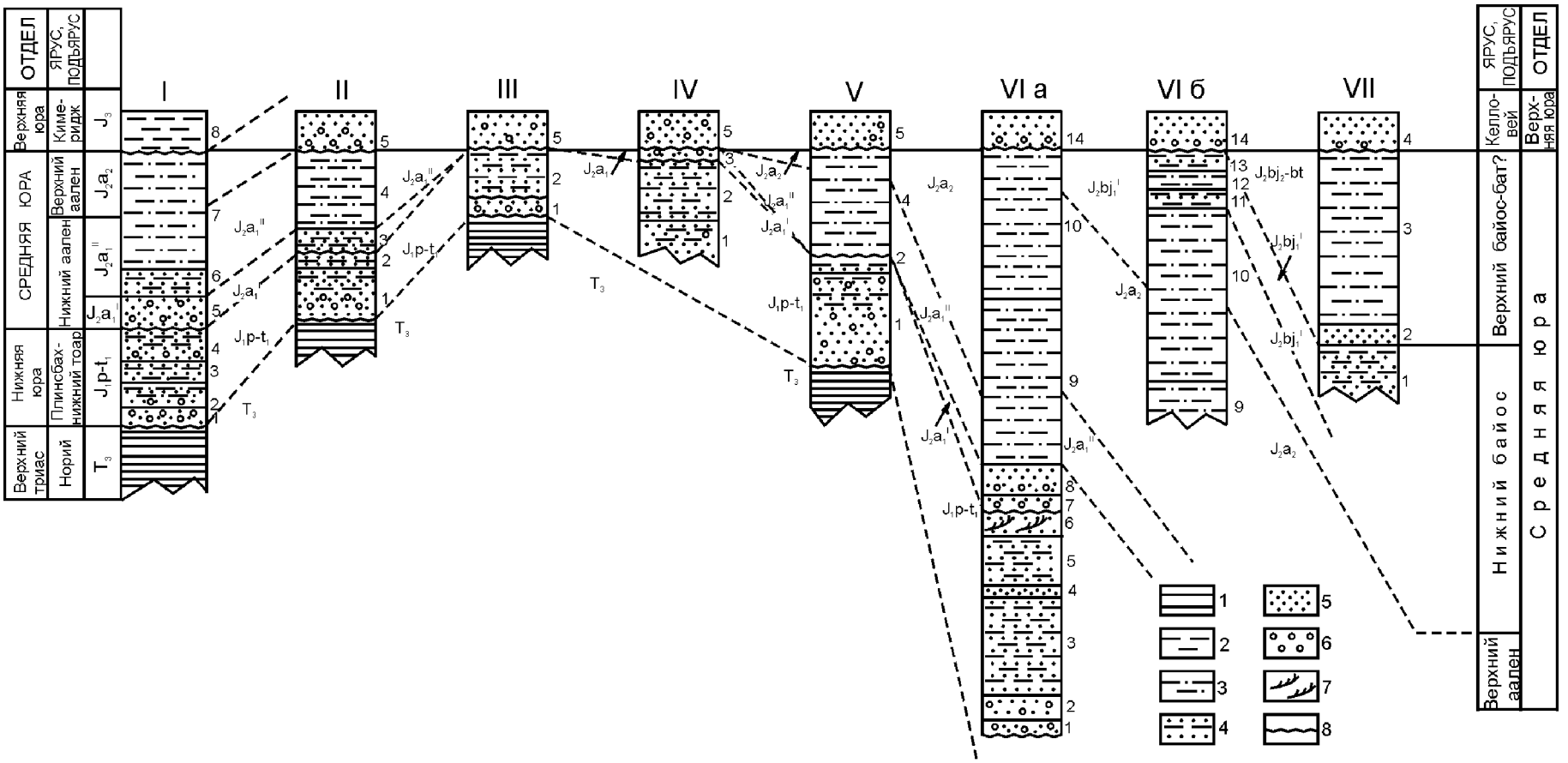


Рис. 6.7. Схема корреляции нижне- и среднеюрских отложений Торомского прогиба (Сей, Калачева, 1980).

I–VII – разрезы: I – бух. Мамга, II–V – мыс Чокорингра, VIа, б – побережье к юго-западу от мыса Никта, VII – мыс Никта.

1 – глинистые сланцы; 2 – аргиллиты; 3 – алевролиты; 4 – переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов; 5 – мелкозернистые песчаники; 6 – конгломераты; 7 – растительные остатки; 8 – несогласное залегание



Рис. 6.8. Литолого-стратиграфическая характеристика мезозойских отложений Торомского бассейна (Роганов и др., 1999)

конгломераты), получившая название по р. Горбач на западном побережье Тугурского залива, к северу от устья которой изучен ее парастратотип. В качестве голостратотипа рассматривается разрез в береговых обрывах бух. Мамга. Большинство органических остатков, собранных в нижних и средних частях свиты, характерны для плинсбахского яруса, а аммониты *Zugodoctilites braunianus* Orb., *Z. rotundiventer* Buckm. и др. из верхней части свиты – для нижней части тоарского яруса.

На горбачинской свите согласно залегает свита мыса Никта – алевролиты, песчанистые алевролиты, песчаники, алевритистые песчаники и гравелиты (аален–байос). В основании ее почти повсеместно отмечается базальный слой (20–60 м) полимиктовых песчаников с гальками и гравием кремнистых пород, вулканитов основного состава, алевролитов и линзами гравелитов. Граница этого слоя с подстилающей горбачинской свитой устанавливается по резкой смене состава ископаемой фауны аммонитов и появлению митилоцерамов, что может указывать на стратиграфический перерыв. В качестве стратотипа свиты рассматривается разрез в береговых обрывах западного берега Тугурского залива к северу от устья р. Горбач.

Отложения келловей-оксфордского возраста наиболее широко распространены и залегают на различных горизонтах палеозоя и мезозоя с конгломератами до 50 м в основании. Для них характерны цикличное строение, грубое переслаивание аркозовых и полимиктовых песчаников с алевролитами и аргиллитами, обилие крупных раковин пелеципод и брахипод. Их накоплению предшествовали кардинальная тектоническая перестройка и длительный перерыв в седиментации.

Пограничные отложения среднего и верхнего отделов юрской системы объединены в свиту мыса Чокорингра – песчаники, алевритистые песчаники, алевролиты, песчанистые алевролиты, аргиллиты, конгломераты, гравелиты и седиментационные брекчии. На северо-западной окраине прогиба и в бассейнах рек Токи, Тонум и верховьях рек Ир и Ними она залегает с резким угловым несогласием на различных толщах палеозоя, а в юго-восточной его части, на побережье Тугурского залива, – с размывом и угловым несогласием на различных горизонтах нижней и средней юры, начиная от нижнего тоара (мыс Чокорингра) до верхнего байоса (мыс Никта). Максимальная мощность свиты (около 700 м) отмечена по р. Ир-Макит. В северо-восточном направлении постепенно сокращаются ее мощность и стратиграфический объем, а в верховьях р. Ними она выклинивается. Нижние горизонты свиты наиболее детально изучены на участке мыса Никта, где на байосских алевролитах свиты мыса Никта с размывом и угловым несогласием залегают седиментационные брекчии и конгломераты, выполняющие понижения погребенного эрозионного рельефа на контакте с подстилающими породами. Брекчии состоят из обломков и глыб, редко валунов и галек черных алевролитов, а вышележащие конгломераты – из галек и гравия кремнистых пород, эффузивов, песчаников и алевролитов. Наполнитель – мелко-среднезернистый песчаник. Мощность базального слоя в этом разрезе достигает 5 м.

В бассейнах правых притоков р. Ними и по рекам Багалиндя, Тыль и Тором на палеозойских, а в бассейне р. Тонум, верховьях р. Ир и на побережье Тугурского залива – на верхнеоксфордских или верхнеааленских отложениях залегают контрастно чередующиеся слои преимущественно темно-серых песчаников и алевролитов, в фаунистических комплексах которых особенно широко представлены бухии. Совокупность этих слоев предлагается выделять под названием тонум-макитской свиты, в качестве стратотипа которой может рассматриваться разрез по р. Миня в бассейне р. Тонум-Макит. Свита подразделяется на три подсвиты.

Возраст нижней подсвиты тонум-макитской свиты по фаунистическим данным ограничивается кимериджем. На западном берегу Тугурского залива к югу от мыса Чокорингра к нижней части подсвиты отнесены темно-серые алевролиты с марказитовыми и глинисто-карбонатными конкрециями (55 м), залегающие на верхнеоксфордских слоях свиты мыса Чокорингра, а в южной части бухты Мамга – алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников (210 м), перекрывающие верхнеааленские слои свиты мыса Никта. Среди органических остатков средней и верхней подсвит тонум-макитской свиты преобладают двустворчатые моллюски, представленные 57 видами 21 рода (Роганов и др., 1999). Характерно значительное вытеснение всех форм двустворок многочисленными представителями бухий. На основе этих данных делается вывод (Роганов и др., 1999), что средняя и верхняя подсвиты тонум-макитской свиты соответствуют волжскому ярусу или его части.

На темно-серых алевролитах и песчаниках верхней подсвиты тонум-макитской свиты в западной части бассейна залегает толща светло-серых и серых, часто косослоистых разнозернистых аркозовых и полимиктовых песчаников с обильными остатками ископаемых растений, описанная Е.Л. Лебедевым в 1975 г. под названием илинурэкской свиты. Среди растительных остатков, собранных в песчаниках Е.Л. Лебедевым и М.М. Кошман, определены формы, характеризующие, по мнению Е.Л. Лебедева, берриасский ярус. Редкие фаунистические остатки, собранные в низах толщи, представлены видами, характерными для волжского яруса. В восточной части Торомского бассейна описана толща морских алевролитов и песчаников мощностью более 500 м,

залегающих на верхнетриасовых отложениях (Решения..., 1994).

На илинурэкской свите согласно залегают аркозовые и полимиктовые песчаники и алевролиты с прослоями конгломератов и гравелитов, объединенные Е.Л. Лебедевым в чуманярскую свиту, которая расчленяется на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена контрастно переслаивающимися алевролитами, аргиллитами и песчаниками, включающими ракушняковые «банки» с остатками бухий, аммонитов, острей, солоноватоводных пелеципод и других окаменелостей, позволяющих датировать вмещающие их отложения берриасом. Верхняя подсвита (песчаники с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов) содержит флористические остатки, свидетельствующие о раннемеловом возрасте отложений, но не позволяющие более точно определить его. Условно подсвита отнесена к готериву–нижней части баррема.

Разрез нижнего мела Торомского прогиба венчает толща конгломератов, гравелитов и крупнозернистых полимиктовых и аркозовых песчаников с редкими прослоями алевролитов, описанная Е.Л. Лебедевым под названием тыльской свиты. Она залегает на берриасском–барремском ярусе или на верхней юре. Песчаники содержат многочисленные остатки растений. В коллекции, собранной Е.Л. Лебедевым по р. Тыль, широко распространены покрытосеменные. Ископаемая флора тыльской свиты сходна с альбскими флорами бассейна р. Колыма. Формированию ее, по-видимому, предшествовал перерыв в осадконакоплении, включающий большую часть баррема и апт. С сеномана до нижнего коньяка в юго-западной части ТОБ формировалась мощная толща средних и кислых вулканитов Селитканской вулканической зоны северо-восточного простирания.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В позднем триасе, в период глобальной трансгрессии, в ТОБ преобладала обстановка эпиконтинентального неглубокого морского бассейна с обильным бентосом (Геологическое строение..., 1984), в котором накапливались преимущественно алевролиты, с подчиненным количеством песчаников и редкими пластами гравелитов и конгломератов.

Раннеюрская глобальная регрессия отразилась в ТОБ длительным перерывом, после которого в плинсбахе–тоаре в условиях мелководного моря накапливались песчаники с прослоями гравелитов в основании разреза. В разрезе встречаются углефицированная древесина и растительный детрит. Мощность нижнеюрских осадков не превышает 300 м. Выше с небольшим перерывом, отражающим глобальную регрессию (поздний тоар), следуют среднеюрские отложения (аален–байос) трансгрессивного цикла. Базальные слои представлены песчаниками с галькой, гравием и растительными остатками, выше в разрезе преобладают алевролиты с подчиненным количеством песчаников. Мощность среднеюрских отложений около 800 м. В конце средней юры вследствие глобальной регрессии и коллизионных процессов происходит общее поднятие территории, сопровождавшееся складчатыми деформациями.

Верхнеюрские отложения залегают с размывом и угловым несогласием на различных горизонтах нижней и средней юры и имеют наиболее широкое площадное распространение, отражая условия мощной глобальной трансгрессии. Угловое несогласие хорошо видно в районе мыса Никта, где крутопадающие байосские алевролиты срезаются полого лежащими верхнеюрскими песчаниками и конгломератами (Сей, Калачева, 1980). Верхняя юра представлена толщей морских терригенных отложений, представленных чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов общей мощностью около 1200 м, содержащими характерные комплексы ископаемой фауны; иногда отмечаются остатки ископаемой флоры и растительный детрит. Внутри толщ наблюдаются пачки тонкого ритмичного переслаивания песчаников и алевритов, которые могут интерпретироваться как дистальные турбидиты конусов выноса крупных рек. Больше всего таких пачек в верхней части юрского разреза. В основании их нередко фиксируются размывы. В самой верхней пачке верхнеюрского разреза наряду с ископаемой морской фауной появляется и солоноватоводная, остатки растений и пелециподы низов мела. В песчаниках отмечается косая слоистость. Все эти признаки указывают на мелководно-морскую и лагунную обстановки.

В берриасе типичные морские осадки с фауной бухий известны преимущественно в восточной части ТОБ, где они венчают мезозойский разрез бассейна. В западной части в берриасе накапливались терригенные континентальные осадки илинурэкской свиты мощностью 350 м, характеризующие фации дельт и, возможно, озер. В позднем берриасе–валанжине на фоне глобальной регрессии в результате местной трансгрессии восстановился морской режим, накапливались песчаники и аргиллиты нижней подсвиты чуманярской свиты мощностью до 300 м с обильной фауной бухий. Верхняя подсвита сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами мощностью 150 м с ископаемой флорой.

После длительного баррем-аптского перерыва, соответствующего глобальной регрессии и активизации левосдвиговых перемещений, на восточно-азиатской части ТОБ накопилась континентальная толща грубообломочных пород (тыльская свита) мощностью до 450 м. По многочисленным остаткам флоры возраст ее определен Е.Л. Лебедевым как альбский.

Заканчивая обзор условий седиментации, следует отметить, что вулканические, пирокластические продукты в мезозойских осадках бассейна практически отсутствуют.

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

В верхнетриасово-нижнемеловом разрезе ТОБ выделяется два тектоно-стратиграфических комплекса: позднетриасово-среднеюрский и позднеюрско-кайнозойский, различающиеся характером дислокаций и разделенные угловым несогласием. Внутри них могут быть выделены более мелкие подразделения, разделенные перерывами и несогласиями: морские отложения верхнего триаса, слагающие юго-восточное крыло прогиба; морские отложения нижней–средней юры; переходные отложения верхней юры–нижнего мела, перекрытые позднемеловыми вулканитами. Отложения первого и второго подразделений сложно дислоцированы, а остальные залегают субгоризонтально.

В поперечном сечении ТОБ представляет собой крупную корытообразную синклиналь с относительно крутыми бортами (20–55°) и слабоизогнутым плоским днищем. Крылья ТОБ часто усложнены флексурообразными изгибами. В продольном профиле наблюдается общее погружение ТОБ в юго-западном направлении, в этом же направлении увеличивается мощность морских отложений. Границы ТОБ контролируются конседиментационными разломами северо-восточного и северо-западного простираний.

В ТОБ закартированы три крупных брахисинклинали: Верхнетыльская, Корякинская и Дуганджинская, углы падения на крыльях которых колеблются от 8 до 20°, а в ядре не превышают 2–4°, а также две брахиантиклинали в районе мыса Чокорингра.

По предложенному геодинамическому сценарию (Парфенов, 1983; Натальин, 1991; Парфенов и др., 2003), на ранних этапах своего развития ТОБ принадлежал постколлизионным структурам. Важную роль играли левые сдвиги северо-восточного простирания, сместившие границы бассейна на первые десятки километров. Названные авторы относили ТОБ к преддуговым прогибам (относительно Удско-Мургальской дуги) с позднего триаса (см. рис. 6.5). Однако небольшое количество вулканокластики свидетельствует, видимо, о значительной отдаленности этой дуги. Определенную роль играли меловые сдвиго-раздвиговые дислокации (Морин, 1997).

БУРЕИНСКИЙ БАССЕЙН

Буреинский бассейн изучен лучше других, так как здесь издавна известны месторождения угля (Давыдова, Гольдштейн, 1949; Щербаков, 1967; Крапивенцева, 1979; Осадочные бассейны..., 1987; и др.). Бассейн расположен вдоль восточной окраины Туранского террейна (см. рис. 6.1), сложенного архейским гранито-гнейсовым комплексом, перекрытым рифей-палеозойскими образованиями, прорванными гранитоидами различного возраста. Бассейн простирается в субмеридиональном направлении на расстояние 230 км при средней ширине 65 км. С востока он ограничен Чегдомынским линейным блоком архейских пород тастахской серии, перекрытых девонскими образованиями и прорванных позднепалеозойскими гранитоидами. С севера отложения Буреинского бассейна перекрываются нижне-верхнемеловыми вулканитами Умлекано-Огоджинского вулкано-плутонического пояса.

В современной структуре различаются восточный ранне-позднеюрский (докимериджский) суббасейн субмеридионального простирания и наложенный на него волжско-позднемеловой суббасейн северо-восточного простирания, который иногда выделяют как наложенную Кындалскую впадину или грабен-синклиналь (Рейнлиб, 1987; Осадочные бассейны..., 1987).

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ФУНДАМЕНТА

В Буреинском бассейне выполнены региональное сейсмопрофилирование КМПВ, грави- и магниторазведка, сейсморазведка МОВ, структурное и поисковое бурение. В результате комплексной интерпретации геофизических данных в первом приближении расшифрована структура бассейна (Рейнлиб, 1987).

Фундамент Буреинского бассейна разнообразен и представлен теми же комплексами, которые обнажаются по обрамлению бассейна. В глубинной структуре подтверждается существование двух систем грабенов: Восточной субмеридиональной и Кындалской северо-восточной, разделенных горстом (рис. 6.9). Для Восточной системы, состоящей из трех грабенов: Йорекского, Восточного и Адниканского, разделенных поперечными сдвигами, мощность осадочного чехла составляет 2800, 3200 и 2800 м соответственно. Кындалская система также состоит из трех грабенов, разделенных сдвигами: Усть-Ниманского (3600 м), наиболее протяженного Кындалского (3600 м) и Чекундинского (2400 м).

Сопоставление взаимного расположения всех грабенов выявляет «клавишную» структуру субмеридионального простирания, где узкие блоки ограничены сбросами и сбросо-сдвигами. Эта генеральная структура рассечена субширотными сдвигами, причем на севере левыми, а на юге – правыми (Рейнлиб, 1987).

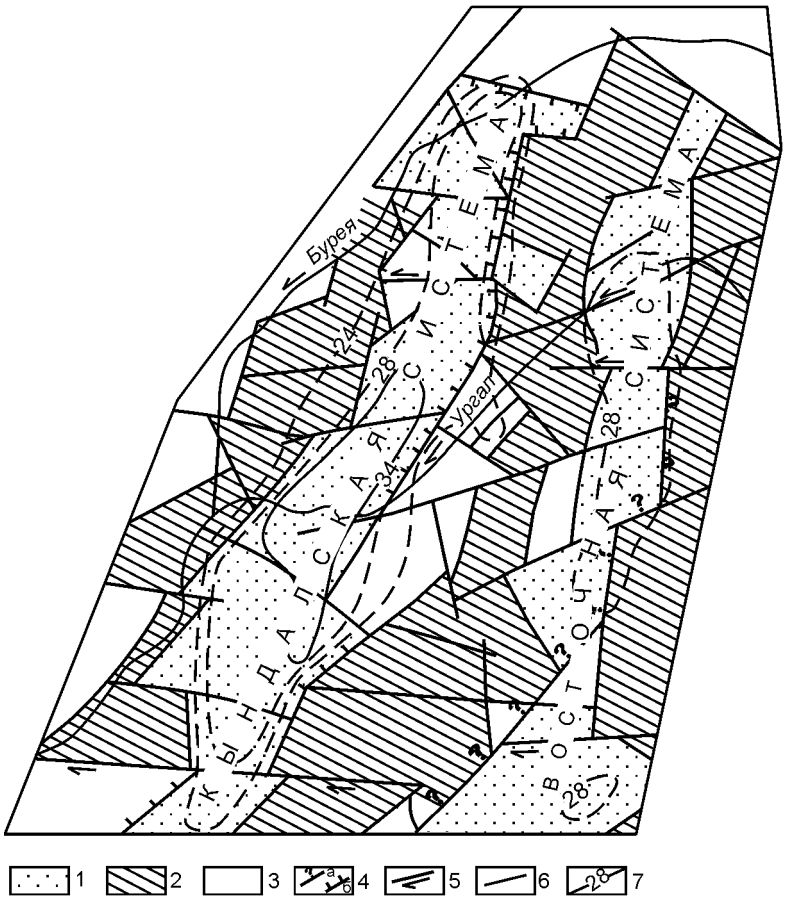


Рис. 6.9. Реконструированная по геофизическим данным досдвиговая структура Буреинского бассейна (Рейнлиб, 1987).

1 – системы грабенов, выполненных мезозойскими осадками; 2 – горсты; 3 – фундамент бассейна; 4–6 – разломы: 4 – сбросы (а – главные, б – второстепенные), 5 – сдвиги, 6 – разломы неустановленной природы; 7 – изогипсы поверхности фундамента (в сотнях метров)

СТРАТИГРАФИЯ

На восточном обрамлении Буреинского бассейна в верховьях и среднем течении рек Урми, Гуджал, Умальта и Бурея на ограниченных участках установлены верхнетриасовые отложения, представленные толщей конгломератов, песчаников, алевролитов, с фауной монотисов верхнего нория и рэта (Решения..., 1994), мощностью 600–700 м, залегающие с размывом и угловым несогласием на палеозойском и протерозойском фундаменте. Возможно, верхнетриасовые отложения присутствуют и в наиболее погруженных частях бассейна.

Биостратиграфия вышележащих юрских отложений в наиболее типичных разрезах Буреинского бассейна описана в работе Сей, Калачевой (1980). С тех пор получены некоторые новые данные и здесь приводится один из последних вариантов биостратиграфии юрских отложений (Решения..., 1994).

Синемюрский ярус представлен толщей песчаников, алевролитов с линзами известняков и конгломератов мощностью до 1250 м, содержащей остатки *Otapiria limaeformis* Tuchk., *O. affecta* Polub., *Pseudomytiloides rassochaensis* Polub., *Seirocrinus subangularis* (Mill.).

Плинсбах-тоарские отложения, представленные песчаниками, алевролитами и конгломератами и выделенные в дешскую свиту, простираются узкой полосой вдоль восточной окраины бассейна. В разрезах по рекам Бурея и Биракан и в других местах базальные грубообломочные слои (до 200 м) залегают на позднепалеозойских гранитоидах (Сей, Калачева, 1980). Мощность свиты возрастает от 570 м на севере до 800 м на юге. Она содержит богатую ископаемую фауну, в которой амальтеусы надежно определяют ее возраст.

После перерыва, охватывающего верхнюю часть тоарского яруса, а в некоторых разрезах и весь тоар, накопились отложения синкальтинской свиты, также прослеживающиеся узкой полосой вдоль восточной окраины бассейна. Свита разделена на две подсвиты (Решения..., 1994). Нижняя подсвита сложена преимущественно алевролитами, реже песчаниками с обильными остатками фауны аалена. Верх-

няя подсвита по составу близка нижней, но для нее характерно присутствие маркирующего горизонта кислых эффузивов. Иногда в основании подсвиты отмечаются слои песчаников с прослоями гравелитов мощностью до 6 м. Отложения верхней подсвиты чрезвычайно насыщены фауной, среди которой преобладают раннебайосские митилоцерамы (Сей, Калачева, 1980; Решения..., 1994).

Эпиканская свита, представленная алевролитами, аргиллитами, редко песчаниками, залегает согласно на синкальтинской. В разрезе по р. Бурея в ее основании наблюдается слой (45 м) светло-серых разнозернистых песчаников с прослоями гравелитов и конгломератов. Возраст свиты по фауне аммонитов и митилоцерамов определен с некоторой долей условности как среднебайосский. Мощность ааленбайосских отложений возрастает от 1400 м на западе до 2800 м на востоке.

К позднему байосу–раннему бату отнесена эльгинская свита, сложенная песчаниками, алевролитами и конгломератами. Она трансгрессивно залегает с базальными конгломератами до 200 м мощности на различных горизонтах нижней и средней юры и на кристаллическом фундаменте. Эти факты, а также резкая смена ископаемых фаунистических сообществ указывают на перерыв в седиментации. На конец байоса приходится максимум глобальной трансгрессии, и в Буреинском бассейне эти отложения распространены максимально, а их мощность возрастает с востока на запад.

Непосредственный контакт с эпиканской свитой наблюдался по р. Бурея, где на тонкослоистых алевролитах залегают песчаники эльгинской свиты. Вблизи контакта песчаники содержат хорошо окатанную гальку алевролитов и кристаллических пород. Выше базальных слоев в разрезах по рекам Бурея, Умальта и Солони прослеживается горизонт алевролитов и песчаников мощностью 190 м, содержащий обильные остатки аммонитов. Выше залегает мощная пачка (до 600 м) черных алевролитов с марказитовыми конкрециями, а еще выше – так называемые модиолусовые слои. Это тонкозернистые песчаники мощностью до 100 м с обильной ископаемой фауной и растительными остатками. Заканчивается разрез пачкой флишоидного переслаивания песчаников и алевропелитов мощностью 40 м.

Чаганыйская свита (поздний бат) начинается песчаниковой пачкой, а выше она сложена очень характерными пепельно-серыми алевролитами, содержащими аммониты, двустворки и обильный растительный детрит.

Талынджанская свита залегает в основании континентальных угленосных отложений и распространена в западной части бассейна. Контакт с подстилающей морской чаганыйской свитой постепенный или трансгрессивный с угловым несогласием. Свита сложена в нижней части гравелитами, песчаниками, а в верхней – алевролитами, аргиллитами, углистыми породами, туфами и туффитами, а также пластами и слойками высокозольного угля. Мощность свиты изменяется от 170 до 500 м. Характерным отличием пород свиты является более светлая окраска по сравнению с подстилающими образованиями, присутствие пластов и прослоев угля и углистых пород и значительная пестрота литологического состава. Пирокластический материал почти во всех породах свиты составляет до 30 % (включая и угли), и, видимо, с этим связаны новообразования сидерита и каолинита. Во всех разрезах свиты несколько ухудшена сортированность отложений. Свита содержит обильные келловей-раннеоксфордские растительные остатки.

В конце оксфорда и кимериджа осадконакопление прерывалось. Волжская (по растительным остаткам) дубликанская свита с размывом и конгломератами в основании залегает на тонкообломочных породах талынджанской свиты. Она представлена конгломератами, гравелитами, различно сортированными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углями, углистыми породами, туфами, туффитами и другими осадочно-пирокластическими и вулканомиктовыми породами. Свите свойственны увеличение роли песчаников, преимущественно аркозовых, высокая угленосность и меньшее участие в ее составе вулканических продуктов.

Дубликанская свита (Решения..., 1994) имеет цикличное строение и сложена двумя пачками. Пачка конгломератов с прослоями гравелитов, несортированных песчаников, алевролитов и пластов угля сложного строения залегает в основании свиты. Конгломераты несортированные или слабо сортированные с содержанием галек и валунов преимущественно гранитного состава до 80 %. Состав, размеры и пространственное положение в разрезах свиты валунно-галечникового материала указывают на его поступление с северо-запада и юго-востока.

Пачка аркозовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, пепловых туфов, туффитов, туфоаргиллитов и туфоалевролитов с пластами угля распространена в западной и восточной частях бассейна. Она залегает на конгломератах нижней пачки дубликанской свиты согласно. Мощность пачки увеличивается с запада на восток от 15 до 240 м. В западной части бассейна в пачке известно два промышленных угленосных горизонта, состоящих из 2–4 пластов угля сложного строения.

Солонийская свита разнозернистых аркозовых песчаников, гравелитов, алевролитов и аргиллитов с пластами углей, прослоями пепловых туфов и туффитов характеризуется ярко выраженной цикличностью. Она залегает на более тонкозернистых породах дубликанской свиты согласно с конгломератами или

гравелитами в основании и резкой границей. Мощность солонийской свиты на севере бассейна от 90 до 210 м, в западной, центральной и юго-восточной его частях она увеличивается до 300 м, а по левобережью р. Буреи – до 400–480 м. В южной части Кындалского грабена, по данным бурения (скв. 1А), мощность свиты до 500 м; представлена она переслаиванием серых мелкозернистых песчаников, аргиллитов и алевролитов с маломощными (до 0,4 м) прослоями угля. На глубине 2500–3000 м она с размывом залегает на палеозойских гранитах. Следовательно, можно полагать, что юрские образования в этой части бассейна не накапливались. Комплекс ископаемой флоры из солонийской свиты богат и разнообразен, но резко отличается от дубликанского и характеризует берриас–валанжин (Решения..., 1994).

Отложения чагдамынской свиты (готерив–баррем) распространены почти повсеместно в северо-западной, центральной и юго-восточной частях бассейна. Они, с конгломератами в основании, залегают согласно на породах солонийской свиты. В разрезе свиты преобладают аркозовые-полимиктовые песчаники и алевролиты. Туфопесчаники и алевролиты, туффиты, туфы, угли и углистые породы имеют резко подчиненное значение. Мощность свиты изменяется от 100 м на востоке до 580 м на западе. В скв. 1А мощность свиты составляет 470 м. Кроме того, с востока на северо-запад возрастает роль гранитного обломочного материала и увеличивается размер галек конгломератов до валунов, что говорит о приближении к области сноса в этом направлении. Все это свидетельствует об активности западного разлома, ограничивавшего в это время бассейн и вблизи которого в это время находился депоцентр. Флористический комплекс чагдамынской свиты несколько обеднен по сравнению с солонийской.

Баррем-раннеаптская чемчукинская свита венчает разрез континентальных угленосных отложений. Она значительно распространена в северо-западной части впадины, а южнее и восточнее широко развита в междуречье рек Чегдомын и Дубликан, а также в районе ст. Ургал. Нижняя граница свиты устанавливается по резкой смене тонкообломочных осадков верхней части чагдамынской свиты, грубыми и несортированными отложениями. В строении свиты участвуют разногалечниковые конгломераты (в основании), разнозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, их туфогенные разности, угли и углистые породы. Разрез свиты в целом характеризуется полимиктовым составом с хорошей сортировкой кластического материала и незначительной угленосностью, слабой степенью диагенеза. Цикличное строение свиты позволяет легко сопоставлять даже далеко отстоящие друг от друга разрезы. Мощность свиты в западной части бассейна до 600 м, к востоку уменьшается. В скв. 1А она составляет 390 м.

Иорекская свита (90 м) нижнемелового возраста впервые была выделена и описана в междуречье Буреи–Малого Иорика группой сотрудников ВИМСа в 1935–1939 гг., проводивших литолого-стратиграфические исследования в Буреинском бассейне (Давыдова, Гольдштейн, 1949). Позднее отложения свиты были описаны Б.А. Микаиловым по левому берегу р. Бурея, вблизи устья р. Малый Иорик. Свита представлена переслаиванием конгломератов и полимиктовых песчаников, выше сменяющихся аркозовыми песчаниками. Распространена преимущественно в северо-западной части впадины в бассейне р. Малый Иорик и вдоль р. Бурея. На правобережье этой реки иорекская свита залегает с размывом на чемчукинской. В основании свиты здесь мелко- и среднегалечниковые конгломераты мощностью до 120 м. Выше она сменяется полимиктовыми песчаниками мощностью 175 м с прослоями алевролитов и плотных глин. Южнее, в центральной и юго-восточной частях бассейна, свита была вскрыта рядом структурно-параметрических скважин: в скв. 16СК – на глубине 180–693 м с максимальной мощностью 513 м; в скв. 1А она согласно залегает на чемчукинской свите в интервале 1200–1640 м и представлена темно-серыми мелкозернистыми песчаниками с тонкими прослоями аргиллитов и песчанистыми алевролитами с тонкими прослоями и линзами угля. Свита слабо охарактеризована позднеаптской–раннеальбской ископаемой флорой (Решения..., 1994).

Кындалская свита (альб–ранний сеноман) обнажается в междуречье Ургал–Малый Иорик, а также вскрыта рядом скважин. Она согласно залегает на иорекской свите и по крупным разрывным нарушениям контактирует с чемчукинской, солонийской и дубликанской свитами, слагая центральную часть бассейна в Кындалской грабен-синклинали. В основании свиты залегают конгломераты, а выше – мощная пачка песчаников, переслаивающихся с алевролитами, аргиллитами и пепловыми туфами, что позволило разделить свиту на две пачки. Свита накопилась в неглубоком прибрежно-морском бассейне, о чем свидетельствуют известковистость песчаников и алевролитов, солоноватоводная фауна и фораминиферы. От нижележащих толщ свита отличается лучшей сортировкой и окатанностью обломков пород, сильной известковистостью, меньшим количеством малоустойчивых минералов и растительных остатков, почти полным отсутствием угольных пластов (несколько маломощных линз и пропластков), резким омоложением растительных комплексов (Крапивенцева, 1979). В отложениях свиты широко развиты пирокластические породы в виде пепловых туфов, туффитов песчаной, алевритовой и пелитовой

размерностей. По данным бурения (скв. 2СК, 16СК, 1ПР) кындалская свита имеет мощность около 800 м (Решения..., 1994). Возраст ее принимается большинством авторов как альб-раннесеноманский (Решения..., 1994). В.А. Красилов и М.М. Кошман, детально изучавшие нижнемеловую флору Буреинского бассейна, считают, что кындалская свита накопилась в основном в альбе.

Песчаниковая толща (маастрихт–даний), сложенная песчаниками, аргиллитами, галечниками, песками и уплотненными глинами, установлена в пределах Кындалской грабен-синклинальной зоны и у ее границ. Она залегает с угловым несогласием на ургальской, чагдамынской, чемчукинской и кындалской свитах. Ранее толща относилась к цагаянской свите. Мощность ее изменяется от 110 до 300 м, максимальная – в юго-восточной части впадины. Состав и строение песчаниковой толщи указывают на ее накопление в крупной аллювиальной долине с боковыми притоками и большими устойчивыми озерами. Возраст толщи, основанный на спорово-пыльцевых комплексах, – маастрихт-датский (Решения..., 1994).

Глинистая толща (8–15 м) (миоцен) – глины, суглинки, супеси, галечники – сохранилась только в северо-восточной части впадины на пологих участках междуречий в бассейнах рек Большой и Малый Иорик, где она была вскрыта скважинами. Здесь на поверхности залегают суглинки и глины с прослоями супесей, линзами илов с отдельными включениями обугленных остатков мелких стволов и корневищ растений (пойменная фация), слагающие верхнюю часть миоценовых отложений. Нижняя их часть представлена галечниками и валунами с примесью песков (русловая фация). В углубленных участках древних миоценовых долин под валунно-галечными отложениями скважинами 103 и 107 вскрыты озерные пластичные глины. Миоценовый возраст толщи определен по данным палинологического анализа образцов из скв.103.

Песчано-галечная толща (плиоцен) – пески, галечники, глины, суглинки, редко валунники – развита во всей впадине на широких водоразделах, примыкающих к долинам рек Бурея и Ургал, залегает несогласно на всех нижележащих образованиях. Разрезы толщи общей мощностью 10–23 м изучались по буровым скважинам, что позволило установить ее двучленное строение. В верхней пачке (пойменная фация) в среднем до глубины 15–18 м преобладают пластичные глины, суглинки, пески, реже илы. Нижняя пачка (русловая фация) мощностью 5–10 м грубообломочная – галечники с примесью редких мелких валунов и гравийно-песчаного материала. Позднеплиоценовый возраст описываемых отложений определен по спорово-пыльцевым комплексам.

ФАЦИИ, ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Буреинский бассейн долгое время развивался на пассивной континентальной окраине Буреинского супертеррейна и весьма благоприятен для определения границ сиквэнсов (относительно согласной последовательности генетически связанных слоев, ограниченных несогласиями и коррелятными им согласиями), образованных за один цикл колебаний относительного уровня моря, поскольку в позднем триасе, юре и мелу здесь проходила граница суши и моря, неоднократно смещавшаяся в ходе трансгрессий и регрессий.

Для мезозойской истории осадконакопления характерна многопорядковая цикличность. Анализ состава, строения, мощности циклов и их границ позволяет выделить циклы трех порядков (рис. 6.10): суперсиквэнсы, сиквэнсы и парасиквэнсы (Кириллова, 2001; Кириллова, Крапивенцева, 2003).

Позднетриасово-среднеюрский суперсиквэнс прибрежно-морских шельфовых терригенных осадков накопился на пассивной континентальной окраине Буреинского супертеррейна. Мощность осадков увеличивается с запада на восток от 1000 до 8000 м. Характерна смена вверх по разрезу грубокластических осадков мелкообломочными (алевролиты, аргиллиты). Терригенный материал имеет существенно аркозовый состав.

Коллизия Северо-Азиатского кратона и Буреинского супертеррейна в середине юры (сиквэнс 1.4) вызвала поднятие, дислокации, сильные катагенетические изменения пород в восточной части бассейна и лавинную скорость седиментации (до 300 м/млн л). Депоцентр сместился к западу (рис. 6.1). В основании следующего сиквэнса 1.5 установлены несогласие и слои конгломератов. В среднебат-среднеоксфордское время (сиквэнс 1.6) продолжалось быстрое заполнение бассейна терригенными осадками. Седиментационный цикл начинается накоплением толщи песчаников мощностью около 1500 м, которая сменяется толщей чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью около 800 м. Обе толщи накопились в прибрежно-морской обстановке. Последняя, третья, толща в этом цикле характеризует постепенную смену с юга на север прибрежно-морских условий обстановками дельты, озер и рек. Полимиктовый состав песчаников в последнем сиквэнсе свидетельствует о поступлении осадков с востока.

На вторую половину оксфорда и кимериджа приходится перерыв в седиментации, связанный, вероятно, со сводовыми поднятиями перед позднеюрской эпохой рифтогенеза, охватившей всю восточную Азию (Ren et al., 2002). В разрезе бассейна появились пирокластические продукты вулканической

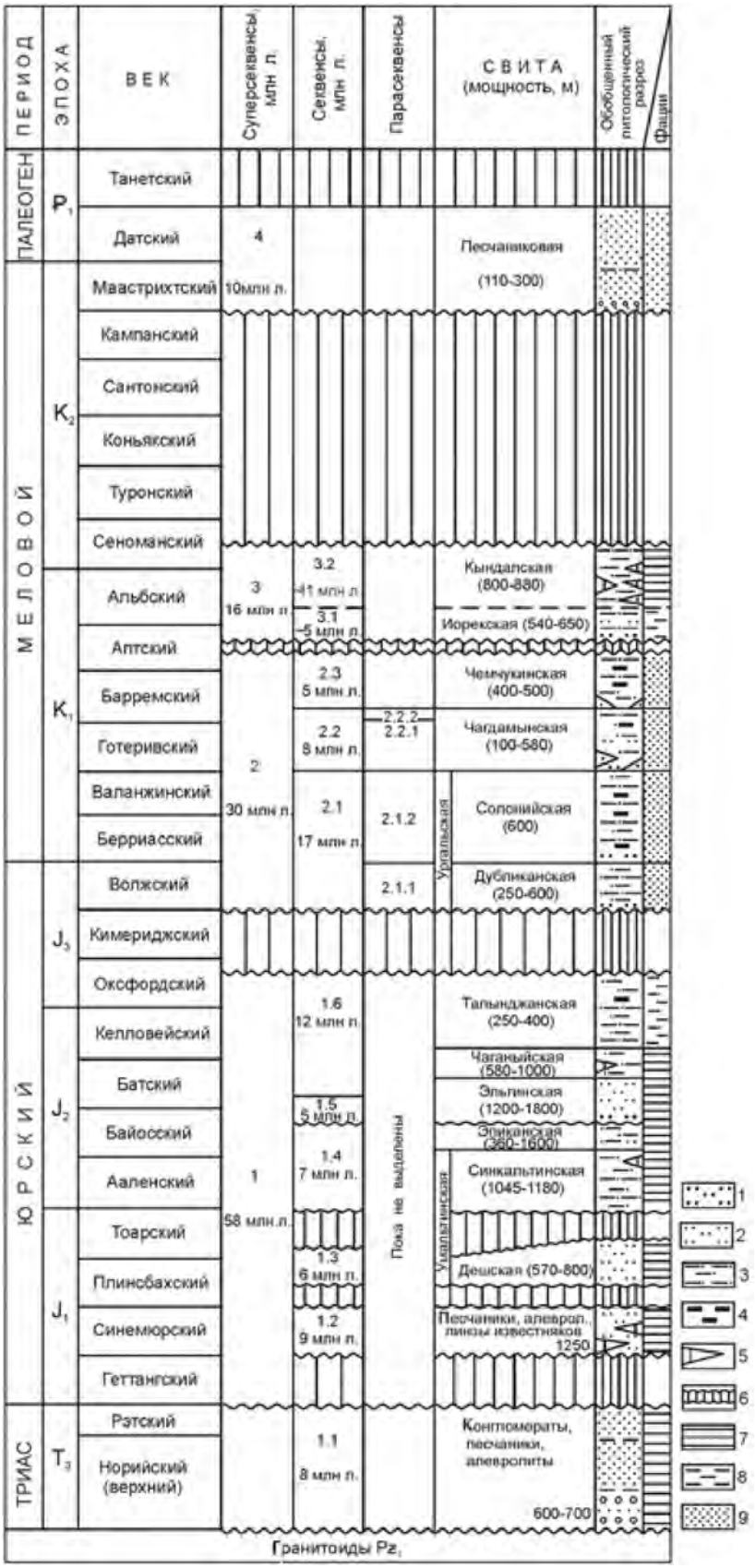


Рис. 6.10. Литолого-стратиграфическая характеристика разреза юрско-меловых отложений Буреинского бассейна (Варнавский, Крапивенцева, 1994; Кириллова, Крапивенцева, 2003).

Типы пород: 1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – переслаивающиеся песчаники и алевропелиты; 4 – угли; 5 – линзы мергелей и известняков; 6 – перерывы; 7–9 – фации: 7 – морские, 8 – прибрежно-морские, 9 – континентальные

деятельности, поступавшие, видимо, с запада, где рифтогенез проявился в полной мере. Судя по тому, что волжско-нижнемеловые отложения, вскрытые скважинами, залегают на палеозойских гранитах, депоцентр в это время сместился к западу.

В течение волжско-среднеаптского суперсиквэнса накопилась довольно однообразная последовательность чередующихся гравелитов, песчаников, алевролитов и углей, в основании которой залегают конгломераты. С этим суперсиквэнсом связаны основные запасы угля в бассейне. На стиль седиментации этого интервала существенно повлияли левосдвиговые перемещения вдоль северо-восточной системы разломов. Простирание слоев ориентировано в этом направлении. Таким образом, на этом этапе бассейн может рассматриваться как присдвиговый (pull-apart).

В середине апта в отдельных частях бассейна фиксируется небольшой перерыв в седиментации, после которого морские воды вдоль узких проливов с северо-востока проникли в пределы узкого грабена. В прибрежно-морской, лагунной обстановке здесь отложилась толща терригенных пород мощностью около 1400 м последнего суперсиквэнса апт-сеноманского возраста. Коллизионные процессы на востоке обусловили сжатие, формирование субмеридиональных надвигов и прекращение морской седиментации в бассейне.

После значительного перерыва в маастрихтдатское время сформировалась терригенная континентальная толща в обстановке крупной аллювиальной долины с большими озерами. Следы накопления озерно-аллювиальных отложений отмечены также в миоцене и плиоцене.

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

Структура Буреинского бассейна довольно сложная. Определяющую роль в формировании морфологии фундамента, конфигурации границ бассейна, распределении мощностей и состава осадков играли крупные разрывные нарушения субмеридионального, северо-восточного и субширотного простирания.

По степени метаморфизма и дислоцированности обособляются два структурных этажа: фундамент, сложенный дислоцированными породами архея, прорванный интрузиями палеозойских гранитов, и чехол, который подразделяется на два яруса. Нижний ярус сложен слабодислоцированными отложениями верхнего триаса–верхнего мела (сеномана). Верхний ярус включает субгоризонтально залегающие верхнемеловые (маастрихт)–кайнозойские отложения.

По геофизическим данным (Рейнлиб, 1987) в глубинной структуре предполагается существование двух субмеридиональных систем грабенов: Восточной и Кындалской, разделенных горстом (см. рис. 6.9).

В результате геологических исследований Ю.Г. Морозовым в бассейне с востока на запад выделено 5 зон (Варнавский, Крапивенцева, 1994): Восточная моноклинальная, Центральная пологоскладчатая, Кындалская грабен-синклинальная, Западная платформенная и Иорекская горст-антиклинальная. Зоны отличаются полнотой разреза и характером дислокаций.

Восточная зона представляет собой крутую моноклиналь шириной 5–14 км, сложенную нижнесреднеюрскими отложениями, погружающимися на запад под углами 40–60°. Восточная зона с востока ограничена субмеридиональным разломом, который одновременно является восточной границей бассейна. Вдоль этого разлома породы испытали наибольшие катагенетические изменения.

Центральная зона шириной 20–30 км сложена среднеюрско-нижнемеловыми отложениями, смятыми в пологие складки, шарниры которых погружаются к западу.

Кындалская грабен-синклинальная зона шириной 10–16 км ограничена с обеих сторон сбросами с амплитудой до 1500 м. В центре грабена слои залегают полого, а у бортов вблизи разломов углы падения достигают 60–80°. Мощность отложений в этой структуре, по геофизическим данным, не превышает 3400 м. Следовательно, здесь можно предположить присутствие лишь волжско-сеноманского комплекса. Это подтверждается и бурением Адниканской скважины, вскрывшей на глубине 3000 м ургальскую свиту, залегающую на гранитах. Геофизическими работами в зоне выявлен ряд антиклинальных, возможно нефтегазоносных, структур. Предполагается, что на поздних этапах развития грабена в результате давления с юго-востока образовалась серия надвигов, рассекших пакет слоев на 4 пластины, а ограничивающие грабен сбросы трансформировались в надвиги. Амплитуда перемещения вдоль Ургальского надвига, падающего на запад и ограничивающего Кындалскую зону с востока, достигает 1000 м.

Западная платформенная зона шириной 5–20 км представлена полого залегающими (4–5°) на фундаменте и погружающимися к востоку отложениями поздней юры–раннего мела (рис. 6.11).

Иорекская горст-антиклинальная зона представлена породами верхней юры и нижнего мела, дислоцированными в крупную антиклинальную структуру, ограниченную разрывными нарушениями. Пространственно эта структура как бы вклинивается с севера между Центральной пологоскладчатой и Кындалской грабен-синклиальной зонами, «отодвигая» последнюю в западном направлении.

Таким образом, очевидны черты форландового бассейна со смятым восточным крылом и слабо де-

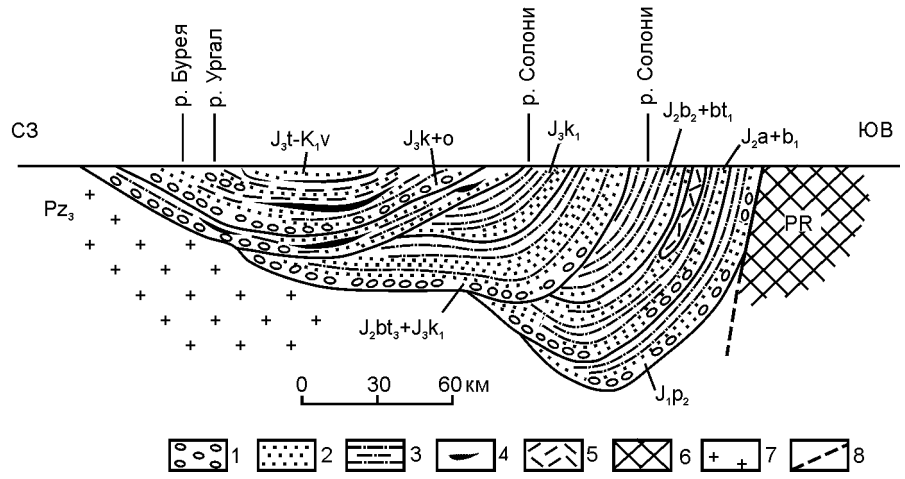


Рис. 6.11. Литолого-фациальный профиль юрских и нижнемеловых отложений Буреинского бассейна по И.И. Сей и Е.Д. Калачевой (Геологическое строение…, 1984).

Типы пород: 1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – угли; 5 – кислые эффузивы; 6 – подстилающие метаморфические породы; 7 – позднепалеозойские гранитоиды; 8 – разлом

формированным западным. Однако строение бассейна осложнено полифазными деформациями.

В позднетриасово-среднеюрское время это была пассивная континентальная окраина, покрытая мелким морем. В поздней юре под влиянием позднеюрского рифтогенеза, охватившего восточную Азию от Байкала до Амура (Ren et al., 2002), окраина была рассечена субмеридиональными рифтами. По геофизическим данным в пределах Буреинского бассейна реконструируется два погребенных грабена (Рейнлиб, 1987), заполненных континентальными угленосными осадками. Как раз с верхней юры в терригенном разрезе появляются туфы и туффиты: количество пирокластического материала в породах достигает 30 %, что свидетельствует об активизации вулканической деятельности.

В раннем мелу структура бассейна была рассечена северо-восточными сдвигами системы Тан-Лу, и бассейн приобрел черты бассейна pull-apart. И, наконец, на рубеже раннего и позднего мела коллизионно-аккреционные процессы в Сихотэ-Алинском орогенном поясе вызвали процессы сжатия в Буреинском бассейне, формирование надвигов и прекращение седиментации.

ПАРТИЗАНСКО-СУХОДОЛЬСКИЙ БАССЕЙН

Партизанско-Суходольский бассейн (известный как Сучанский или Партизанский угольный бассейн) сложен преимущественно нижнемеловыми континентальными отложениями. Он располагается на юге Приморья и протягивается в восток-северо-восточном направлении от восточного побережья Уссурийского залива у г. Большой Камень до верховий р. Партизанская на расстояние около 100 км при ширине 25–30 км на юго-западном фланге бассейна (рис. 6.12). Фундамент бассейна сложен раннепалеозойским комплексом габброидов и гранитоидов Сергеевского террейна (Ханчук и др., 1995), верхнепермскими дислоцированными осадочными и вулканогенными породами, а также триасовыми и юрскими терригенными породами, которые дислоцированы относительно слабо. Восточным ограничением бассейна считается зона Партизанского разлома, который является южным продолжением Арсеньевского (Геологическая карта…, 1986).

Этот бассейн изучается уже достаточно давно в связи с тем, что почти с начала прошлого века на восточном его фланге, в районе нынешнего г. Партизанска, разрабатываются крупные угольные месторождения. Обширный материал, собранный в процессе эксплуатационных, геологоразведочных, геологосъемочных и научно-исследовательских работ, был обобщен и опубликован в многочисленных статьях и монографиях 60-х годов прошлого века. Стратиграфию, литологию и фации угленосных толщ изучали И.И. Шарудо (1960, 1966, 1972 и др.) и Е.А. Перепечина (1960 и др.). Палеофлористические комплексы бассейна описаны в работах Б.Н. Штемпеля (1960), а позднее – В.А. Красилова (1967). Палинологические исследования угленосных толщ бассейна выполнены В.С. Маркевич (1995). Палеогеографические и палеогеоморфологические реконструкции для раннемелового времени составлены И.И. Шарудо (1966) и Ф.Р. Лихтом (1975).

Однако все эти обобщения базировались прежде всего на материале восточной и юго-восточной частей бассейна, где располагаются горнодобываю-

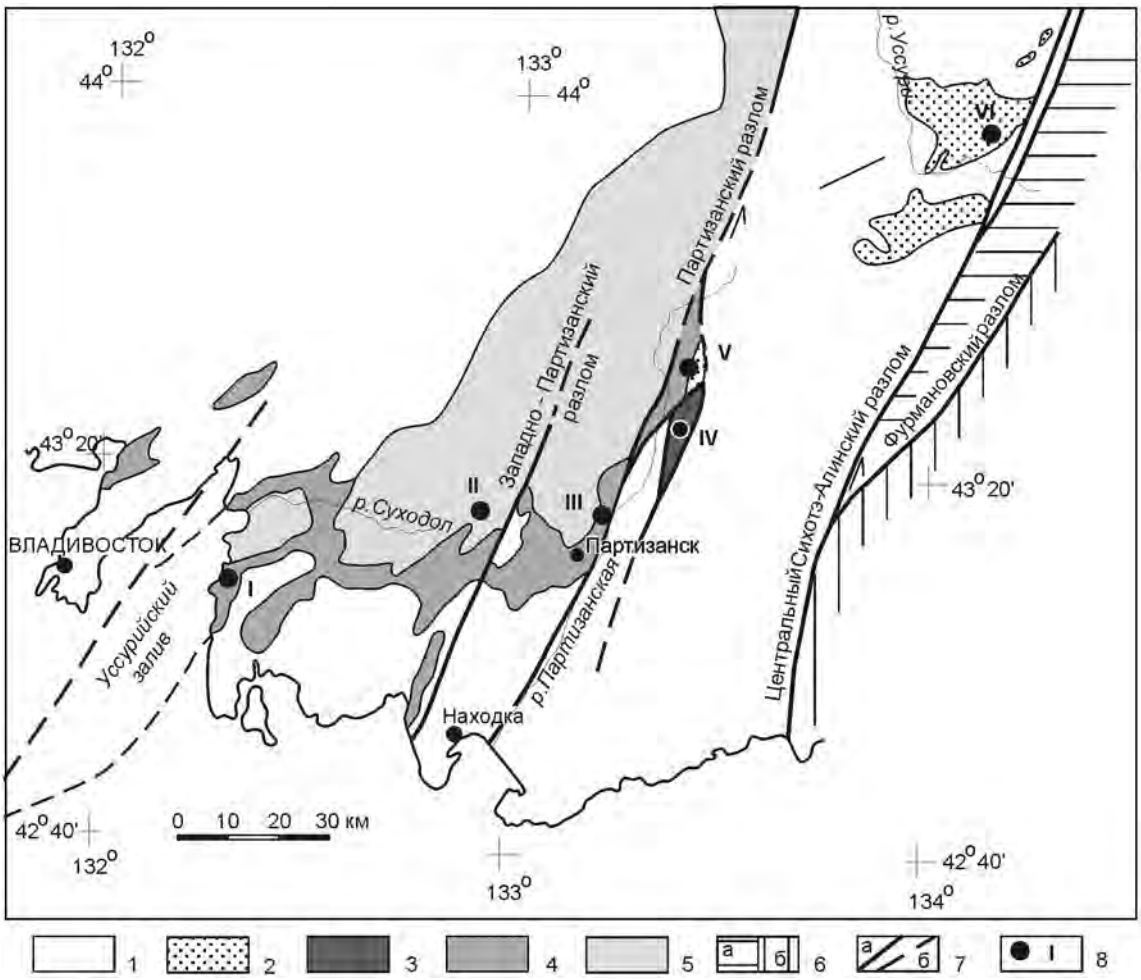


Рис. 6.12. Схема распространения нижнемеловых отложений в Южном Приморье.

1 – домеловой фундамент и современная морская акватория; 2 – ключевская и соколовская свиты (валанжин–альб); 3 – капреевская свита (валанжин); 4 – сучанская серия (готерив–альб); 5 – коркинская серия (альб–сеноман); 6 – раннемеловые Журавлевско-Амурский (а) и Таухинский (б) террейны; 7 – левые сдвиги установленные (а) и предполагаемые (б); 8 – положение разрезов, показанных на рис. 6.13

щие предприятия, а также западной его части на восточном побережье Уссурийского залива. В знаниях о геологии центральной и особенно северной части бассейна осталось много пробелов, что показали недавние геологические съемки (Олейников и др., 1990).

Происхождение Партизанско-Суходольского, как и других меловых эпиконтинентальных бассейнов юга Приморья, объяснялось в рамках тектоники вертикальных перемещений блоков домелового фундамента (Геология СССР…, 1969). Для этого бассейна предлагалась, в частности, модель конседиментационной «штамповой» складчатости (Лихт, 1968). Сдвиговые перемещения вдоль Партизанского разлома, как и других крупных разломов север-северовосточного простирания, считались постседиментационными и датировались поздним мелом (Врублевский, 1971; Иванов, 1972; Уткин, 1980, 1989). Однако, как уже говорилось выше, к настоящему времени появляется все больше данных о том, что система окраинно-континентальных левых сдвигов Танченг-Луджиянг (Тан-Лу), в которую входят главные разломы Сихотэ-Алиня – Центральный Сихотэ-Алинский и Арсеньевский с его продолжением – Партизанским разломом, была наиболее активной в раннемеловое время. Формирование и развитие Партизанско-Суходольского бассейна, как и других меловых эпиконтинентальных бассейнов Восточной окраины Азии, нельзя, таким образом, рассматривать без учета влияния этих перемещений на формирование впадин и на седиментацию.

СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ

Взгляды на стратиграфию меловых отложений Партизанско-Суходольского бассейна сложились к 1960-м годам и с тех пор не подвергались значительным коррективам. Выделялись готерив-альбская сучанская серия, коркинская серия и в значительной

мере вулканическая даданьшанская свита альб-сеноманского возраста (Геологическое строение..., 1964; Геология СССР..., 1969; Шарудо, 1960). В соответствии со схемой, разработанной В.А. Красиловым (1967), сучанская серия подразделена, в свою очередь, на старосучанскую, северосучанскую и френцевскую свиты. В результате недавних геологосъемочных и тематических работ на левобережье верховий р. Партизанская и в верховьях р. Лазовка была также выделена и закартирована угленосная капреевская свита валанжинского возраста (Олейников и др., 1990). Несколько северо-восточнее, в верховьях р. Уссури, нижнемеловые породы объединены в ключевскую и соколовскую свиты (Решения..., 1994), которые являются возрастными и фациальными аналогами капреевской свиты и сучанской серии соответственно. Эти свиты образуют сохранившиеся от эрозии фрагменты отложений раннемелового морского бассейна, «зажатого» между Арсеньевским и Центральным Сихотэ-Алинским разломами и, по нашему мнению, продолжающего Партизанско-Суходольский бассейн со смещением на север-северо-восток вдоль Партизанского разлома.

Капреевская свита (до 280 м, колонка IV на рис. 6.13) представляет собой, по А.В. Олейникову (Олейников и др., 1990), крупный ритм, в подошве которого доминируют песчаники, гравелиты и конгломераты, а в кровле – часто чередующиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты. Базальные слои мощностью 10–50 м сложены конгломератами, конгломерато-брекчиями, гравелитами и грубозернистыми песчаниками с гальками. Выше залегают ритмично чередующиеся грубо-, крупнозернистые и мелкозернистые песчаники, алевролиты, углистые аргиллиты и угли. Грубообломочные породы часто содержат обломки аргиллитов и каменных углей. Капреевская свита представляет собой чередование русловых и пойменных фаций. Углистые аргиллиты и угли накапливались, по-видимому, в условиях пойменных озер и болот. Валанжинский возраст свиты установлен по комплексу палеофлоры (Олейников др., 1990).

Ключевская свита в верховьях р. Уссури (колонка VI на рис. 6.13) мощностью до 1000 м также представляет собой крупный ритм, в нижней части которого преобладают песчаники от крупно- до мелкозернистых с прослоями гравелитов и конгломератов, а в верхней – алевролиты. Этот ритм распадается на три ритма меньшей мощности. Базальные конгломераты имеют мощность до 10 м. Несколько выше по разрезу песчаники содержат прослои углистых аргиллитов с остатками флоры. Остальная часть разреза охарактеризована морской фауной валанжинских бухий. На левобережье и в верховьях р. Партизанская (колонка V на рис. 6.13) сохраняется деление свиты на три ритма, в основании каждого из которых грубозернистые песчаники мощностью до 220 м, а вверху – часто чередующиеся преимущественно мелкозернистые песчаники и алевролиты. Свита охарактеризована фауной устриц, бухий и корбикул, а также растительными остатками (Геологическое строение..., 1964; Олейников и др., 1990), такими же, как и в капреевской свите. Ключевская свита начала накапливаться в наземных условиях, быстро сменившихся прибрежно-морским мелководьем. Левобережье р. Партизанская, где соседствуют наземные отложения (капреевская свита) и прибрежно-морские (ключевская свита), является, по-видимому, западной границей распространения морских отложений валанжинского возраста. Находки в этом районе солоноватоводной фауны рода *Corbicula* указывают на то, что ключевская свита накапливалась здесь временами в лагунных условиях вблизи устья реки.

Сучанская серия (верхний готерив–альб) залегает на капреевской и ключевской свитах на левобережье р. Партизанская с размывом и несогласием (колонки IV и V на рис. 6.13) (Лихт, 1994; Олейников и др., 1990), а западнее Партизанского разлома – на домеловом фундаменте. На правобережье р. Партизанская (колонка III на рис. 6.13) серия имеет максимальную (до 1700 м) мощность и содержит наибольшее количество угольных пластов. Образующие ее старосучанская, северосучанская и френцевская свиты представляют собой крупные ритмы, распадающиеся на ритмы меньшей мощности.

Старосучанская свита (до 600 м) образована обычно ритмопачками мощностью 10–40 м, иногда до 90 м (Геологическое строение..., 1964), в основании которых залегают конгломераты, брекчии, гравелиты и песчаники, а в верхней части – алевролиты и углистые аргиллиты, иногда переходящие в каменные угли. Роль тонкообломочных пород растет вверх по разрезу. Предыдущими исследованиями установлена значительная изменчивость фаций и мощностей отдельных ритмопачек по латерали (Олейников и др., 1990). Например, мощность базальной ритмопачки, иногда выделявшейся в отдельную нижнесучанскую свиту, 35–250 м. По данным А.В. Олейникова с соавторами (1990), эта ритмопачка иногда полностью состоит из конгломератов, которые образуют расширяющиеся полосы шириной до 2–3 км, представляющие собой, по-видимому, конусы выноса палеореки, текущей с юго-запада на северо-восток вдоль простирания бассейна. По латерали конгломераты переходят в чередование песчаников и конгломератов. В промежутках между полосами конгломератов установлены мелкообломочные породы с пластами каменных углей, причем в некоторых случаях угли залегают на фундаменте. За пределами палеодолин в краевых частях бассейна базальные отложения образованы элювиальными брекчиями. Иногда видно, как небольшие дайки риолитов среди доперм-

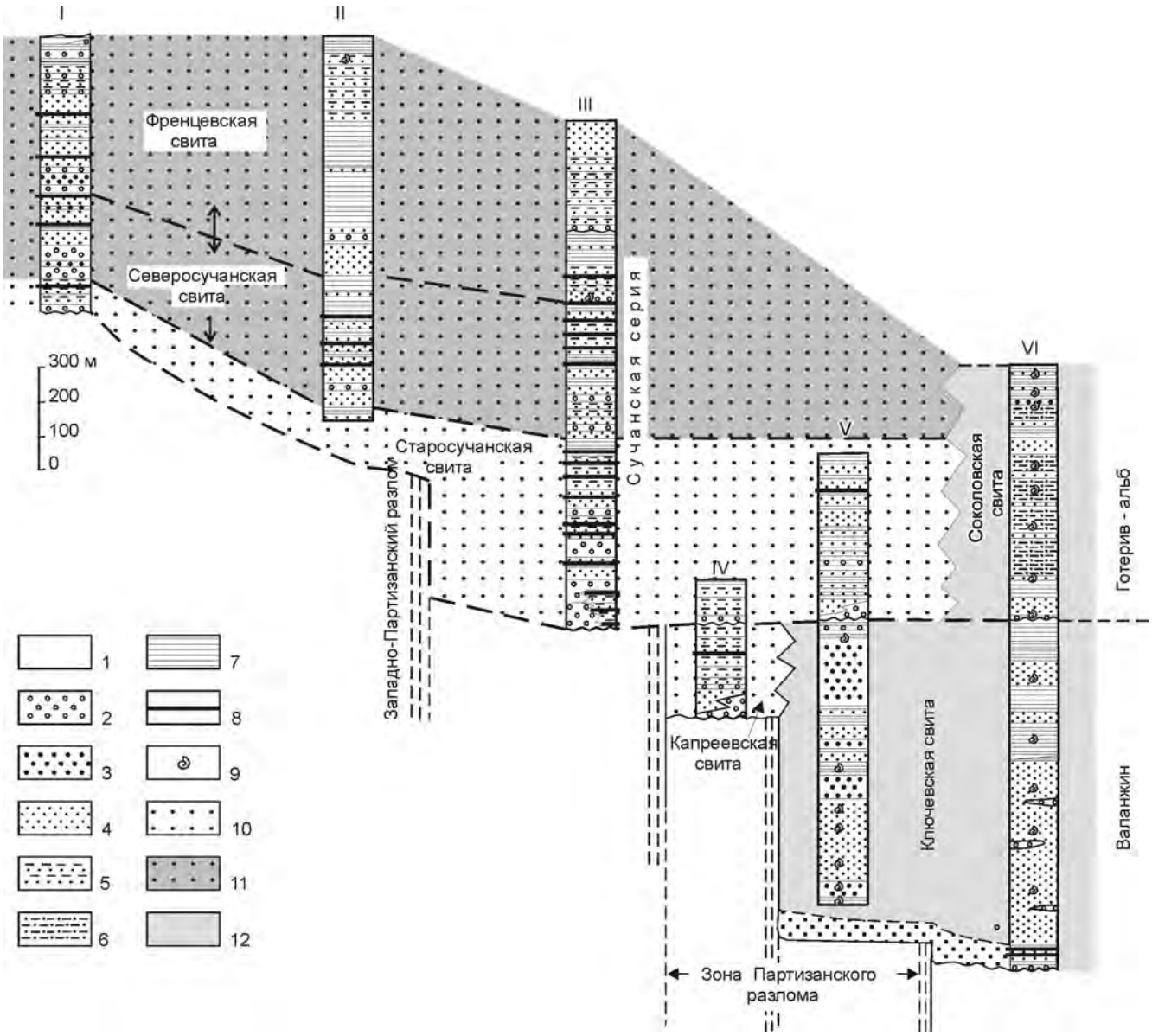


Рис. 6.13. Колонки нижнемеловых отложений Партизанско-Суходольского бассейна.
Расположение разрезов см. на рис. 6.12.

1 – домеловой фундамент; 2 – конгломераты, брекчии и гравелиты; 3 – песчаники грубо- и крупнозернистые; 4 – песчаники средне- и мелкозернистые; 5 – переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов; 6 – песчанистые алевролиты; 7 – алевролиты и аргиллиты; 8 – углистые аргиллиты и угли; 9 – места находок морской фауны; 10–12 – фации: континентальные (10), чередование континентальных и прибрежно-морских (11) и прибрежно-морские (12)

ских габброидов прослеживаются в базальном слое в виде элювиальных глыб. Нижние части ритмопачек аллювиально-пролювиальные, а тонкообломочные породы и угли их верхних частей – с отложения речных пойм, озер и болот (Геологическое строение…, 1964; Шарудо, 1960).

Северосучанская свита (до 500 м) образована шестью ритмопачками, мощности которых обычно 50–90 м. Конгломераты и гравелиты обнаружены не во всех разрезах и в основании только нижних двух ритмопачек (Красилов, 1967). Выше по разрезу ритмы сложены песчаниками, алевролитами, углистыми алевролитами и углями. Свита содержит палеофауну фораминифер и моллюсков, в том числе устриц и корбикул (Красилов, 1967). Нижние части ритмопачек аллювиально-пролювиальные, реже – прибрежно-морские отложения, а тонкообломочные отложения верхних частей – лагунно-болотные, озерно-болотные и болотные (Геологическое строение…, 1964; Шарудо, 1960).

Французская свита (до 600 м) начинается с мелкозернистых песчаников с остатками тригоний, которые по латерали замещаются гравелитами и конгломератами. Свита образована тремя ритмопачками мощностью 140–250 м, причем верхний ритм представлен только своей нижней частью. В основаниях

ритмопачек – средне- и мелкозернистые песчаники (иногда – гравелиты и конгломераты), а в их верхних частях – алевролиты и аргиллиты. Кроме тригоний свита содержит остатки устриц, пресноводных пелеципод и гастропод (Красилов, 1967). Френцевская свита представлена аллювиально-пролювиальной, озерной, озерно-болотной и прибрежно-морской группами фаций (Геологическое строение..., 1964; Шарудо, 1960).

В.А. Красилов (1967), основываясь на анализе остатков флоры, определил возраст старосучанской свиты как поздний неоком–начало апта, а северосучанской – апт. Тригонии, найденные в основании френцевской свиты, средне-позднеальбские (Коновалов, 1964). Палинологические комплексы старосучанской свиты позднеготерив-нижнеаптские, северосучанской – апт-нижнеальбские, а френцевской – среднеальбские (Маркевич, 1995).

В юго-западном направлении описанный разрез сучанской серии сохраняется в полосе шириной до 25 км вдоль долины р. Партизанская. Судя по отдельным скважинам, далее к юго-западу угленосные, в значительной мере грубообломочные породы замещаются более тонкообломочными и начинают доминировать озерные, лагунные и прибрежно-морские отложения (см. колонку II на рис. 6.13). Особенно это относится к северосучанской и френцевской свитам (Лихт, 1975). Континентальные более грубообломочные отложения установлены во всей сучанской серии только на южной и северо-западной периферии бассейна (Геологическое строение..., 1964; Шарудо, 1966, 1972).

На восточном побережье Уссурийского залива (колонка I на рис. 6.13) мощность сучанской серии сокращена. Суммарная мощность старосучанской и северосучанской свит составляет здесь до 350 м, что более чем в 3 раза меньше, чем на правобережье р. Партизанская (Красилов, 1967; Перепечина, 1960). Согласно В.А. Красилову (1967), комплексы остатков флоры, собранной в базальных слоях старосучанской свиты этого района, коррелируют с флорой верхних горизонтов этой свиты на правобережье р. Партизанская. Это означает, что юго-западная часть бассейна начала заполняться значительно позднее, чем северо-восточная.

Соколовская свита (до 800 м) распространена в восточной части бассейна, где она несогласно перекрывает более древние отложения. Ее распространение далеко не всегда совпадает с выходами ключевской свиты, и часто она залегает на домеловом фундаменте. В свите выделяется две ритмопачки (колонка VI на рис. 6.13). В основании нижней (до 530 м) залегают базальные конгломераты (15–20 м), сменяющиеся кверху чередованием песчаников и алевролитов (до 120 м). Средняя и верхняя части ритмопачки образованы монотонными песчанистыми алевролитами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Верхняя ритмопачка (до 270 м) начинается переслаиванием песчаников и алевролитов и заканчивается алевролитами. В цементе базальных конгломератов найден позднеготеривский–барремский аммонит, а выше по разрезу – остатки флоры и апт-альбские аммониты и двустворки рода *Aucellina*. С востока на запад в нижней части свиты появляются, а затем доминируют представители родов *Ostrea, Mytilus, Modiola (?) и Callista*. Это свидетельствует о некотором опреснении западной части бассейна и о близости береговой линии (Геология СССР..., 1969).

Таким образом, выстраивается закономерная последовательность готерив-альбских отложений, сменяющих друг друга по простиранию бассейна (с юго-запада на северо-восток): отложения аллювиальной долины, иногда опускавшейся ниже уровня моря (колонки I и II на рис. 6.13), отложения приустьевой части этой долины, максимально мощные и угленасыщенные (колонки III–V), шельфовые (колонка VI), которые к востоку сменяются отложениями континентального склона, главным образом его подножия (раннемеловые комплексы Журавлевско-Амурского террейна) (Голозубов и др., 1992; Голозубов, Ханчук, 1995).

Мощную (до 1700 м) толщу вулканогенно-осадочных пород, разделенную на кангаузскую и романовскую свиты, традиционно выделяют в этом бассейне в коркинскую серию альб-сеноманского возраста (Олейников и др., 1990). Она распространена несколько севернее сучанской серии и в северной части бассейна залегает на домеловом фундаменте (Геологическая карта..., 1986) (рис. 6.14). Это свидетельствует о перемещении депоцентра бассейна в север-северо-восточном направлении. Серия залегает местами согласно, местами (на юго-востоке бассейна) с глубоким размывом на сучанской серии (Геологическое строение..., 1964). Восточнее Партизанского (и его продолжения – Арсеньевского) разлома коркинская серия (или ее возрастные аналоги) неизвестна. Севернее долины р. Партизанская, в верховьях и на правобережье р. Арсеньевка, серия прослеживается в «окнах» среди позднемеловых вулканитов на расстояние около 100 км вплоть до района с. Яковлевка полосой шириной до 20 км, прилегающей с запада-северо-запада к зоне Арсеньевского разлома. Север-северо-восточное окончание бассейна клиновидное – коркинская серия «зажата» здесь между Арсеньевским и Яковлевским разломами. Последний ответвляется от Арсеньевского и простирается на северо-восток. Северо-западнее распространены терригенные породы с остатками норийских монотид. Такое же ответвление – Виноградовский разлом – установлено нами южнее, в верховьях р. Арсеньевка (см. рис. 6.14).

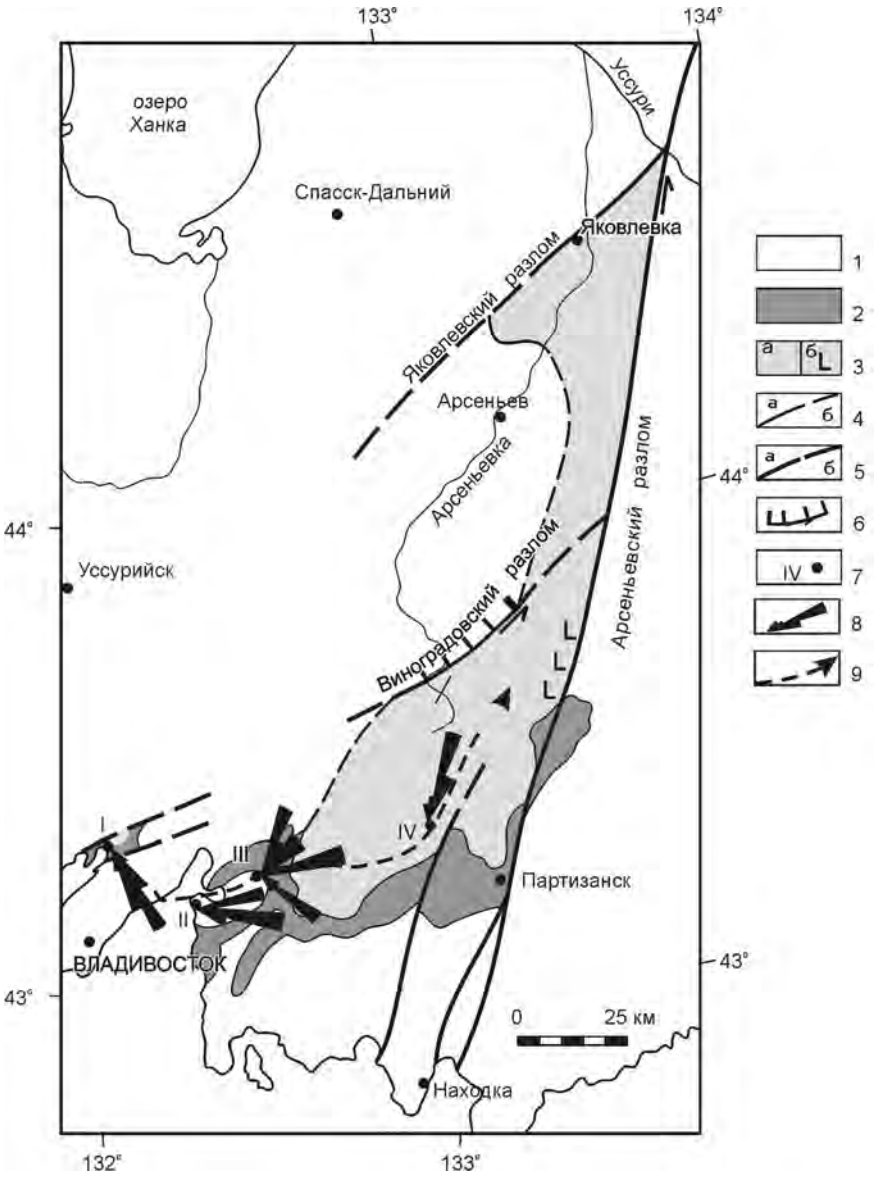


Рис. 6.14. Схема строения Партизанско-Суходольского бассейна в альб-раннесеноманское («коркинское») время.

1 – домеловые образования; 2 – готерив-альбская сучанская серия; 3 – альб-нижнесеноманская коркинская серия: а – аллювиальные и озерные туфо-терригенные образования, б – то же с потоками базальтов; 4 – границы бассейна установленные (а) и предполагаемые (б) под позднемеловыми и кайнозойскими образованиями; 5 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б) под позднемеловыми и кайнозойскими образованиями; 6 – левые сдвиги со взбросовой компонентой перемещений; 7 – точки, на которых производились измерения направлений сноса обломочного материала: I – восточное побережье Амурского залива в 1 км севернее мыса Клыкова, II – восточное побережье Уссурийского залива у мыса Красный, III – восточная окраина с. Романовка, IV – железная дорога у перевала в 4 км западнее ст. Тигровая; 8 – розы-диаграммы направлений сноса обломочного материала; 9 – предполагаемое направление течения палеореки «коркинского» времени

Кангаузская свита (до 240 м) образована главным образом туфопесчаниками с редкими прослоями туфов среднего и основного состава, зелеными туфоалевролитами, туфогравелитами и туфоконгломератами. Гальки и гравий представлены вулканитами среднего и основного состава.

Романовская свита (до 1450 м) сложена пестроцветными часто ритмичными терригенными породами. Внизу ритмы образованы разнозернистыми туфопесчаниками и гравелитами (до мелкогалечных конгломератов), а вверху – пестроцветными алевроаргиллитами и туффитами. В середине разреза свиты появляются, а в верхней части преобладают вулканиты среднего и основного состава. Вулканические центры располагались в восточной части бассейна в зоне Партизанского разлома.

Кангаузская и романовская свиты охарактеризованы комплексами позднеальбских растений, а верхние горизонты романовской свиты могли накапливаться и в раннем сеномане (Олейников и др., 1990).

Как показали детальные исследования (Лихт, 1975, 1994), коркинская серия этой части бассейна представлена главным образом континентальными, преимущественно аллювиальными отложениями. Для определения направления сноса обломочного материала мы исследовали ориентировку косых серий в туфопесчаниках русловых фаций кангаузской свиты восточного побережья Амурского и Уссурийского заливов, а также в долине р. Суходол (см. рис. 6.14). Полученные данные свидетельствуют, что в южной части бассейна снос был преимущественно к восток-северо-востоку. Лишь в восточной части бассейна, у ст. Тигровая, существовали север-северо-восточные палеотечения, параллельные простиранию Партизанского разлома.

В верховьях и на правобережье р. Арсеньевка коркинская серия представлена толщей (до 3000 м) пестроцветных, преимущественно тонкообломочных пород – алевролитов и алевроаргиллитов, алевропесчаников и мелкозернистых песчаников озерных фаций. Можно предполагать, что река коркинского времени впадала в озеро, в отличие от таковой сучанского времени.

ДИСЛОКАЦИИ

Сучанская и коркинская серии слабо дислоцированы и образуют открытую синклиналь восток-северо-восточного простирания с падениями крыльев обычно до 30°, редко круче. Ось ее постепенно погружается к восток-северо-востоку. Важно отметить, что осевой части этой синклинали, судя по распределению фаций, приблизительно соответствует ось максимального прогибания бассейна.

В верховьях р. Уссури ключевская свита образует складки с падениями крыльев под углами 40–60°; соколовская свита залегает здесь значительно положе (обычно до 20°), что предполагает существование ранне-позднеготеривского этапа дислокаций (Голозубов, Мельников, 1986).

В зоне влияния Партизанского разлома, в полосе шириной 2–3 км, нижнемеловые угленосные отложения, обычно залегающие полого, смяты в узкие линейно вытянутые складки с крутопадающими крыльями и разорваны многочисленными нарушениями, преимущественно надвигами. Надвиги ориентированы вдоль осей складок, и падение их преимущественно юго-восточное (Врублевский, 1971; Неволин, Чемерис, 1968). В начале позднего мела Партизанский разлом проявил себя как левый сдвиг (Врублевский, 1971).

В бассейне выделяется также Западно-Партизанский разлом (см. рис. 6.12), который ограничивает с запада область распространения сучанской серии, имеющей промышленную угленосность (Лихт, 1973).

В северной части бассейна, в верховьях и на правобережье р. Арсеньевка коркинская серия смята в серию крутых (с углами падения на крыльях до 70°) складок северо-восточного простирания (рис. 6.15), нарушенных разломами, субпараллельными осям складок. Наиболее крупные из этих разломов – упоминавшиеся Яковлевский и Виноградовский. Яковлевский разлом, ограничивающий бассейн с севера, закрыт для наблюдения, а Виноградовский изучен нами в береговых обнажениях вдоль р. Арсеньевка у устья руч. Широкий. Главный сместитель, представленный зоной тектонических глин мощностью до 30 см, падает на северо-запад под углами 60–65°. В висячем его боку кислые вулканиты перми превращены в кварциты; в лежачем боку коркинская серия интенсивно рассланцована и смята в микроскладки волочения. Штриховка на плоскостях скольжения погружается на северо-восток под углами около 30°; по уступам скольжения установлены левые взбросо-сдвиговые перемещения.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ

Ключевская и соколовская свиты образуют фрагменты отложений раннемелового бассейна, располагавшегося между Партизанским и Центральным Сихотэ-Алинским разломами. Весьма вероятно, что этот бассейн представляет собой перемещенное вдоль Партизанского разлома шельфовое продолжение Партизанско-Суходольского бассейна, заполненного преимущественно континентальными отложениями. Об этом свидетельствуют одинаковый возраст нижнемеловых отложений и их ритмичность, а также существование в отложениях обоих бассейнов несогласия в основании верхнеготерив-альбского разреза. На это же указывает единство фундамента этих бассейнов – в обоих случаях он сложен раннепалеозойскими габброидами и гранитоидами Сергеевского террейна, перекрытого пермскими, триасовыми и юрскими терригенными и вулканогенными отложениями (Ханчук и др., 1995).

В таком случае можно оценить амплитуду левосторонних перемещений по Партизанскому разлому в позднем альбе, которая составляет около 40–45 км (рис. 6.16). При этом Партизанско-Суходольский бассейн увеличивает свою протяженность на 40–50 км, и восточной его границей становится уже Центральный Сихотэ-Алинский разлом.

Приведенные данные свидетельствуют о синседиментационной активности разломов север-северо-восточного простирания. Крупным фациальным

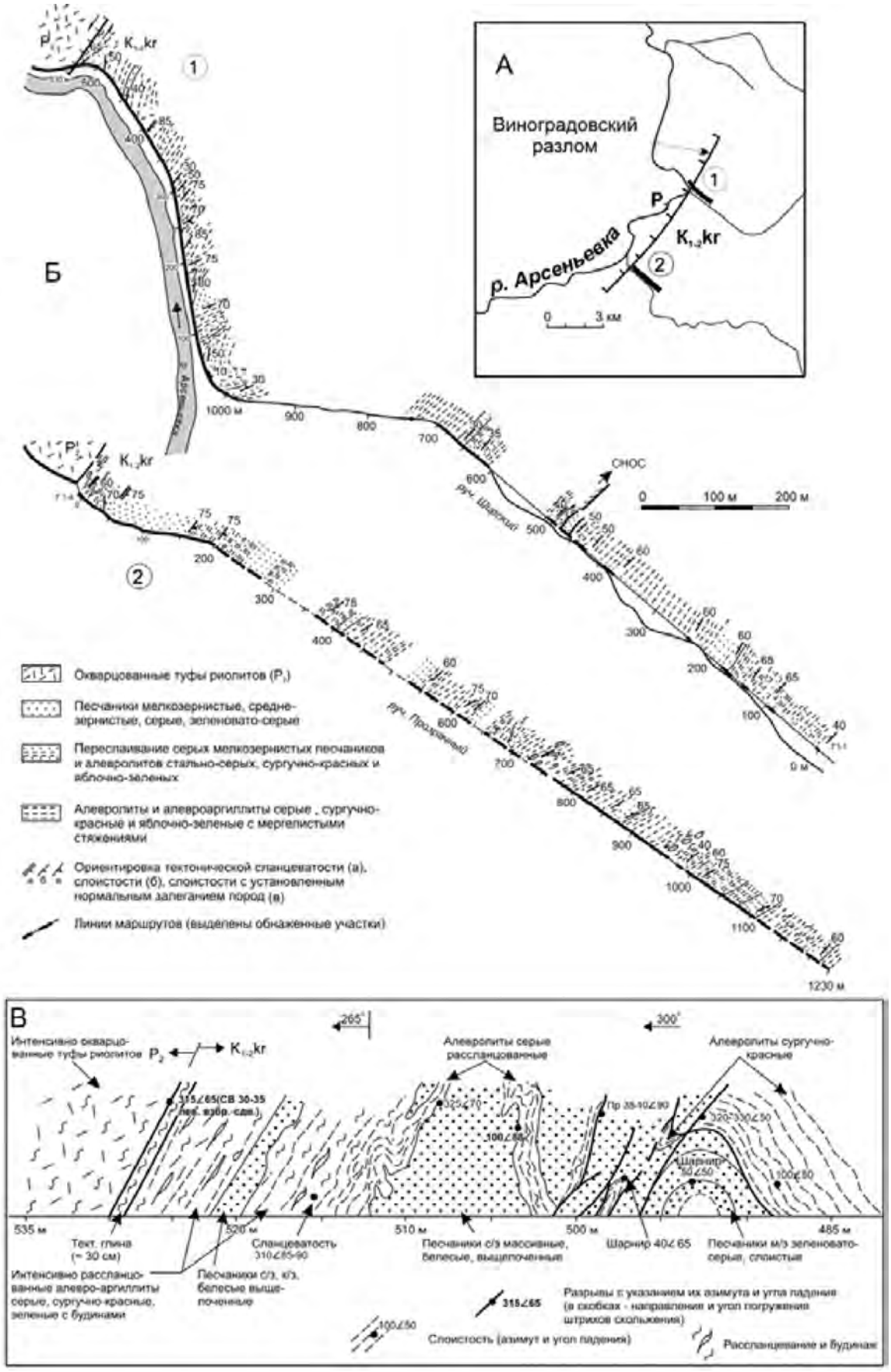


Рис. 6.15. Характер дислокаций коркинской серии на правобережье верховий р. Арсеньевка.

А – общий план, Б – геологические планы, В – зарисовка зоны Виноградовского разлома в обнажении на интервале 485–535 м разреза 1

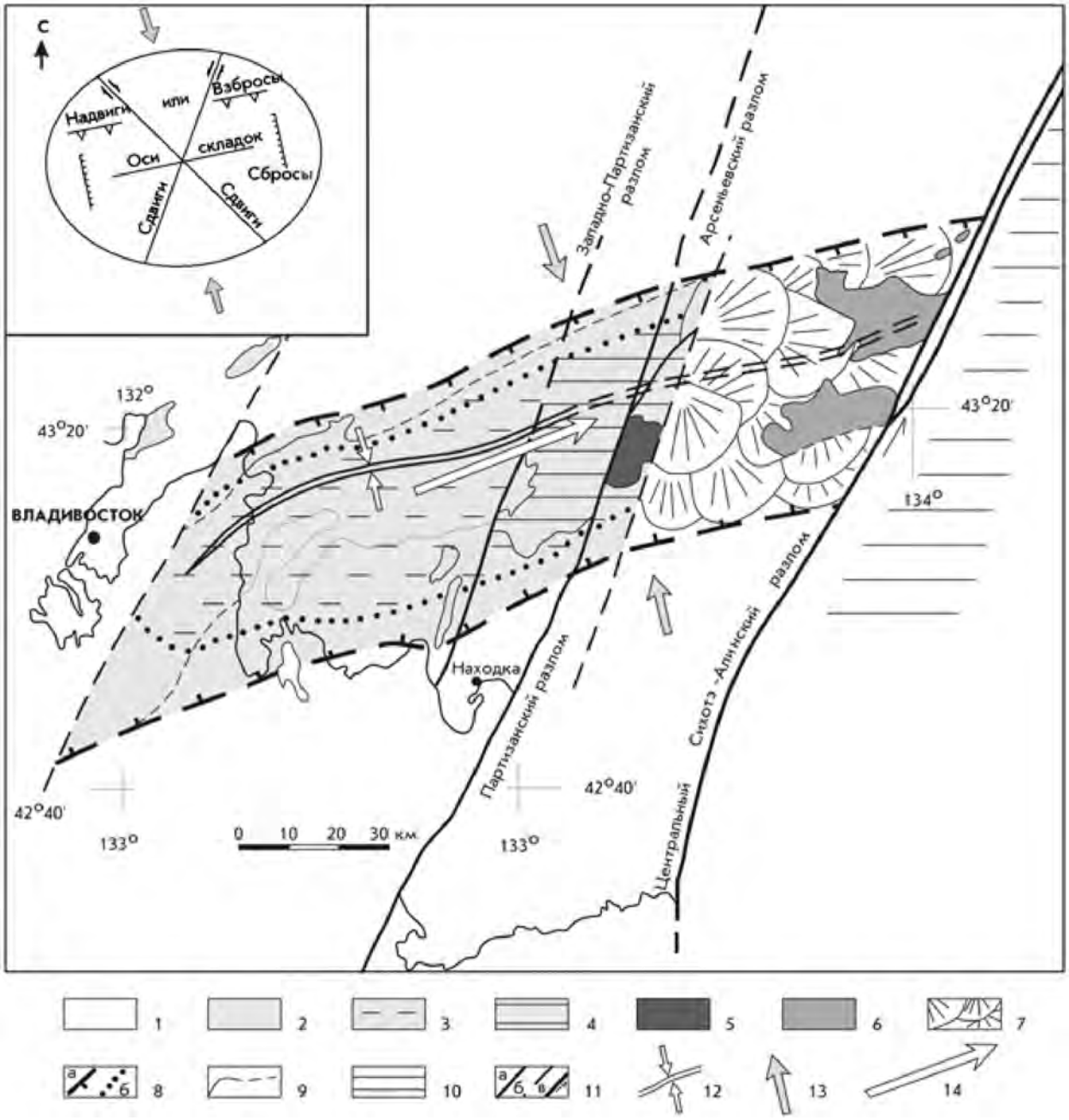


Рис. 6.16. Формирование Партизанско-Суходольского бассейна в валанжин-альбское время (пояснения см. в тексте).

1 – домеловой фундамент; 2–4 – отложения готерив-альба (сучанская серия): континентальные (2), чередование континентальных и прибрежно-морских (3), область максимального угленакопления (4); 5 – валанжинские континентальные отложения (капреевская свита); 6, 7 – валанжинские и/или готерив-альбские прибрежно-морские отложения (ключевская и/или соколовская свиты: современные выходы на дневную поверхность (6), предполагаемый бассейн седиментации (7); 8 – предполагаемая граница Партизанско-Суходольского бассейна (а), граница распространения континентальных отложений (б); 9 – граница современного распространения нижнемеловых отложений; 10 – нижнемеловые отложения подножья континентального склона; 11 – разломы: а, б – сбросы, в – сдвиги; 12 – ось конседиментационной синклинали; 13 – направление регионального сжатия; 14 – направление сноса обломочного материала.

На врезке в левом верхнем углу показаны геометрические взаимоотношения в плане ориентировок разрывов и складок, являющихся результатом север-северо-западного регионального сжатия (по: Harding, 1974, адаптировано)

барьером был Партизанский разлом, вдоль которого преимущественно континентальные угленосные толщи сучанской серии (готерив–альб) сменялись прибрежно-морскими отложениями ключевской и соколовской свит (валанжин–альб, см. рис. 6.13). В зоне этого разлома также выклиниваются валанжинские слои.

Ф.Р. Лихт (1973) придавал важное значение субмеридиональному Западно-Партизанскому раз-

лому, который, ответвляясь от Партизанского разлома, протягивается почти параллельно ему в 20–25 км северо-западнее. Этот разлом, по его мнению, служил фациальным барьером, восточнее которого распространены главным образом угленосные толщи (район г. Партизанска), а западнее – почти безугольные преимущественно озерные и прибрежно-морские отложения.

Центральный Сихотэ-Алинский разлом ограничивал с востока продолжение Партизанско-Суходольского бассейна на шельфе и также был важным фациальным барьером. Восточнее этого разлома на океаническом основании в течение всего нижнего мела у подножья континентального склона происходило накопление мощной (до 15 км) толщи турбидитов (Голозубов и др., 1992; Голозубов, Ханчук, 1995).

Приведенные данные свидетельствуют только о вертикальной составляющей конседиментационных перемещений вдоль перечисленных разломов в раннемеловое время. Сдвиговая компонента предполагается нами с учетом данных о существовании в раннемеловое время регионального сжатия, ориентированного в направлении ССЗ–ЮЮВ, которое частично реализовывалось перемещениями вдоль сдвигов север-северо-восточного простирания (Chen, 1993; Xu, 1993).

Распределение фаций сучанской серии, а также капреевской, ключевской и соколовской свит позволяют предполагать, что впадина представляла собой сильно вытянутый в восток-северо-восточном направлении синклинальный прогиб общей протяженностью около 150 км при средней ширине около 40 км (рис. 6.16). На краях этого прогиба отложения континентальные, большей частью грубообломочные аллювиально-пролювиальные и элювиальные, в то время как для осевых частей более характерны тонкообломочные озерные, лагунные и прибрежно-морские отложения (Геологическое строение…, 1964; Шарудо, 1966, 1972). Прилегающие к этому прогибу с северо-запада и юго-востока участки в это время представляли собой области размыва, т. е. ядра конседиментационных антиклиналей (Геологическое строение…, 1964; Лихт, 1968; Шарудо, 1966, 1972). Некоторые наблюдения показывают, что система узких присдвиговых складок на правобережье р. Партизанская начала формироваться еще в течение раннемеловой седиментации, о чем можно судить по изменениям фаций и их мощностей (Лихт, 1975; Шарудо, 1960). Так, согласно Ф.Р. Лихту (1975), ядро локальной антиклинали, известной в черте г. Партизанска и сложенной породами домелового фундамента, во время накопления сучанской серии представляло собой ось положительной морфоструктуры, и здесь доминировали эрозионные процессы. Угленосные отложения на крыльях этой складки представлены отложениями предгорно-шлейфовой денудационно-аккумулятивной долины. В пользу этого предположения свидетельствуют также данные И.И. Шарудо (1960) о распределении мощностей надугленосной подсвиты (здесь – нижней ритмопачки френцевской свиты). В ядрах двух антиклинальных складок мощность подсвиты 10–40 м, а в осевых частях прилегающих синклиналей она увеличивается до 200–250 м.

Синклинальный прогиб формировался благодаря региональному сжатию ССЗ-ЮЮВ направления, т. е. поперек простирания этого прогиба. Геометрия бассейна, сильно вытянутого в восток-северо-восточном направлении, при такой ориентировке сжатия исключает возможность применения моделей формирования бассейнов в условиях синсдвигового растяжения (см. рис. 6.16). Маловероятна по этой же причине и модель, рассматривающая бассейн как развивавшуюся грабен-синклиналь («штамповую» синклиналь, по Ф.Р. Лихту (1968, 1975). В рамках этих представлений седиментация контролируется активностью сбросов, ориентированных вдоль простирания бассейнов, в данном случае – в восток-северо-восточном направлении. Такого рода продольные сбросы регионального плана в описываемом районе не установлены ни в фундаменте, ни тем более в нижнемеловом чехле.

Ось максимального прогибания бассейна в процессе седиментации ориентирована так, как первичные простирания осей складок в юрских и меловых террейнах Сихотэ-Алиня. Эти складки, по мнению В.П. Уткина (1980), – пликативное выражение левых перемещений вдоль сдвигов север-северо-восточного простирания. Можно предполагать, что впадина формировалась по механизму, аналогичному формированию складок в юрских и меловых террейнах Сихотэ-Алиня. Другими словами, в результате субмеридионального сжатия в зоне, располагающейся выше активных сдвигов, могло происходить коробление поверхности Земли с образованием субширотных валов и впадин.

Мы пришли к выводу, на первый взгляд, парадоксальному, что сминались в складки породы фундамента, совершенно для этого не приспособленные, – в первую очередь, габброиды, меньше – гранитоиды и метаморфиты Сергеевского террейна. Однако имеются данные о том, что этот комплекс пород аллохтонный и образует пластину относительно небольшой (большей частью до 500 м) мощности, которая в раннем мелу была смята в складки вместе с подстилающими габброиды средне-позднеюрскими терригенными отложениями автохтона (Голозубов, Мельников, 1986) (рис. 6.17, 6.18). Форма и размер таких складок зависят, очевидно, от мощности сминавшихся пластин габброидов. При относительно малой мощности этих пластин, заклю-

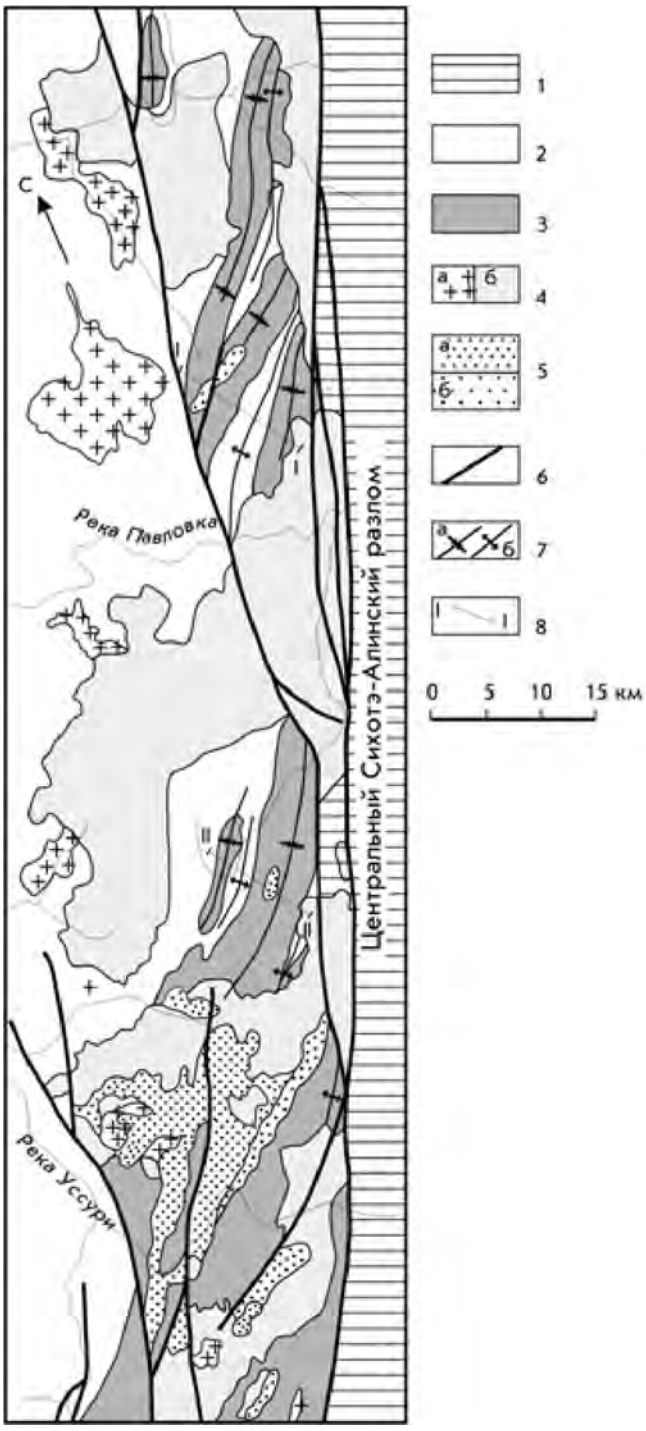


Рис. 6.17. Нижнемеловые прибрежно-морские отложения в приосевых частях синформ, образованных пластообразными аллохтонными телами Окраинско-Сергеевского субтеррейна. Правобережье верховий р. Уссури, по Голозубову и Мельникову (1986), с упрощениями.

1 – Журавлевско-Амурский террейн; 2 – автохтонный комплекс Самаркинского террейна: хаотические образования с алевролитовым матриксом, глыбами и пластинами песчаников, кремней, базальтов, редко – известняков; 3 – пластообразные фрагменты Окраинско-Сергеевского субтеррейна в аллохтонном залегании; 4 – раннемеловые граниты (а) и позднемеловые вулканиты (б); 5 – нижнемеловые отложения соколовской (а) и ключевской (б) свит; 6 – левые сдвиги; 7 – оси синклиналей и антиклиналей; 8 – линии разрезов, показанных на рис. 6.18

ченных среди осадочных комплексов, складки в них крутые. В целом мощность рассматриваемых тел, вероятно, увеличивается в западном направлении, и в этом же направлении предполагаемый конседиментационный синклинальный прогиб, по-видимому, упрощался и исчезал.

Конседиментационные валанжин-альбские левые перемещения в поверхностном слое земной коры можно предполагать только для Центрального Сихотэ-Алинского разлома, ограничивавшего бассейн с востока. Партизанский и Западно-Партизанский разломы находились, по-видимому, тогда в «эмбриональной» стадии развития, и вдоль них происходили только вертикальные подвижки.

На первых порах, в валанжинское время, седиментация была сосредоточена в северо-восточной части бассейна, о чем свидетельствует выклинивание слоев этого возраста западнее Партизанского разлома. Заложение прогиба началось с формирования межгорной речной долины, которая быстро опустилась ниже уровня моря и превратилась в эстуарий или лиман.

В готериве–альбе бассейн приобрел близкую к современной протяженность, по-видимому, благодаря формированию долины палеореки, которая текла в запад-юго-западном направлении. Если на правобережье р. Партизанская формирование палеодолины началось в позднем готериве–барреме, то на восточном побережье Уссурийского залива – значительно позднее, возможно в апте (Красилов, 1967).

Синклинальный прогиб компенсировался накоплением преимущественно континентальных угленосных толщ. Геоморфологически он представлял собой, по-видимому, аллювиальную равнину шириной 30–50 км, переходящую в морской залив примерно такой же ширины. Вероятно, ситуация была аналогичной тому, что происходит в наши дни в районе г. Владивостока, где долина р. Раздольная продолжается на юг в виде Амурского залива. В отдельные периоды прогибание происходило, по-видимому, со скоростью, превышающей скорость аллювиально-озерной седиментации, и значительная часть бассейна оказывалась ниже уровня моря.

В альб-раннесеноманское (коркинское) время осевая часть прогиба (его депоцентр) несколько сместилась на север-северо-восток. Видимо, во время перерыва между накоплением сучанской и коркинской серий восточная, шельфовая, часть бассейна была перемещена на север-северо-восток по Партизанскому разлому на 45–50 км и заняла современное положение. Одновременно с латеральными перемещениями воздымался блок, располагавшийся восточнее Партизанского разлома, в результате чего нижнемеловые отложения были здесь почти полностью смыты и сохранились лишь фрагменты наиболее глубоких частей бассейна. Приустьевая часть

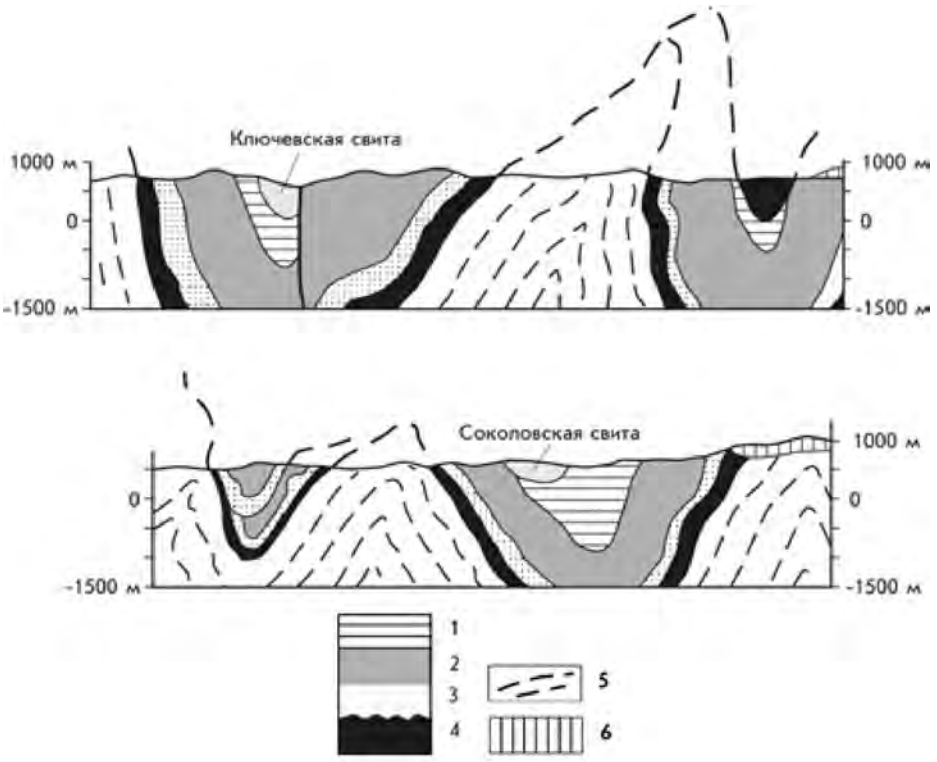


Рис. 6.18. Разрезы к рис. 6.17.

1–4 – аллохтон: 1 – туфы щелочных базальтоидов (верхнеюрская погская свита), 2 – алевролиты, редко песчаники триаса и юры, 3 – слюдистые песчаники и алевролиты верхней перми, 4 – протерозойские–раннепалеозойские габброиды, гранитоиды и метаморфические породы; 5 – автохтон: средне-позднеюрский аккреционный комплекс Самаркинского террейна; 6 – позднемеловые вулканиты

палеодолины сучанского времени была, по-видимому, при этом полностью перекрыта, в связи с чем речная сеть перестроилась. Об этом можно судить хотя бы по тому, что восточнее Партизанского (и Арсеньевского) разлома нет следов продолжения бассейна этого времени. Коркинская серия образует отдельные выходы среди позднемеловых и третичных эффузивов грабена, ограниченного Арсеньевским разломом, в север-северо-восточном направлении вплоть до приустьевой части р. Арсеньевка, где она образует Марьяновскую впадину (Геологическая карта…, 1986) (см. рис. 6.12). Судя по приведенным данным, водосток при формировании отложений бассейна этого времени происходил в направлении с ЮЮЗ на ССВ, т. е. параллельно зоне Арсеньевского разлома и почти поперек направлению водостока, имевшего место при накоплении сучанской серии (Геологическое строение…, 1964). Эти наблюдения – косвенное свидетельство того, что присдвиговый грабен формировался одновременно с накоплением коркинской серии. Существование условий растяжения вдоль интересующего нас отрезка Арсеньевского разлома (о которых кроме приведенных доводов свидетельствуют приуроченные к этому разлому центры базальтового вулканизма романовской свиты) следует, по-видимому, связывать с активностью ответвлений от Арсеньевского разлома, в первую очередь Яковлевского и Виноградовского разломов.

РАЗДОЛЬНЕНСКИЙ БАССЕЙН

Раздольненский бассейн расположен в Юго-Западном Приморье, окрестностях г. Владивостока (рис. 6.19). Северная, главная, часть бассейна имеет изометричную, почти квадратную форму и размеры 45×50 км. Юго-восточным продолжением бассейна являются выходы меловых пород в ядрах нескольких синклиналей на северном побережье Амурского залива. С учетом этого протяженность бассейна по меридиану около 100 км, а общая площадь бассейна около 3000 км^2.

Меловые (главным образом нижнемеловые) отложения бассейна большей частью перекрыты третичными рыхлыми терригенными отложениями. Кроме того, западная половина бассейна перекрыта плиоценовыми плато-базальтами. На дневную поверхность угленосная толща выходит только на локальных участках в северо-западной, северо-восточной и восточной частях бассейна в речных долинах.

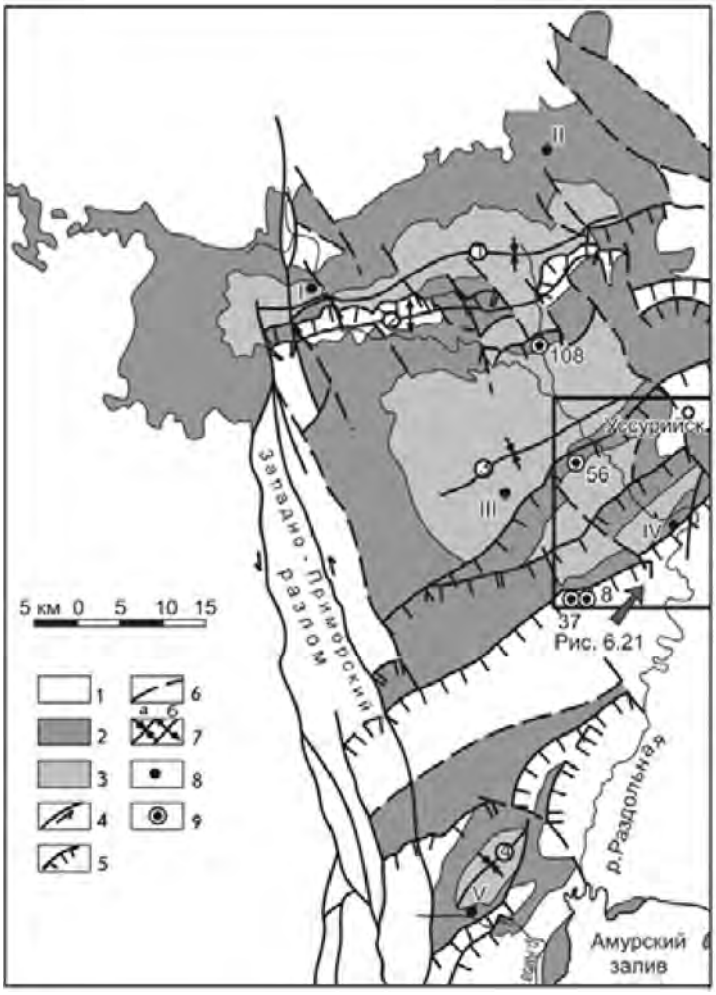


Рис. 6.19. Карта распространения меловых отложений Раздольненского бассейна.

1 – породы домелового фундамента; 2 – никанская серия; 3 – коркинская серия; 4 – сдвиги и направления перемещений по ним; 5 – надвиги; 6 – сбросы; 7 – оси синклиналей (а) и антиклинальных поднятий (б): 1 – Липовецко-Фадеевской синклинали, 2 – Корфовско-Галенковского антиклинального поднятия, 3 – Пуциловской и 4 – Занадворовской синклиналей; 8 – расположение разрезов, показанных на рис. 6.20; 9 – расположение скважин колонкового бурения, упоминаемых в тексте

Фундамент северной части бассейна сложен главным образом среднепалеозойскими гранитами, а западной – сильно дислоцированными осадочными отложениями нижнего силура и перми, прорванными интрузиями позднепермских гранитоидов. На юге и юго-востоке бассейн подстилается относительно спокойно залегающими отложениями триаса и нижней–средней юры. Вдоль его западной границы прослежена зона Западно-Приморского субмеридионального разлома.

В северной и юго-восточной краевых частях бассейна известно шесть крупных месторождений каменного угля, на которых в различные годы проводились геологоразведочные и поисковые работы с бурением скважин и проходкой горных выработок. Центральная часть бассейна была изучена в 1959 г. с помощью бурения, которое проводилось с целью оценки перспектив его нефтеносности. Было пробурено свыше 20 скважин, вскрывших полный разрез угленосной толщи. Часть скважин достигла домелового фундамента. На основе накопленных данных в 60-е годы прошлого столетия была разработана схема стратиграфии бассейна, не утратившая своего значения до настоящего времени, дана литолого-фациальная характеристика меловых отложений и выделены главные структурные элементы бассейна – Фадеевско-Липовецкая синклиналь, Корфовско-Галенковское поднятие, Пуциловская и Занадворовская синклинали (см. рис. 6.19) (Геология СССР…, 1969). Минералого-петрографические исследования терригенных пород бассейна были выполнены Е.М. Агеевой (1965). По палеоботаническим и палинологиче-

ским данным все терригенные породы бассейна накапливались в баррем-альбское время; лишь в самой верхней, практически лишенной остатков флоры части разреза допускается существование сеноманских отложений (Красилов, 1967; Маркевич, 1995).

Происхождение Раздольненского бассейна, как и других меловых эпиконтинентальных бассейнов Приморья, до настоящего времени объясняется вертикальными перемещениями блоков домелового фундамента (Геология СССР..., 1969; Назаренко, Бажанов, 1987). Структура бассейна представлялась в виде серии пологих брахиформных складок, в продольном и поперечном направлениях нарушенных крутопадающими разломами, главным образом сбросами (Геология СССР..., 1969). Однако переинтерпретация строения бассейна, выполненная Ю.Н. Олейником и Г.Л. Амельченко с учетом результатов буровых скважин последнего 30-летия, показала, что здесь широко развиты надвиги ВСВ простирания, полого падающие на ЮЮВ (см. рис. 6.19). Эти надвиги – прямые индикаторы горизонтальных перемещений – противоречат устоявшимся представлениям о преобладании сбросов при формировании и развитии рассматриваемого бассейна. В связи с этим возникает также вопрос о влиянии горизонтальных перемещений вдоль Западно-Приморского разлома, ограничивающего бассейн с запада, на образование впадины бассейна и ее заполнение. Этот разлом разделяет Лаоелин-Гродековский террейн позднепалеозойской островной дуги и Вознесенский террейн раннепалеозойской пассивной континентальной окраины (Ханчук и др., 1995). Морфология разлома, как и характер перемещений вдоль него, изучены недостаточно из-за плохой обнаженности. На доступных для наблюдения участках, преимущественно севернее Раздольненского бассейна, он представляет собой полосу сближенных разрывов шириной 6–8 км. Разрывы круто (60–90°) падают преимущественно на восток и сопровождаются зонами милонитизации, рассланцевания и будинажа мощностью от первых метров до первых десятков метров (Изосов, Мельников, 1988). Между этими разрывами «зажаты» клиновидные и линзовидные фрагменты различных уровней разреза нижнесилурийских и пермских пород с крутым (40–80°) падением на восток; нередки опрокинутые залегания. Предполагалось, что по этому разлому происходили надвиговые перемещения (Геология СССР..., 1969; Изосов, Мельников, 1988), однако его прямолинейность и некоторые данные, приведенные ниже, свидетельствуют, что, по крайней мере, в раннемеловое время велико было значение и левых сдвигов.

На участках пересечения нижнемеловых отложений разрывами также есть следы катаклаза и смятия, многочисленные зеркала скольжения, однако в целом изменения пород здесь значительно меньше. С учетом этих наблюдений, а также того, что северная граница бассейна Западно-Приморским разломом практически не нарушена, можно предполагать, что главная фаза перемещений вдоль этого разлома происходила до начала формирования Раздольненского бассейна.

Ниже дается краткое описание главных структурных элементов бассейна, а также излагается модель его формирования и последующей эволюции.

СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ

В строении бассейна принимают участие терригенные отложения общей мощностью до 1900 м, объединенные в никанскую и коркинскую серии. Нижняя, никанская, серия (до 1150 м) представляет собой сероцветную угленосную толщу, расчлененную на уссурийскую, липовецкую и галенковскую свиты (рис. 6.20) (Красилов, 1967). Коркинская серия (до 750 м) образована пестроцветными отложениями.

Уссурийская свита (90–300 м) в краевых частях бассейна и в прилегающих к Корфовско-Галенковскому поднятию участках представляет собой крупный ритм, в основании которого конгломераты (до 50 м) либо чередование конгломератов, песчаников и алевролитов. Выше залегают чередующиеся песчаники и алевролиты, иногда с маломощными (до 0,5 м) прослоями угля.

По мере удаления от края бассейна к приосевым частям синклиналей увеличивается мощность свиты (см. рис. 6.20), а в основании постепенно уменьшается содержание грубообломочных пород. В центральной части бассейна иногда алевролиты залегают на фундаменте.

На западе и северо-западе бассейна гальки конгломератов представлены гранитами, в глинистой фракции цемента конгломератов доминирует каолин, в то время как на востоке гальки состоят преимущественно из осадочных и эффузивных пород, а глинистая фракция – из гидрослюд. Таким образом, обломочный материал поступал из двух независимых источников, прилегающих к этим частям бассейна, и он почти не перемешивался.

Липовецкая свита (до 500 м) также представляет собой крупный ритм. Вблизи северного обрамления басейна на Липовецком месторождении выделяется нижняя пачка (до 300 м) – крупнозернистые песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов, перекрытая верхней пачкой (до 150 м) средне- и мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитов, углистых аргиллитов и промышленными пластами каменного угля, мощность которых достигает 19 м. В приосевых частях синклиналей свита имеет максимальную мощность, более тонкообломочная и ритмичная. Насчитывается до 4 ритмов (70–100 м),

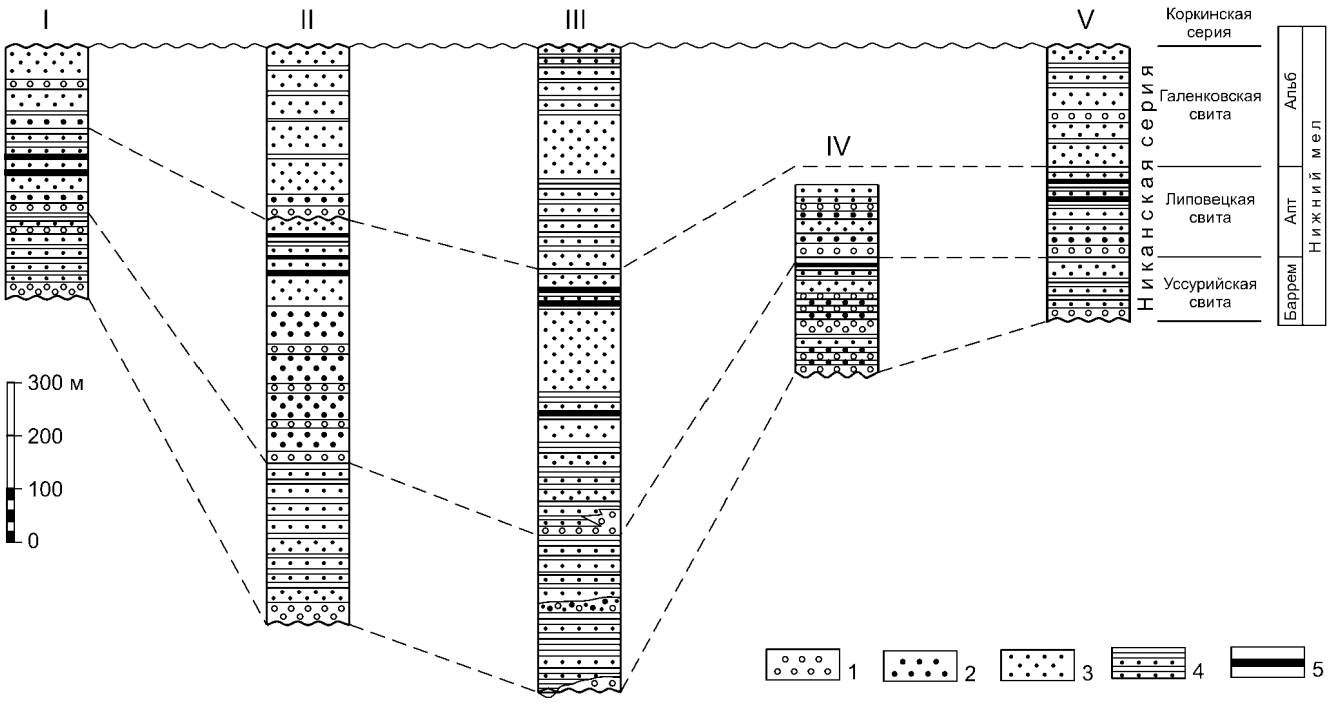


Рис. 6.20. Стратиграфические колонки никанской серии Раздольненского бассейна.

1 – конгломераты, гравелиты, гравелистые песчаники; 2 – песчаники грубо- и крупнозернистые; 3 – песчаники мелко- и среднезернистые; 4 – чередование песчаников и алевролитов; 5 – углистые аргиллиты и угли.

Колонки I, II, IV, V (краевые части бассейна) – по Красилову (1967); колонка III (приосевая часть Пуциловской синклинали) – по Шарудо (1972). Расположение разрезов см. на рис. 6.19

каждый из которых включает породы от конгломератов и гравелитов до углистых аргиллитов.

Галенковская свита (до 400 м) в краевых частях бассейна сложена преимущественно песчаниками (от грубо- до среднезернистых), содержащими, в отличие от пород подстилающих свит, значительную примесь пирокластического материала, поступавшего с севера, о чем свидетельствует уменьшение его содержания в песчаниках в направлении север–юг (Агеева, 1965). Песчаники содержат маломощные прослои гравелитов и конгломератов, галька которых сложена главным образом андезитами. Кроме того, в нижней и средней частях свиты установлены прослои алевролитов, углистых аргиллитов и пласты углей. В приосевых частях синклиналей в свите доминируют мелкозернистые песчаники и алевролиты. В керне одной из скважин в 60–70 и 150–160 м от подошвы свиты были обнаружены аммониты плохой сохранности.

Возраст свит определен по остаткам флоры и спорово-пыльцевым комплексам: уссурийская свита – поздний неоком–начало апта, липовецкая – апт и галенковская – альб (Красилов, 1967; Маркевич, 1995).

В никанской серии выделяется четыре литолого-фациальных комплекса: пролювиально-аллювиальный, озерный, озерно-болотный и прибрежно-морской (Шарудо, 1972). В краевых частях бассейна и на участках, прилегающих к Корфовско-Галенковскому поднятию, значительно преобладают пролювиально-аллювиальные и озерно-болотные отложения, а в наиболее погруженных участках резко возрастает роль озерных отложений. Прибрежно-морские отложения выделены локально и только в галенковской свите. Седиментация происходила во впадине, в краевых предгорных частях которой накапливался относительно грубообломочный материал, а для центральных частей, главным образом озер, характерны более тонкие осадки (Шарудо, 1966, 1972). В Корфовско-Галенковском валу озерных отложений нет. Следовательно, во время накопления никанской серии он уже существовал как устойчиво воздымавшаяся структура.

Коркинская серия (до 750 м) состоит из двух пачек. Нижняя (до 220 м) представлена крупно- и среднезернистыми, часто вулканомиктовыми песчаниками, содержащими прослои конгломератов, мелкозернистых песчаников и вишнево-красных алевролитов. Верхняя часть серии сложена алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками. В нижней части серии обнаружены скудные остатки флоры, которые в целом унаследовали особенности предшествующих альбских флор. Поскольку остальная часть разреза не охарактеризована органическими остатками, В.А. Красилов (1967) допускал, что граница между альбом и сеноманом проходит внутри коркинской серии.

ДИСЛОКАЦИИ

В Раздольненском бассейне выделяются валы и синклинали, оси которых вытянуты в восток-северо-восточном направлении. Валы прослеживаются по выходам фундамента или полосами его неглубокого залегания. Они разделяют бассейн на три синклинали (Липовецко-Фадеевскую, Пуциловскую и Занадворовскую), в осевых частях которых подошва бассейна погружается более чем на 2000 м (см. рис. 6.19). Все синклинали асимметричны – северо-западные крылья почти не деформированы (углы падения слоев обычно до 5°, редко до 30°), в то время как на юго-восточных крыльях обычны крутые, до опрокинутых, залегания, сопряженные с надвигами (рис. 6.19, 6.21).

Один из надвигов в осевой части Корфовско-Галенковского вала пересечен скв. 108 (см. рис. 6.19). Под кайнозойскими отложениями на глубинах 117–367 м обнаружены темно-серые крупно-среднезернистые песчаники, с примесью вулканического пепла и прослоями темно-серых алевролитов галенковской свиты. Падение пород до 10°. На глубине 367 м вскрыты тектонические брекчии, ниже которых до забоя скважины (650,8 м) пересечена верхняя пачка коркинской серии.

На юго-восточном крыле Пуциловской синклинали установлено несколько надвинутых друг на друга фрагментов бассейна, перекрытых породами фундамента. Борисовский надвиг пересечен серией скважин. В скв. 56 с глубин 157–258 м (см. рис. 6.21) из-под третичных отложений подняты породы липовецкой свиты. Далее установлена зона дробления и до глубины 598 м – галенковская свита, подстилаемая вновь липовецкой.

Надвиг, с юго-востока ограничивающий Пуциловскую структуру, вскрыт скв. 8 и 37. Под третичными отложениями здесь установлены верхнетриасовые терригенные породы с остатками монгугайской флоры и углами падения пород 60–70°. На глубинах 515–528,3 м (скв. 8) вскрыты тектонические брекчии, ниже которых в интервале 528,3–537,7 м – черные аргиллиты с многочисленными зеркалами скольжения, подстилаемые нижнемеловыми отложениями с никанской флорой.

На правобережье р. Раздольная в районе Сальниковских высот на продолжении этого же надвига нижнемеловые породы находятся в опрокинутом залегании с падениями на юго-восток под углом 65° (см. рис. 6.21).

В окрестностях г. Уссурийска на южных отрогах горы Видная под нижний палеозой «ныряют» нижнемеловые породы Раздольненского бассейна. Сместитель полого (15–20°) падает на север-северо-запад, сопровождается многочисленными субпараллельными разрывами, между которыми в узких блоках распознаются породы триаса, юры и нижнего мела с крутыми и опрокинутыми залеганиями.

Западнее Западно-Приморского разлома описанных восток-северо-восточных надвигов нет, т. е. надвигание фронтальных частей пластин должно было сопровождаться левыми перемещениями вдоль сдвига. Суммарная горизонтальная составляющая надвиговых перемещений в пределах бассейна примерно 7–10 км. Этой цифрой оценивается минимальная амплитуда леволатеральных постседиментационных перемещений вдоль разлома в южной части бассейна.

В бассейне широко распространены крутопадающие разрывы северо-западного простирания (в среднем 330°), хорошо изученные в северной его части. Эти разрывы (часть их показана на рис. 6.19) часто извилистые и рассекают бассейн на блоки шириной обычно 2–6 км. Как показали исследования на угольных месторождениях, это сбросы и взбросы с вертикальными перемещениями в несколько десятков, реже – сотни метров (Шарудо, 1972)

ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ

В Раздольненском бассейне установлены, таким образом, деформации, которые могли одновременно происходить при сжатии с север-северо-запада на юг-юго-восток (от 330–340° до 150–160°). Это направление – поперечное структурам сжатия (надвигам и осям синклинальных прогибов) и ориентированное под острым углом относительно Западно-Приморского разлома, контролирующего западную границу бассейна. Сбросы и взбросы северо-западного простирания формировались, по-видимому, в связи с растяжениями, ориентированными поперек главного сжатия.

Эти деформации характеризуют в первую очередь завершающую фазу развития Раздольненского бассейна. Однако примерно такая же ориентировка оси регионального сжатия, частично реализовавшегося левосторонними сдвигами по системе разломов Тан-Лу, имела место и ранее, в готерив-аптское время (Chen, 1993), т. е. в процессе заполнения этого бассейна. Приведенные данные о распределении мощностей и фаций нижнемеловых отложений показывают, что валы и впадины формировались в бассейне синхронно с седиментацией. В частности, в валах и краевых частях бассейна мощности разрезов никанской серии сокращены, широко распространены грубообломочные осадки аллювиально-пролювиальной группы фаций, в то время как в осевых частях синклиналей мощность максимальная при значительной роли (до 45 %) тонкообломочных озерных фаций. Можно предполагать, таким образом, что надвиги во фронтальных частях валов начали разви-

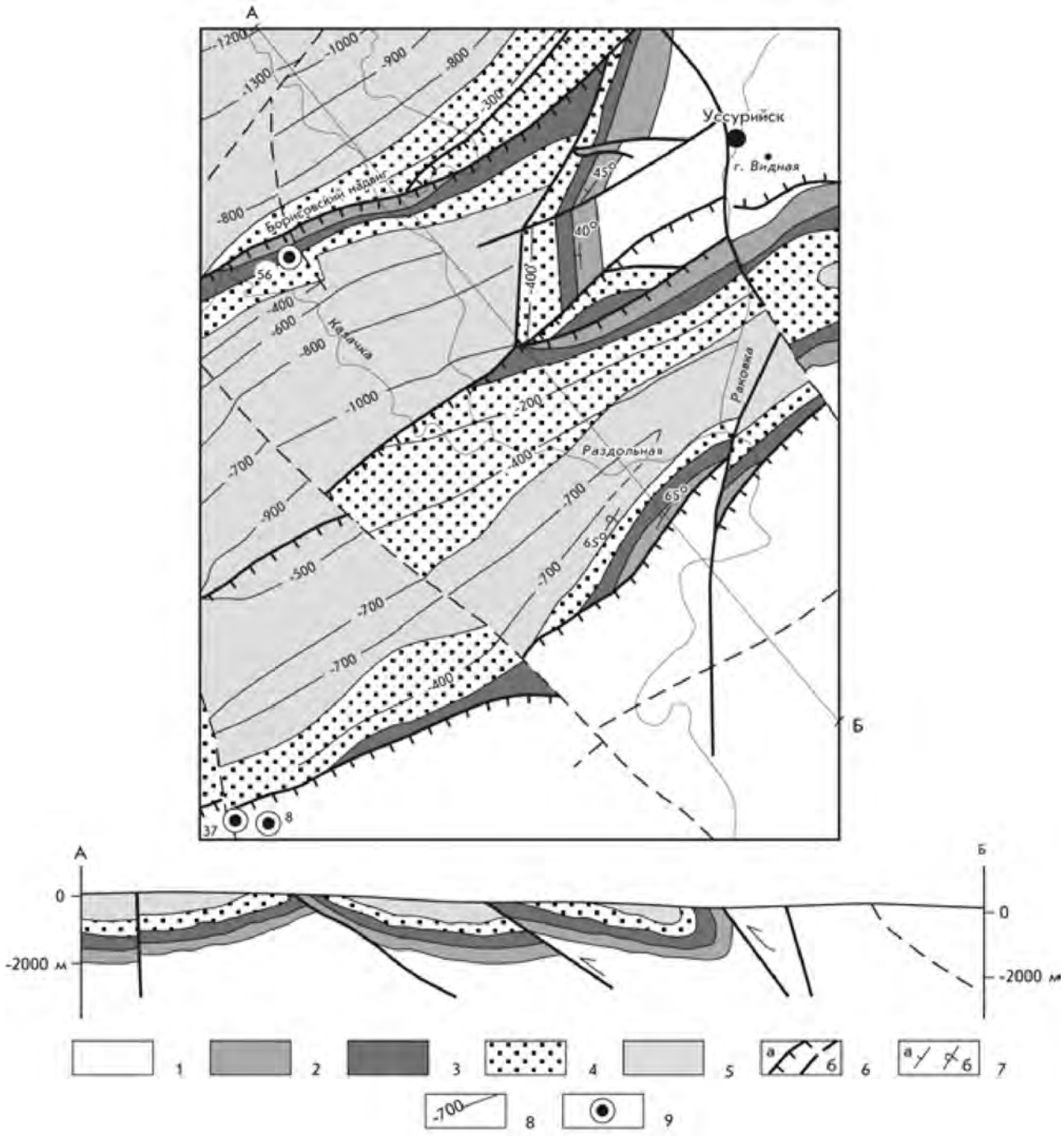


Рис. 6.21. Надвиги в юго-восточной части Раздольненского бассейна.

Расположение района см. на рис.6.19.

1 – породы домелового фундамента; 2–4 – никанская серия: 2 – уссурийская, 3 – липовецкая и 4 – галенковская свиты; 5 – коркинская серия; 6 – надвиги (а) и сбросы (б); 7 – нормальное (а) и опрокинутое (б) залегания слоев; 8 – изогипсы кровли липовецкой свиты; 9 – расположение скважин, упоминаемых в тексте, и их номера

ваться в процессе седиментации, а после заполнения бассейна перемещения по ним какое-то время еще продолжались (рис. 6.22).

Меловой (главным образом раннемеловой) Раздольненский бассейн заполнялся на фоне регионального сжатия, ориентированного в ССЗ–ЮЮВ направлении. Вблизи Западно-Приморского разлома в связи с этим сжатием формировалась система надвигов восток-северо-восточного простирания, по которым блоки домелового фундамента «наволакивались» друг на друга. Лежачие бока этих надвигов, оказавшиеся на глубинах свыше 2000 м, по-видимому, соответствовали участкам накопления преимущественно озерных отложений максимальной мощности. Относительно поднятые фронтальные части надвигов, а также краевые части бассейна представ-

ляли собой в это время область размыва, или здесь накапливались аллювиально-пролювиальные отложения сокращенной мощности.

СРЕДНЕ-АМУРСКИЙ ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН

Средне-Амурский осадочный бассейн (СОБ) – часть Саньцзян-Средне-Амурского бассейна и простирается в северо-восточном направлении вдоль среднего течения р. Амур при длине 600 и ширине 50–250 км. Северо-восточная его часть находится в России, а юго-западная – в КНР (рис. 6.23). В России (Хабаровском крае и Еврейской автономной области) площадь бассейна 60 тыс. км^2, и далее описана преимущественно эта часть СОБ.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Средне-Амурский осадочный бассейн располагается на стыке Цзямусы–Буреинского террейна (с его окраинными палеозойскими и мезозойскими прогибами) и Сихотэ-Алинской–Наданьхада аккреционной складчатой системы (см. рис. 6.23), в которую с юга вклинивается Ханкайский террейн. Граница между Урмийским прогибом Буреинского террейна и Сихотэ-Алинской системой проходит по Куканскому сдвигу (Геологическая карта..., 1991). Такое положение предопределило различие типов меловых разрезов, формировавшихся в разных частях СОБ.

В современном виде СОБ представляет собой систему грабенов и горстов. Структурами первого порядка являются система грабенов Бирофельдский, Кур-Урмийский и Переяславский и серия поднятий, среди которых наиболее крупные – Ульдура-Чуркинское, Вандан-Горбылякское и Хехцирское (Варнавский, 1971).

До сих пор нет устоявшегося мнения о возрасте складчатого фундамента в восточной части СОБ. Б.А. Натальин и С.Г. Черныш (1992) основательно рассмотрели этот вопрос и пришли к выводу, что весь нижнемеловой комплекс относится к фундаменту. Но они, видимо, не располагали окончательными данными о стратиграфической последовательности и условиях седиментации толщ, вскрытых глубокими скважинами в Переяславском грабене. К тому же не было принято во внимание структурное районирование меловых отложений, предложенное на IV межведомственном стратиграфическом совещании (Решения..., 1994), где западная часть СОБ была отнесена к Бирско-Белоянской зоне, сложенной континентальными меловыми толщами, центральная – к Горинской зоне (преимущественно с морским типом

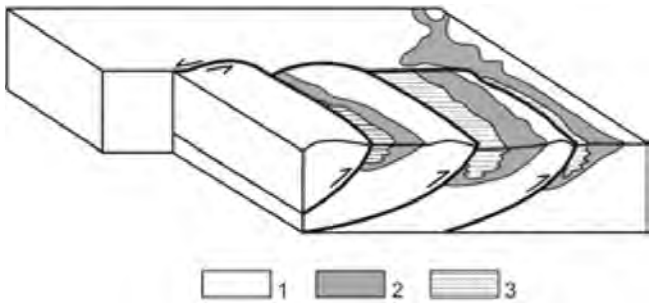


Рис. 6.22. Предполагаемый механизм формирования впадины Раздольненского бассейна в лежачих боках надвигов на окончании активного левого сдвига. Пояснения см. в тексте. Масштабы не выдержаны.

1 – домеловой фундамент; 2, 3 – никанская серия: 2 – аллювиальные, пролювиально-элювиальные и озерно-болотные отложения, 3 – то же при значительной роли (до 45 % разреза) озерных отложений

разреза), а восточная – к Западно-Сихотэ-Алинской зоне с вулканогенно-осадочным прибрежно-морским, переходным к континентальному, типом разреза. Бирско-Белоянская зона относится к окраине Буреинского террейна, Горинская и Западно-Сихотэ-Алинская – к Сихотэ-Алинскому орогенному поясу. Границы между зонами условные, особенно в СОБ, поскольку они перекрыты мощным чехлом кайнозойских образований.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ФУНДАМЕНТА

Фундамент СОБ гетерогенный. В западной, незначительной по площади, части развиты краевые структуры Буреинского террейна различного состава и возраста. Наиболее древний, верхнеархейский, структурно-вещественный комплекс представлен гнейсами и кристаллическими сланцами амурской и тастахской серий мощностью до 5000 м, слагающими Амурский и Сынчугинский блоки. Второй структурно-вещественный комплекс представлен образованиями позднего докембрия–раннего палеозоя. Стратифицированные отложения наиболее полно представлены в Кимканском прогибе Малохинганского выступа: рифейские известняково-терригенные и нижнекембрийские известняково-кремнисто-глинистые образования суммарной мощностью более 7000 м. Среди магматических образований преобладают позднедокембрийские и раннепалеозойские гранитоиды.

Среднепалеозойский комплекс слагает Урмийский прогиб, окаймляющий Буреинский массив с востока и традиционно относящийся к окраинному пригеосинклинальному или пассивной континентальной окраине (Натальин, 1991). В строении Урмийского прогиба участвуют нижне-среднедевонские терригенно-карбонатные отложения пачанской и нираской свит суммарной мощностью около

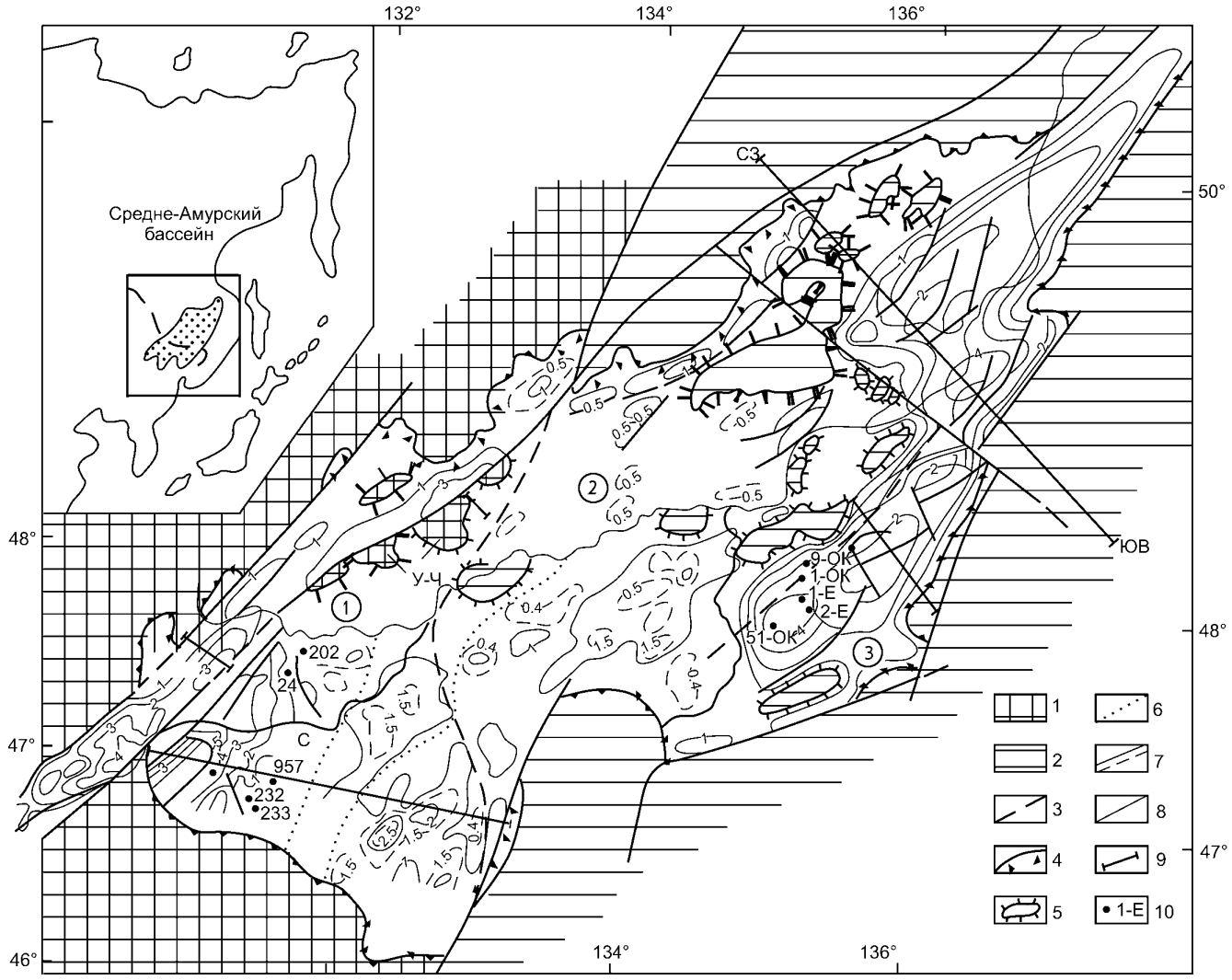


Рис. 6.23. Тектоническая позиция и главные структуры Саньцзян-Средне-Амурского бассейна.

1 – Буреинский блок; 2 – Сихотэ-Алинский орогенный пояс и террейн Наданьхада (Н); 3 – границы зон: 1 – Бирско-Белоянской, 2 – Горинской, 3 – Западно-Сихотэ-Алинской; 4 – границы бассейна; 5 – поднятия; 6 – контуры погребенного поднятия Фуцзинь; 7 – изопахиты осадочного чехла; 8 – основные разломы; 9 – приблизительное направление линии профиля, показанного на рис. 6.26; 10 – скважины

2800 м, а также нижне-средневизейские песчаники, алевролиты и гравелиты мощностью до 800 м (Решения…, 1994).

Верхнепалеозойский–среднетриасовый комплекс выполняет Куканский (или Урмийский) окраинный прогиб. Наиболее полный разрез известен в окрестностях хр. Бол. Чурки (Решения…, 1994). Он сложен песчаниками, алевролитами, известняками (650 м) ранней–начала поздней перми, осахтинской свитой поздней перми (песчаники, алевролиты, конгломераты, известняки, туфы кислого состава, общая мощность около 1500 м), а также раннесреднетриасовыми песчаниками и алевролитами общей мощностью около 1000 м.

Рифейско-среднетриасовые мелководно-морские карбонатно-терригенные образования окраины Буреинского массива можно рассматривать как нижние этажи полифазного осадочного бассейна. В этот период здесь существовал мелководный морской бассейн с обильной фауной и флорой. Плотность пород варьирует от 2,52 до 2,67 г/см^3 , что соответствует стадиям катагенеза $МК_3$–$МК_5$, а по палеоглубинам – главной зоне газообразования. Однако эту часть разреза мы относим к фундаменту условно, сосредоточив главное внимание на верхнеюрско-кайнозойской части разреза.

На остальной части СОБ предполагается, что фундамент сложен триасово-раннемеловыми отложениями (Шевелев, 1987; Натальин, Черныш, 1992; Решения…, 1994). Перед описанием основных структур и стратиграфии следует напомнить о тех кардинальных переменах в интерпретации позднепалеозойских и мезозойских разрезов Восточно-Азиатской континентальной окраины, которые произошли в последнее десятилетие. Коснулись они и близких к СОБ регионов, где ареалы распростране-

ния верхнепалеозойских отложений сильно «сократились» или «исчезли» совсем. Это Хабаровско-Ванданская, Хорско-Анюйская (Шевелев, 1987), Горинская и Баджальская зоны, обобщение материалов по которым еще не завершено, а также террейн Наданьхада, продолжающийся в Западном Сихотэ-Алине.

С. Мизутани в 1987 г. предположил, что террейны Мино в Центральной Японии, Наданьхада в Северо-Восточном Китае и Западный Сихотэ-Алинь представляют собой части некогда единого мезозойского супертеррейна. Ныне стратиграфический разрез террейна Наданьхада, наиболее интенсивно изучавшийся в последнее время, следующий. Средневерхнетриасово-нижнеюрская последовательность сложена красными, зелеными и серыми кремнями, кремнистыми сланцами с редкими линзами известняков, содержащих конодонты. Выше следует осадочный меланж с экзотическими (размером до 300 м) блоками карбон-пермских известняков (с фузулинидами, криноидеями и кораллами) и мезозойских кремней. Предполагается, что известняки формировались на палеоокеанических плато Восточного Тетиса. Алевропелитовый матрикс меланжа содержит среднеюрские радиолярии. Коллизия супертеррейна с континентальной окраиной произошла в конце средней юры (Yang et al., 1993), т. е. почти одновременно с коллизией Самаркинского террейна с континентальной окраиной и Сибирского блока с Буреинским. После этого поверх «спаявшихся» террейнов и блоков накапливались верхнеюрские–нижнемеловые аргиллиты, алевролиты, песчаники и конгломераты, содержащие остатки аммонитов и двустворок, характеризующих неритовую обстановку седиментации. В основании последней толщи залегают базальные конгломераты, содержащие в обломках среднетриасовые–среднеюрские радиолярии. Еще выше залегают базальты, широко распространенные в восточной части провинции Хэйлунцзян, возраст которых 111,3–97,9 млн лет (Ma, Fang, 1991).

Восточная часть террейна Наданьхада продолжается на территории России, ограничиваясь с юго-востока сдвигом Дуньхуа-Мишань и его северо-восточным продолжением. Впервые осадочный меланж (микститы) выделил в разрезе по р. Амур близ г. Хабаровска С.Ю. Беляев (1978), а позже большое внимание проблеме микститов в Приамурье уделял Е.К. Шевелев (Шевелев, 1987; Микститы…, 1988). В результате выяснилось, что большая часть ранее выделявшихся по окраине Буреинского блока палеозойских, триасовых и юрских толщ (свит) оказались блоками, глыбами и олистолитами, погруженными в нижнемеловой матрикс. Хабаровский разрез изучался позже многими исследователями (Натальин, Черныш, 1992; и др.). Возраст матрикса, по данным разных исследователей, различен. В обломке кремнистых пород из микститов обнаружен комплекс радиолярий, характерных для берриаса–валанжина, а из карбонатно-глинистой конкреции выделены радиолярии мелового облика (Микститы…, 1988). А. Мацуока и С.В. Зябрев в матриксе микститов определили позднетитон-валанжинские радиолярии плохой сохранности (устное сообщение).

По мнению Е.К. Шевелева (Шевелев, 1987; Микститы…,1988), нерасчлененные верхнеюрско-нижнемеловые отложения широко распространены в хребтах Вандан, Хехцир и в районе г. Хабаровска (рис. 6.24). Ранее эти отложения включались в состав воронежской, хабаровской, краснореченской и других свит. У г. Хабаровска в составе толщи (около 1000 м) преобладают алевролиты и туфоалевролиты, а в верхах разреза появляются пласты песчаников, основных вулканитов и микститов. Последние представляют собой пласт алевропсаммитовых пород мощностью около 40 м, имеющих резкий неровный контакт с подстилающими алевролитами. В нижней части пласта присутствуют многочисленные глыбы (до 2 м в поперечнике) кремней, песчаников, спилитов и известняков с остатками каменноугольной и пермской фауны. В обломках кремнистых сланцев обнаружены конодонты *Neospathodus* sp. и радиолярии *Triassocampe* sp., а также комплекс радиолярий мезозойского облика. Пока возраст отложений (матрикса) принимается как поздняя юра–ранний мел. Но, учитывая данные по террейну Наданьхада и палеогеодинамические реконструкции, по-видимому, следует сузить этот возраст до поздней юры–готерива. Известно, что в готериве имели место интенсивные складчатые и сдвиговые дислокации, а также магматизм. Кроме того, в хр. Вандан установлено, что рассматриваемая толща перекрывается фаунистически охарактеризованными апт-альбскими отложениями (Микститы…, 1988).

СТРАТИГРАФИЯ

На данной стадии изучения СОБ, как уже говорилось, разделение фундамента и чехла довольно условно. В этом разделе рассмотрен лишь юрско-кайнозойский интервал разреза. Строение его также неоднородно ввиду сложности и различного строения фундамента в разных частях впадины.

С запада на восток выделяются три основные зоны (Решения…, 1994): Бирско-Белоянская, Горинская и Западно-Сихотэ-Алинская с различными типами разрезов.

В Бирско-Белоянской зоне в 1970-х годах установлены довольно обширные поля юрских угленосных терригенных образований общей мощностью около 2000 м (Решения…, 1994). Снизу вверх это нижнеюрская (верхний плинсбах–нижний тоар) лангарийская свита (300–960 м), представленная конгломератами, песчаниками, углисто-глинистыми

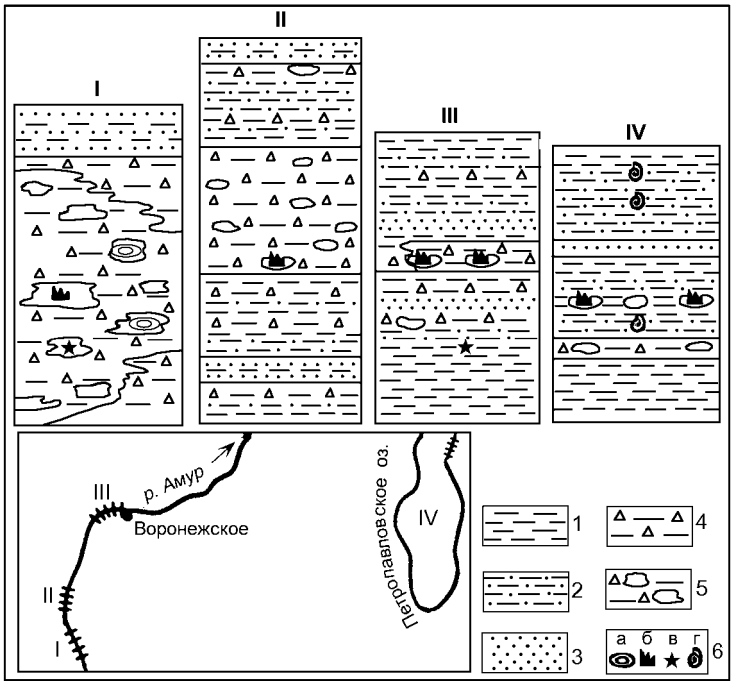


Рис. 6.24. Стратиграфические колонки верхнеюрско-нижнемеловых отложений (Микститы…, 1988).

1 – алевролиты и туфоалевролиты; 2 – переслаивание алевролитов и песчаников; 3 – песчаники; 4 – микститы с небольшими обломками (до 1 м) чужеродных пород; 5 – микститы с большими обломками (более 1 м) чужеродных пород; 6 – находки органических остатков: а – фораминифер; б – конодонтов; в – радиолярий; г – двустворок.

I–IV – разрезы: I – по р. Амур южнее железнодорожного моста в г. Хабаровск; II – севернее железнодорожного моста; III – у с. Воронежское; IV – по северо-восточному берегу Петропавловского озера

сланцами, каменными углями и алевролитами с остатками *Acrocoelites stimulus* (Damort). Выше с перерывом залегает среднеюрская катонская свита (400–850 м) (байос–бат), сложенная песчаниками с прослоями конгломератов, глинистых сланцев, углей, пепловых туфов с остатками *Dicranodonta* cf. *pictum* Milasch., *Ostrea* sp., *Eulina* cf. *laeviscula* Schw. Далее вверх – будаканская свита (180–300 м), сложена конгломератами, песчаниками, аргиллитами и пепловыми туфами. Обоснование возраста этих отложений недостаточно убедительно. В свете данных В.В. Кирьяновой по фитостратиграфии меловых отложений Малохинганской зоны, примыкающей с запада, где установлен полный разрез мела от берриаса до маастрихта, не исключено, что часть юрских толщ будет датироваться мелом, но для этого нужны дополнительные исследования.

Меловая часть разреза пока представлена лишь серединой мела. Она залегает в грабенах на раннепалеозойских гранитах и раннепротерозойских образованиях, а на юго-восточном борту Бирофельдского грабена (в Ульдура-Чуркинском горсте) – на девонских, верхнепермских и триасовых толщах.

При рассмотрении юрско-мелового разреза Бирско-Белоянской зоны целесообразно коротко описать разрезы китайской части Средне-Амурской впадины (Саньцзян). Погружение Суэбин бассейна Саньцзян расположено на правобережье Амура и является продолжением Бирско-Белоянской и частично Горинской зон.

По последним данным, включая материалы бурения глубоких скважин (Yang et al., 2000), реконструируется довольно полный разрез от средней юры до маастрихта. Келловей-берриасские терригенные отложения содержат морскую фауну двустворок, аммонитов, белемнитов, гастропод и брахиопод, а также динофлагеллят и спорово-пыльцевые комплексы. Валанжин-аптские отложения – континентальные, преимущественно терригенные угленосные с пластами туфов и обильной ископаемой флорой. В альбе преобладают андезиты и базальты, реже встречаются терригенные породы с остатками водорослей, спор, пыльцы и растений. Сеноман-маастрихтские отложения представлены пестроцветными терригенными отложениями с флорой.

Горинская зона простирается в северо-восточном направлении от г. Хабаровска до низовьев р. Амур. Меловой разрез здесь довольно полный, однако на IV стратиграфическом совещании (Решения…, 1994) была отмечена необходимость доизуче-

ния стратотипов свит, выделенных здесь более 30 лет назад, а также целесообразность разделения Горинской зоны на две подзоны – Ванданскую и Чаятынскую, с чем следует согласиться, поскольку различия весьма заметные. На юге Горинской зоны широко развита олистостромовая толща, возраст матрикса которой от поздней юры до готерива. Как уже говорилось выше, доготеривская часть разреза этой зоны условно отнесена к фундаменту.

Западно-Сихотэ-Алинская зона и ее разрез, включая юру и нижний мел, представляют наибольший интерес и рассмотрены подробнее, поскольку в ней расположен Переяславский грабен, перспективный в отношении углеводородов.

Верхнеюрско-нижнемеловую часть разреза Бикинской зоны, примыкающей с юго-востока к Западно-Сихотэ-Алинской, детально описал А.Н. Филиппов (1990). Наиболее представительна в Западно-Сихотэ-Алинской зоне апт-сеноманская часть разреза, в расчленении которой в последние годы произошли существенные изменения. Ранее здесь выделялась уктурская свита. Отложения, относившиеся к уктурской свите, по характеру разреза значительно отличаются от этой свиты, развитой в бассейне р. Уктур, поэтому вместо нее предложено выделять ассикаевскую свиту (Решения…, 1994; Маркевич и др., 2000). Обильные находки ископаемой фауны помогли уточнить время начала вулканизма в этой зоне как ранний–средний альб. В отрогах хр. Стрельникова терригенная толща с аммонитами до последнего времени тоже относилась к уктурской свите, а аналогичные образования в районе ст. Вяземская – к верхнему мелу. В последние годы эти отложения получили твердое возрастное обоснование (Маркевич и др., 2000). Их разрез четко отличается от всех известных меловых образований, поэтому они выделены в стрельниковскую свиту мощностью 2400 м.

Интересно сопоставить этот возрастной интервал с разрезом скв. В-I в Переяславском грабене. Анализу стратиграфической последовательности и комплексов ископаемой фауны в этой скважине до сих пор уделялось недостаточно внимания, поэтому остановимся на этих вопросах подробнее. К тому же корреляция разреза скважины с известными меловыми толщами и свитами проведена, на наш взгляд, неверно. В работе (Кириллова и др., 1996) показаны интервалы, из которых получены наиболее богатые комплексы фораминифер (определения Т.В. Туренко), двустворок (определения Н.В. Сальниковой) и стратиграфические диапазоны их возможного распространения. По заключению Н.В. Сальниковой, комплекс ископаемой фауны из интервала 2770–2781 м состоит из представителей солоноватоводных и пресноводных моллюсков, а остальные органические остатки выше по разрезу – представители неглубокого, достаточно теплого моря с нормальной или чуть пониженной соленостью. Н.В. Сальникова отмечает плохую сохранность фауны и считает, что вся она напоминает фаунистическую ассоциацию и характер ее распределения по разрезу в старосучанской и северосучанской свитах Приморья и их возрастных аналогах на Дальнем Востоке. Возрастной диапазон этих свит, принятый на IV стратиграфическом совещании, поздний готерив–начало позднего альба (Решения…, 1994).

Рассматривая территориально более близкие аналоги, нельзя не обратить внимание на сходство с ассикаевской и стрельниковской свитами Западно-Сихотэ-Алинской зоны (Маркевич и др., 2000). В скв. В-1 нет вулканитов, но они встречены в соседних скв. Е-1 и Е-2, где также определены альбские двустворки, а $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст андезибазальтов 106,8±1,3 млн лет. В скв. В-1 определены также агглютинированные бентосные фораминиферы. Т.В. Туренко отмечает плохую сохранность фораминифер и предположительно определяет возраст интервала 1490–2430 м как средний апт–альб, а интервала 1310–1432 м – апт–кампан. Кроме того, в интервале 380–1113 м встречены фораминиферы широкого стратиграфического распространения. По мнению Т.В. Туренко, они свидетельствуют, что осадки накопились в мелководном бассейне. Однако данные по последнему интервалу вступают в противоречие с другими. Как известно (Геологическое строение…, 1984; Решения…, 1994), самые молодые морские осадки в этой зоне – туронские, а позже преобладала континентальная седиментация. Геологи, изучавшие разрез скв. В-1, считают, что с глубины 1250 м разрез кайнозойский. Эти сведения надо иметь в виду для дальнейшей проверки. Дело в том, что еще в 1960 г. В.А. Марков (неопубл. данные) обнаружил в керне ряда скважин в бирофельдской свите остатки микрофауны, похожей на фораминиферы, о чем подробнее будет сказано при описании кайнозойского разреза.

Пытаясь «привязать» разрез скважины к меловым образованиям, обнажающимся по бортам и в горстах СОБ, нельзя не упомянуть об апт-альбской толще, обнажающейся около с. Князе-Волконское по правому борту р. Сита и в устье р. Обор. Это всего в 2,5 км севернее скв. В-1. Раньше эти отложения выделялись как уктурская свита. Они несогласно залегают на всех нижележащих образованиях, нередко с конгломератами в основании. Представлены апт-альбские отложения чередованием конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и пачек турбидитов. В них найдены отпечатки флоры, ископаемые аммониты и пелециподы. Заканчивается разрез песчаниками мощностью около 70 м. Этот разрез похож на нижнюю часть разреза скв. В-1 в интервале 2700–3200 м и на верхнюю подсвиту ассикаевской свиты, содержащей остатки фауны и флоры.

На большей части рассматриваемой территории на границе мела и палеоцена произошла существенная тектоническая перестройка с преобладанием восходящих движений, сопровождавшихся излияниями вулканитов. Предполагаемые палеоценовые отложения известны к востоку от СОБ в небольших приразломных депрессиях вдоль Центрального Сихотэ-Алинского сдвига. Это свита кандахэ, сложенная андезитами, туфоконгломератами, конгломератами, грауваккovыми песчаниками, туффитами, туфопесчаниками и туфами андезитов. Мощность ее от 200 до 600 м. По флористическим остаткам возраст свиты – даний. Кроме того, верхнепалеоцен-нижнеэоценовые отложения вскрыты скважиной в районе Бикинского буроугольного месторождения. Они представлены глинами со слоями песка и галечника в основании, мощность пачки не более 80 м, а возраст подтвержден надежным спорово-пыльцевым спектром.

В основании кайнозойского разреза скважин собственно СОБ обычно залегают эоцен-олигоценовые осадки (рис. 6.25), а палеоценовые отсутствуют, что отражает, видимо, перерыв в седиментации. В ряде скважин, а также по обрамлению СОБ наблюдаются палеоценовые андезиты, андезито-дациты и их туфы.

Кайнозойские отложения грабенов СОБ довольно хорошо изучены бурением и описаны в предыдущие годы в связи с поисками месторождений бурого угля (Варнавский, 1971; Геологическое строение…, 1984; и др.). Стратиграфическая схема прежних лет не претерпела сколько-нибудь значительных изменений (Решения…, 1994).

Наиболее мощный и полный кайнозойский разрез известен в Бирофельдском и Переяславском грабенах. О строении и составе кайнозойских отложений в Переяславском грабене можно судить по разрезам скважин, пробуренных в центральной части грабена (см. рис. 6.25).

Чернореченская свита вскрыта лишь наиболее глубокими скважинами. Состав ее неустойчив и меняется от существенно глинистого в центральной части грабена до песчаного и песчано-галечникового в прибортовых частях грабена. Мощность свиты наибольшая в скв. I-В (интервал 860–1250 м). Она обычно подразделяется на две подсвиты. С.П. Кузьменко, изучавший кайнозойские образования СОБ в 1970–1980-е годы, предлагает нижнюю подсвиту чернореченской свиты выделить в оборскую свиту.

Бирофельдская свита залегает согласно на чернореченской. Наиболее типичный разрез ее вскрыт скв. 5-ОК (см. рис. 6.25), где чередуются глинисто-алевролитовые и песчаные слои. Возраст кайнозойских свит определялся по спорово-пыльцевым комплексам, реже – по ископаемой макрофауне. Однако в бирофельдской свите в скв. 51-ОК, 5-ОК и I-ОК еще в 1960 г. В.А. Марков обнаружил ископаемую микрофауну, похожую, по мнению палеонтологов МГУ В.П. Алимариной и Н.А. Горбачик, на фораминиферы (Варнавский, 1971; Решения…, 1994). Более тщательное и подробное изучение обнаруженных органических остатков было продолжено тогда же старшим научным сотрудником ВНИГРИ Н.К. Быковой, которая предположила, что они относятся к новой группе колониальных организмов, условно выделенных под названием *Semibryozoa*. Впервые эта группа была обнаружена Н.К. Быковой в морских кайнозойских образованиях п-ова Мангышлак в 1960 г. Если это, как и фораминиферы, морские организмы, то их присутствие в верхнеолигоценовых слоях может свидетельствовать о кратковременной морской трансгрессии. В это же время, в позднем олигоцене, следы морской трансгрессии установлены в нижней пачке форомации Шахэцзе в бассейне Бохайвань (Ye et al., 1995), где найдены глауконит и морские ископаемые органические остатки. Это весьма интересный и важный факт для палеогеографических реконструкций.

Ушумунская свита залегает несогласно на бирофельдской. Она вскрыта всеми скважинами, а наиболее полный и типичный разрез ее – в скв. 12-ОК (см рис. 6.25). В ряде разрезов свита подразделяется на нижнюю угленосную и верхнюю безугольную подсвиты (Варнавский, 1971); максимальная мощность ее около 700 м. В юго-западной части Переяславского грабена ушумунская свита замещается базальтами, андезибазальтами, туффитами, туфами кизинской свиты, содержащими остатки флоры и диатомовых водорослей.

На ушумунской свите несогласно залегает средне-верхнемиоценовая головинская свита. В краевых частях грабенов она обнажается на поверхности. Характерен преимущественно кремнистый состав галек в галечниках и каолиновый состав глин, что позволяет отнести эту свиту к корам выветривания. Коры выветривания фиксируются также на базальтах кизинской свиты.

Венчается кайнозойский разрез песчано-гравийными отложениями приамурской свиты плиоценового возраста, которая замещается к востоку плиоцен-четвертичными базальтами совгаванской свиты.

ФАЦИИ, ФОРМАЦИИ, ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Для полного и детального анализа фаций, формаций и реконструкции обстановок осадконакопления для всего СОБ материала пока недостаточно, особенно для мезозойского этапа, в связи с закрытостью территории и небольшим объемом бурения. Всего три глубокие скважины вскрыли меловые отложения и несколько мелких по краям грабенов, остальные прошли только кайнозойский разрез.

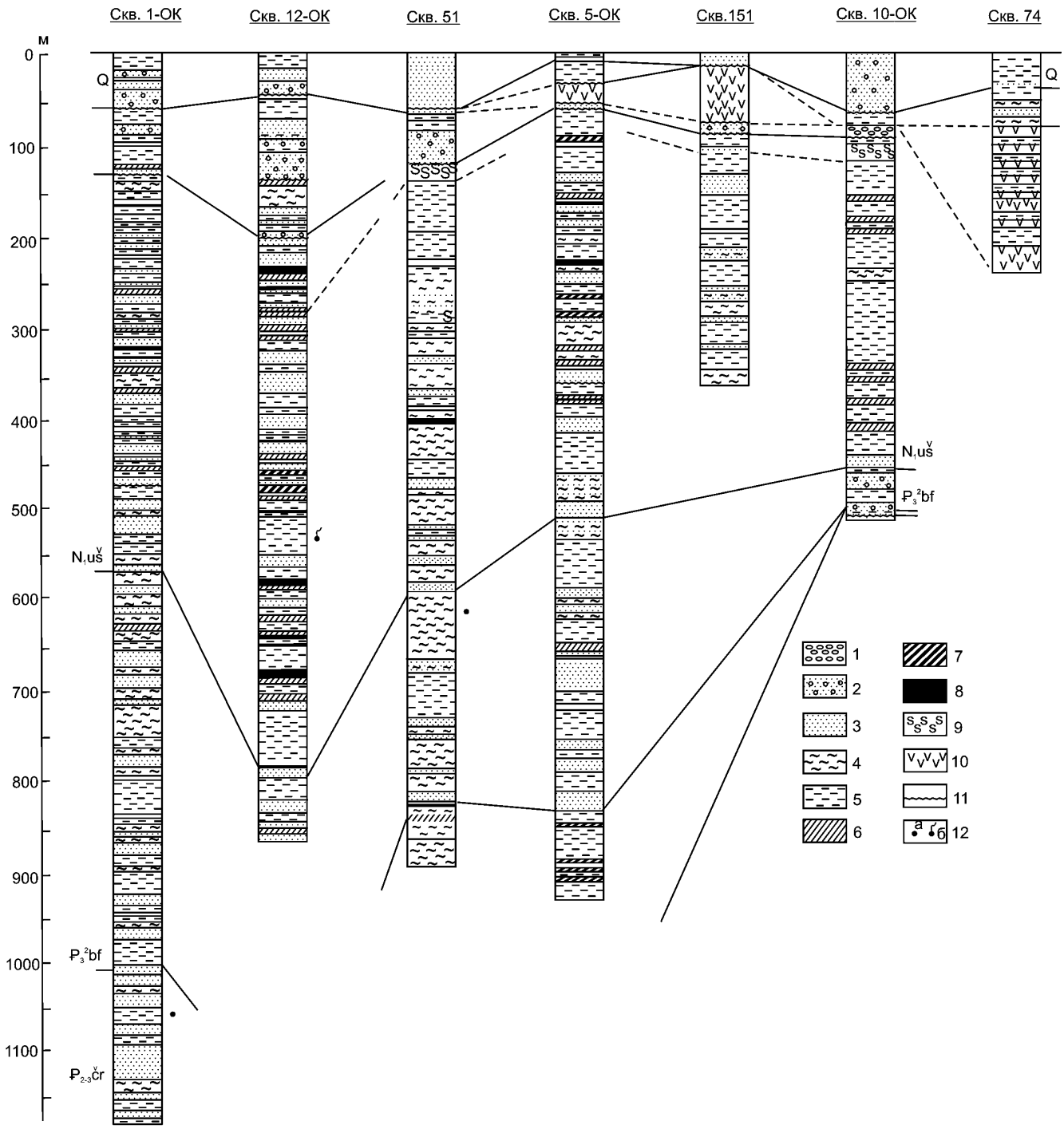


Рис. 6.25. Схема сопоставления кайнозойских разрезов основных скважин в Переяславском грабене (Варнавский, 1971; Варнавский и др., 1988).

1 – галечник; 2 – пески с галькой; 3 – пески; 4 – алевриты; 5 – глины; 6 – коричневые и темно-коричневые глины фаций застойных озер; 7 – углистые глины; 8 – бурый уголь; 9 – диатомиты; 10 – базальты; 11 – размыв; 12 – нефтепроявления (а), газопроявления (б)

В верхнеюрских отложениях юго-восточной части СОБ выделено три мегафации: вулкано-терригенная, песчано-глинистая и вулканогенная. Вулкано-терригенной фации свойственно сложное латеральное и вертикальное сочетание вулканитов и терригенных пород. Вулканиты наиболее полно развиты в южной части полосы распространения мегафации. Это преимущественно щелочные базальтоиды, в меньшей степени туфы, гиалокластиты и кластолавы. Вместе с экструзивными образованиями они слагают прерывистую цепочку крупных тел, протягивающуюся в северо-восточном направлении от междуречья Улитка–Бикин до р. Хор. Наибольшая мощность вулканитов – 900–1000 м – отмечается вблизи Улиткинского разлома. Петрохимические особенности вулканитов, находки среди них меймечитов,

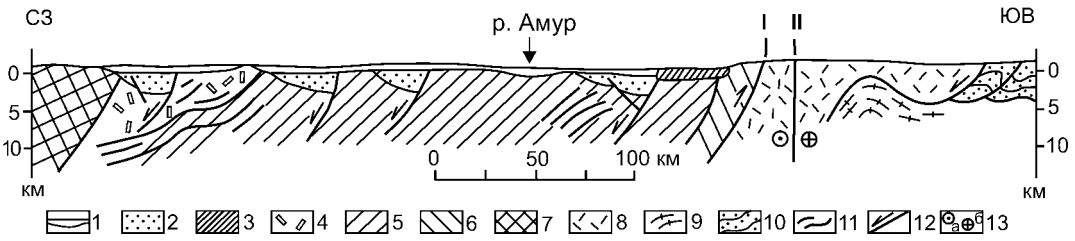


Рис. 6.26. Схематизированный геологический разрез через Средне-Амурский бассейн (Натальин, Черныш, 1992).

Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – осадочное выполнение Средне-Амурского бассейна; 3 – неоген-четвертичные базальты; 4 – хабаровский комплекс; 5 – амурский комплекс; 6 – киселевско-маноминский комплекс; 7 – Баджальская аккреционная складчатая система; 8 – Самаркинский террейн; 9 – анюйский микроконтинент; 10 – нижнемеловые турбидиты Восточного Сихотэ-Алиня; 11 – отражающие границы в фундаменте; 12 – разломы; 13 – смещения крыльев сдвигов: а – против направления взгляда, б – по направлению взгляда.

I – Амурская сутура, II – Центральный Сихотэ-Алинский левый сдвиг

близких по составу к платформенным, позволяют предположить, что магмоподводящий разлом заложился на континентальной коре. Судя по ассоциации с микститами и гравелитами, лавы изливались в подводных условиях на сложно расчлененном континентальном склоне (Филиппов, 1990). Видимо, обломочный материал микститов и гравелитов поступал здесь преимущественно с Ханкайской суши, в то время как в западной части СОБ обломочный материал поступал, видимо, с Буреинской суши (рис. 6.26). Песчано-глинистая мегафация накапливалась в подводной котловине, примыкавшей к континентальному склону. Вулканогенная мегафация развита на участке от пос. Снарский до пос. Вяземский. Она сложена подводными лавами и туфами, содержащими линзы слоистых яшм с радиоляриями и оолитовых известняков с остатками мелководной фауны.

Берриас-валанжинские образования представлены двумя мегафациями: гравелит-песчаниковой и алевро-аргиллитовой. Гравелит-песчаниковая мегафация состоит из мощных слоев мелкозернистых песчаников и алевролитов и интерпретируется как ряд конусов выноса, накопившихся на окраине неглубокого бассейна. Алевро-аргиллитовая мегафация представлена темно-серыми алевро-аргиллитами с прослоями мелкозернистых песчаников, массивных и слоистых алевролитов, линзами конгломератов, а также песчано-алевролитовых и алевролит-алевро-аргиллитовых турбидитов с мощностью слоев от 10–20 см до 2 м. Кроме остатков морской мелководной фауны в этой мегафации в изобилии встречается растительный детрит. Рассматриваемая мегафация характеризует обстановку подножия континентального склона, рассеченного каньонами, и примыкающей морской равнины. В целом берриас-валанжинский бассейн, вероятно, был окраинным морем (Филиппов, 1990) с довольно сложными очертаниями. На палеогеографических схемах Северо-Восточного Китая берриасский морской бассейн показан вдоль р. Уссури, переходящий затем в узкий залив вдоль разлома Дуньхуа-Мишань с широким развитием дельтовых отложений. Морской залив показан также вдоль р. Амур. Видимо, он имеет продолжение и на российской стороне.

После готеривских движений в конце готерива–начале баррема последовала вторая меловая трансгрессия, охватившая обширные регионы Дальнего Востока. На ряде палеогеографических схем китайских и японских геологов (Matsukawa et al., 1993; Yang et al., 1993; и др.) на рассматриваемой нами территории реконструируется глубоко врезающийся в сушу морской залив. В Северо-Восточном Китае, в междуречье Амура и Уссури, вдоль р. Уссури реконструируется обстановка морского залива, в который впадали многочисленные реки (дельтовые фации). Западнее, вдоль разлома Дуньхуа-Мишань вплоть до р. Сунгари с выходом к Амуру вдоль разлома Цзя-И, простиралась аллювиальная заболоченная равнина с мелкими озерами.

Для остальной части мелового разреза известны лишь самые общие палеогеографические реконструкции. В апте сохранялась та же обстановка, что и в барреме, лишь морской залив продвинулся немного на юг, достигнув устья р. Бикин. Судя по присутствию в разрезе нижней подсвиты ассикаевской свиты как мелководно-морской фауны, так и флоры, а также обилию углистого детрита в аргиллитах, обстановка была прибрежно-морской. Морской залив существовал здесь вплоть до турона (возможно, кампана). Максимум трансгрессии отмечается с середины альба до сеномана. В это время по узким заливам море проникло в такие далекие континентальные бассейны, как Буреинский, Сучанский и Сунляо, где найдены остатки солоноватоводной фауны. В то же время в раннем и начале среднего альба имели место тектонические движения и начался вулканизм. По юго-восточной окраине СОБ в нижней и средней подсвите ассикаевской свиты отмечены андезиты, туфы андезитов и дацитов. Это значит, что возникли вулканические дуги, которые, интенсивно разрушаясь, поставляли кластический материал в соседние

погружения. В среднем–начале верхнего альба здесь накопилась терригенная стрельниковская свита мощностью около 2500 м. Особенно интенсивным был вулканизм в соседней Алчанской зоне.

Вторая половина мела характеризуется интенсивным вулканизмом на всей территории Дальнего Востока, в том числе и по периферии СОБ. О внутренних частях СОБ мы пока мало знаем, но, судя по результатам магнитных съемок, они насыщены «магнитными» телами (видимо, вулканитов). Большая часть СОБ в позднем мелу представляла собой обширную аккумулятивную равнину, в отдельных впадинах которой накапливались вулканогенно-осадочные породы, а иногда угли.

Фации кайнозоя изучены гораздо лучше, поскольку в СОБ пробурено множество углепоисковых скважин, проведены их изучение и интерпретация (Варнавский, 1971; Варнавский и др., 1988; и др.). Наиболее хорошо изучены Бирофельдский, Хабаровский и Переяславский грабены, где был сосредоточен основной объем бурения.

Чернореченская свита лучше всего изучена в Бирофельдском грабене, где она вскрыта скв. 1/3-ОК, прошедшей 1420 м кайнозойского разреза (см. рис. 6.25). Она здесь расчленяется на две подсвиты – нижнюю и верхнюю. В нижней части нижней подсвиты преобладают пески мелкой, средней и крупной размерности, косослоистые фации русла реки, однородные неслоистые, изредка пологоволнистые глины и алевриты фаций проточных и застойных озер, угли и углистые глины фаций торфяных болот. Нередко отмечаются литокристаллокластические туффиты. В средней части подсвиты несколько возрастает количество пластов однородных, реже волнисто-слоистых глин фаций проточных пойменных и застойных озер. По-прежнему много туффитов. В верхней части подсвиты основное значение приобретают однородные глины и алевриты фаций застойных и проточных озер, им подчинены пески средней, мелкой и крупной зернистости и маломощные слои галечников фаций русла реки. Выше слоев галечников состав терригенного материала резко меняется, здесь преобладают кварц, кремень, изредка полевой шпат и обломки осадочных пород. Обломки андезитов, андезитовых порфиритов и дацитов здесь отсутствуют.

В Хабаровском грабене изученная часть нижней подсвиты чернореченской свиты сложена в основании грубообломочными склоновыми глинисто-песчано-дресвяными со щебнем и русловыми песчано-галечниковыми образованиями, сменяющимися вверх по разрезу и по мере удаления от бортов грабена к его центральной, наиболее погруженной, части более тонкозернистыми разностями пород.

В Переяславском грабене вскрыта самая верхняя часть нижней подсвиты чернореченской свиты мощностью до 158 м. Представлена она песками разной зернистости, гравийниками и галечниками, алевритами и глинами. В центральной, наиболее погруженной, части грабена преобладают алевриты и глины, а к его северо-западной окраине, по мере приближения к Хехцирскому поднятию, возрастает роль песков, гравийников, галечников.

Верхняя подсвита чернореченской свиты в Бирофельдском грабене в нижней части содержит преимущественно несортированные, неслоистые пески мелкой, средней, реже крупной зернистости фаций руслово-пойменного комплекса, однородные алевриты и глины зеленовато-серого, серого, светло-коричневого цвета фаций проточных и застойных озер, более десяти пластов и пропластков бурого угля и углистых глин. В верхней части подсвиты наблюдаются преимущественно косослоистые (слоистость типа дельтовой) пески крупной зернистости фаций русла реки, светло-коричневые и темно-серые однородные глины фаций застойных озер, многочисленные маломощные прослои мелко- и среднезернистого песка, пласты и пропластки бурого угля и углистой глины фаций торфяных болот. Среди глинисто-алевритовых пород отмечаются прослои туффитов.

В Хабаровском грабене верхняя (угленосная) подсвита представлена глинисто-алевритовыми образованиями фаций болотно-озерного комплекса и пластами бурого угля, максимальной суммарной мощностью до 35 м. Изученная часть чернореченской свиты здесь имеет мощность до 110 м.

В Переяславском грабене верхняя подсвита представлена подобными вышеописанным типами пород, и в их распределении по латерали намечается та же закономерность, т. е. по мере приближения к бортам грабена возрастает роль русловых и склоновых образований. Отличительной особенностью Переяславского грабена является наличие известковистых разностей пород – известковистых песчаников и мергелей фаций засоленных водоемов, отмечаются слои бентонитовых глин.

Бирофельдская свита в Бирофельдском грабене представлена толщей однородных неслоистых кремового цвета туфогенных глинисто-алевритовых отложений фаций открытых (проточных) озер с прослоями пепловых туфов и туффитов, содержащих остатки диатомей, в северо-западной части Мориловецкого погружения – пепловым туфом. По заключению М.С. Поповой, присутствие спикул губок, которые ныне обитают только в оз. Байкал, свидетельствует о больших размерах озера. В основании свиты часто отмечаются песчаники крупной и мелкой зернистости, лежащие с размывом на угленосных отложениях чернореченской свиты. В прибортовых частях грабена в однородной глинисто-алевритовой массе пород увеличивается содержание редко разбросанной гальки, отмечаются маломощные линзующиеся прослои песчаников, угля и углистой глины. Разрез бирофельдской свиты представлен одним

мощным (115 м) алеврито-глинистым циклом с маломощным (до 5 м) песчаным базальным слоем, залегающим на нижележащих породах с размывом.

В Хабаровском и Переяславском грабенах глинисто-алевритовая толща свиты, типичная для центральных частей, по мере приближения к бортам в значительной степени насыщается песчаными образованиями. В Переяславском грабене отмечаются слои темно-серых известняков и мергелей, известковистых песчаников; в глинисто-алевритовых породах содержатся сидеритовые и глинисто-сидеритовые конкреции в форме микрожелваков, желваков размером 3–4 см, возможно, линз.

В отличие от Бирофельдского в Переяславском грабене бирофельдская свита имеет полицикличное строение. В скв. 51-ОК, расположенной ближе к центральной, наиболее погруженной, части грабена она представлена восемью циклами, в которых мощность базального песчаного слоя в 5–10 раз меньше мощности его алеврито-глинистой части. Переходы между циклами большей частью постепенные. В скв. 1-ОК, пробуренной несколько ближе к северо-западному борту грабена, число циклов возрастает до 29. Циклы того же типа, что и в скв. 51-ОК, но здесь значительную роль приобретают циклы, ложащиеся на нижние с размывом. В составе циклов иногда отмечаются известковые алевролиты. В скв. 9-ОК, расположенной еще ближе к борту грабена, наряду с уменьшением мощности свиты до 145 м уменьшается число циклов (до 15) и их средняя мощность; почти все они лежат на подстилающих с размывом.

В ушумунскую свиту выделена часть неогеновых отложений, залегающих выше однородных глинисто-алевритовых образований бирофельдской свиты. В центральных частях грабенов они залегают на бирофельдской свите согласно, а в краевых – с размывом. Свита делится на две подсвиты: нижнюю (угленосную) и верхнюю (безугольную). Границы между ними проводятся по подошве слоя песка, залегающего с размывом на верхнем пласте угля нижней подсвиты, или же по кровле верхнего пласта угля (углистой глины). Нижняя подсвита объединяет алевриты и глины однородные и горизонтально-волнисто-слоистые фаций открытых, застойных и зарастающих озер; угли и углистые глины фаций торфяных болот, редкие слои песков и слабосцементированных песчаников мелкой зернистости.

В Хабаровском грабене ушумунская свита включает различные породы – от несортированных «мусорных» разностей, дресвы и щебня до угля и углистых глин, а в ряде мест отмечаются диатомиты и широко развитые старичные песчано-гравийные отложения.

В Переяславском грабене нижняя (угленосная) подсвита характеризуется преимущественно глинисто-алевритовым составом осадков фаций озерно-болотного комплекса. Они занимают половину всего разреза подсвиты. Около 10 % разреза составляют угли, углистые глины фаций застойных и зарастающих озер, около 2 % – известковые песчаники, алевриты, глинистые известняки, аргиллиты. Осадки руслово-пойменного комплекса (более 35 %) представлены преимущественно неслоистыми песками мелкой и средней зернистости. Отмечаются диатомиты.

В Бирофельдском грабене в подсвите содержится до 10, в Хабаровском – около 21, а в Переяславском – более 15 пластов бурого угля мощностью от долей метра до 11 м. Мощность нижней подсвиты ушумунской свиты в Бирофельдском грабене 100–150 м, в Хабаровском – 150–250 м, в Переяславском – до 480 м.

Верхняя подсвита ушумунской свиты в Бирофельдском грабене представлена алевритами песчаными, однородными фаций проточных озер, параллельно-слоистыми фаций пойменных озер, горизонтально-волнисто-слоистыми фаций поймы и русла реки; песками мелкозернистыми, неслоистыми, изредка тонкогоризонтально-слоистыми фаций русла реки; песками крупно- и среднезернистыми, гравийниками и галечниками фаций русла реки; изредка однородными глинами и алевритами фаций болотно-озерного комплекса.

В Переяславском грабене она резко отличается от угленосной. Более половины ее разреза характеризуется песками руслово-пойменного комплекса. Светлоокрашенные глинисто-алевритовые озерные осадки составляют здесь 37 %. Полностью отсутствуют угли и темно-коричневые, темно-серые глины. Мощность подсвиты в Бирофельдском грабене 221 м, Переяславском – до 185 м.

Разрез ушумунской свиты в Бирофельдском грабене имеет цикличное строение. В нижней половине преобладают алеврито-глинистые, часто угленосные циклы мощностью от 12 до 36 м, в верхней половине – песчано-глинистые мощностью от 6 до 68 м.

В центральной части Переяславского грабена (скв. 51-ОК) нижнемиоценовые отложения имеют мелкоцикличное строение. Взаимопереходы между циклами постепенные.

Восточнее Бирофельдского грабена в зоне Мориловецкого, Надеждинского и других грабенов СОБ выделяется головинская существенно песчаная свита верхнего миоцена. На подстилающих породах она лежит с размывом. В Бирофельдском грабене к ней, по-видимому, относятся существенно песчаные отложения с галечником в основании, вскрытые скважиной 1/3-ОК в интервале 36–140 м. В толще песков разной зернистости здесь отмечаются редкие маломощные прослои глин и алевритов, венчающие разрез. Мощность головинской свиты достигает 115 м.

Палеоген-миоценовые отложения в Переяславском грабене перекрываются с размывом несортиро-

ванными песчано-галечными образованиями приамурской свиты плиоцен-древнечетвертичного возраста. Песчано-галечниковые отложения приамурской свиты выполняют древние речные долины и залегают горизонтально, мощность их достигает 75 м.

В.Г. Варнавским составлены схемы литолого-фациальных обстановок осадконакопления для всех кайнозойских свит (Варнавский, 1971). По ним реконструируется длительное существование в кайнозое крупных озерных бассейнов в Бирофельдском и Переяславском грабенах.

По обстановкам седиментации в мезозое и кайнозое в СОБ и на прилегающих территориях можно сделать следующие выводы.

1. Для позднеюрско-раннемелового этапа (кое-где вплоть до коньяка или кампана) характерна перманентная обстановка континентальной окраины с частой сменой фациальных обстановок озерно-аллювиальной прибрежной равнины (фации озер, дельт, речных долин) морскими обстановками шельфа, окраинного морского мелководья. Осадки подобного типа обогащены органическим веществом и могут служить хорошими нефтематеринскими толщами, поскольку чередование обстановок седиментации с внедрением то пресных, то соленых вод способствует массовому вымиранию прибрежной фауны. Существенно глинистые слои большой протяженности могут служить покрышками, песчаные тела – резервуарами. Кроме того, как установлено японскими исследователями на месторождениях Акита, Ниигата, а китайскими в бассейне Бохайвань и на юго-западном продолжении СОБ в бассейне Саньцзян, тела вулканитов могут служить как хорошими покрышками, так и трещиноватыми коллекторами. К тому же они способствуют созданию благоприятного теплового режима для расцвета планктона и «созревания» органического вещества.

2. В посткампанскую эпоху большая часть СОБ представляла собой обширную аккумулятивную равнину, в отдельных впадинах которой накапливались вулканогенно-осадочные породы, иногда угли, возможно приуроченные к рифтам. Эта часть разреза пока достоверно не вычленена из разрезов скважин, и ее фациальная принадлежность неясна.

3. На кайнозойском этапе можно наметить три седиментационные системы: 1) крупная озерная система (нижний эоцен–миоцен), существовавшая до середины ушумунского времени; 2) аллювиальная (руслово-пойменная) система позднеушумунского времени, когда площадь СОБ была максимальной; 3) аллювиальная система плиоцен-четвертичного возраста, имеющая более ограниченное распространение.

4. Формирование осадочного чехла СОБ сопровождалось активной магматической деятельностью. Нижнемеловые эффузивные образования, представленные андезибазальтами, встречены в восточной прибортовой части СОБ. Верхнемеловые эффузивы в виде покровов часто встречаются вдоль восточной границы СОБ и представлены игнимбритами, липаритами, андезитами, андезито-дацитами и их туфами мощностью до 700 м. На восточном и юго-восточном обрамлении СОБ широко развиты палеогеновые и неогеновые андезиты, андезибазальты и трахиандезиты мощностью 700 м. В качестве вулканогенной фации континентальных миоценовых отложений рассматриваются широко развитые оливиновые базальты, трахибазальты и андезибазальты кизинской свиты мощностью от 300 до 600 м. Плиоцен-четвертичные покровы базальтов и андезибазальтов мощностью 10–15 м имеют широкое распространение по всему бассейну (совгаванская свита).

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

Точки зрения на тектоническую природу СОБ менялись по мере накопления фактов. Длительное время на схемах тектонического районирования СОБ определяли как межгорный (Е.Б. Бельтенев, М.Г. Золотов, Л.И. Красный). В 80-х годах прошлого века появилось представление о рифтовой природе этой крупной структуры на кайнозойском этапе (Геологическое строение…, 1984; Варнавский, Малышев, 1986; Ye et al., 1995). В 90-х годах много внимания изучению фундамента и осадочного выполнения уделял Б.А. Натальин (Натальин, Черныш, 1991, 1992). Следуя классификациям А. Бэлли, С. Снельсона, Г. Клемме, он отнес СОБ к составным осадочным бассейнам. На ранних этапах бассейн развивался как передовой прогиб, заложившийся перед фронтом перемещавшихся в северо-западном направлении масс, а позднее – как структура растяжения. В промежутке между этими двумя стадиями на формирование осадочного чехла СОБ, вероятно, влияли и сдвиги (см. рис. 6.26).

Анализируя стадию растяжения, Б.А. Натальин предполагал, что она не похожа на рифтовую, а скорее, аналогична формированию провинции Бассейнов и Хребтов Запада США, и образование односторонних грабенов обусловлено изостатическим выравниванием участка зоны коллизии, обладавшего повышенной мощностью земной коры (Натальин, Черныш, 1992). В общих чертах представления Б.А. Натальина, по-видимому, верны, но история формирования СОБ еще более сложна. К тому же требует корректировки временная привязка стадий развития СОБ. Впадина имеет сложное тектоническое строение и представляет собой чередование многочисленных грабенов и грабеноподобных погружений и горстов, сложенных интенсивно дислоцированными комплексами пород.

По гравиметрическим исследованиям в СОБ выделено 22 грабена (рис. 6.27). Большинство из них

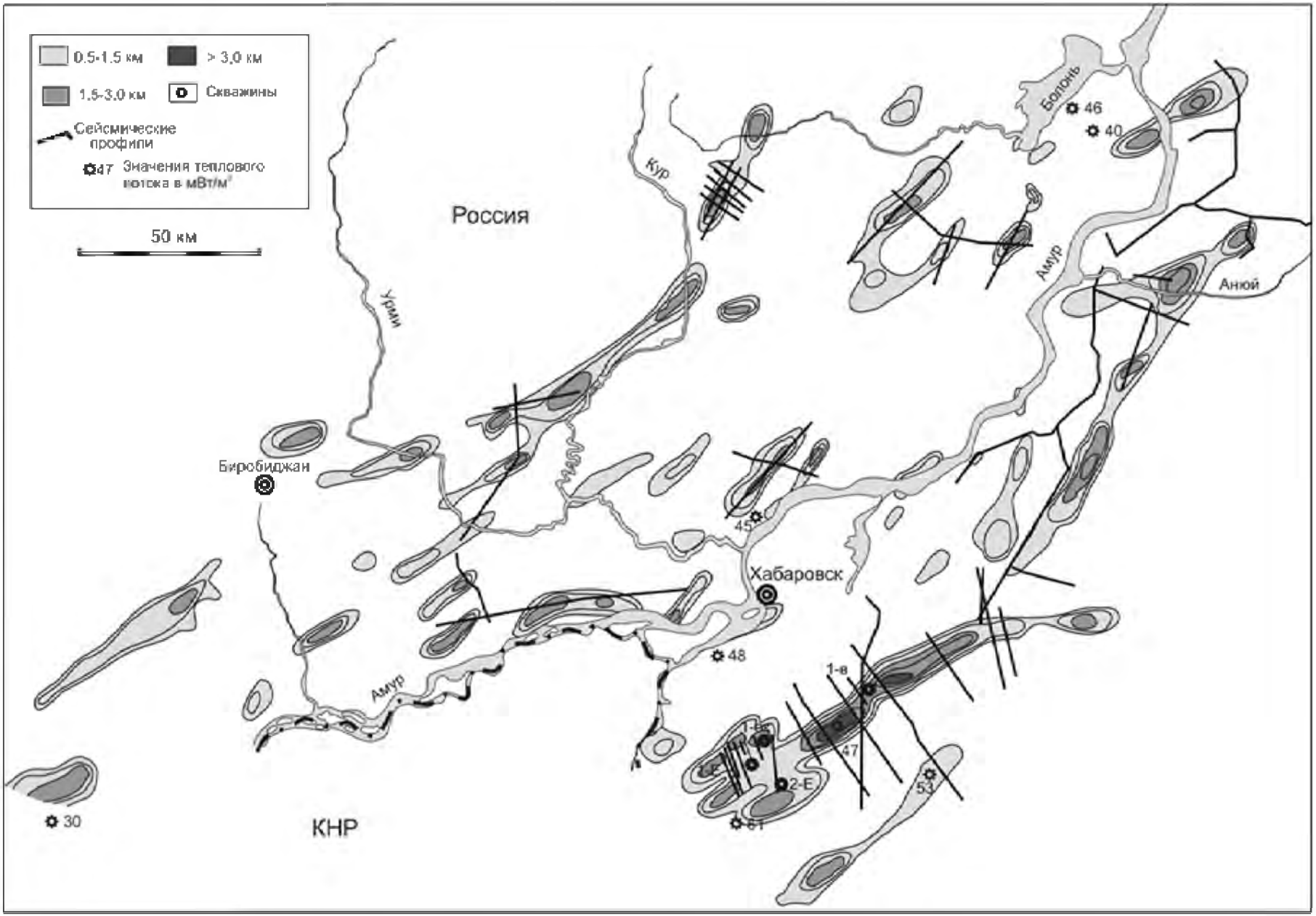


Рис. 6.27. Кайнозойские грабены в Средне-Амурском бассейне по данным геофизических исследований

имеет северо-восточную ориентировку по длинной оси. Наиболее крупные из них: Переяславский, Гасси-Анюйский, Кур-Урмийский, Бирофельдский площадью от 1,6 до 2,5 тыс. км^2, расположены в краевых северо-западной и юго-восточной зонах тектонического ограничения СОБ. По данным гравиразведки и сейсморазведки МОВ ОГТ установлено, что мощность кайнозойских отложений в пределах грабенов достигает 2500–2800 м, а суммарная мощность отложений до складчатого основания достигает 4,5–5 км.

Как отмечалось выше, идентификация фундамента и чехла в СОБ не всегда очевидна. В западной части, на структурах Буреинского массива и его окраинных прогибов, к осадочному чехлу СОБ относится позднеюрско-кайнозойский комплекс, который целесообразно разделять на два подкомплекса: позднеюрско-меловой и кайнозойский.

В восточной части СОБ осадочный чехол, видимо, начал формироваться после готеривской складчатости. Как установлено российскими и китайскими исследователями, в готериве активизировались левосдвиговые перемещения по системе разломов Тан-Лу (Xu, 1993), в том числе и по Центральному Сихотэ-Алинскому разлому, и, по-видимому, зародились присдвиговые бассейны (pull-apart). Анализируя результаты сейсмопрофилирования в СОБ, Б.А. Натальин и С.Г. Черныш (1992) также допускали, что зарождение СОБ происходило в условиях сжатия, вызванного коллизией террейнов, перед фронтом надвигов, сопровождающих сдвиги. Авторы также отмечали, что нижние горизонты осадочного выполнения, видимо, вовлекались в деформации и на временных разрезах иногда неотличимы от складчатого фундамента. Однако началом формирования осадочного чехла авторы считают поздний мел, что, по нашему мнению, ошибочно в свете стратиграфических данных, полученных в скв. В-1, где определены готерив-альбские ископаемые органические остатки. На большую часть готерива приходится перерыв, и седиментация возобновляется только в самом позднем готериве.

Что касается характера пликативных дислокаций, то они проявлены весьма неравномерно, как отмечается всеми исследователями. Зоны сложной линейной складчатости с чередованием антиклиналей и синклиналей протяженностью до 35–50 км и углами падения крыльев 50–85° сочетаются с участками более спокойных дислокаций. Сторонники чешуйчатого строения мелового комплекса (Натальин, Черныш, 1992) также отмечают более спокойный характер залегания пород внутри пластин. Многие исследователи пишут о готеривском структурном несогласии и резком отличии в характере дислокаций доготеривских и послеготеривских толщ (Геологическое строение..., 1984), однако Б.А. Натальин, изучавший дислокационную структуру нижнемеловых образований в пределах СОБ, этих отличий не фиксирует. Возможно, это объясняется тем, что он вел исследования вдоль р. Амур в наиболее погруженной части мелового палеобассейна, где эти различия не выразились ни в смене характера осадков, ни структурно.

Кайнозойские континентальные осадки обычно залегают полого (0–10°), но у бортов грабенов углы падения палеогеновых толщ достигают 30–40°, а датских отложений свиты кандахэ (у разломов) – 90°. В целом в регионе на границе мела и палеогена формировалось сводовое поднятие, выразившееся в современном гравитационном поле отчетливым минимумом. Однако зонам компенсационных погружений, одной из которых является СОБ, соответствуют максимумы поля силы тяжести. Седиментация в большинстве грабенов возобновилась лишь в эоцене, но в зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома, в пределах Тормасинского и более мелких грабенов известны дат-палеоценовые отложения свиты кандахэ, надежно доказанные палеоботанически. Эта свита мощностью 200–1250 м сложена конгломератами, туфоконгломератами, туфами андезитов, песчаниками, аргиллитами с пластами угля. Ниже залегают вулканиты (андезиты, липариты). Все это свидетельствует или об одной из фаз рифтогенеза, или об активизации сдвиговых дислокаций, когда вдоль сдвигов формируются цепочки чечевицеобразных бассейнов (pull-apart). В Северо-Восточном Китае пятый эпизод Яньшаньской орогении имел место как раз на границе мела и палеогена. Не исключено, что отложения, подобные свите кандахэ, могут быть встречены и в грабенах СОБ.

Следующий этап растяжения зафиксирован уже и в пределах СОБ. Это кузнецовская свита, сложенная андезибазальтами, базальтами, андезитами и их туфами мощностью 300–100 м. В подстилающих их вулканитах K-Ar методом определен возраст 45 млн лет. Синхронно с кузнецовской свитой накапливались отложения нижней подсвиты чернореченской свиты.

При интерпретации сейсмических профилей и анализе регионального расположения грабенов была замечена эшелонированность, обусловленная правосдвиговыми смещениями (Натальин, Черныш, 1992). Временные соотношения с левосдвиговыми перемещениями не были установлены, и вопрос о роли и времени правосдвиговых перемещений остался открытым. В связи с этим следует обратить внимание на близлежащие регионы, где эта проблема изучена лучше. В частности, китайские исследователи, анализировавшие сейсмостратиграфические профили в грабене Танюань, расположенном на правобережье Амура на простирании Лобэй-Бирофельдского грабена, пришли к выводу о превалирующей роли правых сдвигов при формировании этой структуры (Wang et al., 1995). В хорошо изученном бассейне

Бохайвань установлено, что в палеоцене и эоцене в результате подъема мантийного диапира имел место рифтогенез, приведший к образованию серии листрических сбросов северо-восточного простирания, а затем в олигоцене активизировались правосдвиговые перемещения, продолжавшиеся до неогена, а кое-где и дольше. Правосдвиговыми движениями в конце олигоцена–начале миоцена с последующим спредингом объясняют и начало раскрытия Японского моря.

На неоген-четвертичном этапе после небольшого перерыва в седиментации продолжалось погружение СОБ. Отложения этого этапа имеют наибольшее площадное распространение при мощности от 250 до 830 м. В раннем–среднем миоцене накапливались преимущественно мелкообломочные, сравнительно хорошо отсортированные песчано-глинистые осадки со значительной примесью туфогенного материала, иногда угленосные. Осадконакопление сопровождалось извержением базальтов, андезибазальтов кизинской свиты не только по краям СОБ, но и во внутренних частях. Эти извержения связываются с очередной фазой рифтогенеза (Геологическое строение…, 1984). В середине миоцена отмечаются некоторая активизация тектонических движений, перестройка рельефа, обусловившие накопление грубообломочных фаций (головинская свита).

Резкая активизация тектонических движений приходится на плиоцен, когда начались новейшие сводово-глыбовые движения, в ходе которых сформировался современный рельеф. Рельеф был довольно расчлененным, о чем свидетельствует обилие грубообломочного материала (приамурская свита). В конце плиоцена начались трещинные излияния базальтовых лав (совгаванская свита), продолжавшиеся и в четвертичное время. Базальты заполняли пониженные участки рельефа, в том числе древние речные долины, вызывая перестройку гидросети.

Излияния неоген-четвертичных базальтов приурочены преимущественно к разломам северо-восточного простирания (система Тан-Лу), протягивающимся в Россию из Китая.

Геофизическими исследованиями в фундаменте СОБ и донеогеновом чехле установлено несколько главных систем разломов, наиболее детально изученных в Переяславском грабене и прилегающих поднятиях (Ярославцева и др., 1989; Натальин, Черныш, 1992). Наиболее ярко выражены разломы системы 30° – Куканская система (по: Геологическая карта…, 1991), – являющиеся продолжением разломов системы Тан-Лу. Они и обусловили формирование главной первоначальной структуры «бассейнов и хребтов», которая последующими разломами в той или иной мере трансформировалась. Характер движений по северо-восточной системе разломов неоднократно менялся. Суммарная амплитуда вертикальных смещений достигала 3,5 км и, возможно, более. В эпохи сдвиговых дислокаций амплитуда смещений, возможно, достигала десятков километров. Выраженность этой системы разломов в физических полях описана в отчетах и статьях (Ярославцева и др., 1989; Натальин, Черныш, 1992).

Северо-восточные разломы системы 60° – Курская система (по: Геологическая карта..., 1991) – также контролируют размещение таких крупных погружений, как Ситинское, Хорское, Оборское. Юго-восточная граница Переяславского грабена проходит по одному из разломов этой системы, который является, вероятно, сбросо-сдвигом. В отдельных местах установлено, что разломы Курской системы секут разломы Куканской системы, т. е. являются более поздними.

Разломы северо-западного простирания секут обе вышеназванные системы. Представляется, что они играли существенную роль в формировании локальных антиклинальных ловушек (Ярославцева и др., 1989).

Разломы ортогональной системы также активизировались в кайнозое. Иногда удается определить широтные разломы как сбросо-сдвиги с правосторонней сдвиговой компонентой (Ярославцева и др., 1989). Долготные разломы Лимурчанской системы обычно рассматриваются как элементы кайнозойской рифтовой системы. Однако Н.И. Ярославцева с соавторами (1989) предполагают, что часть из них являются сбросо-сдвигами с левосторонней сдвиговой компонентой.

Резюмируя вышеизложенное, можно сказать, что для СОБ был характерен весьма активный тектонический режим с частой сменой полей напряжений, что позволяет отнести его к составному или гибридному полицикличному сдвиго-раздвиговому типу, формировавшемуся над мантийным диапиром. На ранних этапах (с готерива) он развивался, по-видимому, над Амурской сутурой как постколлизионный присдвиговый бассейн, заложившийся перед фронтом перемещавшихся в северо-западном направлении масс. С апта, когда начал формироваться Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, его можно рассматривать как задуговой бассейн. С позднего мела преобладали процессы растяжения (рифтогенез) со значительной сдвиговой компонентой. В течение кайнозоя процесс растяжения дважды сменялся процессом скольжения, по-видимому, по правым сдвигам. Наиболее близкими аналогами СОБ являются бассейны Саньцзян (включая грабен Танюань), Бохайвань в КНР, а также Калифорнийский бассейн США.

АЛЧАНСКИЙ БАССЕЙН

Алчанский бассейн расположен в Северо-Западном Приморье. Он имеет в плане форму вытянутого в северо-восточном направлении треугольника и вы-

полнен меловыми (преимущественно нижнемеловыми) терригенными и вулканогенными образованиями. Площадь бассейна составляет около 6300 км^2.

Алчанский бассейн располагается на клиновидном окончании Ханкайского супертеррейна (Голозубов, Ханчук, 1995) докембрийского–раннепалеозойского возраста, участками перекрытого чехлом преимущественно терригенных отложений верхней перми, триаса и юры.

Происхождение Алчанского бассейна связывалось с процессами активизации краевой части Ханкайского массива, связанной с геосинклинальным развитием прилегающих мезозойских структур (Геология СССР…, 1969). Ныне эта проблема решается с учетом важной роли сдвиговых и надвиговых перемещений вдоль ограничивающих бассейн Алчанского и Арсеньевского разломов в процессах как формирования бассейновой впадины, так и ее заполнения (Голозубов и др., 2002).

СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ

Алчанский бассейн представлен ассикаевской и алчанской свитами, а также столбовской толщей мелового возраста (рис. 6.28, 6.29).

Ассикаевская свита обнажена преимущественно в центральной части Алчанского бассейна на участках обрамления Силаньшаньской горст-антиклинали, главным образом на левобережье р. Бикин. Небольшие выходы свиты установлены также в тектонических блоках правобережья р. Бикин, прилегающих к Арсеньевскому и Алчанскому разломам. Свита разделена на три подсвиты, согласно перекрывающие друг друга.

Нижнеассикаевская подсвита (до 780 м) сложена преимущественно песчаниками, иногда разделенными равномерным чередованием песчаников и алевролитов, среди которых, в свою очередь, есть прослои неслоистых алевролитов. Базальный горизонт мощностью обычно до 20 м, в отдельных разрезах – до 100 м, представлен конгломератами и гравелитами, перекрывающими с размывом и угловым несогласием домеловые образования, в том числе пермские или триасовые – чехла Ханкайского супертеррейна. Песчаникам и алевролитам подсвиты свойственна постоянная примесь растительного детрита и вулканического пепла, а в отдельных разрезах установлены прослои туфов риолитов, углистых аргиллитов и аргиллитов, линзы и маломощные прослои каменных углей. В алевролитах, часто завершающих переслаивание песчаников и алевролитов, встречаются остатки прибрежно-морских двустворок и аммонитов. По ним подсвита датируется апт–альбом, а по флоре – аптом (Г.Л. Амельченко и др., 2000 г.; Маркевич и др., 2000). Нижнеассикаевская подсвита накопилась в прибрежно-морских и континентальных условиях при слабом влиянии вулканизма.

Среднеассикаевская подсвита (около 870 м) сложена преимущественно алевролитами, а песчаники составляют до 20 % ее мощности. Многочисленные находки остатков прибрежно-морских двустворок (в первую очередь ауцеллин) и аммонитов позволили датировать подсвиту ранним альбом (Амельченко и др., 2001; Маркевич и др., 2000).

Верхнеассикаевская подсвита (около 850 м) образована преимущественно песчаниками, иногда в верху разреза переходящими в ритмичное чередование песчаников и алевролитов. В центральной части бассейна во всей подсвите собраны остатки прибрежно-морской фауны. Ближе к восточному краю бассейна остатки морских моллюсков найдены только в нижней части подсвиты вместе с растительными остатками. Выше здесь встречаются только остатки растительности, а среди песчаников появляются пласты зольных углей, а также прослои мелкообломочных пепловых туфов дацитов. В песчаниках верхней части разреза повсеместна вулканическая примесь. В процессе накопления подсвиты береговая линия моря, таким образом, располагалась в пределах бассейна. Прибрежно-морские отложения центральной, наиболее погруженной, части фациально замещаются континентальными образованиями юго-восточной краевой части бассейна. Флористические и фаунистические комплексы подсвиты характерны для среднего альба (Амельченко и др., 2001; Маркевич и др., 2000).

Возрастные аналоги ассикаевской свиты известны севернее Алчанского бассейна в серии мелких бассейнов на северо-восточном продолжении Алчанского разлома и вблизи параллельных ему разломов системы Тан-Лу. Свита известна, в частности, на левобережье верховий р. Матай (Анойкин, 1985), на водоразделе рек Подхоренок, Первая Седьмая и Вторая Седьмая, в верховьях этих рек (Анойкин, 1984; Козлов, 1972) и в глубоких скважинах Средне-Амурского бассейна (Кириллова и др., 1996). Она представлена преимущественно прибрежно-морскими фациями и на уровнях, соответствующих средне- и верхнеассикаевской подсвитам, содержит остатки ауцеллин, аммонитов и других моллюсков.

Алчанская преимущественно вулканогенная свита заполняет большую часть одноименного бассейна. Вулканиты образуют жерловые, экструзивные и субвулканические тела, туфовые и игнимбритовые потоки склонов вулканов, а также дистальные тефроиды, туфы, туффиты, туфопесчаники и алевролиты.

В бассейне выделяются два линейных вулканических грабена, приуроченных к разломам, ограничивающим бассейн (см. рис. 6.28, 6.29). Более крупный Змеино-Столбовской грабен примыкает с запада-северо-запада к зоне Арсеньевского разлома. Он

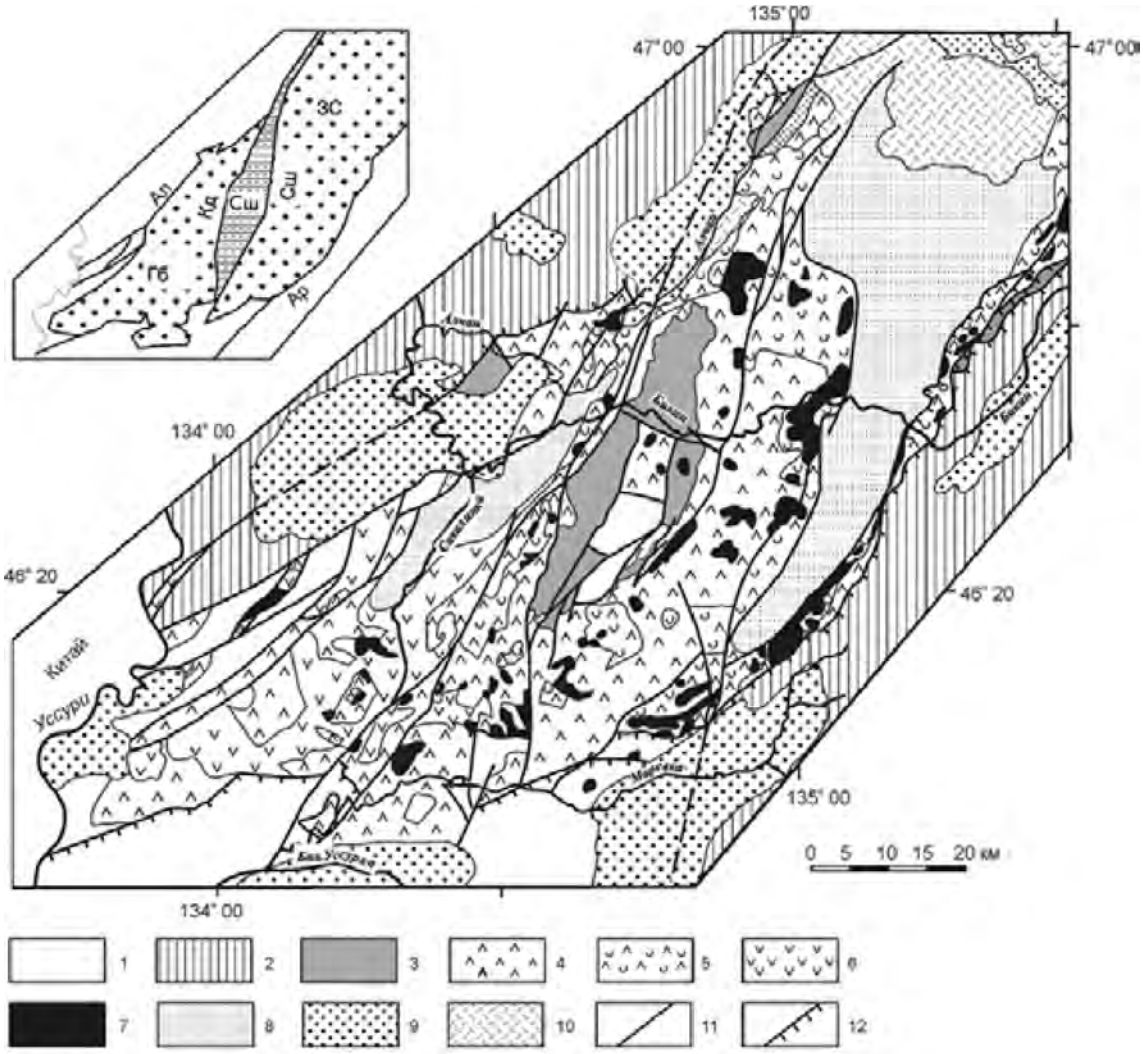


Рис. 6.28. Геологическая карта центральной и южной частей Алчанского бассейна.

1, 2 – комплексы домелового фундамента: 1 – докембрийские и нижнекембрийские осадочные, метаморфические и изверженные породы Ханкайско-Буреинского супертеррейна, перекрытые чехлом преимущественно терригенных пород верхней перми, триаса и юры, 2 – юрские аккреционные комплексы Самаркинского террейна; 3 – терригенные породы ассикаевской свиты (апт–нижний альб); 4–6 – вулканогенные породы алчанской свиты (средний и верхний альб): 4 – туфы, игнимбриты и лавы преимущественно дацитов, риодацитов, реже риолитов с прослоями туффитов (нижняя подсвита), 5, 6 – вулканогенные породы верхней подсвиты (5 – туфы дацитов и риодацитов, туффиты, 6 – туфы и лавы андезитов); 7 – алчанские вулканиты субвулканической, экструзивной и жерловой фаций; 8 – пестроцветные образования столбовской толщи (сеноман); 9 – третичные депрессии; 10 – верхнемеловые вулканиты; 11 – левые сдвиги; 12 – взбросы и надвиги.

В левом верхнем углу показана схема расположения главных структур Алчанского бассейна: Гб – Губеровский грабен, Сш – Силаньшаньский горст, ЗС – Змеино-Столбовской грабен; разломы: Ал – Алчанский, Кд – Кедрач, Сш – Силаньшаньский, Ар – Арсеньевский

имеет близкую к ромбической форму и север-северо-восточное простирание, протягиваясь на расстояние около 130 км при наибольшей ширине (35 км) в средней части, на правобережье р. Бикин. Западной границей этого грабена является Силаньшаньский разлом. Губеровский вулканический грабен имеет форму треугольника при ширине до 35 км. Выделяется не менее двух циклов алчанского вулканизма, разделенных периодом накопления терригенных пород. Соответственно, среди стратифицированных образований выделяется две подсвиты.

Нижнеалчанская подсвита образована преимущественно дацитами, меньше – риодацитами и риолитами. В Змеино-Столбовском грабене она согласно перекрывает верхнеассикаевскую. Это установлено у подножья горы Точильная, где поток дацитовых игнимбритов подошвы нижнеалчанской подсвиты перекрывает песчаники кровли верхнеассикаевской подсвиты. Вдоль контакта витрокристаллокластический материал проникает в трещины подстилающих песчаников, и игнимбриты имеют бурую зону закалки. Контакт свидетельствует о соприкосновении горячего игнимбрита с обводненным осадком.

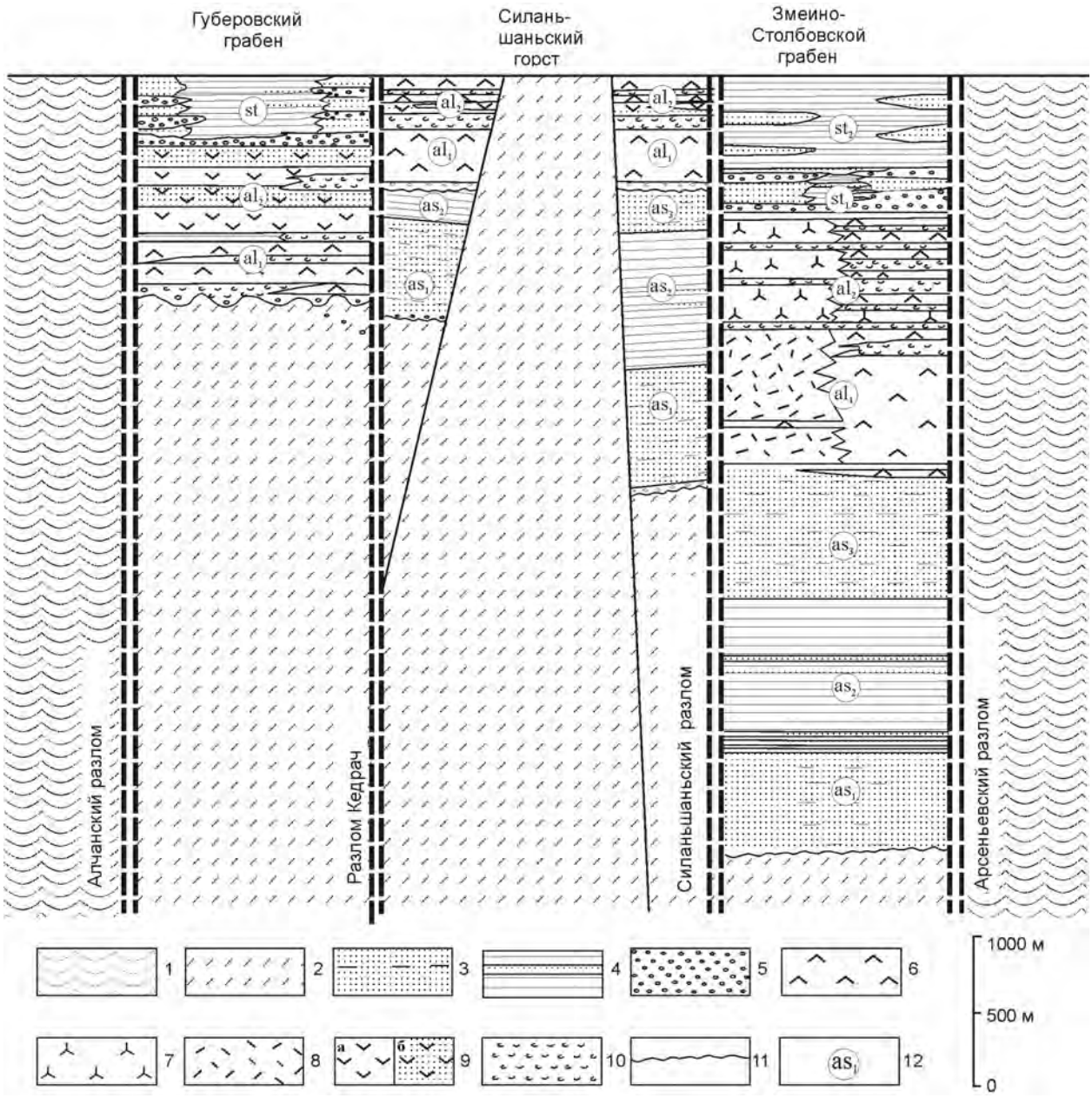


Рис. 6.29. Взаимоотношения стратифицированных образований, выполняющих отдельные структуры Алчанского бассейна. Горизонтальный масштаб не выдержан.

1, 2 – комплексы домелового фундамента: 1 – юрский аккреционный комплекс Самаркинского террейна, 2 – докембрийские и раннекембрийские образования Ханкайско-Буреинского супертеррейна, перекрытые чехлом пермских, триасовых и юрских отложений; 3–10 – нижнемеловые породы бассейна: 3 – песчаники с прослоями алевролитов, 4 – алевролиты с прослоями песчаников, 5 – конгломераты и гравелиты, 6–8 – лавы, туфы и игнимбриты (6 – дацитов, 7 – риодацитов, 8 – риолитов), 9 – лавы (а) и туфы (б) андезитов; 10 – туффиты, туфовые песчаники и алевролиты; 11 – размывы и угловые несогласия; 12 – индексы: as_1, as_2, as_3 – нижне-, средне- и верхнеассикаевская подсвиты, st_1, st_2 – нижне- и верхнестолбовская пачки, al_1, al_2 – нижняя и верхняя алчанская подсвиты

Согласные взаимоотношения верхнеассикаевской и нижнеалчанской подсвит установлены также севернее, в бассейнах правых притоков р. Бикин – рек Столбовая, Медвежья, Тучная и Поляниха. На правобережье р. Тучная установлен базальный слой туфогравелитов мощностью до 15 м. В целом разрезы Змеино-Столбовского грабена сложены, кроме игнимбритов, брекчиевидными дацитами, туфами дацитов и риодацитов, среди которых нередки прослои вулканогенно-осадочных пород с растительными остатками. На отдельных участках подсвита сложена преимущественно туфами риолитов, содержащих горизонты брекчиевидных лав риодацитов. Мощность подсвиты от 260 до 880 м.

Западнее, в Силаньшаньском горсте, подсвита перекрывает с размывом и угловым несогласием

среднеассикаевскую подсвиту, что установлено у пос. Верхний Перевал. В основании подсвиты установлен невыдержанный по простиранию флороносный горизонт конгломератов, песчаников, алевролитов и углистых аргиллитов мощностью до 14,5 м. Он перекрыт дацитовыми игнимбритами мощностью 370 м, которые составляют главную часть подсвиты.

В западной и юго-западной частях бассейна, в Губеровском грабене нижнеалчанская подсвита почти повсеместно перекрывает породы домелового фундамента. Нижняя ее часть мощностью 135–490 м образована здесь переслаиванием туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов и туфов дацитов. Выше залегают туфы и лавобрекчии дацитов с прослоями туффитов общей мощностью 200–700 м. В подошве подсвиты юго-западной части бассейна установлены конгломераты мощностью до 5 м, состоящие из продуктов перемыва протерозойских кристаллических сланцев.

Верхнеалчанская подсвита представлена тремя типами разреза, объединяющая особенность которых – наличие в ее подошве туффитов, свидетельствующих о перерыве между двумя вспышками вулканизма. В Змеино-Столбовском грабене подсвита состоит из различно чередующихся вулканогенно-осадочных пород и туфов дацитов общей мощностью 200–800 м. В кровле подсвиты постоянно наблюдаются алевролиты (до 90 м).

Западнее, в Силаньшаньском горсте, выше вулканогенно-осадочных пород залегают туфы, лавобрекчии и лавы андезитов мощностью до 160 м. Выше них отмечены туфы и игнимбриты дацитов, иногда чередующихся с туффитами, мощность которых до 720 м.

В Губеровском грабене выше горизонта вулканогенно-осадочных пород повсеместно залегают чередующиеся лавы и туфы андезитов различный зернистости. Мощности их варьируют от 5–10 до 80–110 м. В средних частях некоторых разрезов установлены вулканогенно-осадочные породы (до 130 м) с растительными остатками. В верхней части подсвиты иногда отмечаются также туфы дацитов мощностью 5–20 м. Общая мощность подсвиты 600–900 м.

Алчанская свита, судя по многочисленным местонахождениям ископаемой флоры, накопилась в континентальных условиях. Прибрежно-морская фауна в этой свите установлена лишь на северо-восточном окончании бассейна на левобережье верховий р. Матай, где в туффитах и туфоалевролитах обнаружены остатки аммонитов и двустворок (Маркевич и др., 2000). Флористические и фаунистические комплексы позволяют датировать свиту второй половиной среднего и поздним альбом (Амельченко и др., 2001; Волынец, 1997; Маркевич и др., 2000).

Столбовская толща выполняет две наиболее глубокие депрессии Змеино-Столбовского и Губеровского грабенов и представлена пестроцветными терригенными породами. В Змеино-Столбовском грабене восток-юго-восточной границей распространения толщи является один из разрывов зоны Арсеньевского разлома. На протяжении 50 км, вплоть до правобережья р. Бикин, ширина депрессии не превышает 10 км, а севернее она расширяется до 25–30 км и в плане приобретает ромбовидную форму. Толща характеризуется резкой изменчивостью состава пород и их мощностей как вдоль бассейна, так и поперек его. В целом она представляет собой крупный ритм, в нижней части которого развиты конгломераты, гравелиты и песчаники, а в верхней – преимущественно алевролиты и туфоалевролиты. На краях депрессии горизонты гравелитов и конгломератов наиболее мощные, а к ее осевой части многие из них выклиниваются и значительно возрастает доля тонкообломочных пород. Состав галек базальных конгломератов свидетельствует, что на первых порах вулканогенная питающая провинция располагалась за пределами бассейна (доля внутрибассейновых вулканитов не превышает 12 %). Выше по разрезу обломочная часть пород представлена преимущественно вулканитами. Мощность столбовской толщи на юге депрессии не более 270 м, а в северной, расширенной, ее части она увеличивается до 900 м и более.

В Губеровском грабене толща имеет сходное строение. В бортовых частях депрессии доминируют грубообломочные и песчаниковые (премущественно вулканомиктовые) породы, в то время как в осевой начинают преобладать красноцветные алевролиты. Мощность толщи здесь около 450 м.

Сеноманский возраст столбовской толщи установлен в обеих депрессиях по спорово-пыльцевым комплексам, а также растительным остаткам и остаткам пресноводных ракообразных – конхострак (Амельченко и др., 2001; Маркевич, 1995).

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что столбовская толща представлена аллювиальными и озерными фациями и формировалась в семиаридных условиях при слабом влиянии вулканизма.

ДИСЛОКАЦИИ

Описанные выше меловые отложения смяты в брахиформные складки северо-восточного простирания с углами падения крыльев 15–30°, а иногда, в зонах влияния разломов, до 60°. В приосевых частях вулканических грабенов слои нередко залегают почти горизонтально.

Зона Алчанского (Мишань-Фушунского) разлома представляет собой серию разрывов северо-восточного простирания, образующих полосу шириной до 15 км. На исследованной территории зона

почти не обнажена и поэтому слабо изучена. Она выражена отрицательными линейными аномалиями гравитационного поля, интерпретация которых в комплексе с результатами сейсморазведки свидетельствует о крутом (70–80°) падении сместителей на северо-запад (Амельченко, Павлюткин, 2004). Исключение составляет Култухинский надвиг – крайний северо-западный разрыв зоны, прослеженный вдоль границы Ханкайского супертеррейна и Самаркинского террейна.

Култухинский надвиг лучше всего изучен на правобережье р. Алчан возле устья р. Улитка. Ширина его зоны – 2–3 км. Здесь наблюдалась серия падающих на северо-запад под углами 10–40° тектонических чешуй, мощности которых от нескольких десятков до первых сотен метров. В пакете пластин юрская олистостромовая толща надвинута на триасовые кремни, кремней – на алевролиты ассикаевской и алчанской свит, а алчанские вулканиты – на субвулканические тела габбро и т. д. Наклонные микроскладки волочения в зоне надвига свидетельствуют о перемещении материала с северо-запада на юго-восток. Моделирование по данным гравиразведки показывает общее падение границ террейнов на северо-запад под углами 40–50° при их выполаживании с глубиной (Амельченко, Павлюткин, 2004).

Зона разлома Кедрач севернее пос. Верхний Перевал ответвляется от зоны Алчанского разлома и южнее р. Бикин приобретает почти меридиональное простирание; прослежена до р. Маревка. Зона шириной до 2–2,5 км состоит из серии сместителей, сопровождающихся интенсивным дроблением и истиранием, между которыми вулканиты алчанской свиты нередко превращены в каолинит-гидрослюдистые метасоматиты. Падения сместителей у пос. Верхний Перевал 70–80° на северо-запад. Минимальная амплитуда левосторонних перемещений вдоль зоны этого разлома около 1 км. Кроме того, по данным гравиметрического моделирования, располагающийся западнее Губеровский грабен опущен по этому разлому на глубину 500–600 м (Амельченко, Павлюткин, 2004). В его зону внедрены субвулканические и экструзивные тела риолитов, дацитов и андезитов, трассирующие центры извержений. Силлы субвулканических диоритов и габбро-диоритов распространены несколько восточнее, среди пород ассикаевской свиты.

Зона Силаньшаньского сбросо-сдвига имеет север-северо-восточное (15–25°) простирание. Общая ширина зоны 2–5 км, и она состоит из параллельных или сопряженных под острыми углами разрывов, выраженных полосами шириной 50–300 м рассланцованных, милонитизированных и брекчированных пород, по которым развиваются линейные полосы кварц-серицитовых и каолин-гидрослюдистых метасоматитов. Сместители имеют крутые (70–80°) падения на восток-юго-восток, реже – на запад-северо-запад. Штриховки на их плоскостях свидетельствуют о левосторонних сдвиговых перемещениях. Кроме того, установлена и вертикальная компонента перемещений, составляющая 1,5–2 км. В гравитационном поле разлом выражен ступенью с градиентом 8–10 мГл/км – восточной границей положительной аномалии над Силаньшаньским горстом (Амельченко, Павлюткин, 2004).

Зона Арсеньевского разлома имеет в целом северо-восточное (30–40°) простирание и ярко выраженную надвиговую природу. Южнее простирание разлома меняется на север-северо-восточное (25–30°), и вдоль него установлены только левосдвиговые перемещения (Голозубов, Мельников, 1986). В гравитационном поле разлом подчеркивается гравитационной ступенью на юго-восточной границе отрицательной аномалии над Змеино-Столбовским грабеном (Амельченко, Павлюткин, 2004).

На правобережье р. Бикин у с. Олон зона шириной около 7 км состоит из серии полого падающих (15–45°) на юго-восток тектонических пластин, мощности которых от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Пластины, сложенные породами Самаркинского террейна (палеозойскими офиолитами, в том числе – полосами серпентинитового меланжа, верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими кремнями и др.), надвинуты на чехол Ханкайского супертеррейна – пермские и верхнетриасовые вулканогенные и терригенные породы; те, в свою очередь, – на ассикаевскую и алчанскую свиты, а алчанская свита – на столбовскую толщу. Ориентировка наклонных и опрокинутых микроскладок в зонах надвигов свидетельствует о перемещении материала с юго-востока на северо-запад.

Вулканиты алчанской свиты Змеино-Столбовского грабена, непосредственно прилегающие к зоне Арсеньевского разлома, представлены обычно фациями склонов вулканических построек, здесь особенно многочисленны субвулканические и экструзивные тела умеренно кислого и кислого состава. Можно полагать, таким образом, что перемещения по этому разлому контролировали размещение центров вулканизма.

Зона Маревского взбросо-сдвига ограничивает с юга Алчанский бассейн и состоит из серии разрывов широтного или восток-северо-восточного простирания, распространенных вдоль долины р. Маревка в полосе шириной 10–15 км. Разрывы сопровождаются полосами катаклазитов и милонитов, мощности которых от нескольких десятков до нескольких сотен метров. В нескольких местах разрывы падают на юг и юго-юго-восток под углами 30–75°. По этим разрывам различные комплексы Ханкайского супертеррейна перекрывают друг друга, и все они надвинуты на Алчанский бассейн. Восточное окончание зоны пере-

крыто тектоническими пластинами зоны Арсеньевского разлома. В гравитационном поле разлом хорошо распознается гравитационными ступенями, а вдоль него проходит северная граница положительных аномалий, характеризующих выходы докембрийских комплексов (Амельченко, Павлюткин, 2004).

ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ

Данных о распространении и фациальных особенностях разрезов ассикаевской свиты явно недостаточно для реконструкции конфигурации бассейна в апт-раннеальбское (ассикаевское) время. Лишь для верхнеассикаевской подсвиты установлено, что в восточной части бассейна преобладают континентальные отложения, западнее которых, в приосевой его части, развиты прибрежно-морские отложения. Это может служить косвенным свидетельством синседиментационной активности Арсеньевского разлома, по-видимому, контролировавшего юго-восточную границу бассейна. Остается неопределенным положение северо-западной границы бассейна, поскольку морские отложения его приосевой части ограничены с запада зоной разлома Кедрач, а западнее ассикаевской свиты почти нет, и алчанская свита почти везде перекрывает домеловой фундамент. Вероятно, отложения западного края бассейна этого времени к началу формирования вулканитов алчанской свиты были почти полностью размыты.

Распространение ассикаевской свиты на сочленении региональных сдвиговых зон позволяет предположить, что формирование бассейновой впадины могло быть тесно связано с перемещениями вдоль этих разломов. В рамках стандартных моделей, разработанных для объяснения формирования структур растяжения на участках разветвлений сдвигов (рис. 6.30), каковыми, в частности, являются нефтеносные бассейны Калифорнии (Christie-Blick, Biddle, 1985), по-видимому, Северного Сахалина и др., образование впадины Алчанского бассейна можно связывать с доминированием левосторонних перемещений вдоль Алчанского (Мишань-Фушунского) разлома (рис. 6.30, А). Роль горизонтальных перемещений вдоль Арсеньевского разлома была при этом минимальной или они вообще не происходили. По-видимому, с левосторонними перемещениями связано искривление северного окончания Арсеньевского и серии параллельных ему разломов вблизи Алчанского разлома (рис. 6.30, Б). Эти разломы имеют здесь близмеридиональное, а местами – север-северо-западное простирание, в то время как южнее простирание их устойчиво северо-восточное. В соответствии с предлагаемой моделью вдоль северного окончания Арсеньевского разлома доминировали сбросовые перемещения. Вдоль Алчанского разлома при этом весьма вероятна была и вертикальная, надвиговая компонента перемещений, т. е. надвиги, выявленные в зоне Култухинского разлома, скорее всего, заложились и были активными с самого начала существования Алчанского бассейна.

Структуры растяжения, с которыми связано формирование бассейна, для средне-позднеальбского (алчанского) времени установлены достаточно определенно. Ими являются Змеино-Столбовской и Губеровский вулканические грабены, в которых локализованы вулканиты и вулканогенно-осадочные породы. Левосторонние сдвиги этого времени более интенсивные. Они были, по-видимому, причиной растягивающих напряжений на искривленном участке Арсеньевского разлома. Результатом явилось формирование ромбообразного Змеино-Столбовского грабена, вытянутого в север-северо-восточном направлении (рис. 6.30, Б). Погружение без каких-либо структурных перестроек было, вероятно, лишь на востоке ассикаевского бассейна, о чем свидетельствует отсутствие несогласия в подошве алчанской свиты. Западнее алчанская свита перекрывает с размывом и угловым несогласием ассикаевскую свиту либо домеловой фундамент. Можно также предполагать, что растяжение доминировало вдоль Арсеньевского и Силаньшаньского разломов, ограничивающих Змеино-Столбовской грабен, поскольку именно к ним приурочены многочисленные экструзивные и субвулканические тела.

Губеровский вулканический грабен клиновидной формы располагается на сочленении разломов Алчанского и Кедрач. Для объяснения его происхождения также приложима модель растяжения на участке разветвления сдвигов. Любопытно, что в рамках этой модели при существующих пространственных взаимоотношениях зоны сочленения разрывов (рис. 6.30, В) растяжение следует предполагать в зоне разлома Кедрач, в то время как зона Алчанского разлома попадает в область сжатия.

В рамках модели формирования бассейнов на участках разветвления сдвигов, предложенной Д. Кроуелом, а позднее значительно дополненной Н. Кристи-Бликом и К. Биддлем (Christie-Blick, Biddle, 1985) (рис. 6.30, В) наиболее погруженная часть бассейна должна располагаться на сочленении Алчанского и Арсеньевского разломов. Для алчанского времени это предположение полностью подтверждается, поскольку именно здесь, в верховьях р. Матай, среди вулканитов найдены остатки морской фауны, в то время как в остальной части бассейна алчанская свита накопилась в наземных условиях.

Губеровский грабен развивался в определенной степени автономно. Во-первых, седиментация началась здесь несколько позднее, чем в Змеино-Столбовском грабене, – разница определяется временем, необходимым для размыва ассикаевской свиты, в пре-

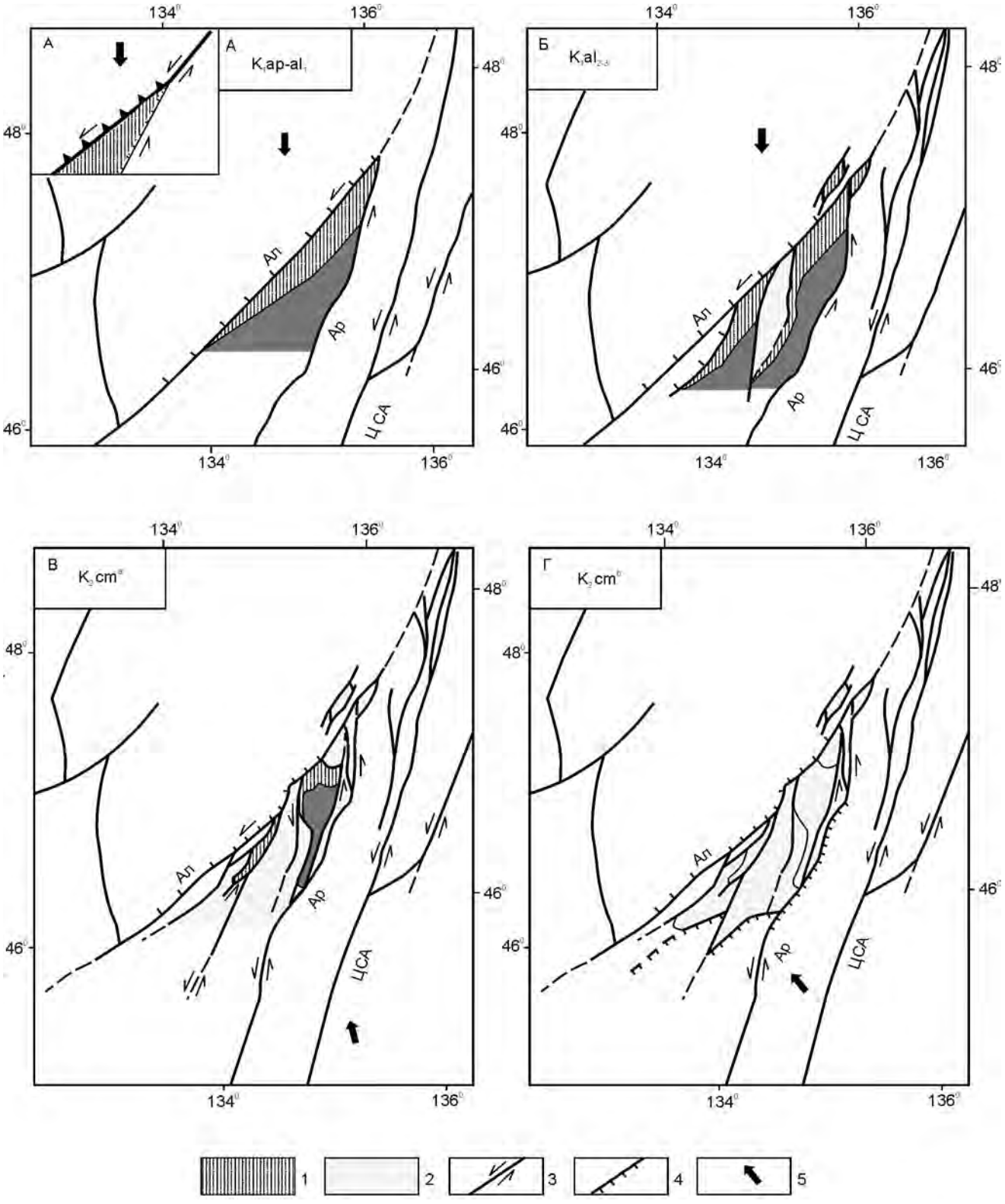


Рис. 6.30. Схема формирования впадины Алчанского бассейна (пояснения см. в тексте).

На врезке в левом верхнем углу показан предлагаемый вариант стандартной модели формирования бассейна на участке разветвления сдвигов. Точечным крапом обозначены участки прогибания и заполнения бассейнов.

1 – участки прогибания и заполнения бассейна в определенный отрезок времени; 2 – ранее заполненные участки бассейна; 3 – сдвиги; 4 – взбросы и надвиги; 5 – направление регионального сжатия.

Разломы: Ал – Алчанский, Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский

делах последнего сохранившейся полностью. Во-вторых, более интенсивный вулканизм на начальных этапах становления структур алчанского времени был именно на востоке бассейна, где доминируют лавы, игнимбриты и туфы дацитов и риодацитов. Нижнеалчанская подсвита Губеровского грабена в значительной мере представлена дистальными вулканогенно-осадочными отложениями. Наибольшие различия в развитии сопоставляемых вулканических грабенов видны при сравнении разрезов верхнеалчанской подсвиты. Очень активными в это время были вулканы Губеровского грабена, где доминируют туфы и лавы андезитов. Среди вулканитов Змеино-Столбовского грабена остаются характерными туфы, вулканогенно-осадочные породы, реже лавы дацитов и риодацитов. Различия в составе вулканитов, вероятно, связаны с различной глубиной проникновения структур растяжения при активизации сдвиговых перемещений по основным разломам.

В Змеино-Столбовском грабене континентальная пестроцветная столбовская толща согласно перекрывает алчанскую свиту (в Губеровском эти взаимоотношения не изучены), и развитие впадин в раннесеноманское (столбовское) время можно объяснить продолжающимися левыми перемещениями вдоль разломов, ограничивающих эти впадины с юго-востока и северо-запада. Преобладание грубообломочных пород в бортовых частях и тонкообломочных – в осевых частях впадин столбовского времени и в целом значительная продольная и поперечная изменчивость фаций и мощностей, а также ромбовидная форма этих впадин – типичные особенности наиболее распространенной разновидности бассейнов синсдвигового растяжения (pull-apart basins), формирование которых, по мнению Д. Роджерса, происходило в процессе роста навстречу друг другу двух несоосных сдвигов (рис. 6.30, В). При формировании депрессии Змеино-Столбовского грабена депоцентр располагался в северной части бассейна, где его ширина достигает 30 км, а мощность столбовской толщи более 900 м.

Постседиментационные деформации сеноманского (послестолбовского) времени широко проявлены преимущественно вдоль всех ограничений Алчанского бассейна. Здесь установлены многочисленные пологие (обычно до 45°) надвиги, по которым пластины пород Ханкайского супертеррейна и Самаркинского террейна надвинуты на осадочные и вулканогенные образования Алчанского бассейна (рис. 6.30, Г).

Нетрудно заметить, что надвиги южной и юго-восточной частей бассейна в более раннее, в том числе раннемеловое, время маловероятны в рамках модели образования структур растяжения на разветвлениях активных сдвигов (рис. 6.30, В). Для этого времени следует, очевидно, предполагать переориентировку главной оси регионального сжатия от субмеридиональной к северо-западной. При этом левосторонние сдвиговые перемещения могли продолжаться только вдоль зон, близких к меридиональным (например, вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома, а также вдоль частей Арсеньевского разлома южнее р. Бол. Уссурка и севернее долины р. Бикин). Вдоль северо-восточных и тем более широтных разломов, ограничивающих Алчанский бассейн, в таких условиях должны доминировать надвиги.

Формирование этих надвигов отражает, по-видимому, заключительное крупномасштабное перемещение масс в субмеридиональном направлении вдоль ограничивающих Алчанский бассейн разломов и вдоль всей системы Тан-Лу. Позднее (вплоть до конца мела) в рассматриваемой части восточной окраины Азии реконструируется обстановка активной окраины андийского типа, которая выражена Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом (Геологическая карта…, 1986; Ханчук и др., 1995). Смена геодинамических режимов, как и переориентировка регионального сжатия, связаны, по-видимому, с изменением направления движения плиты Кула, прилегающей к Евразиатскому континенту, и возобновлением в связи с этим субдукции. В кайнозое доминировал рифтогенный режим.

АМУРО-ЗЕЙСКИЙ БАССЕЙН

Амуро-Зейский бассейн расположен в междуречье Амур–Зея, имеет довольно сложные очертания, но в целом слегка вытянут в северо-восточном направлении (рис. 6.31). Длина его около 370 км, ширина – 250 км, а общая площадь – 93 000 км^2. Большая часть бассейна находится на территории России и лишь незначительная часть – на территории Китая. Узким «перешейком» Амуро-Зейский бассейн связан с бассейном Сунляо.

Интенсивное изучение этого бассейна начато в 1959 г. с целью оценки его перспектив на углеводородное сырье. Здесь выполнен довольно большой объем нефтепоисковых работ, в том числе геофизических (региональные сейсморазведочные работы КМПВ, детальная сейсморазведка МОВ, магнитотеллурическое зондирование), вся площадь охвачена гравимагнитной съемкой, а также мелко- и среднемасштабной геологической съемкой; составлены карты потенциальных физических полей, пробурено около 1000 скважин, большей частью картировочных и лишь 70 – глубиной более 500 м.

Проблемы стратиграфии, магматизма, тектоники, нефтегазоносности, интерпретации геолого-геофизических материалов по Амуро-Зейскому бас-

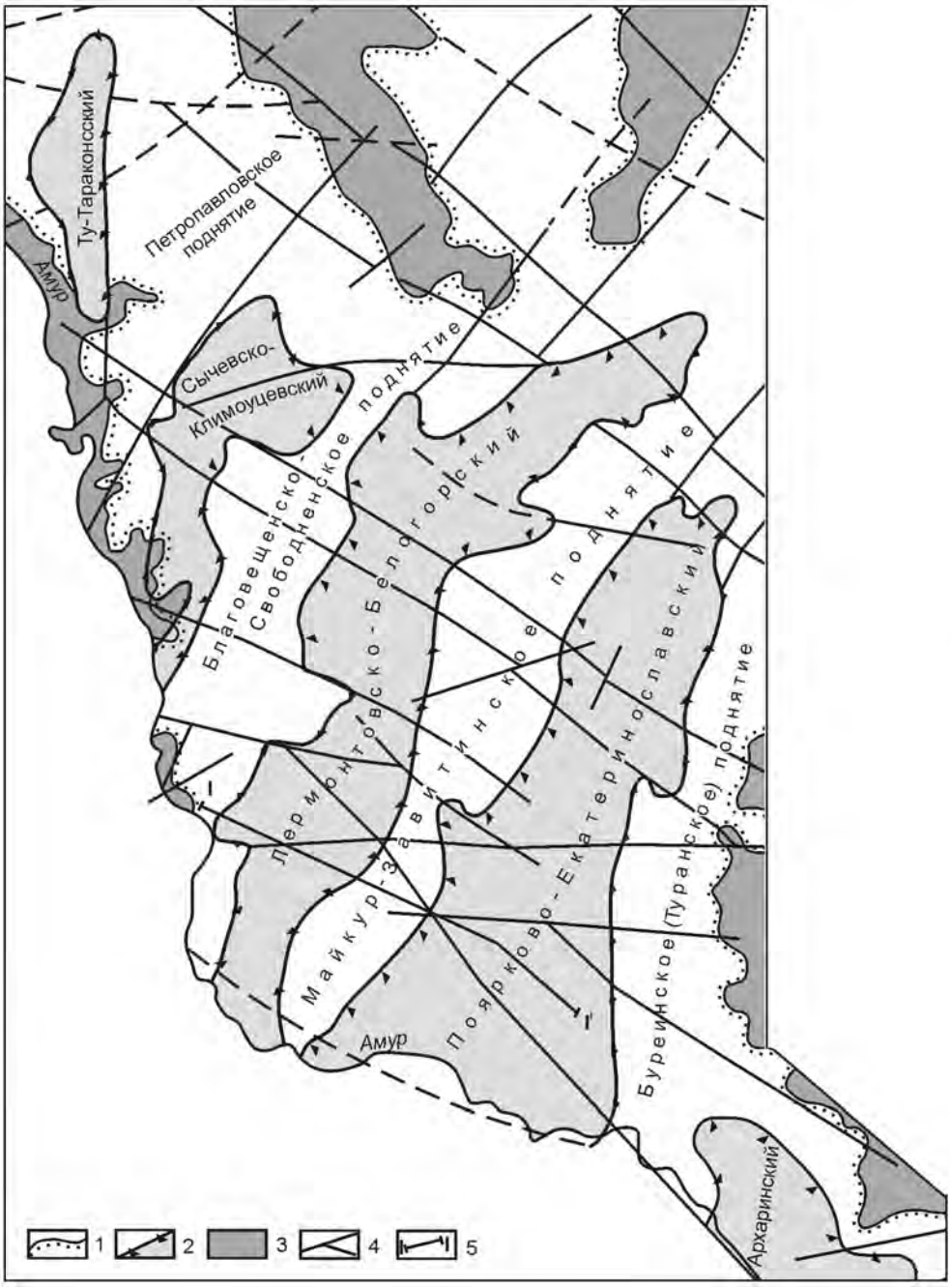


Рис. 6.31. Структурная схема Амуро-Зейского бассейна (по: Шатков и др., 1984, с упрощением).

1 – контуры бассейна; 2 – границы рифтограбенов; 3 – обнажения фундамента бассейна; 4 – основные разломы; 5 – линия разреза

сейну изложены во многих работах, а полная библиография дана в работе Г.Л. Кирилловой (1994).

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ФУНДАМЕНТА

В фундаменте Амуро-Зейского бассейна выделяются дорифейский, рифейский, венд-раннепалеозойский, среднепалеозойский, позднепалеозойский и раннемезозойский комплексы, сложенные осадочными, метаморфическими и магматическими породами и разделенные региональными угловыми несогласиями и перерывами осадконакопления (Горбачев и др., 1971; Лишневский, 1968; Шатков и др., 1984; и др.). Важную роль при формировании структур фундамента играли глубинные разломы, которые обусловили раскалывание дорифейского основания и образование крупных выступов и трогов.

В современной структуре преобладают две системы разломов: северо-восточная и северо-западная;

а субширотная и субмеридиональная имеют подчиненное значение (см. рис. 6.31).

Первые сведения о глубинном строении Амуро-Зейского бассейна получены гравиметрическими, магнитометрическими и сейсмическими исследованиями 60-х годов XX столетия. Позже, по мере совершенствования методик интерпретации и получения новых данных, были составлены новые структурно-тектонические схемы (Бернштейн и др., 1970; Осадочные бассейны..., 1987; Сорокин, 1972; и др.). Нами взята за основу схема Г.А. Шаткова с соавторами (1984), где показаны основные структурные элементы Амуро-Зейского бассейна (см. рис. 6.31). Комплексное использование геолого-геофизической информации позволило выделить в Амуро-Зейском бассейне пять систем рифтогенных (тафрогенных) впадин, ориентированных в северо-восточном направлении, разделенных поднятиями фундамента.

Системы впадин и поднятий северо-восточного простирания рассечены крупными северо-западными разломами, среди которых есть разломы со значительной сдвиговой составляющей (Шатков и др., 1984).

В целом район Амуро-Зейского бассейна характеризуется дифференцированным магнитным полем мозаичного типа с северо-восточными и субмеридиональными аномалиями. Региональный максимум силы тяжести связан, видимо, с поднятием поверхности Мохоровичича и уменьшением мощности земной коры до 30–34 км. Аналогичные особенности гравитационного и магнитного полей характерны для таких областей рифтогенеза, как бассейн Сунляо, провинция Бассейнов и Хребтов, Западно-Сибирский бассейн и др.

Данные о тепловом потоке по бассейну немногочисленны. Средние значения теплового потока составляют 1,39 ЕТП, температурный градиент 38° С/км, сейсмичность слабая.

СТРАТИГРАФИЯ

Данные по стратиграфии Амуро-Зейского бассейна публиковались в ряде работ (Бернштейн и др., 1970; Сорокин, 1972; и др.). Здесь приведена обобщенная стратиграфическая схема (рис. 6.32), основанная на работе (Решения..., 1994).

В основании разреза центральной части Амуро-Зейского бассейна залегает верхнеюрская екатеринославская свита, вскрытая скважинами в наиболее глубоких грабенах (рис. 6.33). По данным А.А. Тимофеева (1966), низы разреза этой свиты (около 100 м) сложены седиментационными брекчиями, состоящими из блоков подстилающих их гранитоидов. Выше они сменяются пачками переслаивания алевролитов, песчаников, гравелитов с пластами пирокластических пород, общей мощностью около 500 м. Венчает разрез свиты пачка переслаивания разнозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями туфов (мощность около 260 м). В бортах грабенов свита имеет более грубообломочный состав, чем в центральных частях. Спорово-пыльцевые комплексы из пород екатеринославской свиты позволяют датировать ее волжским ярусом поздней юры.

В северо-западной части Амуро-Зейской впадины верхнеюрские образования депской и молчанской свит залегают на морских среднеюрских образованиях с конгломератами и гравелитами в основании, характеризующими новый цикл седиментации (Шарудо, Москвин, 1968). Депская свита представлена песчаниками мелко- и среднезернистыми, содержащими многочисленные прослои алевролитов, аргиллитов, туфов и до 80 пластов каменного угля мощностью до 3 м. Общая мощность свиты достигает 1000 м. Позднеюрский возраст обоснован находками ископаемой флоры. Вышележащая нижнемолчанская подсвита молчанской свиты мощностью 1500 м сложена преимущественно песчаниками с прослоями алевролитов, туфов, конгломератов. Содержит ископаемые остатки позднеюрской флоры, а также около 40 пластов и прослоев угля мощностью от 0,04 до 4,25 м.

Нижнемеловые отложения в центральной части Амуро-Зейского бассейна И.Ф. Горбачевым (1969) разделены на две свиты: итикутскую и поярковскую.

В некоторых районах итикутскую свиту (берриас–валанжин) удается разделить на две подсвиты: нижнюю, мощностью до 1000 м, сложенную песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами с остатками ископаемой флоры, и верхнюю, мощностью более 300 м, сложенную риолитами, андезитами и их туфами. В крупных прогибах, как, например, в Лермонтовско-Белогорском, наблюдается заметная литолого-фациальная изменчивость отложений свиты, выражающаяся в преобладании терригенных пород в центральных частях прогибов, а в прибортовых частях преобладают вулканиты, как и в узких прогибах.

В северо-западной части Амуро-Зейского бассейна в берриасе–валанжине накапливались терригенные породы верхнемолчанской и перемыкинской свит, представленные песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами, аргиллитами с пластами угля. Мощность варьирует от 500 до 2000 м. Возраст обоснован остатками ископаемых растений.

Поярковская свита (готерив–нижний альб) имеет более широкое распространение, чем нижележащие свиты. Наибольшие мощности отмечены в центральных частях прогибов, где наблюдается согласное залегание. В бортовых частях и на поднятиях отложения поярковской свиты залегают с размывом

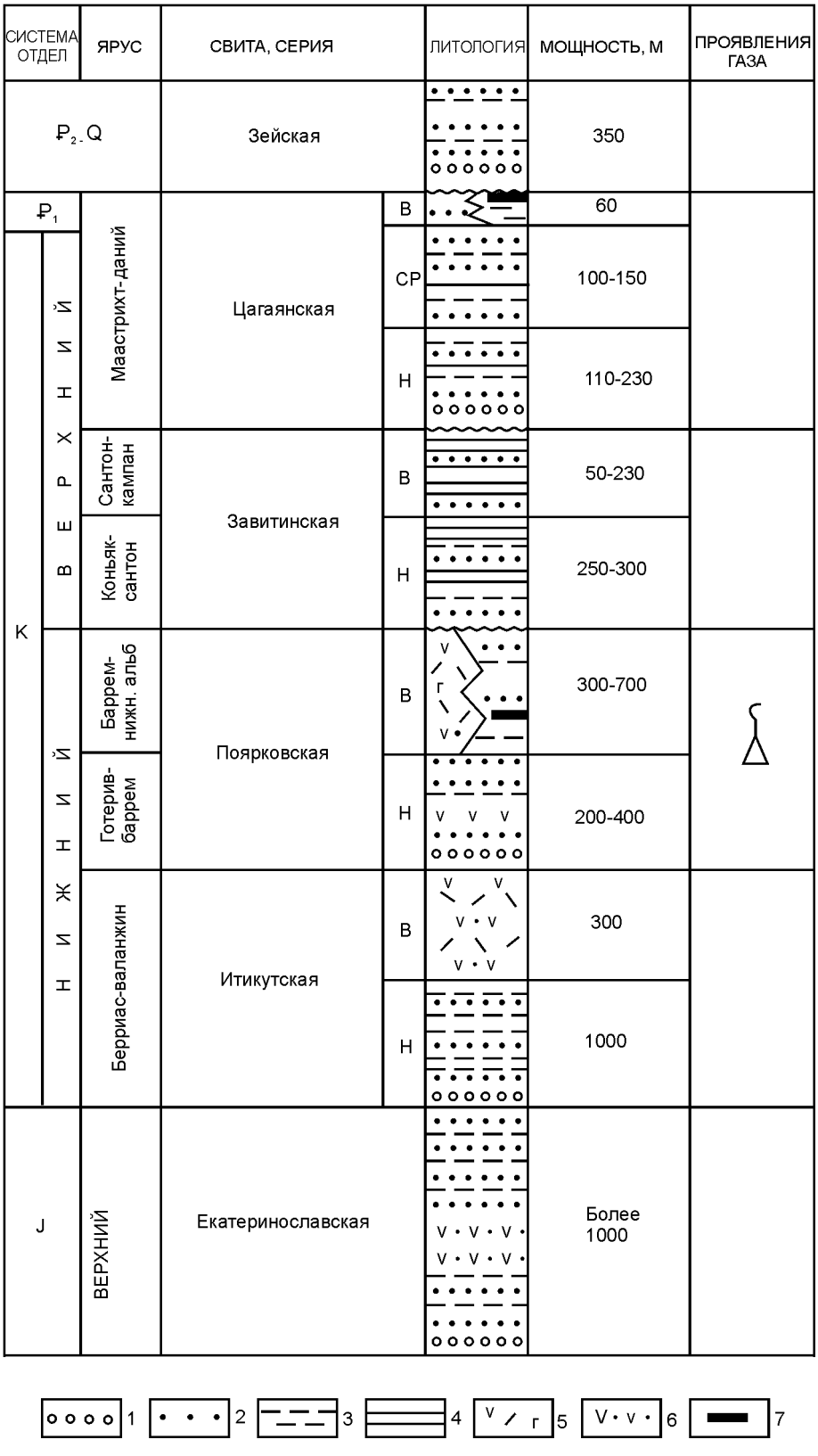


Рис. 6.32. Схематизированная литолого-стратиграфическая колонка Амуро-Зейского бассейна.

Условные обозначения: 1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – глинистые сланцы; 5 – вулканиты разного состава; 6 – туфы; 7 – угли

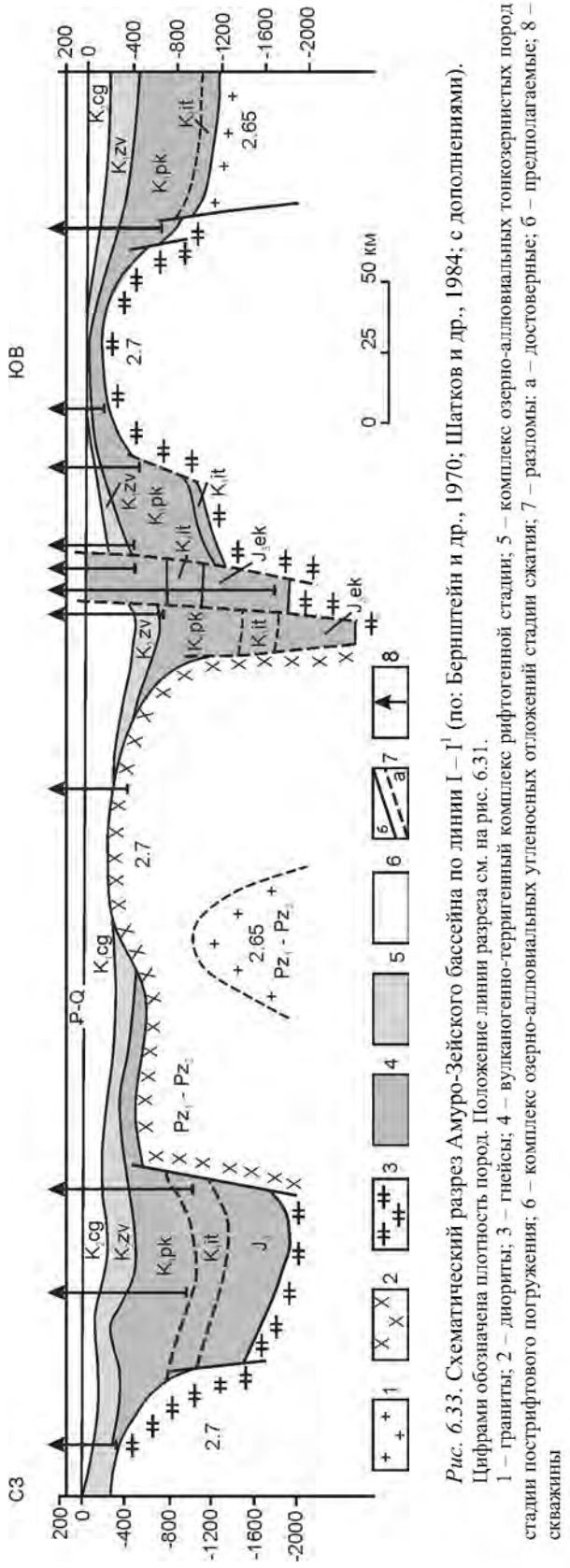


Рис. 6.33. Схематический разрез Амуро-Зейского бассейна по линии I – I[1] (по: Бернштейн и др., 1970; Шатков и др., 1984; с дополнениями).
Цифрами обозначена плотность пород. Положение линии разреза см. на рис. 6.31.
1 – граниты; 2 – диориты; 3 – гнейсы; 4 – вулканогенно-терригенный комплекс рифтогенной стадии; 5 – комплекс озерно-аллювиальных тонкозернистых пород стадии пострифтового погружения; 6 – комплекс озерно-аллювиальных угленосных отложений стадии сжатия; 7 – разломы: а – достоверные; б – предполагаемые; 8 – скважины

и конгломератами в основании на всех более древних образованиях.

По литологическим данным, составу флористических и спорово-пыльцевых комплексов поярковская свита разделена на две подсвиты: нижнюю, существенно терригенную с незначительной примесью вулканогенных пород, и верхнюю, преимущественно вулканогенную, с подчиненным количеством терригенных пород. Это наиболее типичное подразделение свиты. Однако следует отметить значительную фациальную изменчивость состава как свиты в целом, так и ее подсвит по простиранию.

В центральных частях прогибов нижнепоярковская подсвита, по данным И.Ф. Горбачева (1969) и А.А. Тимофеева (1966), сложена в нижней части ритмично переслаивающимися мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами (700 м), а в верхней – аргиллитами с редкими прослоями алевролитов (220 м). По краям прогибов в составе подсвиты преобладают вулканиты: андезиты, их туфы, туфобрекчии мощностью 250 м. Встречается и смешанный тип разреза: песчаники, иногда туфогенные, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты, прослои угля, андезиты, туфы, туффиты. Мощность такого типа разреза составляет 200–450 м. В восточной части бассейна отмечены линзы и прослои пелитоморфных известняков, известковистых песчаников. Готерив-барремский возраст подсвиты обоснован находками ископаемых растений.

Верхнепоярковская подсвита отличается еще большей фациальной изменчивостью, чем нижнепоярковская, особенно в нижней части. Характер фациальных изменений тот же, что и в нижней подсвите. В центральных частях прогибов преобладают аргиллиты, туфопесчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты (мощность подсвиты до 600 м). Ближе к бортам прогибов увеличивается количество вулканитов, появляются прослои угля, на поднятиях вблизи разломов они преобладают при мощности до 300 м. Это андезиты, андезито-базальты, туфы и лавобрекчии кислого и основного состава, риолиты.

Возраст (баррем–ранний альб) основывается на многочисленных находках остатков растений, спор, пыльцы, рыб. Заслуживают особого внимания находки остатков тригониойдесов, характеризующих солоноватоводные условия седиментации.

Отложения завитинской свиты (коньяк–кампан) нигде в пределах Амуро-Зейского бассейна не обнажаются и были изучены лишь в кернах глубоких скважин. Залегают они с размывом и перерывом на более древних комплексах, характеризуются отсутствием вулканогенных образований, углей, незначительной фациальной изменчивостью. По сравнению с нижележащими свитами отложения завитинской свиты по площади распространены более широко, но и в этом случае максимальные мощности ее приурочены к центральным частям прогибов (Бернштейн и др., 1970).

Перерыв между поярковской и завитинской свитами на большей части бассейна охватывает вер-

хи альба, сеноман и турон. Лишь в восточной части бассейна все это время продолжалась интенсивная вулканическая деятельность с перерывом на границе альба и сеномана, когда формировались коры выветривания и ископаемые почвы. За это время сформировалась мощная серия (до 1500 м) чередующихся риолитов, трахириолитов, их туфов, игнимбритов, игниспумитов, реже андезитов и их туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов.

По литологическому составу и возрасту завитинская свита разделена на две подсвиты. Нижнезавитинская подсвита начинается пачкой серых, зеленовато-серых кварц-полевошпатовых песчаников с обилием гальки кремнистого и кварцевого состава. Выше по разрезу появляются прослои зеленовато-серых алевролитов и аргиллитоподобных глин, слабопесчанистых. Заканчивается разрез подсвиты пачкой черных аргиллитоподобных глин с тонкими прослойками сидерита, а в подошве – слойками бентонитовых глин. В глинах встречено много остатков фауны пелеципод, гастропод, остракод, рыб. Эта пачка там, где она не размыта, может служить надежным маркирующим горизонтом, по которому вполне уверенно можно вести структурные построения и корреляцию разрезов скважин. Мощность подсвиты достигает 300 м.

Разрез верхнезавитинской свиты начинается 20–30-метровой пачкой переслаивающихся алевролитов и песчаников с редкими прослоями аргиллитоподобных глин. В основании подсвиты иногда наблюдается тонкий (0,5 м) слой зеленого и белого кварцевого гравелита. Выше следует пачка (25 м) аргиллитоподобных глин красно-коричневых с прослоями и пятнами зеленых и зеленовато-серых с включениями обломков известняка. Завершается разрез пачкой переслаивающихся алевролитов и аргиллитоподобных глин с подчиненными прослоями песчаника. В пестроцветных глинах встречены ископаемые остатки гастропод, кости животных, а также отпечатки растений, споры и пыльца, позволившие датировать отложения верхней подсвиты в интервале верхнего сантона–кампана.

На размытой поверхности завитинской и поярковской свит, а иногда и на кристаллическом фундаменте залегают широко распространенные отложения цагаянской свиты (маастрихт–даний), имеющие максимальную мощность в центральной части бассейна (до 580 м) и утоняющиеся к краям бассейна. Давно отмечено ее цикличное строение (Горбачев, 1969; и др.), по этому признаку она подразделяется на три подсвиты. Каждый цикл начинается грубозернистыми породами (гравелиты, галечники) и заканчивается тонкозернистыми и глинистыми.

В верхней части верхнецагаянской подсвиты в юго-восточной части бассейна выделяются характерные кивдинские слои, ранее выделявшиеся в ранге свиты (Бернштейн и др., 1970; Камаева, 1990), содержащие мощные пласты бурого угля.

Возраст цагаянской свиты и ее подсвит хорошо обоснован находками ископаемых растений, спор, пыльцы (Камаева, 1990), а также находками костей динозавров.

Палеоген-четвертичные образования Амуро-Зейского бассейна издавна объединяются под названием зейской серии (Бернштейн и др., 1970), сложенной песчано-галечными и глинисто-алевритовыми образованиями общей мощностью до 400 м. Она включает (снизу вверх): райчихинскую свиту (ранний–средний эоцен), залегающую с размывом и конгломератами в основании на кивдинских слоях; мухинскую (олигоцен); бузулинскую (ранний–средний миоцен); сазанковскую (поздний миоцен) и белогорскую (плиоцен-нижнечетвертичные отложения) свиты (Решения…, 1994).

ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ, ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Условия седиментации, палеогеографические обстановки мезозоя и кайнозоя Амуро-Зейского бассейна рассматривались в ряде публикаций (Горбачев, 1969; Сорокин, 1972; Тимофеев, 1966; Шарудо, Москвин, 1968; и др.).

Согласно сложившимся представлениям Амуро-Зейский свод в поздней юре раскололся с образованием серии рифтовых долин северо-восточного простирания, быстро заполнявшихся плохо сортированным и слабоокатанным пролювиально-аллювиальным материалом, реже отмечаются озерные фации. Присутствие прослоев туфов свидетельствует о вулканической активности на прилегающих поднятиях. В северо-западной части бассейна позднеюрская континентальная седиментация сменила среднеюрскую морскую. В центральной части Ушумунского прогиба формировались ритмично построенные озерно-болотные пойменные и озерные комплексы фаций, обычно угленосные. По периферии преобладали аллювиальные и лагунно-дельтовые фации. Подобная же обстановка сохранилась в начале раннего мела, следует лишь отметить активизацию вулканизма на поднятиях и по краям рифтов, обусловившую обильное поступление пирокластического материала.

Во время формирования поярковской свиты наиболее тонкообломочные песчано-глинистые озерно-аллювиальные фации накапливались в центральной и северо-западной частях бассейна. Несомненный интерес представляют находки альбских солоноватоводных тригониойдесов (Бернштейн и др., 1970; Шарудо, Москвин, 1968) в верхнепоярковской подсвите, что свидетельствует о проникновении

морских вод в Амуро-Зейский бассейн. Тригониойдесы найдены также в альбской кындалской свите Буреинского бассейна, широко распространены на Сихотэ-Алине вплоть до Партизанского бассейна. По устному сообщению китайского палеонтолога Чень Пей Чжи, тригониойдесы найдены и в нижнеальбских отложениях бассейна Сунляо. По-видимому, все это отголоски глобальной нижнеальбской трансгрессии, проникшей далеко в глубь континента. Остается неизученным вопрос распространения морских фаций в это время, их границы, состав.

Фациальная обстановка в позднем мелу несколько изменилась. Темп прогибания снизился, сформировалась обширная озерно-аллювиальная равнина, в пределах которой накапливались ритмично построенные комплексы тонкообломочных осадков с хорошей степенью сортировки и окатанности. Области сноса к этому времени были, по-видимому, выровнены и пенепленизированы, о чем свидетельствует присутствие переотложенных продуктов выветривания в отложениях цагаянской свиты.

Конечная стадия развития Амуро-Зейского бассейна в кайнозое протекала в условиях дальнейшего ослабления тектонических движений и превращения ее во внутриконтинентальную плиту с поверхностью денудационной равнины.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Разными исследователями Амуро-Зейский бассейн относился к грабен-синеклизе эпипалеозойской платформы (Горбачев и др., 1971), межгорной впадине (Бернштейн и др., 1970), структурам молодых платформ (Шатков и др., 1984), впадинам на срединных массивах (Осадочные бассейны…, 1987), просто континентальным впадинам или наложенным континентальным впадинам (Геологическая карта…, 1991), внутриконтинентальным рифтогенным бассейнам (Кириллова, 1994). Во всех этих названиях отражены и подчеркнуты те или иные особенности бассейна или одна из стадий развития бассейна.

По мнению большинства исследователей, в строении бассейна выделяются три стадии развития бассейна и соответствующие им три структурных этажа, иногда подразделяющихся на подэтажи: первый этаж включает разнообразные породы фундамента и имеет блоковое строение; второй сложен слабодислоцированными осадочными и вулканогенно-осадочными породами позднеюрско-раннемелового возраста; в строении третьего этажа принимают участие субгоризонтально залегающие верхнемеловые и кайнозойские отложения, которые с угловым несогласием перекрывают образования второго структурного этажа, а в пределах поднятий залегают на породах фундамента.

На продолжении всей истории формирования бассейна важную роль играл тектонический режим, в качестве основных параметров которого для Амуро-Зейского бассейна анализировались амплитуда перемещения по вертикали отдельных блоков земной коры, скорость этого перемещения и контрастность, т. е. различие в характере движения соседних блоков относительно друг друга (Пан, Сорокин, 1975). Достаточно полная компенсированность погружения впадины осадконакоплением позволяет принять амплитуду вертикальных перемещений равной мощности отложений. Высокие скорости седиментации (до 59 м/млн лет) и контрастности тектонических движений (20 м/тыс. км^2) фиксируются в раннем мелу (поярковское время) и позднем мелу (цагаянское время), низкие их значения отмечаются в завитинское время (17 м/млн лет и 13 м/тыс. км^2) позднего мела и в кайнозое (6 м/млн лет и 4 м/тыс. км^2) – времени резкого расширения области седиментации. На фоне колебательного характера изменения во времени скорости и контрастности прогибания впадины наблюдается общая тенденция уменьшения этих величин при одновременном увеличении площади аккумуляции. Изменением параметров тектонического режима объясняется формирование многопорядковой ритмичности в строении озерно-аллювиальных образований (Пан, Сорокин, 1975). Эти исследования весьма ценны для прогнозирования оптимальных геотектонических и гидродинамических режимов для накопления определенных фаций, например озерных, болотных.

По аналогии с китайским бассейном Сунляо (Zhu, 1989) Амуро-Зейский бассейн относится к внутриконтинентальным (внутриплитным) бассейнам комбинированного типа. В его развитии выделяются три главные стадии (см. рис. 6.33): 1) рифтогенная (поздняя юра–ранний альб, екатеринославская, итикутская, поярковская свиты), когда накапливались вулканогенно-терригенные формации общей мощностью 3100 м; 2) стадия пострифтового погружения (коньяк–кампан, завитинская свита), характеризующаяся увеличением площади осадконакопления, накоплением озерно-аллювиальных отложений (глины, алевролиты, песчаники с обильной озерной фауной) мощностью 400 м, и 3) стадия сжатия (маастрихт–кайнозой) с формированием озерно-аллювиальных угленосных осадков мощностью около 600 м (Малышев, Липина, 1994).

В общих чертах к подобному типу бассейнов, по мнению H.D. Klemme (1980), относятся бассейн Северного моря, Западно-Сибирский бассейн. C.C. Busby, R. Ingersoll (1995) в своей работе типичным древним интракратонным бассейном считают палеозойский Мичиганский бассейн, а современным аналогом – бассейн Чад в Африке. Существенную роль на начальных стадиях формирования таких бас-

сейнов, по мнению H. Okada (2000), играли мантийные плюмы.

ЗАПАДНО-КАМЧАТСКИЙ БАССЕЙН

Бассейн занимает территорию Западно-Камчатской низменности, а также смежную акваторию Охотского моря. Он выполнен кайнозойскими терригенными, терригенно-туффито-кремнистыми и угленосными образованиями. Эти отложения несогласно перекрывают верхнемеловые толщи, представленные терригенно-туфогенными флишевыми и вулканогенно-кремнистыми образованиями. Мощность осадочного выполнения в наиболее погруженных участках терральной части бассейна достигает 5–6 км. Основными структурными элементами являются (с юга на север): Колпаковская впадина, Ичинский прогиб, Тигильское поднятие и Паланская впадина. В северном направлении отмечается сокращение мощности осадочного выполнения, усиление степени дислоцированности пород и повышение роли вулканогенных образований.

В составе осадочного выполнения бассейна присутствуют породы от верхнего мела до неогена включительно. Верхнемеловые образования, вскрытые бурением в Ичинско-Колпаковском районе, представлены сильно измененными и тектонически раздробленными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями конгломератов. Породы обычно плохо отсортированы. В состав палеогеновой системы входят тигильская, кавачинская и нижняя часть воямпольской серий. Тигильская серия включает хулгунскую свиту палеоценового возраста, напанскую свиту, датируемую ранним эоценом, и снатольскую свиту среднего эоцена.

Хулгунская свита представлена 100-метровой толщей переслаивания плотных трещиноватых плохо отсортированных туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов.

Отложения напанской свиты в пределах Ичинско-Крутогоровской зоны трансгрессивно с угловым несогласием перекрывают более древние образования и представлены чередованием туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов с конгломератами в основании. Мощность свиты 190–750 м.

Отложения снатольской свиты представлены в основном туфопесчаниками с прослоями туфоалевролитов и туфоаргиллитов, реже конгломератов. На отдельных участках встречаются эффузивы и пирокластические образования. Характерно обилие растительного детрита. Контакт с напанской свитой согласный. Мощность снатольских отложений 180–1248 м. Отложения кавачинской серии в Ичинско-Колпаковском районе выпадают из палеогенового разреза.

Отложения воямпольской серии (P_3 –N_1^1) залегают на более древних породах несогласно. В большинстве случаев они перекрывают образования кавачинской (P_2^3–P_3) и тигильской (P_1–P_2^2) серий, а в ряде районов залегают непосредственно на верхнемеловых толщах. Главнейшими породообразующими компонентами отложений воямпольской серии, как и кавранской, служат: 1) обломочный терригенный материал; 2) продукты эксплозивной вулканической деятельности (пирокластический материал); 3) аллотигенное и аутигенное глинистое вещество; 4) свободный кремнезем (в виде сохранившихся остатков кремневых организмов и аморфного или очень тонко раскристаллизованного вещества). В пределах серии выделяются аманинская, гакхинская, утхолокская, вивентекская и кулувенская свиты.

Аманинская и гакхинская свиты датируются олигоценовым возрастом и в пределах большей части бассейна обычно выделяются как единое подразделение. Эти отложения представлены в разной степени кремнистыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками, а также их туфогенными разновидностями. Кроме того, в разрезах отдельных скважин встречаются туфы, туффиты и сицилиты.

Доминирующими среди отложений гакхинской и аманинской свит являются алевролиты и туфоалевролиты. Существенную роль играют глинистые отложения, которые в центральной части Ичинского прогиба составляют более 50 % от общего количества изученных образцов. Туфы и туффиты установлены в единичных скважинах. В большинстве случаев снизу вверх по разрезу отмечается повышение роли тонких разностей пород. Мощность гакхинско-аманинских отложений увеличивается от 190–400 м в Ичинско-Крутогоровской зоне до 600–950 м в Колпаковской впадине.

Отложения утхолокской свиты согласно перекрывают гакхинские и датируются раннемиоценовым возрастом. Они представлены в нижней части тонким и в верхней части более грубым переслаиванием серых и светло-серых глинистых и песчано-глинистых туфоалевролитов и темно-серых с зеленоватым оттенком алевритистых и алевритовых туфоглин и туфоаргиллитов. Встречаются прослои алевритистых туфопесчаников и кремнистых пород. Последние в Ичинско-Крутогоровской зоне представлены преимущественно глинистыми туфопотоками, а в Колпаковской зоне преобладают плотные туфосицилиты. Углефицированное ОВ представлено остатками как наземной растительности, так и водорослей. От гакхинско-аманинских пород рассматриваемые отложения отличаются в основном повышением роли пелитовых пород, которые преобладают в разрезах большинства скважин, и относительным постоянством содержания псаммитов.

Отложения вивентекской и кулувенской свит согласно перекрывают утхолокскую свиту и датируются миоценовым возрастом. Они представлены неравномерным чередованием туфоалевролитов, туфоаргиллитов и туфопесчаников с прослоями туфоглин, туфопеска и туфодиатомитов. Для этих отложений характерно повсеместное увеличение кремнистости по сравнению с нижележащими отложениями воямпольской серии.

В разрезе вивентекской свиты Усть-Облуковинской площади выделяется три пачки: нижняя – песчаниковая; средняя – туфопелитовая и верхняя, представленная в основном туфоопоками и песчаноалевритовыми туфодиатомитами (последние характерны для кровли свиты). Песчаники нижней пачки серые, туфогенные, глинистые, полимиктовые, с плавающей галькой эффузивных и осадочных пород. Иногда они переходят в гравийно-галечные конгломераты. Мощность пачки около 20 м.

Кулувенская свита в разрезе Усть-Облуковинской площади представлена слабосцементированными песчаниками с гравийно-галечным материалом и карбонатными конкрециями, а также туфодиатомитами зеленовато-серыми, с примесью терригенного материала, массивными и неясно слоистыми, с раковистым изломом. Мощность свиты 159 м. Суммарная мощность кулувенской и вивентекской свит изменяется по площади от 180 до 780 м.

Отложения воямпольской серии несогласно перекрываются образованиями кавранской серии миоценового возраста, в составе которой снизу вверх выделяются ильинская, какертская, этолонская и эрмановская свиты.

Ильинская свита представлена неравномерным чередованием туфоалевролитов, туфопесчаников и туфоаргиллитов с прослоями туфодиатомитов, опок, кремней, известняков. В основании свиты залегает пласт средне-грубозернистых песчаников с карбонатными конкрециями, местами переходящий в гравелит. Пласт достаточно уверенно прослеживается во всех скважинах. Соотношение в свите различных литотипов варьирует по площади, однако в большинстве случаев доминирующими породами являются туфоалевролиты.

Туфоалевролиты серые и светло-серые, опоковидные, массивные, местами с пятнистой окраской за счет неравномерного распределения туфогенного материала. Туфоаргиллиты серые и зеленовато-серые, массивные, местами окремненные, трещиноватые. Песчаники обычно светло-серые, массивные, плохо отсортированные. Известняки светло-зеленовато-серые, мелко-тонкозернистые, с трещинами, выполненными желтым кальцитом. Туфодиатомиты зеленовато-серые, алевритистые, местами глинистые, массивные и неяснослоистые. Опоки белесовато-серые, слабоалевритистые. Кремни светло-серые, крепкие, плотные с раковистым изломом. Отличительной особенностью ильинской свиты по сравнению с нижележащими отложениями является повышенная песчанистость и на отдельных участках – возрастание роли кремнистых пород.

Контакт пород ильинской свиты с вышележащими отложениями какертской свиты выражен нечетко. На большей территории бассейна эти образования не расчленяются. В какертской свите встречается тот же набор литотипов, что и в ильинской. При этом отмечаются лишь снижение в разрезе доли псаммитовых пород и появление прослоев туфоглин (последний признак в большей мере является катагенетическим, чем седиментационным). Общая мощность какертской и ильинской свит изменяется от 115 до 810 м. Наименьшая мощность характерна для Крутогоровской зоны, где она не превышает 240 м.

Разрез осадочного выполнения бассейна наращивается отложениями этолонской свиты, которые на отдельных участках перекрывают образования какертской свиты со стратиграфическим несогласием. Отложения этолонской свиты представлены неравномерным переслаиванием серых глинисто-песчанистых массивных туфоалевролитов, зеленовато-серых крепких туфоаргиллитов, темно-серых вязких туфоглин и серых и темно-серых крупно-среднезернистых глинистых неяснослоистых туфопесчаников. Встречаются валуны и плавающая галька эффузивов. Снизу вверх по разрезу наблюдается увеличение песчанитости. В южном направлении возрастает кремнистость пород. Мощность свиты изменяется от 218 до 420 м.

Отложения эрмановской свиты согласно перекрывают образования этолонской и представлены серыми и зеленовато-серыми разнозернистыми туфопесчаниками и пелитифицированными песками, темно- и светло-серыми рыхлыми глинистыми туфоалевролитами и глинами. Встречаются прослои углей. От других рассмотренных отложений эрмановская свита отличается более грубозернистым составом, пониженной кремнистостью, присутствием углей и обилием детрита.

Разрез кайнозойских отложений Западно-Камчатского бассейна завершается энемтенской свитой плиоценового возраста. В стратотипическом разрезе (Энемтенские скалы) эти образования несогласно перекрывают отложения эрмановской свиты. Их же взаимоотношение с более древними образованиями в разрезах скважин установить практически невозможно. На большей территории Ичинско-Колпаковского района отложения энемтенской свиты рассматриваются совместно с эрмановскими и представлены в основном грубозернистыми туфопесками, туфопесчаниками и конгломератами с углефицированными остатками высшей растительности. Мощность свиты изменяется от 58 до 415 м.

ПЕНЖИНСКИЙ БАССЕЙН

Бассейн расположен в краевой части Анадырско-Корякской системы на границе с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. В составе комплекса выполнения бассейна развиты терригенные, туфогенные и эффузивные образования, составляющие сложно сочетающиеся по разрезу и площади морскую, континентальную грубообломочную, угленосную молассовую и наземную вулканогенную формации. Пирокластический материал доминирует в составе нижнесенонских отложений, но в том или ином количестве присутствует в породах практически всех стратиграфических подразделений. Среди песчаников и алевролитов отмечаются лишь туфогенные и граувакковые, в том числе вулканомиктовые, разности, которые подвержены интенсивным вторичным изменениям уже на начальных стадиях мезокатагенеза.

Наблюдается четкая продольная и поперечная тектоническая зональность. Вся северо-западная полоса бассейна резко приподнята, а юго-восточная, в целом прогнутая, зона состоит из серии мульд и разделяющих их поперечных и диагональных поднятий. Мощность комплекса выполнения достигает в прогибах 5–7 км. Локальные складки представлены в центральных частях бассейна обычно относительно пологими брахиформами, осложненными нередко магматическими диапирами, а вдоль его юго-восточного борта отмечаются также линейные, нарушенные разломами, структуры.

ХАТЫРСКИЙ БАССЕЙН

Хатырский бассейн характеризуется многоярусным строением. В комплексе его осадочного выполнения, суммарная мощность которого достигает 15 км, обособляются два этажа: верхнемеловой–нижнемиоценовый и верхнемиоцен-четвертичный, которые, в свою очередь, включают несколько более дробных сруктурно-формационных подразделений. Породы нижней части разреза составляют краевые шлейфы флишевой, а также пелитолитовую ассоциации. Накопление их часто происходило в обстановке неритовой и батиальной зон. Неогеновые отложения образуют морскую молассу, в которой наряду с аргиллитами, алевролитами, песчаниками и конгломератами встречаются диатомовые аргиллиты и диатомиты. Отмечается последовательное смещение во времени зон прогибания в восточном и северо-восточном направлениях.

Бассейн отличается резкой тектонической дифференцированностью и продольно-диагональной зональностью. Вдоль его северо-западного борта проходит система надвигов, сопровождающаяся узкими запрокинутыми и нарушенными складками. Неогеновые породы, мощность которых достигает 6–7 км, дислоцированы слабее. Наряду с узкими зонами сложных приразломных складок здесь отмечаются пологие формы конседиментационного развития. Вдоль континентального склона протягивается зона резкого уменьшения мощности кайнозойских отложений, по которой и проходит граница бассейна.

АНАДЫРСКИЙ БАССЕЙН

Анадырский бассейн перекрывает сложную зону сочленения флангов Корякского орогенного пояса с сопредельными структурами Чукотского террейна. Кроме того, здесь протягиваются меловой и палеогеновый вулканогенные пояса. В бассейне выделяются две зоны. На севере и северо-востоке комплекс осадочного выполнения представлен лишь молодыми (неоген-четвертичными) грубообломочными отложениями мощностью до 2–2,5 км, которые залегают непосредственно на палеоцен-эоценовых эффузивах, перекрывающих, в свою очередь, более древние, разнообразные по генезису и составу, породы складчатого основания. Эти районы отличаются пологим залеганием слоев, конседиментационным типом локальных поднятий. У южного края этой зоны под палеоцен-эоценовыми эффузивами располагаются морские терригенные и континентальные угленосные породы верхнего мела, образующие погребенный этаж комплекса выполнения.

Участки бассейна, приближенные к его южному и юго-западному обрамлению, отличаются большей (до 3–5 км) мощностью неоген-четвертичных отложений и присутствием под ними существенно глинистых и алевролито-глинистых образований верхнего эоцена–олигоцена (до 3 км). Раннепалеогеновые вулканиты здесь сокращаются в мощности и замещаются терригенно-туфогенными отложениями альбско-сенонского возраста. В этих районах ярко проявились молодые надвиги и взбросы, вдоль которых располагаются узкие антиклинали, а также бескорневые складки срыва.

КАЙНОЗОЙСКИЕ СИСТЕМЫ РИФТОГРАБЕНОВ

Кайнозойский рифтогенез широко проявлен в виде обширного Восточно-Азиатского рифтового пояса, выделенного А.Д. Щегловым с соавторами в 1979 г. и описанного в ряде работ (Геологическое строение…, 1984; Варнавский, Малышев, 1986; и др.). Этот пояс, имеющий генеральное северо-восточное простирание, распадается на серию рифтовых

систем различной ориентировки и разного времени заложения. Следует отметить неодинаковую степень изученности для разных частей территории. В некоторых случаях рифтогенные структуры выделяются только по морфологическим и неотектоническим критериям.

Многими исследователями отмечалось, что рифтогенез (или тафрогенез) следует за процессами орогенеза. В частности, на востоке Азии начиная с позднего мезозоя процессы рифтогенеза продвигались с запада на восток (Ye et al., 1995; Ren et al., 2002; и др.).

ТАН-ЛУ-ОХОТСКАЯ СИСТЕМА

Наиболее ярко выражена и хорошо изучена Тан-Лу или Гирин-Амурская система (Геологическое строение…, 1984), прослеживающаяся из Южного Китая до Охотского моря. Она включает серию субпараллельных разломов. Ширина ее довольно значительна: от бассейна Сунляо на западе до Корейского полуострова на востоке (Xu, 1993). В позднем мезозое для нее характерны левосдвиговые перемещения большой амплитуды, но в кайнозое в условиях интенсивного растяжения литосферы (около 58 км), чередующегося с правосдвиговыми перемещениями, утонения коры, высокого теплового потока формировались системы грабенов, заполнявшиеся озерно-аллювиальными комплексами осадков мощностью от 2,5 до 17 км.

Наиболее хорошо изучены бурением грабены этой системы в бассейне Бохайвань (Zhu, 1989; Ye et al., 1995; Ren et al., 2002; и др.). Здесь выделяется два эпизода рифтинга: палеоцен-среднеэоценовый и позднеэоцен-олигоценовый.

Во время первого эпизода бассейны формировались вдоль широтных разломов, изливались томитовые базальты. Во время второго эпизода бассейны формировались вдоль восток-северо-восточных разломов. Вулканическая активность и темпы погружения на этом этапе несколько снизились. На палеогеновом этапе развития бассейна Бохайвань образовалось около 50 небольших грабенов и полуграбенов, ограниченных листрическими и планарными разломами, группирующихся в более крупные прогибы. Глубина залегания границы М под наиболее крупными прогибами Ляохэ и Бочжун составляет 29–31 км, что на 10–15 км меньше, чем по краям бассейна. Средние значения теплового потока составляют 1,8 ЕТП, что значительно выше, чем в соседних структурах (Ye et al., 1995). Все это подтверждает наличие мантийного диапира под бассейном. В миоцене наступила стадия медленного пострифтового погружения, которая также сопровождалась излиянием базальтов. В плиоцене темпы погружения снова возросли, отложилось более 1000 м аллювиальных осадков.

Система грабенов в виде узкой (до 30 км) цепочки протягивается до Средне-Амурского бассейна, где снова наблюдается «раздув» в виде 30 мелких грабенов и полуграбенов, описанных выше.

Далее эта система прослеживается вдоль долины р. Амур через Тугурский, Нимеленский, Ульбанский и другие грабены до Охотского моря, где образуется следующий «раздув» в виде Охотско-Шантарского осадочного бассейна (Геология и нефтегазоносность…, 2002). По интерпретации данных сейсморазведки здесь выявлено шесть суббасейнов, объединяющих более 60 мелких грабенов и полуграбенов. Рифтогенез протекал в 2 этапа: эоцен, когда при высокой скорости погружения сформировались основные грабены и полуграбены, заполнявшиеся озерно-аллювиальными осадками мощностью до 3–6 км, и ранний олигоцен, когда произошло слияние отдельных грабенов в протяженные линейные прогибы и, наконец, объединение в единую область рифтогенного прогибания, представлявшую собой систему озер, троговых проливов и узких внутренних морей, с юга и юго-востока обрамлявшихся Хоккайдо-Сахалинской и Охотоморской складчатыми системами.

Для этого бассейна также характерна утоненная земная кора (25–29 км) по сравнению с прилегающими поднятиями, где мощность коры составляет 40–44 км.

Серия мелких кайнозойских осадочных бассейнов приурочена и к другим разломам, входящим в Тан-Лу-Охотскую систему, но расположенных несколько восточнее, в Приморье. Это, в частности, бассейны, протянувшиеся цепочками вдоль Уссурийского, Алчанского и особенно вдоль Арсеньевского разломов (Седых, 1990; Геология и полезные ископаемые…, 1995; и др.). Наиболее изученными являются Угловский и Шкотовский угленосные бассейны, сложенные палеоцен-миоценовыми озерно-аллювиальными осадками мощностью от 250 до 1300 м.

Еще далее к востоку к Тан-Лу-Охотской системе относятся Прибрежный разлом и серия параллельных ему разломов в Татарском проливе, прослеживающиеся вдоль береговой линии Приморья (Геологическая карта…, 1999) и образующие рифтогенную систему Татарского пролива шириной около 70 км. Она характеризуется утоненной земной корой (20–28 км), по сравнению с обрамляющей сушей (30–35 км), и высокими значениями теплового потока (свыше 70 мВт/м^2). Сейсморазведочными работами в основании разреза Татарского рифта выявлены вулканиты позднепалеогенового и ранненеогенового возраста, им соответствуют положительные аномалии магнитного поля (Жаров, 2002). Рифтогенный

процесс был наложен на структуры Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Выделяются три фазы активности этого процесса: поздний эоцен–олигоцен, ранний миоцен и поздний миоцен–плиоцен.

Главными структурными элементами в Татарском бассейне являются грабенообразные прогибы, грабены и полуграбены, разделенные поднятиями. Они заполнены терригенными, вулканокластическими, реже кремнисто-глинистыми преимущественно морскими осадками мощностью до 9 км.

Интерес к Тан-Лу-Охотской системе рифтограбенов весьма велик в связи с высокими перспективами нефтегазоносности связанных с ней бассейнов. В бассейне Бохайвань месторождения уже открыты и эксплуатируются, в Охотско-Шантарском бассейне перспективы оцениваются высоко, в Средне-Амурском менее ясны из-за очень слабой изученности.

Кроме того, в кайнозойских грабенах известны многочисленные месторождения бурых углей.

ЯМСКО-ТАУЙСКАЯ СИСТЕМА

Наиболее ярким проявлением осадочных бассейнов, приуроченных к субширотной системе разломов, является цепочка Ямско-Тауйских впадин, выполненных эоцен-миоценовыми преимущественно терригенными осадками мощностью до 1400 м (рис. 6.34). В низах разреза скважинами вскрыты вулканиты основного и среднего состава, выше по разрезам встречаются вулканиты кислого состава. Углепоисковыми скважинами в миоценовых слоях обнаружены пласты угля, в Марекапской впадине – Марекапское месторождение бурого угля.

Возможно, к этой же системе относится подновленная система субширотных разломов вдоль Монголо-Охотской сутуры. Вдоль нее на западном продолжении Удского бассейна расположены Верхне-Зейская грабенообразная впадина, сложенная олигоцен-плиоценовыми терригенными угленосными осадками мощностью около 600 м, а также серия более мелких впадин.

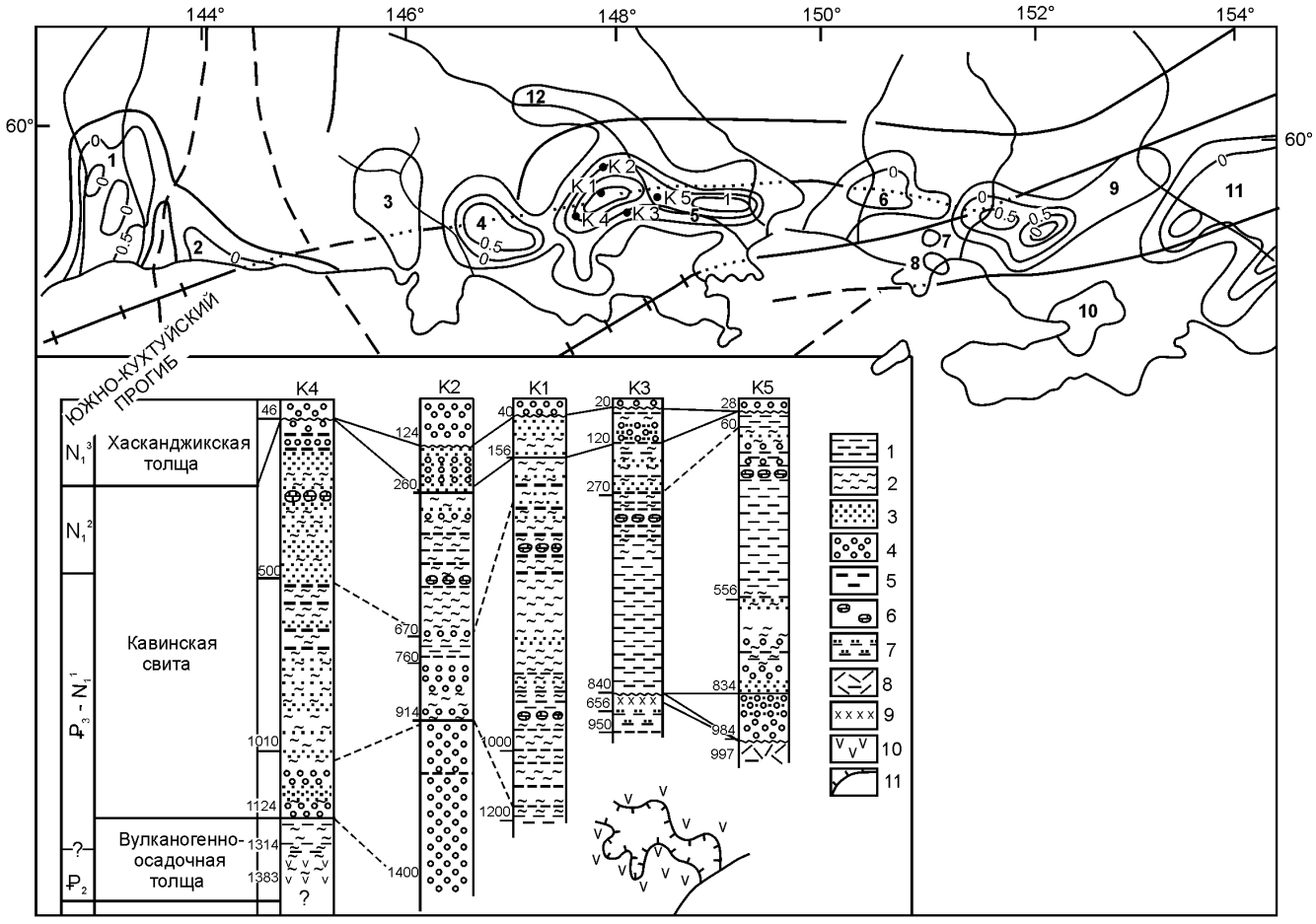


Рис. 6.34. Структурная схема и разрезы выполнения впадин Ямско-Тауйской системы (составлена Г.Ф. Балабко) (Геология и нефтегазоносность…, 2002).

Впадины (цифры на схеме): 1 – Охотско-Кухтуйская; 2 – Марекапская; 3 – Верхнекавинская; 4 – Среднекавинская; 5 – Кавинско-Тауйская; 6 – Арканская; 7 – Балаханжинская; 8 – Магаданская; 9 – Лапловская; 10 – Сигланская; 11 – Ямская; 12 – Челомджинская.

Условные обозначения к разрезам скважин: 1 – глины; 2 – алевриты; 3 – пески; 4 – галечники; 5 – угли; 6 – конкреции; 7 – песчано-глинистые сланцы; 8 – вулканиты кислого состава; 9 – кора выветривания; 10 – вулканиты основного и среднего состава; 11 – границы Кавинско-Тауйской впадины (даны на врезке)

Южнее и севернее эта система выражена менее отчетливо в виде коротких разломов, к которым приурочены поля вулканитов или мелкие осадочные бассейны. Примерами таких бассейнов могут служить Верхне-Бикинская, Жариковская, Зеркальненская, Березовская впадины Приморья (Седых, 1990; Геология и полезные ископаемые..., 1995), выполненные преимущественно палеогеновыми терригенными угленосными осадками.

КОНИНО-ОРЕЛЬСКО-САХАЛИНСКАЯ СИСТЕМА

Эта система, названная ранее В.В. Соловьевым Сетте-Дабан-Амурской (Геологическое строение..., 1984), наиболее четко выражена на континенте серией впадин Нижнего Приамурья, заполненных палеоген-неогеновыми осадками, и прослеживается в Сетте-Дабане.

К этой же системе относятся, видимо, Татарский бассейн, Сахалинский рифт, простирающийся вдоль восточной окраины Сахалина, через впадину Дерюгина, Кашеваровский рифт и выходящий на континент в районе Охотского массива (Кухтуйская впадина). Мощность осадков в отдельных звеньях этой системы превышант 5 км.

Геология и нефтегазоносность бассейнов Сахалина описана во многих публикациях (Осадочные бассейны..., 1987; Гладенков и др., 2002; и др.).

К этой же системе относятся субдолготный Западно-Камчатский рифт и одноименный осадочный бассейн, хорошо изученный в последние годы (Осадочные бассейны..., 1987; Белонин и др., 2003; и др.).

ЯПОНОМОРСКАЯ СИСТЕМА

Наиболее ярким выражением этих рифтов, где в зонах спрединга обнажается океаническая кора, являются Японская и Курильская котловины. Они не компенсированы осадконакоплением. Отличительной чертой рифтогенеза япономорской системы является обильное проявление вулканизма (см. гл. 5). К этой же системе, видимо, относятся Пенжинский, Анадырский и Хатырский бассейны, которые в последние годы интенсивно изучаются (Нефтегазоносность..., 1997; и др.).

На континенте серия разломов (Куканская) этого направления (Геологическая карта..., 1991) контролирует размещение протяженных грабенов, заполненных палеоген-неогеновыми терригенными осадками мощностью до 1200 м.

ЯНО-КОЛЫМСКАЯ СИСТЕМА

Эта система вытянута в северо-западном направлении от прибрежного Колымского нагорья до низовьев р. Яна и является наиболее молодой. Северо-западную часть ее составляет Момский рифт, впервые описанный А.Ф. Грачевым в 1977 г. Основанием для этого явились неотектонические данные и характерный для рифтов двучленный разрез осадочного неоген-четвертичного выполнения грабенов. Амплитуда поднятий не превышает 1600 м, а опусканий – 600–900 м (с учетом мощности осадков). Цепочка грабенов в бассейне рек Инанья, Сударь, Таскан и, наконец, Сеймчано-Буюндинская впадина, пересекающая р. Колыма, почти на 400 км «нарастили» выделенную А.Ф. Грачевым зону кайнозойского рифтогенеза в юго-восточном направлении. Для этого отрезка, так же как и для ранее установленного Момского рифта, отмечаются повышенная сейсмичность и значительные амплитуды перемещения неотектонических блоков. Синрифтовый магматизм системы не установлен, если не считать единственного четвертичного вулкана Балаган-Тас.

Есть доказательства, что северо-западная система подновлялась в четвертичное время, хотя выражены эти разломы не очень четко.

Наиболее ярким проявлением рифтов этого направления является эшелонированная цепь небольших депрессий шириной до 40 км, протягивающихся в Китае вдоль гор Янь в направлении от г. Пекин до зал. Бохай. Мощность терригенных четвертичных осадков достигает 1000 м. Этой цепочке впадин соответствуют зона повышенных величин теплового потока, утоненная земная кора и высокая сейсмичность (Ye et al., 1995).

Научное издание

**ГЕОДИНАМИКА, МАГМАТИЗМ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ВОСТОКА РОССИИ**

В 2 книгах

КНИГА 1

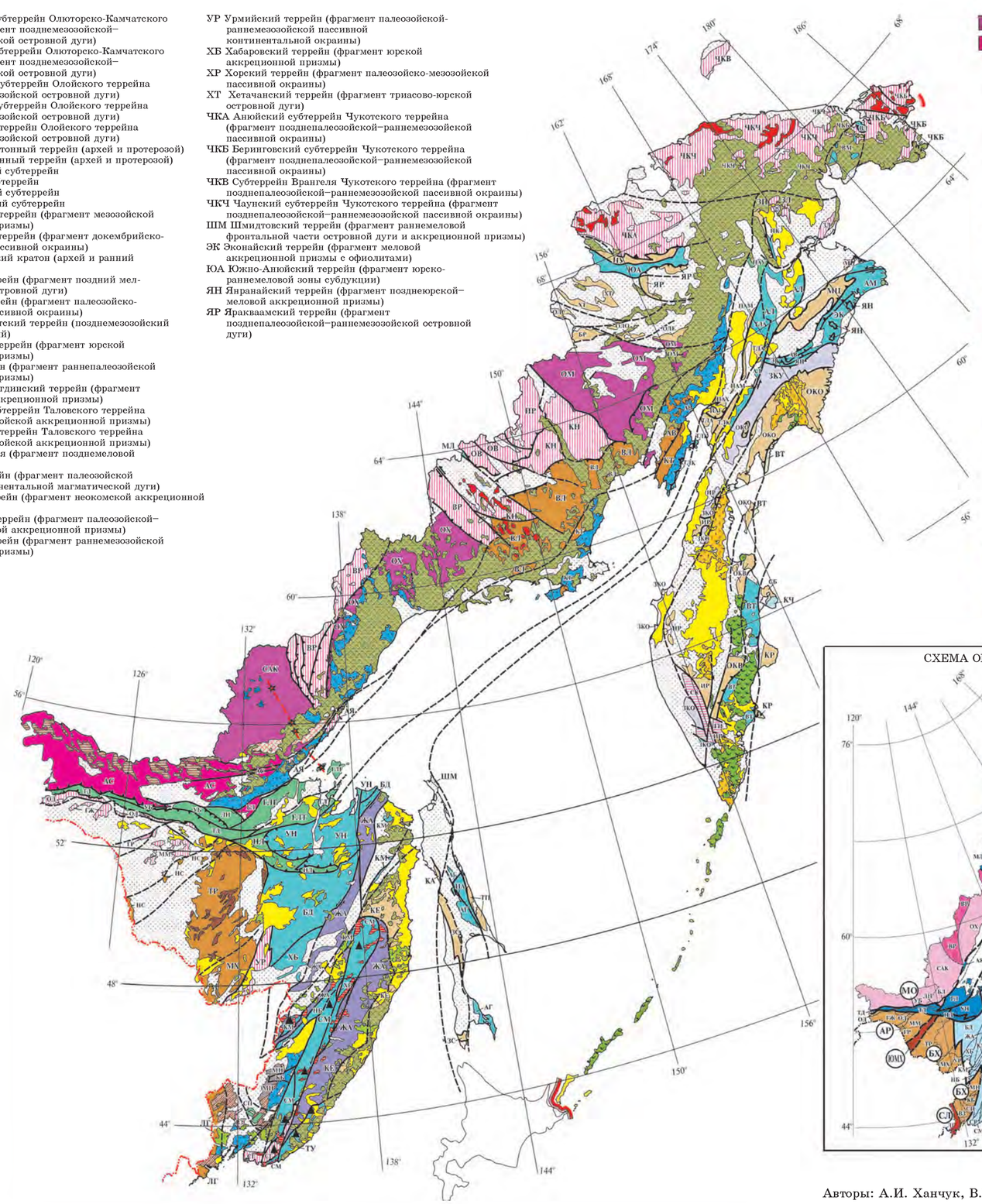
Редактор *Н.С. Мун*
Художник *Г.П. Писарева*
Технический редактор *В.М. Мошкина*
Оператор набора и верстки *О.Ю. Полянская*
Корректор *Н.В. Давыденко*

Изд. лиц. ИД № 05497 от 01.08.2001 г. Подписано к печати 30.03.2006 г.
Гарнитура «Таймс». Бумага офсетная. Формат 60×84/8. Печать офсетная.
Усл. п. л. 71,5. Уч.-изд. л. 65,44. Тираж 500 экз. Заказ 56

Отпечатано в типографии ФГУП Издательство «Дальнаука» ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

АВ Авековский террейн (фрагмент позднепалеозойской активной окраины)
АГ Аниво-Гомонский террейн (фрагмент средне-позднемеловой аккреционной призмы
АЛ Алганский террейн (фрагмент мезозойской аккреционной призмы)
АМ Алькатваамский террейн (фрагмент раннемеловой аккреционной призмы)
АС Алдано-Становой щит (архей и ранний протерозой)
АЯ Аянский террейн (фрагмент палеозойской пассивной окраины)
БД Баджальский террейн (фрагмент юрской аккреционной призмы)
БЛ Баладекский блок Сибирского кратона (протерозой)
БР Березовский террейн (фрагмент палеозойского задугового бассейна)
ВЗ Вознесенский террейн (фрагмент раннепалеозойской пассивной окраины)
ВЛ Вилигинский террейн (фрагмент позднепермского, триасового и юрского задугового бассейна)
ВМ Вельмайский террейн (фрагмент раннемезозойской зоны субдукции)
ВР Верхоянская пассивная окраина (рифей, палеозой и ранний мезозой)
ВТ Ветловский террейн (фрагмент поздний мел-палеоценовой аккреционной призмы)
ГЖ Гонжинский террейн (фрагмент докембрийской–раннепалеозойской пассивной окраины)
ГЛГ субтеррейн р. Галам Галамского террейна (фрагмент палеозойской аккреционной призмы)
ГЛТ Тугурский субтеррейн Галамского террейна (фрагмент палеозойской аккреционной призмы)
ГН Ганальский террейн (позднемеловой–раннекайнозойский метаморфический)
ГР Гарьский террейн (фрагмент докембрийской аккреционной призмы с офиолитами)
ЖА Журавлевско-Амурский террейн (фрагмент раннемелового турбидитового бассейна трансформной окраины)
ЗКО Омгонский субтеррейн Западно-Камчатского террейна (фрагмент ранне-позднемелового турбидитового бассейна на океаническом основании)
ЗКУ Укэлаятский субтеррейн Западно-Камчатского террейна (фрагмент ранне-позднемелового турбидитового бассейна на океаническом основании)
ЗЛ Золотогорский террейн (фрагмент метаморфизованной палеозойской пассивной окраины)
ЗП Западно-Пекульнейский террейн (фрагмент раннемеловой островной дуги на континентальном основании)
ЗС Западно-Сахалинский террейн (фрагмент ранне-позднемелового задугового бассейна)
ИР Ирунейский террейн (фрагмент ранне-позднемеловой островной дуги)
КА Камышовый террейн (фрагмент раннемелового задугового бассейна)
КБ Кабаргинский раннепалеозойский метаморфический террейн
КЕ Кемский террейн (фрагмент раннемелового задугового бассейна)
КН Куларо-Нерский террейн (фрагмент позднепалеозойского–раннемезозойского турбидитового бассейна)
КМ Киселевско-Маноминский террейн (фрагмент среднемеловой аккреционной призмы)
КР Кроноцкий террейн (фрагмент поздний мел-палеоценовой островной дуги)
КТ Кони-Тайгоносский террейн (фрагмент позднепалеозойской–раннемезозойской островной дуги)
КЧ террейн Камчатский Мыс (фрагмент позднемезозойской–раннекайнозойской океанической коры)
ЛГ Лаоелин-Гродековский террейн (фрагмент позднепалеозойской островной дуги)
ЛН Ланский террейн (фрагмент палеозойской–раннемезозойской аккреционной призмы)
МЛ Мунилканский террейн (фрагмент среднепалеозойской океанической коры)
ММ Мамынский террейн (фрагмент палеозойской окраинно-континентальной магматической дуги)
МН Матвеевско-Нахимовский раннепалеозойский метаморфический террейн
МХ Малохинганский террейн (фрагмент палеозойской окраинно-континентальной магматической дуги, наложенной на более древний аккреционный комплекс)
МЦ Майницкий террейн (фрагмент позднеюрско-среднемеловой островной дуги и аккреционной призмы)
НА Набильский террейн (фрагмент позднемеловой аккреционной призмы)
НБ Наданьхада-Бикинский террейн (фрагмент юрской аккреционной призмы)
НЛ Нилканский террейн (фрагмент палеозойской аккреционной призмы)
НС Нора-Сухотинский террейн (фрагмент среднепалеозойской островной дуги, сформированной на более древнем метаморфизованном аккреционном комплексе)
НУ Нутесынский террейн (фрагмент позднеюрской–раннемеловой островной дуги)
ОВ Омулевский террейн (фрагмент палеозойского континентального склона и его подножия)
ОД Ольдойский террейн (фрагмент палеозойской пассивной окраины)
ОКВ Валагинский субтеррейн Олюторско-Камчатского террейна (фрагмент позднемезозойской–раннекайнозойской островной дуги)
ОКО Олюторский субтеррейн Олюторско-Камчатского террейна (фрагмент позднемезозойской–раннекайнозойской островной дуги)
ОЛЕ Еропольский субтеррейн Олойского террейна (фрагмент палеозойской островной дуги)
ОЛО Олойчанский субтеррейн Олойского террейна (фрагмент палеозойской островной дуги)
ОЛС Сиверский субтеррейн Олойского террейна (фрагмент палеозойской островной дуги)
ОМ Омолонский кратонный террейн (архей и протерозой)
ОХ Охотский кратонный террейн (архей и протерозой)
ПАГ Ганычаланский субтеррейн
ПАМ Майнский субтеррейн
ПАУ Усть-Бельский субтеррейн
ПАХ Харитонинский субтеррейн
ПК Пекульнейский террейн (фрагмент мезозойской аккреционной призмы)
ПР Прикольмский террейн (фрагмент докембрийско-палеозойской пассивной окраины)
САК Северо-Азиатский кратон (архей и ранний протерозой)
СБ Столбовский террейн (фрагмент поздний мел-палеоценовой островной дуги)
СГ Сергеевский террейн (фрагмент палеозойско-мезозойской пассивной окраины)
СК Срединно-Камчатский террейн (позднемезозойский метаморфический)
СМ Самаркинский террейн (фрагмент юрской аккреционной призмы)
СП Спасский террейн (фрагмент раннепалеозойской аккреционной призмы)
ТД Тукурингра-Джагдинский террейн (фрагмент палеозойской аккреционной призмы)
ТЛА Айнынский субтеррейн Таловского террейна (фрагмент мезозойской аккреционной призмы)
ТЛК Куюльский субтеррейн Таловского террейна (фрагмент мезозойской аккреционной призмы)
ТП террейн Терпения (фрагмент позднемеловой островной дуги)
ТР Туранский террейн (фрагмент палеозойской окраинно-континентальной магматической дуги)
ТУ Таухинский террейн (фрагмент неокомской аккреционной призмы
УБ Унья-Бомский террейн (фрагмент палеозойской–раннемезозойской аккреционной призмы)
УН Ульбанский террейн (фрагмент раннемезозойской аккреционной призмы)
УР Урмийский террейн (фрагмент палеозойской-раннемезозойской пассивной континентальной окраины)
ХБ Хабаровский террейн (фрагмент юрской аккреционной призмы)
ХР Хорский террейн (фрагмент палеозойско-мезозойской пассивной окраины)
ХТ Хетачанский террейн (фрагмент триасово-юрской островной дуги)
ЧКА Анюйский субтеррейн Чукотского террейна (фрагмент позднепалеозойской–раннемезозойской пассивной окраины)
ЧКБ Беринговский субтеррейн Чукотского террейна (фрагмент позднепалеозойской–раннемезозойской пассивной окраины)
ЧКВ Субтеррейн Врангеля Чукотского террейна (фрагмент позднепалеозойской–раннемезозойской пассивной окраины)
ЧКЧ Чаунский субтеррейн Чукотского террейна (фрагмент позднепалеозойской–раннемезозойской пассивной окраины)
ШМ Шмидтовский террейн (фрагмент раннемеловой фронтальной части островной дуги и аккреционной призмы)
ЭК Эконайский террейн (фрагмент меловой аккреционной призмы с офиолитами)
ЮА Южно-Анюйский террейн (фрагмент юрско-раннемеловой зоны субдукции)
ЯН Янранайский террейн (фрагмент позднеюрской–меловой аккреционной призмы)
ЯР Яракваамский террейн (фрагмент позднепалеозойской–раннемезозойской островной дуги)

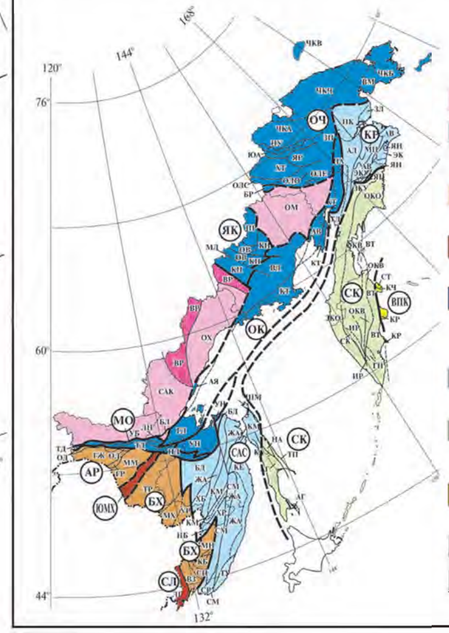


Кратоны и кратонные террейны
Архейские и протерозойские гранитно-метаморфические комплексы кратонов
ТЕРРЕЙНЫ – ФРАГМЕНТЫ
ПАЛЕОЗОЙСКИХ И РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ ПАССИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОЯСОВ:
Мезозойских и кайнозойских
Палеозойских
ОСТРОВНЫХ ДУГ И АКТИВНЫХ ОКРАИН:
Меловых и кайнозойских
Палеозойских и раннемезозойских
АККРЕЦИОННЫХ ПРИЗМ, ЗОН СУБДУКЦИИ И ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ:
Позднемеловых-кайнозойских
Мезозойских
Палеозойских и палеозойских–раннемезозойских
Позднепротерозойских–раннепалеозойских
ТУРБИДИТОВЫХ БАССЕЙНОВ ТРАНСФОРМНЫХ ГРАНИЦ ПЛИТ:
Позднемеловых–кайнозойских
Раннемеловых
ПЕРЕКРЫВАЮЩИЕ КОМПЛЕКСЫ
НАДСУБДУКЦИОННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОЯСА:
Неоген-четвертичные
Палеогеновые
Меловые
Домеловые

ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОЯСА, АРЕАЛЫ И ЗОНЫ ТРАНСФОРМНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН:
Мезозойские и кайнозойские
ВНУТРИПЛИТНЫЕ БАЗАЛЬТЫ:
Кайнозойские
ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ:
Мезозойские и кайнозойские
"СШИВАЮЩИЕ" КОМПЛЕКСЫ
КОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ:
Позднеюрские-меловые
Триасовые
Палеозойские
ГРАНИТОИДЫ ТРАНСФОРМНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН:
Юрские и меловые
Раннемеловые
ЗОНЫ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА:
Юрские и меловые
Мезозойские зоны меймечит-пикритового магматизма
Мезозойские зоны щелочно-ультраосновных интрузий
Протерозойские зоны рапаки-вигранитного субщелочного магматизма

ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ
РАЗЛОМЫ:
Установленные (а) и предполагаемые (б)
С преимущественно надвиговой компонентой перемещений

СХЕМА ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ (КОЛЛАЖЕЙ ТЕРРЕЙНОВ)



Кратоны и кратонные террейны
Верхоянская пассивная континентальная окраина
Орогенные пояса (коллажи террейнов)
Раннепалеозойские (АР – Аргунский, БХ – Бурея-Ханкайский)
Позднепалеозойские (ЮМХ – Южномонгольско-Хинганский, СЛ – Солонкерский)
Юрские-раннемеловые (МО – Монголо-Охотский, ОК – Охотско-Корякский, ЯК – Яно-Колымский, ОЧ – Олойско-Чукотский)
Раннемеловые (КР – Корякский, САС – Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский)
Раннекайнозойские (СК – Сахалинско-Камчатский, ВПК – орогенный пояс Восточных полуостровов Камчатки)
Позднекайнозойские (ВПК – орогенный пояс Восточных полуостровов Камчатки)
Границы орогенных поясов
Границы террейнов

Авторы: А.И. Ханчук, В.В. Голозубов, Н.А. Горячев, С.Г. Бялобжеский, Л.И. Попеко

Cyan Magenta Yellow Black

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Дальневосточный геологический институт
Институт тектоники и геофизики
Северо-Восточный комплексный институт
Институт вулканологии и сейсмологии
Институт геологии и природопользования
Тихоокеанский институт географии

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
FAR EASTERN BRANCH

Far Eastern Geological Institute
Institute of Tectonics and Geophysics
North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute
Institute of Volcanology and Seismology
Institute of Geology and Natural Management
Pacific Institute of Geography

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
FAR EASTERN BRANCH

GEODYNAMICS, MAGMATISM AND METALLOGENY OF THE RUSSIAN EAST

In 2 books

Edited by
Corresponding Member of RAS A.I. Khanchuk

BOOK 2

Vladivostok
Dalnauka
2006

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ГЕОДИНАМИКА, МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВОСТОКА РОССИИ

В 2 книгах

Под редакцией
члена-корреспондента РАН А.И. Ханчука

КНИГА 2

Владивосток
Дальнаука
2006

УДК 551.2 + 553(571.6)

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток : Дальнаука, 2006. – Кн. 2. – С. 573–981, [10 с.] + 5 п. л. цв. вкл.
ISBN 5-8044-0634-5.

Монография представляет собой наиболее полную современную сводку по тектонике, геодинамике, сейсмичности, магматизму и полезным ископаемым дальневосточной окраины России. Охарактеризованы террейны различной геодинамической природы, детально описаны перекрывающие геологические комплексы, магматические и металлогенические пояса, а также месторождения полезных ископаемых, сформировавшиеся в обстановках субдукционного, трансформного и коллизионного взаимодействия литосферных плит и внедрения мантийных плюмов. Показаны современная геодинамика и сейсмичность территории, расшифровано ее глубинное строение. Впервые мезозойская и кайнозойская геодинамическая история Восточной Азии представлена как чередование во времени и пространстве надсубдукционных и трансформных континентальных окраин и установлены тектонические, геохимические и металлогенические индикаторы древних трансформных окраин региона.

Для специалистов в области наук о Земле, горнорудной промышленности, аспирантов и студентов геологических специальностей вузов.

Ил. 151, табл. 19, библ. 2138.

Geodynamics, magmatism and metallogeny of the Russian East: in 2 books / ed. by A.I. Khanchuk. – Vladivostok: Dalnauka, 2006. – Book 2. – P. 573–981, [10 p.] + 5 quire color insert.
ISBN 5-8044-0634-5.

The monograph contains the most complete and comprehensive modern information on tectonics, geodynamics, seismicity, magmatism, and minerals of the Russian Far East margin. Terranes of different geodynamic nature as well as the overlap complexes and the magmatic and metallogenic belts are described. Mineral deposits formed in the environments related to lithospheric plate interaction of subduction, transform, and collision nature and ascending mantle plumes are discussed as well. The present-day geodynamics, seismicity and deep structure of the Russian Far East are considered. Mesozoic and Cenozoic geodynamic history of East Asia was first represented as alternating in time and space suprasubduction-type and transform continental margins. The monograph concerns the tectonic, geochemical and metallogenic signatures for ancient transform margins in the region.

The book is of interest to researchers and postgraduate students working in the geoscience and mining sectors, as well as college and university teachers and students.

Ill. 151, tabl. 19, bibl. 2138.

Редакционная коллегия:
А.И. Ханчук (ответственный редактор)
С.М. Родионов, Н.А. Горячев, В.К. Попов,
В.В. Голозубов, В.В. Наумова

Рецензенты:
чл.-корр. РАН *Е.В. Скляров*, д.г.-м.н. *А.С. Борисенко*

ISBN 5-8044-0634-5

© Дальневосточное отделение РАН, 2006
© Редакционно-издательское оформление. Дальнаука, 2006

Оглавление

КНИГА 2

ЧАСТЬ III

Глава 7

ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ (С.М. Родионов, Н.А. Горячев)..... 573
Месторождения, связанные с магматическими процессами 575
Плутоногенные месторождения 575
Медно-никелевые месторождения, связанные с дифференцированными мафит-ультрамафитовыми комплексами 575
Шануческое рудное поле (В.М. Округин, В.А. Полетаев, В.М. Чубаров.) 575
Хром-платиновые месторождения в зональных массивах (кондерский и уральский типы) 576
Платиновая минерализация Гальмоэнанского массива (Е.Г. Сидоров, А.Б. Осипенко)..... 576
Платиновая минерализация Кондерского массива (А.М. Ленников, Р.А. Октябрьский, Б.Л. Залищак, В.В. Иванов, С.М. Родионов)..... 581
Месторождения железа–титана–фосфора в анортозитах (С.М. Родионов) 587
Месторождения железа–титана–фосфора в анортозитах Джугджура (А.М. Ленников, Г.И. Архипов, Р.А. Октябрьский, А.Н. Соляник)..... 588
Оловоносные миароловые граниты (Н.А. Горячев) 595
Редкометалльные пегматиты 596
Месторождение Приискатель (Н.А. Горячев) 596
Флюоритовые грейзены 596
Вознесенское редкометалльно-флюоритовое месторождение (М.Д. Рязанцева)..... 597
Пограничное редкометалльно-флюоритовое месторождение (М.Д. Рязанцева)..... 599
Оловянно-вольфрамовые грейзены, штокверки и кварцевые жилы..... 603
Тигриное олово-вольфрам-редкометалльное месторождение (В.Г. Гоневчук, А.М. Кокорин, П.Г. Коростелев, С.М. Родионов, Б.И. Семеняк) 603
Правоурмийское месторождение (Б.И. Семеняк, С.М. Родионов, В.Г. Гоневчук, П.Г. Коростелев, А.М. Кокорин) 611
Тантал-ниобий-редкоземельные месторождения в щелочных метасоматитах..... 619
Тантал-ниобий-редкоземельные месторождения в щелочных метасоматитах Улканского прогиба (М.В. Горошко, П.Г. Недашковский)..... 619
Бороносные (датолитовые) скарны..... 623
Дальнегорское месторождение боросиликатных скарнов (Г.П. Василенко) 623
Меденосные (±Fe, Au, Ag, Mo) скарны 627
Рудопроявление Медь-Гора (Н.А. Горячев)..... 627
Железорудные скарны 627
Гарьское железорудное месторождение (Г.И. Архипов) 627
Рудопроявление Скарновое (Н.А. Горячев, В.Н. Егоров) 628
Оловоносные скарны 630
Месторождение Каньон (Н.А. Горячев) 630
Вольфрамоносные (±Mo, Au) скарны..... 630
Месторождение Восток-2 (В.И. Гвоздев)... 632
Месторождение Лермонтовское (В.И. Гвоздев)..... 635
Золотоносные скарны (С.М. Родионов) 637
Золото-скарновое месторожение Клин (Л.В. Эйриш)..... 638
Полиметаллические скарны 638
Партизанское месторождение (Л.Ф. Симаненко)..... 638
Николаевское месторождение (Г.П. Василенко, С.П. Гарбузов)..... 643
Медно-порфировые с золотом месторождения (С.М. Родионов)..... 647
Медно-порфировое месторождение Ночное (С.М. Родионов)..... 647
Медно-молибден-порфировые месторождения 650
Баимский рудный район (В.И. Шпикерман) 651
Южно-Омолонский рудный район (Н.А. Горячев, В.Н. Егоров) 651
Молибден-порфировые (±W, Bi) месторождения (С.М. Родионов)..... 653
Молибден-порфировая минерализация Становика (С.М. Родионов)..... 653
Олово-порфировые месторождения (С.М. Родионов) 654
Месторождение Янтарное (С.М. Родионов) 656
Месторождение Ледяное (С.М. Родионов) 658
Хинганское оловорудное месторождение (П.Г. Коростелев, В.Г. Гоневчук, Г.А. Гоневчук, А.М. Кокорин, Б.И. Семеняк, С.М. Родионов) 661
Золото-серебро-кварцевые месторождения (Н.А. Горячев)..... 667

Школьное месторождение (Н.А. Горячев) ... 668
Золото-редкометалльно-кварцевые месторождения ... 668
Месторождение Чепак (Н.А. Горячев) ... 670
Месторождение Малыш (Н.А. Горячев) ... 671
Свинцово-цинковые (± Cu, Ag, Au) жильные месторождения ... 672
Южное свинцово-цинковое месторождение (В.Т. Казаченко) ... 673
Касситерит-силикатно-сульфидные месторождения ... 677
Арсеньевское месторождение (А.М. Кокорин, В.Г. Гоневчук, Д.К. Кокорина) ... 677
Месторождение Солнечное (Г.А. Гоневчук, П.Г. Коростелев, В.Г. Гоневчук, Б.И. Семеняк) ... 684
Кобальт-серебро-арсенидные месторождения ... 688
Верхне-Сеймчанское месторождение (Н.А. Горячев) ... 690
Месторождения алюминия в нефелиновых сиенитах (Н.А. Горячев, В.Н. Егоров) ... 691
Ниобий-цирконий-редкоземельные месторождения в сиенитах ... 691
Ниобий-циркониевые месторождения Приморья (М.Д. Рязанцева, Б.Л. Залищак) ... 691
Вулканогенные месторождения ... 692
Свинцово-цинковые колчеданные месторождения рудноалтайского (Куроко) типа ... 692
Вулканогенно-осадочные марганцево-железорудные месторождения ... 693
Марганцево-железорудные месторождения Удско-Шантарского бассейна (Г.И. Архипов) ... 693
Железо-титан-ванадиевые месторождения в андезито-базальтовых комплексах ... 695
Железо-титан-ванадиевая минерализация Курил и Камчатки (В.А. Мелкий) ... 696
Золото-серебряные эпитермальные месторождения ... 700
Карамкенское месторождение (Н.А. Горячев, Н.Е. Савва) ... 700
Родниковое месторождение (В.М. Округин) ... 702
Многовершинное месторождение (Л.В. Эйриш, С.М. Родионов) ... 706
Серебро-полиметаллические (±Au, Sb) эпитермальные месторождения ... 709
Месторождение Дукат (Н.Е. Савва, Н.А. Горячев) ... 709
Мутновское серебро-полиметаллическое месторождение (В.М. Округин) ... 712
Серебро-сурьмяные месторождения ... 716
Месторождение Утро (Н.А. Горячев) ... 716
Оловянные месторождения в риолитах ... 718
Джалиндинское месторождение (П.Г. Коростелев, В.Г. Гоневчук) ... 718
Месторождения ртути в вулканитах ... 720
Чемпуринское месторождение (В.М. Округин) ... 720
Месторождения самородной меди в базальтах 721
Серно-сульфидные (вулканической серы) месторождения ... 721
Месторождения, связанные с осадочными процессами ... 721
Ртутно-сурьмяные месторождения в терригенных толщах ... 721
Кузьмичанское месторождение (Н.А. Горячев) ... 722
Ртутно-сурьмяные месторождения в карбонатных толщах ... 722
Уочатское (Урультунское) месторождение (В.И. Шпикерман) ... 722
Верхне-Тасканское месторождение (В.И. Шпикерман) ... 723
Свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах ... 723
Месторождение Битум-Сдвиг (В.И. Шпикерман) ... 723
Колчеданные свинцово-цинковые месторождения корейского типа ... 724
Вознесенское месторождение (Л.Ф. Симаненко) ... 724
Стратиформные месторождения вольфрама (В.И. Шпикерман, Н.А. Горячев) ... 727
Флюоритовые месторождения в карбонатных толщах ... 729
Месторождение Битум-Сдвиг (В.И. Шпикерман) ... 729
Месторождения меди в терригенных толщах .. 732
Месторождение меди Ороек (В.И. Шпикерман) ... 732
Циркониевые стратиформные месторождения (тип Алгама) ... 735
Месторождение Алгама (Б.Л. Залищак, В.А. Пахомова, В.Б. Тишкина) ... 735
Метаморфогенные месторождения ... 740
Пластовые железорудные месторождения ... 740
Железорудные месторождения Малохинганского района (Г.И. Архипов) ... 741
Верхне-Омолонское месторождение (Н.А. Горячев, В.Н. Егоров, В.И. Шпикерман) ... 746
Золоторудные месторождения в черносланцевых толщах ... 747
Золоторудное месторождение Дегдекан (Н.А. Горячев) ... 748
Маломырское золоторудное месторождение (Л.В. Эйриш, С.М. Родионов) ... 748
Метаморфогенно-магматогенные месторождения ... 750
Золото-кварцевые месторождения ... 750
Майское месторождение (Н.А. Горячев, А.В. Волков, А.А. Сидоров) ... 751
Месторождение Наталка (Н.А. Горячев, В.В. Гаштольд, В.Н. Голуб) ... 751
Месторождение Светлое (Н.А. Горячев) ... 755
Месторождение Утинское (Н.А. Горячев) ... 756
Месторождения неясного генезиса ... 757
Месторождения самоцветов, связанные со щелочными породами ... 757
Щелочно-базальтовая концепция (С.В. Высоцкий, В.П. Нечаев) ... 757
Гранит-граносиенитовая концепция (Б.Л. Залищак, В.А. Пахомова, Э.Г. Одариченко, В.Б. Тишкина) ... 762
Цинково-медное сульфидное оруденение в альпинотипных гипербазитах Восточной Камчатки (Е.Г. Сидоров, Е.И. Сандимирова, Д.П. Савельев, С.В. Москалева, В.М. Округин) ... 766
Золото-сурьмяные месторождения в терригенных толщах ... 771
Месторождение Крохалиное (Н.Е. Савва, Н.А. Горячев) ... 771

Месторождения ртути в лиственитах 771
Ртутное и золотое оруденение в лиственитах острова Карагинский (А.Б. Осипенко, Е.Г. Сидоров, В.М. Округин) 771
Ртутно-вольфрамовые (±Sb) месторождения в лиственитах 778
Месторождение Тамватней (Н.Е. Савва) 778

Глава 8

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И РУДНЫЕ РАЙОНЫ ВОСТОКА РОССИИ (Н.А. Горячев, С.М. Родионов, В.В. Раткин, В.И. Шпикерман, Р.А. Еремин, А.А. Сидоров, В.В. Наумова) 779
Протерозойские металлогенические пояса и рудные районы (2500–542 млн лет) 779
Ороекский металлогенический пояс 779
Омолонский металлогенический пояс 782
Билякчанский металлогенический пояс 783
Баладекский металлогенический пояс 783
Ингилийский рудный район 784
Раннепалеозойские металлогенические пояса и рудные районы (542–416 млн лет) 785
Омулевский металлогенический пояс 785
Абкитский металлогенический пояс 787
Шимановско-Гарьский металлогенический пояс 788
Удско-Шантарский металлогенический пояс 789
Чагоянский металлогенический пояс 789
Южно-Хинганский металлогенический пояс 790
Кабаргинский рудный район 790
Вознесенский рудный район 791
Среднепалеозойские металлогенические пояса и рудные районы (416–318 млн лет) 791
Ярославский металлогенический пояс 791
Урультунский и Сударский металлогенические пояса 793
Кедонский металлогенический пояс 794
Сетте-Дабанский металлогенический пояс 796
Березовский металлогенический пояс 797
Биджанский металлогенический пояс 799
Позднепалеозойские–раннемезозойские металлогенические пояса и рудные районы (318–228 млн лет) .. 799
Алучинский металлогенический пояс 799
Усть-Бельский металлогенический пояс 801
Мельгин-Ниманский металлогенический пояс 801
Лаоелин-Гродековский металлогенический пояс 802
Позднетриасово-раннеюрские металлогенические пояса и рудные районы (228–175 млн лет) 802
Бушули-Нюкжинский металлогенический пояс 804
Среднеюрско-раннемеловые металлогенические пояса и рудные районы (175–136 млн лет) 804
Дарпирский металлогенический пояс 804
Шаманихинский металлогенический пояс 806
Яно-Колымский металлогенический пояс 807
Куюльский металлогенический пояс 809
Ясачненский металлогенический пояс 810
Тамватней-Майницкий металлогенический пояс 811
Кондёр-Феклистовский металлогенический пояс ... 811
Чара-Алданский металлогенический пояс 812
Керби-Селемджинский металлогенический пояс 812
Ариадненский металлогенический пояс 813
Раннемеловые металлогенические пояса и рудные районы (136–99 млн лет) 814
Лево-Омолонский металлогенический пояс 814
Олойский металлогенический пояс 814
Удско-Мургальский металлогенический пояс 816
Чукотский металлогенический пояс 818
Северо-Становой металлогенический пояс 819
Джелтулакский металлогенический пояс 820
Северо-Буреинский металлогенический пояс 820
Самаркинский металлогенический пояс 821
Беневский рудный район скарновых месторождений вольфрама 821
Ланский металлогенический пояс 822
Позднемеловые металлогенические пояса и рудные районы (99–70 млн лет) 822
Догдо-Эрикитский металлогенический пояс 824
Ирунейский металлогенический пояс 824
Омсукчанский металлогенический пояс 825
Коркодон-Наяханский металлогенический пояс ... 826
Охотский металлогенический пояс 826
Чаунский металлогенический пояс 828
Верхне-Колымский металлогенический пояс 830
Металлогенический пояс Корякского нагорья 831
Ватынский металлогенический пояс 831
Хингано-Охотский металлогенический пояс 832
Дурминский рудный район 834
Восточно-Сихотэ-Алинский металлогенический пояс 835
Сергеевско-Таухинский металлогенический пояс 837
Позднемеловые–палеоценовые металлогенические пояса и рудные районы (70–55 млн лет) 838
Чукотский металлогенический пояс 838
Анюйско-Беринговский металлогенический пояс 840
Анадырский металлогенический пояс 840
Квинумский металлогенический пояс 841
Нижне-Амурский металлогенический пояс 841
Кемский металлогенический пояс 842
Эоцен-олигоценовые металлогенические пояса и рудные районы (55–23 млн лет) 843
Центрально-Корякский металлогенический пояс 843
Миоценовые металлогенические пояса и рудные районы (23–5 млн лет) 847
Центрально-Камчатский металлогенический пояс 847
Позднетретичные и четвертичные металлогенические пояса (от 5 до 0 млн лет) 849
Курильский металлогенический пояс 851
Восточно-Камчатский металлогенический пояс ... 852
Олюторский металлогенический пояс 853

Глава 9

РОЛЬ СДВИГОВЫХ СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ПРОЦЕССАХ МАГМАТИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК (В.П. Уткин) 855
Роль сдвиговых зон и их структурных парагенезов в процессах магматизма и металлогении ВСАММП 856
Рудолокализующие и рудовмещающие структуры сдвиговой природы 867

Глава 10

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВОСТОКА РОССИИ (А.И. Ханчук, В.В. Голозубов, Н.А. Горячев, С.М. Родионов) 880

ЗАКЛЮЧЕНИЕ (А.И. Ханчук, Н.А. Горячев, С.М. Родионов) 898

Литература 902
Предметный указатель 972

Contents

BOOK 2

PART III

Chapter 7

MINERAL DEPOSIT TYPES (S.M. Rodionov, N.A. Goryachev) 573
Deposits related to magmatic processes 575
Deposits related to intrusive magmatic rocks 575
Copper-nickel deposits related to differentiated mafic and ultramafic intrusions 575
Shanuch ore field (V.M. Okrugin, V.A Poletaev, V.M. Chubarov) 575
Chromium-platinum deposits in zoned intrusions (Konder and Urals types) 576
Platinum mineralization of the Galmoenan massif (E.G. Sidorov, A.B. Osipenko) 576
Platinum mineralization of the Konder massif (A.M. Lennikov, R.A. Oktyabrsky, B.L. Zalishchak, V.V. Ivanov, S.M. Rodionov) 581
Ti-Fe-P deposits hosted in anorthosites (S.M. Rodionov) 587
Ti-Fe-P deposits in the Dzhugzhur Range anorthosites (A.M. Lennikov, G.I. Arkhipov, R.A. Oktyabrsky, A.N. Solyanik) 588
Tin-bearing miarolitic granites (N.A. Goryachev) 595
Rare metal pegmatites 596
Priiskatel' deposit (N.A. Goryachev) 596
Fluorite greisen 596
Voznesenka rare metal-fluorite deposit (M.D. Ryazantseva) 597
Pogranichnoe rare metal-fluorite deposit (M.D. Ryazantseva) 599
Tin-tungsten greisen, stockwork, and quartz vein. 603
Tigrinoe tin-tungsten-rare metal deposit (V.G. Gonevchuk, A.M. Kokorin, P.G. Korostelev, S.M. Rodionov, B.I. Semenyak) .. 603
Pravourmiiskoe deposit (B.I. Semenyak, S.M. Rodionov, V.G. Gonevchuk, P.G. Korostelev, A.M. Kokorin) 611
Tantalum-niobium-rare metal deposits in alkaline metasomatites 619
Tantalum-niobium-rare metal deposits in alkaline metasomatites of the Ulkan trough (M.V. Goroshko, P.G. Nedashkovsky) 619
Boron (datolite) skarn deposits 623
Dalnegorskoe borosilicate deposit (G.P. Vasilenko) 623
Copper (±Fe, Au, Ag, Mo) skarn deposits 627
Med' Gora ore occurrence (N.A. Goryachev) 627
Iron skarn deposits 627
Gar'skoe iron-ore deposit (G.I. Arkhipov) 627
Skarnovoe iron occurrence (N.A. Goryachev, V.N. Egorov) 628
Tin skarn deposits 630
Canyon deposit (N.A. Goryachev) 630
Tungsten (±Mo, Au) skarn deposits 630
Vostok-2 deposit (V.I. Gvozdev) 632
Lermontovskoe deposit (V.I. Gvozdev) 635
Gold skarn deposits (S.M. Rodionov) 637
Klin gold skarn deposit (L.V. Eirish) 638
Polymetallic skarn deposits 638
Partizanskoe deposit (L.F. Simanenko) 638
Nikolaevskoe deposit (G.P. Vasilenko, S.P. Garbuzov) 643
Copper-porphyry with gold deposits (S.M. Rodionov) 647
Nochnoe copper-porphyry deposit (S.M. Rodionov) 647
Copper-molybdenum-porphyry deposits 650
Baimsky ore district (V.I. Shpikerman) 651
South Omolon ore district (N.A. Goryachev, V.N. Egorov) 651
Molybdenum-porphyry (±W, Bi) deposits (S.M. Rodionov) 653
Molybdenum-porphyry mineralization of the Stanovoy Range (S.M. Rodionov) 653
Tin-porphyry deposits (S.M. Rodionov) 654
Yantarnoe deposit (S.M. Rodionov) 656
Ledyanoe deposit (S.M. Rodionov) 658
Khinganskoe tin deposit (P.G. Korostelev, V.G. Gonevchuk, G.A. Gonevchuk, A.M. Kokorin, B.I. Semenyak, S.M. Rodionov) 661
Gold-silver-quartz deposits (N.A. Goryachev) 667
Shkol'noe deposit (N.A. Goryachev) 668
Gold-rare metal-quartz deposits 668
Chepak deposit (N.A. Goryachev) 670
Malysh deposit (N.A. Goryachev) 671
Lead-zinc (± Cu, Ag, Au) vein deposits 672
Yuzhnoe lead-zinc deposit (V.T. Kazachenko) 673
Cassiterite-sulfide-silicate deposits 677
Arsenyevskoe deposit (A.M. Kokorin, V.G. Gonevchuk, D.K. Kokorina) 677
Solnechnoe deposit (G.A. Gonevchuk, P.G. Korostelev, V.G. Gonevchuk, B.I. Semenyak) 684

Cobalt-silver-arsenide deposits 688
Verkhne-Seimchanskoe deposit (N.A. Goryachev) 690
Nepheline syenite-hosted aluminium deposits (N.A. Goryachev, V.N. Egorov) 691
Syenite-hosted niobium-zirconium-rare-earth deposits 691
Niobium-zirconium deposits of Primorie (M.D. Ryazantseva, B.L. Zalishchak) 691
Volcanogenic deposits 692
Lead-zinc massive sulfide deposits ((Kuroko, Altai types) 692
Volcanogenic-sedimentary manganese-iron ore deposits 693
Manganese-iron ore deposits of the Udsko-Shantarsky basin (G.I. Arkhipov) 693
Iron-titanium-vanadium deposits hosted in andesite-basalt complexes 695
Iron-titanium-vanadium mineralization of Kuril Islands and Kamchatka (V.A. Melkiy) .. 696
Gold-silver epithermal deposits 700
Karamken deposit (N.A. Goryachev, N.E. Savva) 700
Rodnikovoe deposit (V.M. Okrugin) 702
Mnogovershinnoe deposit (L.V. Eirish, S.M. Rodionov) 706
Silver-polymetallic (±Au, Sb) epithermal deposits 709
Dukat deposit (N.E. Savva, N.A. Goryachev) 709
Mutnovskoe silver-polymetallic deposit (V.M. Okrugin) 712
Silver-antimony deposits 716
Utro deposit (N.A. Goryachev) 716
Rhyolite-hosted tin deposits 718
Dzhalinda deposit (P.G. Korostelev, V.G. Gonevchuk) 718
Mercury deposits hosted in volcanic rocks 720
Chempura deposit (V.M. Okrugin) 720
Native copper deposits hosted in basalts 721
Sulfur-sulfide (volcanic sulfur) deposits 721
Deposits related to sedimentary processes 721
Mercury-antimony deposits hosted in terrigenous sequences 721
Kuzmichanskoe deposit (N.A. Goryachev) 722
Mercury-antimony deposits hosted in carbonate sequences 722
Uochatskoe (Urultunskoe) deposit (V.I. Shpikerman) 722
Verkhne-Taskanskoe deposit (V.I. Shpikerman) 723
Lead-zinc deposits hosted in carbonate sequences 723
Bitum-Sdvig deposit (V.I. Shpikerman) 723
Korean lead-zinc massive sulfide deposits 724
Voznesenka deposit (L.F. Simanenko) 724
Bedded (stratiform) tungsten deposits (V.I. Shpikerman, N.A. Goryachev) 727
Fluorite deposits hosted in carbonate sequences ... 729
Bitum-Sdvig deposit (V.I. Shpikerman) 729
Copper deposits hosted in terrigenous sequences . 732
Oroek copper deposit (V.I. Shpikerman) 732
Stratiform zirconium deposits (Algama type) 735
Algama deposit (B.L. Zalishchak, V.A. Pakhomova, V.B. Tishkina) 735
Metamorphic deposits 740
Bedded iron-ore deposits 740
Iron-ore deposits of the Malo-Khingan ore district (G.I. Arkhipov) 741
Verkhne-Omolon deposit (N.A. Goryachev, V.N. Egorov, V.I. Shpikerman) 746
Gold deposits in black shale 747
Degdekan gold deposit (N.A. Goryachev) 748
Malomyrskoe gold deposit (L.V. Eirish, S.M. Rodionov) 748
Metamorphic-magmatic deposits 750
Gold-quartz deposits 750
Maiskoe deposit (N.A. Goryachev, A.V. Volkov, A.A. Sidorov) 751
Natalka deposit (N.A. Goryachev, V.V. Gashtold, V.N. Golub) 751
Svetloe deposit (N.A. Goryachev) 755
Utinskoe deposit (N.A. Goryachev) 756
Mineral deposits of uncertain origin 757
Gem deposits related to alkaline rocks 757
Alkaline-basaltic conception (S.V. Vysotsky, V.P. Nechaev) 757
Granite-granosyenitic conception (B.L. Zalishchak, V.A. Pakhomova, E.G. Odarichenko, V.B. Tishkina) 762
Zinc-copper-sulfide mineralization hosted in Alpine-type ultramafites of East Kamchatka (E.G. Sidorov, E.I. Sandimirova, D.P. Savel'ev, S.V. Moskaleva, V.M. Okrugin) 766
Gold-antimony deposits hosted in terrigenous sequences 771
Krokhalinoe deposit (N.E. Savva, N.A. Goryachev) 771
Mercury listvenite-hosted deposits 771
Mercury and gold listvenite-hosted occurrences in Karaginskiy Island (A.B. Osipenko, E.G. Sidorov, V.M. Okrugin) 771
Mercury-tungsten (±Sb) listvenite-hosted deposits 778
Tamvatnei deposit (N.E. Savva) 778

Chapter 8

METALLOGENIC BELTS AND ORE DISTRICTS OF THE RUSSIAN EAST (N.A. Goryachev, S.M. Rodionov, V.V. Ratkin, V.I. Shpikerman, R.A. Eremin, A.A. Sidorov, V.V. Naumova) 779
Proterozoic metallogenic belts and ore districts (2500–542 Ma) 779
Oroek metallogenic belt 779
Omolon metallogenic belt 782
Bilyakchansky metallogenic belt 783
Baladek metallogenic belt 783
Ingili ore district 784
Early Paleozoic metallogenic belts and ore districts (542–416 Ma) 785
Omulev metallogenic belt 785
Abkitsky metallogenic belt 787
Shimanovsk-Gar metallogenic belt 788
Uda-Shantar metallogenic belt 789

Chagoyansky metallogenic belt ... 789
South Khingan metallogenic belt ... 790
Kabarga ore district ... 790
Voznesenka ore district ... 791
Middle Paleozoic metallogenic belts and ore districts (416–318 Ma) ... 791
Yaroslavka metallogenic belt ... 791
Urul'tunsky and Sudarsky metallogenic belts ... 793
Kedonsky metallogenic belt ... 794
Sette-Daban metallogenic belt ... 796
Berezovsky metallogenic belt ... 797
Bidzhan metallogenic belt ... 799
Late Paleozoic–Early Mesozoic metallogenic belts and ore districts (318–228 Ma) ... 799
Aluchinsky metallogenic belt ... 799
Ust-Belsky metallogenic belt ... 801
Melgin-Niman metallogenic belt ... 801
Laoeling-Grodekov metallogenic belt ... 802
Late Triassic–Early Jurassic metallogenic belts and ore districts (228–175 Ma) ... 802
Bushuli-Nyukzhinsky metallogenic belt ... 804
Middle Jurassic–Early Cretaceous metallogenic belts and ore districts (175–136 Ma) ... 804
Darpirsky metallogenic belt ... 804
Shamanikhinsky metallogenic belt ... 806
Yana-Kolyma metallogenic belt ... 807
Kuyulsky metallogenic belt ... 809
Yasachnensky metallogenic belt ... 810
Tamvatnei-Mainitsky metallogenic belt ... 811
Konder-Feklistov metallogenic belt ... 811
Chara-Aldan metallogenic belt ... 812
Kerbi-Selemdzha metallogenic belt ... 812
Ariadny metallogenic belt ... 813
Early Cretaceous metallogenic belts and ore districts (136–99 Ma) ... 814
Left-Omolon metallogenic belt ... 814
Oloi metallogenic belt ... 814
Uda-Myrgal metallogenic belt ... 816
Chukotka metallogenic belt ... 818
North-Stanovoi metallogenic belt ... 819
Dzheltulaksky metallogenic belt ... 820
North Bureya metallogenic belt ... 820
Samarka metallogenic belt ... 821
Benevsky ore district ... 821
Lansky metallogenic belt ... 822
Late Cretaceous metallogenic belts and ore districts (99–70 Ma) ... 822
Dogdo-Erikitsky metallogenic belt ... 824
Iruneisky metallogenic belt ... 824
Omsukchan metallogenic belt ... 825
Korkodon-Nayakhansky metallogenic belt ... 826
Okhotsk metallogenic belt ... 826
Chaunsky metallogenic belt ... 828
Upper Kolyma metallogenic belt ... 830
Koryak Highland metallogenic belt ... 831
Vatynsky metallogenic belt ... 831
Khingan-Okhotsk metallogenic belt ... 832
Durmin ore district ... 834
East Sikhote-Alin metallogenic belt ... 835
Serggevka-Taukha metallogenic belt ... 837
Late Cretaceous–Paleocene metallogenic belts and ore districts (70–55 Ma) ... 838
Chukotka metallogenic belt ... 838
Anyui-Bering metallogenic belt ... 840
Anadyr metallogenic belt ... 840
Kvinumsky metallogenic belt ... 841
Lower Amur metallogenic belt ... 841
Kema metallogenic belt ... 842
Eocene–Oligocene metallogenic belts and ore districts (55–23 Ma) ... 843
Central Koryak metallogenic belt ... 843
Miocene metallogenic belts and ore districts (23–5 Ma) ... 847
Central Kamchatka metallogenic belt ... 847
Late Tertiary and Quaternary metallogenic belts (5–0 Ma) ... 849
Kuril metallogenic belt ... 851
East Kamchatka metallogenic belt ... 852
Olyutorka metallogenic belt ... 853

Chapter 9

STRIKE-SLIP DISLOCATIONS AND THEIR SIGNIFICANCE FOR MAGMATIC AND ORE FORMATION PROCESSES UNDER THE TRANSFORM ASIAN CONTINENTAL MARGIN CONDITIONS (V.P. Utkin) ... 855
Role of strike-slip zones and their structural parageneses in magmatism and ore formation of the East Sikhote-Alin Magma-Metallogenic Belt ... 856
Ore-localizing and ore-containing structures of strike-slip nature ... 867

Chapter 10

GEODYNAMIC RECONSTRUCTIONS AND METALLOGENY OF THE RUSSIAN EAST (A.I. Khanchuk, V.V. Golozoubov, N.A. Goryachev, S.M. Rodionov) ... 880

CONCLUSION (A.I. Khanchuk, N.A. Goryachev, S.M. Rodionov) ... 898

References ... 902
Subject index ... 972

ЧАСТЬ III

ГЛАВА 7
ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Принятые в современной отечественной литературе трактовки понятия «месторождение полезного ископаемого» включают, как правило, две составляющие: геологическую и экономическую. Геологическая составляющая подразумевает, что «месторождение» представляет собой «…участок земной коры, в котором в результате тех или иных геологических процессов произошло накопление минерального вещества…» (Смирнов, 1969, с. 5) или просто «…природное скопление полезного ископаемого» (Геологический словарь, 1978, т. 1). И это природное скопление минерального вещества при определенных условиях может представлять для кого-то интерес с научной или технической точки зрения. Экономическая составляющая понятия определяет условия, при которых это «природное скопление минерального вещества» может быть пригодно для промышленного использования. Другими словами, количество, качество и условия залегания «минерального вещества» должны быть благоприятными для промышленной разработки, которая могла осуществляться в прошлом, осуществляется сейчас или может быть осуществлена в будущем, в зависимости от изменения экономической конъюнктуры в отношении того или иного полезного ископаемого.

С геологических позиций рассматриваемое понятие может детализироваться по условиям образования (эндогенное, экзогенное, гидротермальное, осадочное и т. д.), по морфологии рудных тел (штокверковое, жильное, пластовое и т. д.), по видам полезного ископаемого и другим признакам.

С экономических позиций понятие «месторождение полезного ископаемого» детализируется в зависимости от объема запасов (уникальное, крупное, среднее, мелкое). Если же «природное скопление минерального вещества» по содержанию и качеству полезного компонента не отвечает существующим в данное время требованиям промышленности или еще недостаточно изучено, то оно рассматривается уже не в категории «месторождение», а в категории «проявление полезного ископаемого (рудопроявление)» (Геологический словарь, 1978). В процессе доизучения или при изменении конъюнктуры рудопроявление может перейти в категорию «месторождение». Вместе с тем характерно, что экономические параметры объекта (объем рудной массы и содержание в ней полезного компонента) находятся в определенной зависимости от геологических условий его формирования. Это позволяет формулировать и искать пути решения проблемы, касающейся обстановок локализации и специфических черт генезиса крупных месторождений (Рундквист, Кравченко, 1996).

В настоящей работе термин «месторождение полезного ископаемого» применяется к природным эндогенным скоплениям минерального вещества, которые являются или являлись предметом промышленной разработки либо могут стать таковыми в будущем при изменении технологии и экономических условий. Основное внимание уделено месторождениям металлических полезных ископаемых.

Вопросам типизации рудных месторождений, в том числе месторождений Востока России, посвящено много работ. В отечественной литературе особенно интенсивно в недавнем прошлом развивались формационные классификации рудных месторождений. Это развитие привело к появлению большого количества классификационных схем, предложенных разными авторами и не всегда хорошо согласующихся между собой. Например, только для месторождений олова в отечественной литературе предложено около 20 формационных классификаций, разработанных разными авторами с использованием различных классификационных признаков. То же можно сказать о месторождениях других металлов. Такое положение, естественно, не способствует взаимопониманию среди геологов, изучающих рудные месторождения, работающих в разных регионах и придер-

живающихся разных взглядов на те или иные формационные классификации. Более того, наличие большого количества формационных классификаций месторождений отдельных металлов, а также значительного количества комплексных рудных объектов препятствует правильному пониманию места соответствующих месторождений и их типов в общей системе рудных образований.

В то же время в англоязычной геологической литературе формационные классификации рудных месторождений не нашли поддержки. Исповедуя прагматичный подход, зарубежные исследователи, не отказываясь в целом от развития «монометалльных» классификаций, во многом придерживаются общей классификации рудных месторождений по модельным типам.

В этой работе мы попытались привести все многообразие месторождений Востока России к единой классификационной схеме, используя обширный отечественный и зарубежный опыт развития подобных классификационных схем.

Металлические и отчасти неметаллические месторождения Востока России классифицированы по различным модельным типам, описание которых приводится ниже. Типизация месторождений, рассматриваемая в данной работе, базировалась как на описательной, так и на генетической информации, которая систематизирована с целью выделения наиболее существенных свойств каждого конкретного типа месторождений. Характеристика некоторых типов базируется главным образом на эмпирических данных, которые признаны в качестве существенных, даже если их генетические связи не до конца поняты или неизвестны. Примером описательного модельного типа месторождений является тип месторождений самородной меди в базальтах. В данном случае важной эмпирической характеристикой выступает ассоциация сульфидов меди с метабазальтами или зеленокаменной породной ассоциацией. Другие типы больше базируются на генетической (теоретической) информации, например тип скарновых месторождений вольфрама. Здесь генетический процесс, как фундаментальное явление, принимается в качестве основного классификационного атрибута.

Следующие три основных принципа явились основой для приводимой ниже классификации модельных типов рудных месторождений Востока России.

1. Рудообразующие процессы тесно связаны с породообразующими процессами (Обручев, 1928), и рудные месторождения возникают благодаря дифференциации вещества как результат его постоянного кругооборота в осадочном, магматическом и метаморфическом циклах формирования пород и геологических структур (Смирнов, 1969).

2. Классификация должна быть как можно более простой, удобной и понятной для потребителя.

3. Классификация должна быть такой, чтобы в будущем в нее могли быть добавлены новые типы месторождений (Cox, Singer, 1986).

Приводимая ниже типизация базируется на сводной генетической классификации рудных месторождений, разработанной В.И. Смирновым (1969), с учетом ряда положений и подходов, использованных в систематиках О.Р. Экстранда (Eckstrand, 1984), Д.П. Кокса и Д.А. Сингера (Cox, Singer, 1986). При использовании кратко охарактеризованных выше основных принципов и подходов в приводимой ниже классификации месторождений Востока России, месторождения сгруппированы в пять иерархических уровней организации металлогенических таксонов, в соответствии со следующими главными особенностями классифицируемых объектов: а) условия формирования вмещающих и генетически связанных с месторождениями пород, б) генетические особенности месторождений и в) минеральный или элементный состав руд:

Группа месторождений
Класс месторождений
Семейство месторождений
Вид месторождений
Модельный тип месторождений

В качестве основной классификационной единицы принят модельный тип (модель) месторождения, в определенной мере отвечающий более общепринятому в отечественной геологической литературе понятию «рудная формация».

Модели месторождений разделены на большие группы в соответствии с главными геологическими процессами, с которыми месторождения связаны: 1) магматическими; 2) осадочными; 3) метаморфическими. Выделена также группа неясного генезиса. Каждая группа включает несколько классов. Например, группа месторождений, связанных с магматическими процессами, включает два класса: плутоно- и вулканогенные месторождения. Каждый класс включает несколько видов и т. д. Наиболее детально в приводимой классификации подразделены месторождения, связанные с магматическими процессами, поскольку это самые распространенные на рассматриваемой территории месторождения. Месторождения сходного генезиса, как, например, месторождения магнезиальных и известковых скарнов или месторождения порфирового типа, рассматриваются в составе одного вида с несколькими модельными типами внутри него.

Обобщенное описание каждого из выделенных модельных типов сопровождается более детальной характеристикой одного или нескольких типовых объектов, детальность описания которых варьирует в зависимости от объема новых данных, полученных

авторами в процессе исследований в рамках настоящей работы. В случае, если новых данных, отличающихся от уже описанных в литературе, не было получено, описание приводится в сокращенном виде со ссылками на уже опубликованные литературные источники, в которых таковая информация более развернута.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С МАГМАТИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

ПЛУТОНОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫМИ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫМИ КОМПЛЕКСАМИ

Описание модельного типа приводится по работам (Eckstrand, 1984; Дюжиков и др., 1988; Nokleberg et al., 2003). Этот тип месторождений представлен магматическими сульфидными Cu-Ni месторождениями в дифференцированных расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивах. Расслоенные интрузивы обычно локализуются в кратонах, во многих случаях тяготея к внутриконтинентальным рифтам и областям распространения траппов. Мафитовые и ультрамафитовые фазы расслоенных интрузивных комплексов включают перидотиты, пироксениты, габбро, нориты, пикриты, троктолиты и габбро-диабазы. Месторождения, как правило, приурочены к нижним частям вмещающих интрузивных тел. Согласные с контурами интрузива рудоносные «слои» или линзы обычно залегают в локальных погружениях его нижней кромки, в основании интрузива или около него. Руды представлены массивными сульфидными агрегатами, брекчиями с сульфидным матриксом, интерстиционными сульфидными штокверками и рассеянной вкрапленностью сульфидов. Среди рудных минералов наиболее распространены пентландит, халькопирит, кубанит, миллерит, пирротин, различные минералы платиновой группы, пирит, сфалерит и марказит. Они ассоциируют с плагиоклазом, гиперстеном, авгитом, оливином, роговой обманкой, биотитом и кварцем. Руды сингенетичны вмещающим интрузивам.

Месторождения формировались при внедрении многофазных рудоносных мафических интрузивов в процессе подъема мантийных магм в верхние горизонты земной коры в обстановке рифтогенеза. Важным фактором серонасыщения и отделения сульфидной фазы была контаминация магмы.

Классическими примерами месторождений этого типа являются Норильск-I, Норильск-II и Талнах. Среди зарубежных месторождений аналогичными характеристиками обладают месторождения Келатонге и Хонгцзилинь в Китае (Nokleberg et al., 2003). Среди месторождений Востока России к этому типу относятся месторождения Шанучского рудного поля на Камчатке.

ШАНУЧСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Шанучское рудное поле расположено на северном окончании Срединно-Камчатского кристаллического массива и занимает площадь около 85 км^2. В нем распространены малые интрузии измененных базитов, несущие сульфидное медно-никелевое оруденение. Здесь известно месторождение Шануч, рудопроявления Графитовое, Геофизическое и несколько точек убоговкрапленной минерализации. Дайки раннемеловых измененных базитов вытянуты в субширотном направлении и фиксируют зону широтного Ичинско-Андриановского разлома. Общая протяженность зоны распространения измененных базитов более 3 км. Мощность отдельных тел от первых метров до 150–200 м. Падение их преимущественно южное под углами 45–70°, но встречаются крутые и даже вертикальные северные падения. В качестве типового объекта ниже приводится краткое описание месторождения Шануч.

Месторождение Шануч расположено в северо-западной части одноименного рудного поля и представлено двумя рудными залежами.

Залежь № 1 северо-восточного простирания, крутопадающая (65–70°), трубообразной формы, неправильного эллипсовидного сечения размером 150–160 × 50–60 м. Она на 70–80 % сложена богатыми массивными и брекчиевыми рудами. Распределение основных полезных компонентов в залежи равномерное как на поверхности, так и на глубине. Содержание сульфидов в массивных рудах 75–90 %, а в брекчиевых – 40–80 %. Залежь изучена на поверхности и профилями буровых скважин.

Залежь № 2 – субширотного простирания, размером 120×40–50 м. Она расположена в 80 м к югу от первой и гипсометрически на 60–70 м выше, представляет собой своеобразный бескорневой останец некогда единого тела. Залежь сложена прожилково-вкрапленными рудами, в которых встречаются участки массивных.

Главные рудные минералы представлены пирротином, халькопиритом, пентландитом. Массивные и брекчиевые руды содержат (в %): Ni – до 9,76 (среднее 4,62), Co – до 1,50 (0,24), Cu – до 4,82 (0,81); а также (в г/т): Au – до 1,05 (среднее 0,3), Pt – до 2,94 (0,5), Pd – до 1,79 (0,57). Во вкрапленных и прожилково-вкрапленных рудах средние содержания со-

ставляют (в %): Ni – 1,79, Co – 0,06, Cu – 0,45; а также (в г/т): Au – 0,2, Pt – 0,5, Pd – 0,26.

ХРОМ-ПЛАТИНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЗОНАЛЬНЫХ МАССИВАХ (КОНДЕРСКИЙ И УРАЛЬСКИЙ ТИПЫ)

Краткое описание модельного типа приводится по работам (Cox, Singer, 1986; Косыгин, 1994; Малич, 1999). Этот тип месторождений представлен хром-платиновой минерализацией в зональных ультрамафит-мафитовых интрузивных массивах, интрудирующих метаморфизованные терригенные, терригенно-карбонатные или карбонатные породы. Центральная часть массива обычно сложена дунитом, а периферийная – пироксенитом, косьвитом и, реже, габбро. Рассматриваемые зональные массивы часто интрудированы силлами и дайками габбро, диоритов, монцонитов и различных щелочных пород. Мафитовые и ультрамафитовые породы массива, а также вмещающие их терригенные, терригенно-карбонатные или карбонатные породы локально изменены до полевошпат-пироксеновых метасоматитов и скарнов. Рудные минералы представлены хромитом, самородными металлами платиновой группы, а также их интерметаллическими соединениями и титано-ванадиевым магнетитом. В заметно подчиненных количествах встречаются пентландит, пирротин, борнит и халькопирит. Рудные скопления приурочены, как правило, к верхним и центральным частям зональных массивов.

Рудоносные зональные ультрамафит-мафитовые массивы формируются во внутриконтинентальных рифтах. В благоприятных геоморфологических условиях эти объекты могут служить источником россыпных месторождений, самородки платины в которых достигают 3 кг и более.

На Востоке России такое оруденение известно в Корякии (Гальмоэнанский базит-гипербазитовый массив) и на севере Хабаровского края (зональные массивы Кондер, Чад и Феклистовский).

Платиновая минерализация Гальмоэнанского массива

Гальмоэнанский базит-гипербазитовый зонально-концентрический массив сопровождается уникальными россыпными месторождениями платины (Кутыев и др., 1991; Мелкомуков, Зайцев, 1999; Зайцев и др., 2001; Толстых и др., 2001; Корякско-Камчатский регион…, 2002; Мочалов и др., 2002). В нем выявлено несколько типов коренной платинометалльной минерализации, главный из которых хромит-платиновый (Козлов, 2000; Сидоров др., 2000).

Гальмоэнанский базит-гипербазитовый массив расположен на юго-западе Ватыно-Вывенкского сегмента Олюторской тектонической зоны (рис. 7.1, А, Б), в южной части Корякского нагорья и представляет собой коллаж перемещенных окраинно-морских и островодужных террейнов, аккретированных к палеоазиатской окраине в эоцене (Богданов и др., 1982; Леднева и др., 2000; и др.). Гальмоэнанский массив (рис. 7.1, В) входит в состав крупного тектонического останца во фронтальной части Ватыно-Вывенкского надвига. Останец сложен верхнемеловыми-палеоценовыми морскими кремнисто-вулканогенными и островодужными вулкано-терригенными толщами, надвинутыми на флишоидные коньяк-эоценовые отложения Укэлаятского прогиба (Богданов и др., 1982; Леднева и др., 2000). При этом сам массив представлен серией тектонических пластин, состоящих из магматических пород ультраосновного и основного состава и занимающих наиболее высокое структурное положение в строении всего останца. Массив сложен дунитами, клинопироксенитовыми дунитами, верлитами, оливиновыми и магнетитовыми клинопироксенитами, клинопироксеновыми горнблендитами и габбро. На долю ультраосновных пород приходится более 90 %. Около 70 % общей площади занимают дуниты различных петроструктурных типов, которые слагают ядро массива и к периферии постепенно сменяются клинопироксенитами и габброидами. Контакты между различными петрографическими типами пород массива и с вмещающими породами везде тектонические и маркируются зонами милонитов и тектонических брекчий. Бескорневая природа массива подчеркивается развитием в южной его части мономиктового серпентинитового меланжа (см. рис. 7.1, В). Породы массива прорваны дайками основного состава. Подробное описание геологического строения массива, геохимических, петрографических и петроструктурных типов слагающих его пород, химического состава основных породообразующих минералов приведено в работах (Батанова и др., 1991; Козлов, 2000; Сидоров и др., 2001; Корякско-Камчатский регион…, 2002; Осипенко и др., 2002; и др.).

Основные морфологические типы хромитовой минерализации в Гальмоэнанском массиве представлены рудными и акцессорными хромшпинелидами, а также включениями хромита в зернах МПГ. Всего выделены шесть разновидностей хромшпинелидов:

1) акцессорный в оливине, представленный субмикроскопическими выделениями ветвистой, дентритовидной, пластинчатой, веретенообразной и игольчатой формы;

2) акцессорный, представленный мелкими идиоморфными и гипидиоморфными кристаллами (0,01–0,1 мм), обычно приуроченными к стыкам оливиновых зерен;

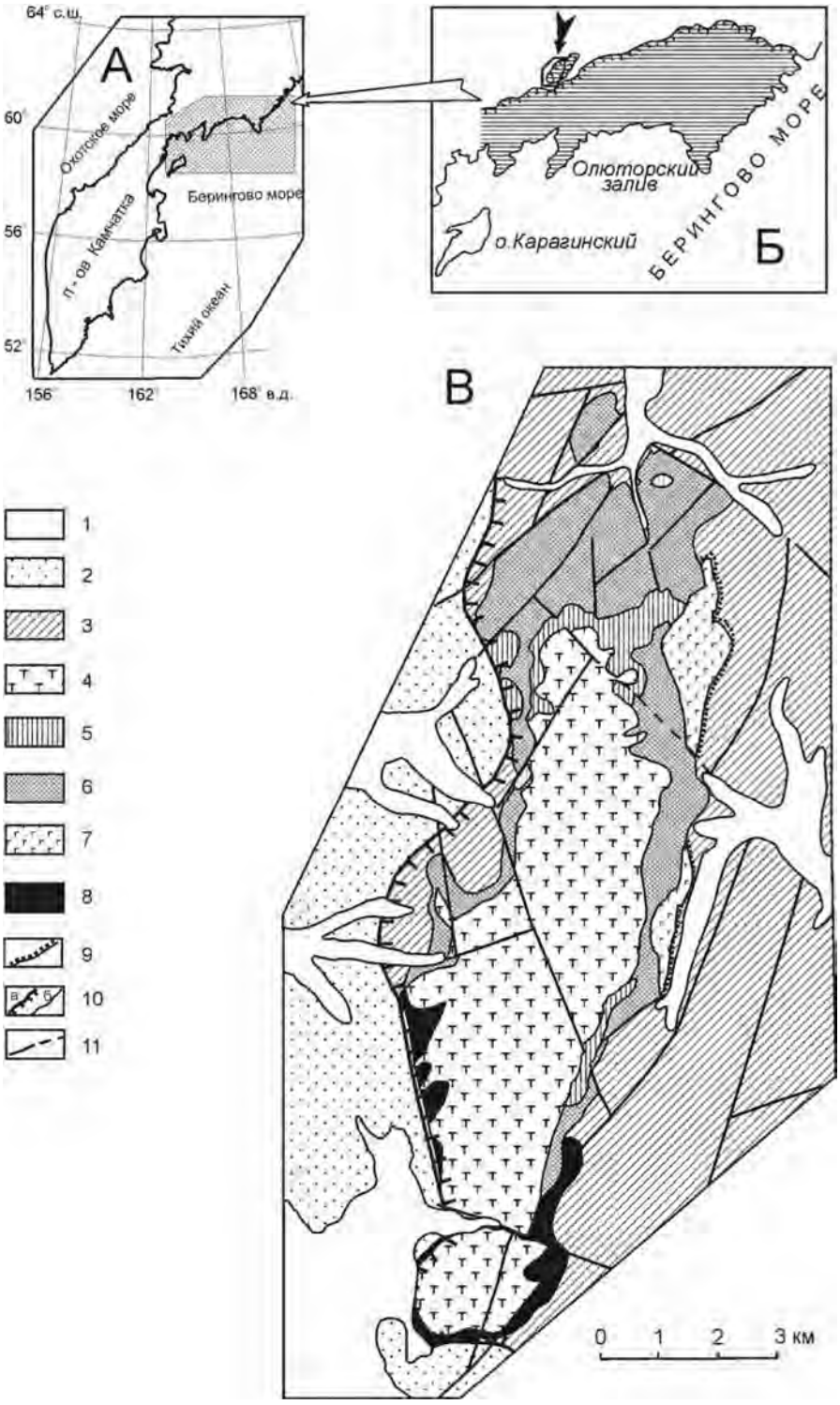


Рис. 7.1. А – положение Олюторской тектонической зоны;

Б – расположение района исследования (показано стрелкой) в Олюторской тектонической зоне (заштриховано);

В – схема геологического строения Гальмоэнанского базит-гипербазитового массива (по: Батанова и др., 1991, с изменениями и дополнениями).

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – терригенно-вулканогенные отложения корякской серии (K_2-P_1); 3 – вулканогенно-кремнистые породы ватынской серии (K_2); 4–8 – породы Гальмоэнанского массива: 4 – дуниты, 5 – верлиты, 6 – клинопироксениты, 7 – габброиды, 8 – серпентинитовый меланж; 9 – зоны ороговикования; 10 – границы (а – тектонические – граница аллохтона; б – геологические); 11 – разрывные нарушения

3) рудный вкрапленного или рассеянно-вкрапленного типа, располагающийся на стыках оливиновых зерен. Хромшпинелиды мелкозернистые (0,1–1 мм), среднезернистые (1–3 мм) и крупнозернистые (более 3 мм). Вкрапленные хромшпинелиды подразделяются на густо-, средне- и редковкрапленные. В Гальмоэнанском массиве наиболее типична средне- и редковкрапленная рудная хромитовая минерализация. Зерна хромшпинелидов, как правило, гипидиоморфные, и их содержание от долей процента до первых процентов;

4) шлировый и прожилково-вкрапленный рудный, слагающий хромшпинелид-оливиновые обособления, в которых хромшпинелида от 20 до 70 %, а размер его зерен, как правило, не более 1–2 мм;

5) жильный рудный из массивных и брекчиевых хромититов с зернами от долей миллиметра до нескольких миллиметров. В хромититах с панидиоморфнозернистой структурой узкие промежутки между хромшпинелидами заполнены серпентином или оливином, а в породах с гипидиоморфнозернистой структурой – оливином. Содержание хромшпинелида 85–95 %;

6) включения мелких индивидов в минералах платиновой группы, представленные мелкими идиоморфными кристаллами и их обломками от 20–30 мкм до десятых долей миллиметра, сцементированные изоферроплатиновыми твердыми растворами.

Все морфологические разновидности встречаются вместе и тесно связаны друг с другом постепенными переходами. Сегрегации рудных хромшпинелидов характеризуются исключительным многообразием текстурных особенностей при малой мощности и протяженности рудных тел (площадь хромитовых проявлений в отдельных точках наблюдения очень редко превышает 30 м^2). По текстурным особенностям можно выделить наиболее часто встречающиеся типы рудных выделений: петельчато-жилообразные, шлировые, массивные, неравномерно-петельчатые, неравномерно-вкрапленные, прожилково-вкрапленные, прожилковые, струйчато-петельчатые, густовкрапленные и массивные с включением дунита. Наибольший интерес с точки зрения платиноносности представляют прожилково-вкрапленные и массивные хромитовые руды, пространственно связанные главным образом с дунитами порфирокластического типа, где хромшпинелиды приурочены к интерстициям между порфиробластами оливинов и трещинам в них.

Жильные и шлировые обособления хромшпинелидов распределены во вмещающих породах крайне неравномерно. Шлировые сегрегации в дунитах небольшие, как правило 1–5 см, и лишь иногда достигают десятков сантиметров. Размеры хромшпинелидов в жильных и шлировых выделениях широко варьируют, но обычно они средне- и мелкозернистые. Контакты с вмещающими породами постепенные – сплошные сегрегации сменяются хромитовой вкрапленностью.

Составы рудных и акцессорных хромшпинелидов, а также хромшпинелидов из включений в зернах МПГ из россыпных месторождений, развитых вдоль водотоков, дренирующих Гальмоэнанский массив, достаточно близки между собой и по своим основным индикаторным химическим характеристикам (хромистость, магнезиальность, титанистость и др.) обнаруживают значительное сходство как между различными морфологическими типами хромитов массива, так и с Cr-шпинелями большинства других зональных комплексов урало-аляскинского типа Корякского нагорья (Грановский, Гуляева, 1981; Корякско-Камчатский регион…, 2002; и др.), а также других районов мира (Петрология…, 1994; Малич, 1999; Пушкарев, 2000; Himmelberg, Loney, 1995; Barnes, Roeder, 2001; Johan et al., 2000; и др.). Это отражено в близком расположении минералов на композиционных диаграммах (рис. 7.2).

Акцессорные хромшпинелиды из дунитов отличны по химическому составу от рудных хромшпинелидов в целом более низкими содержаниями хрома и несколько повышенными – титана, марганца и суммарного железа. Минералы из включений в изоферроплатиновой матрице или из срастаний с зернами МПГ представлены идиоморфными кристаллами, обломками кристаллов и зернами неправильной формы размером до 0,3–0,5 мм, которые цементируются железо-платиновыми твердыми растворами. Химический состав хромшпинелидов-узников в платиноидах ближе к составу рудного (особенно из массивных жильных разновидностей хромититов и прожилково-вкрапленных хромитовых сегрегаций), чем акцессорного хромшпинелида, что косвенно указывает на локальную связь минералов платиновой группы с образованиями рудного хромшпинелида и на тип потенциального коренного источника МПГ.

Ранее уже отмечалось (Козлов, 2000), что в Гальмоэнанском массиве вариации химического состава хромшпинелидов различных морфологических типов отвечают типовому тренду изменения $Cr \rightarrow Fe^{3+}$ (при относительно небольшой изменчивости содержания Al), соответствующему переходу от субалюмоферрихромитов и субферрихромитов к субалюмохроммагнетитам и хроммагнетитам (рис. 7.3). Такой тренд сильно отличается от тренда, характерного для хромшпинелидов из офиолитовых комплексов – $Cr \rightarrow Al$ (при относительно небольшой изменчивости содержаний Fe^{3+}), и от тренда изменения химизма этих минералов в расслоенных интрузиях (Barnes, Roeder, 2001). В то же время он соответствует трендам состава хромшпинелидов из других массивов урало-аляскинского типа, зональных комплексов кондерского типа и массивов щелочно-ультрамафитовой формации.

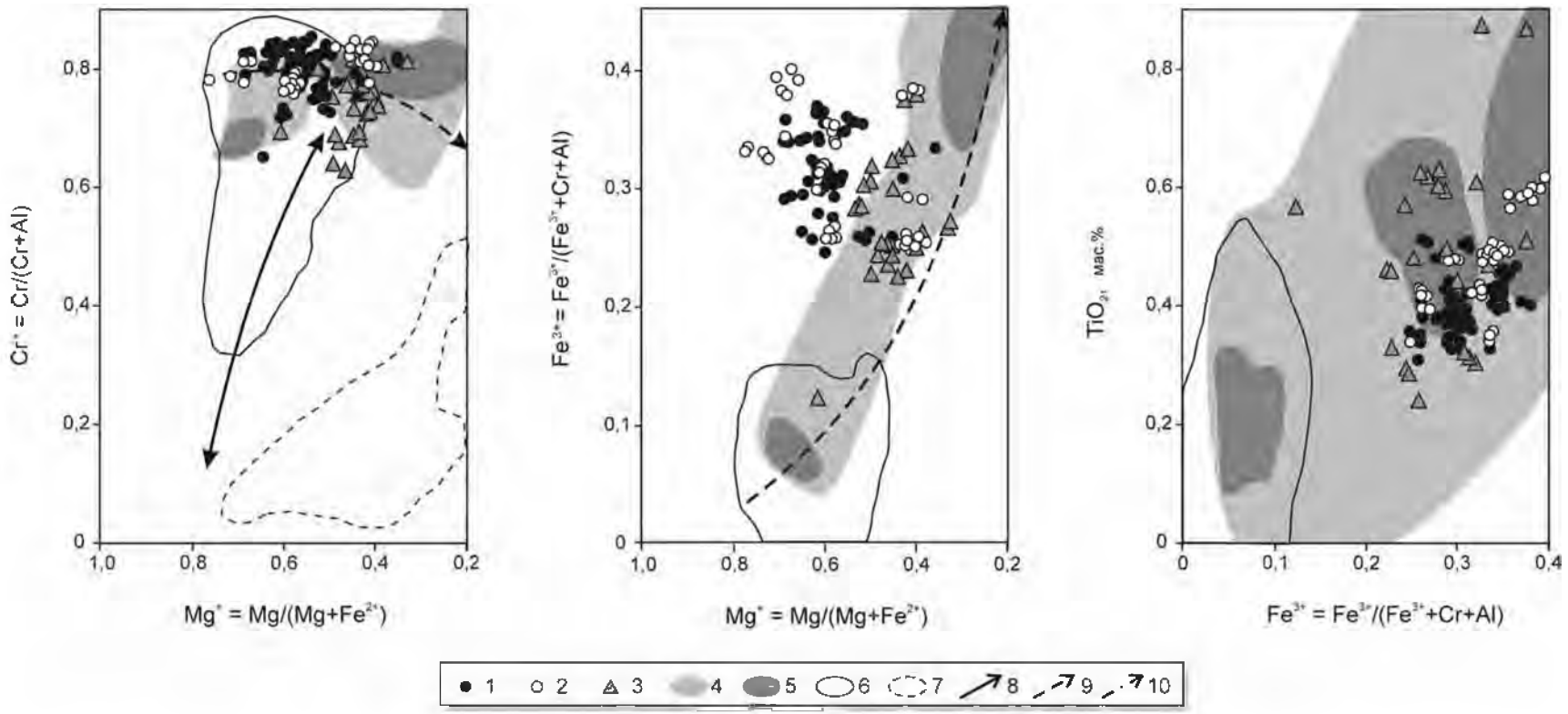


Рис. 7.2. Бинарные композиционные диаграммы для составов рудных и акцессорных хромшпинелидов из пород Гальмоэнанского базит-гипербазитового массива.

1–3 – фигуративные точки составов Cr-шпинелидов Гальмоэнанского массива из: 1 – хромититов; 2 – дунитов; 3 – срастаний с МПГ; 4–7 – поля составов хромшпинелидов из ультрамафитов различных формационных типов: 4,5 – зонально-концентрического урало-аляскинского, 6 – офиолитового (альпинотипного), 7 – расслоенных интрузий норильского типа (4, 6, 7 – области попадания 90 % составов Cr-шпинелидов этого типа из сводки (Barnes, Roeder, 2001), 5 – 50 % составов); 8–10 – тренды изменения составов Cr-шпинелидов из различных формационных типов ультрамафитов: 8 – офиолитового, 9 – зонально-концентрического; 10 – расслоенных интрузий (по: Barnes, Roeder, 2001)

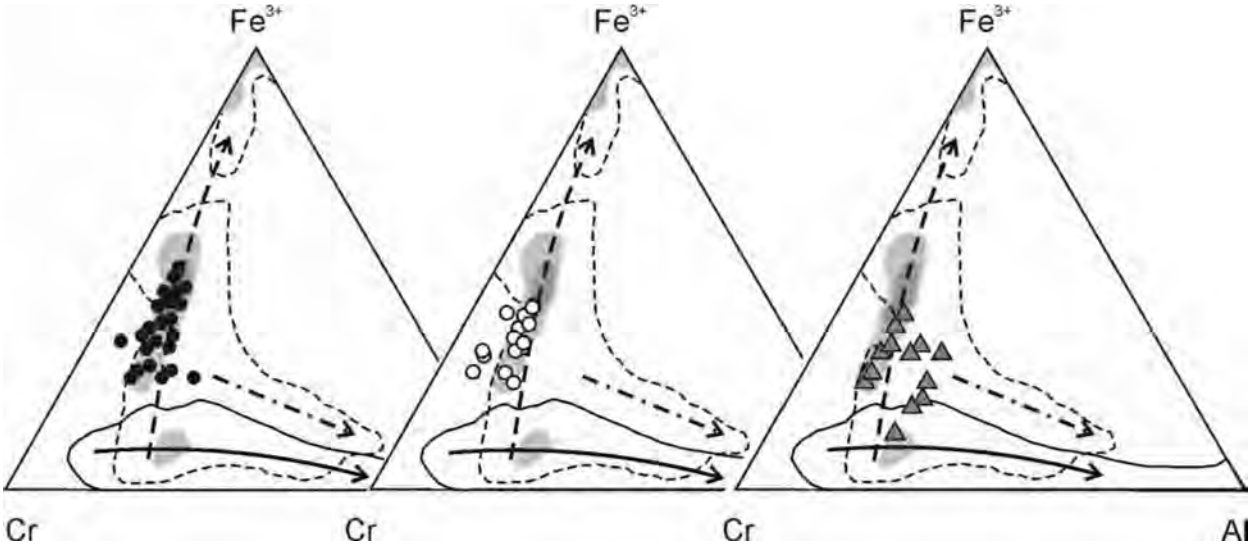


Рис. 7.3. Тройные композиционные диаграммы для составов рудных и акцессорных хромшпинелидов из пород Гальмоэнанского базит-гипербазитового массива. Условные обозначения см. на рис. 7.2

Наиболее высокие температуры, полученные с помощью геотермометра Ж. Фабри, достигают 970—1170 °С и получены для равновесия оливинов из дунитов и сингенетичных им акцессорных хромшпинелидов. В то же время применение для тех же оливин-шпинелевых парагенезисов геотермооксометра К. Бэлхауза с соавторами (Ballhous et al., 1991) дает существенно более низкие значения температур минералообразования, диапазон которых 660–820 °С, и лишь иногда они достигают 900 °С. Расчет значений фугитивности кислорода при этих температурах указывает на уровень летучести кислорода (+1,0)–(–0,3) лог. ед. относительно фаялит-магнетит-кварцевого буфера FMQ. Рассчитанные значения летучести кислорода в дунитах массивов Платиноносного пояса Урала (Пушкарев, 2000) и юго-восточной Аляски в целом близки редокс-параметрам формирования ультрамафитов Гальмоэнанского массива.

В рудных хромититах массива температура субсолидусного равновесия опускается до 600–700 °С при одновременном росте окисленности системы. При этом значения температур оливин-шпинелевого равновесия достаточно равномерно распределены и не образуют пиков, которые могли бы отражать отдельные этапы субсолидусной перекристаллизации хромититов в процессе структурных деформаций. Полученные расчетные значения температур хорошо согласуются с данными термометрических исследований расплавных включений в минералах из изученных пород (Толмачева и др., 1999) и сопоставимы с расчетами температуры равновесия оливин-хромитового парагенезиса в хромититах Нижнетагильского (800–900 °С; Пушкарев, 2000) и Кондерского (670–910 °С; Петрология…, 1994; Малич, 1999) массивов. Такие аномально низкие температуры могут быть обусловлены как наложенными процессами – перекристаллизацией магнетита и хроммагнетита с образованием просечек в оливиновой матрице, так и высоким содержанием Fe^{3+} в хромшпинелидах, занижающим при расчетах истинную температуру кристаллизации хромититов (Пушкарев, 2000).

Изменение фугитивности кислорода для рудных хромитовых обособлений Гальмоэнанского массива, расчет которой проводился для равновесных сосуществующих пар оливин-хромшпинелид по методу Ballhaus et al. (1991), определяется значениями (+1,3)–(+3,5) лог. ед. относительно фаялит-магнетит-кварцевого FMQ буфера. Это соответствует сильно окислительным условиям, близким к обстановке гематит-магнетитового (HM) буфера. Вместе с расчетными данными по температурным условиям равновесия для парагенезисов шпинель–оливин полученные оценки свидетельствуют об эпигенетическом характере рудной хромитовой минерализации в Гальмоэнанском массиве. Редокс-условия формирования рудных обособлений Гальмоэнанского массива в целом аналогичны соответствующим параметрам для хромититов в массивах Платиноносного пояса Урала (Пушкарев, 2000). В то же время в координатах T–log fO_2 область значений для хромититов Гальмоэнанского массива образует компактное поле, не пересекающееся с полем рудных проявлений Кондерского массива (Петрология…, 1994), что свидетельствует о различных условиях формирования хромитового оруденения в этих массивах.

Преобладающим минералом во всех рудных проявлениях массива является изоферроплатина (Pt_3Fe), которая характеризуется изменчивым составом даже в пределах одного образца хромитов. Вариации содержаний Pt составляют 68–91 мас.%.

В массивных и жильных хромититах изоферроплатина относительно «стерильна» от примесей, тогда как в прожилково-вкрапленных и шлировых выделениях хромитов в ней отмечается устойчивая примесь иридия – до 2,2 мас.%. Минералы системы Os-Ir-Ru в Гальмоэнанском массиве всегда находятся в виде включений в матрице Pt-Fe и не встречаются помимо нее. Аналогичные закономерности характерны для коренных проявлений МПГ в зонально-концентрических массивах Урала и Аляски (Геология..., 1994). Среди минералов этой системы наиболее распространен самородный осмий. В хромит-платиновых срастаниях в каймах, трещинах и в виде включений отмечаются и другие МПГ: туламинит, холингвортит, ирарсит, сперрилит, лаурит, эрлихманит, кашинит, куперит, а также оксиды и гидроксиды Ir и Pt. Весьма характерно образование реакционных кайм замещения изоферроплатины тетроферроплатиной, туламинитом, сперрилитом.

Определение модельного Re-Os возраста платинометалльной минерализации в Гальмоэнанском зональном массиве проводилось по описанной методике (Костоянов, 1998). Выявлен достаточно четкий максимум возраста в интервале 250–350 млн лет, а наиболее часто встречаются значения 260–340 млн лет (Корякско-Камчатский регион..., 2002). Модельные Re-Os датировки оказались древнее, чем изотопный возраст вмещающих МПГ пород зонально-концентрических массивов, составляющий для Корякии в среднем 65–70 млн лет (Зайцев и др., 2002; Осипенко и др., 2002; Корякско-Камчатский регион..., 2002).

Платиновая минерализация Кондерского массива

Кондерский зональный щелочно-ультраосновной массив площадью около 12 км^2 представляет собой в плане изометричное интрузивное тело с субвертикальными контактами и зонально-кольцевым строением (рис. 7.4). В нем выделяются щелочные пегматиты, диориты, диорито-сиениты, меланократовые диориты, косьвиты, пироксениты, перидотиты, дуниты, а также магнетит-биотит-пироксеновые и магнетит-амфибол-пироксеновые породы, образующие поля линзовидных тел и даек. Центральная часть массива сложена преимущественно дунитами, площадь которых составляет около 6 км^2. С дунитовым ядром массива ассоциирует платиновая минерализация.

Коренная платиновая минерализация в дунитах представлена двумя морфологическими типами: 1) линзообразными залежами прожилково-вкрапленной минерализации протяженностью от 2 до 50 м и мощностью первые метры, 2) овальными в плане залежами вкрапленной минерализации до 300 м по длиной оси. МПГ в залежах первого типа ассоциируют с хромитом и оливином и встречаются в сростках с ними или в виде небольших изометричных включений. Второй тип залежей сложен хромдиопсидом, флогопитом и магнетитом с МПГ, образующими сростки с магнетитом, пироксеном и, реже, флогопитом.

Коренная платиноносность массива изучена еще очень слабо, и описание минералов приводится преимущественно по их образцам из россыпного месторождения, образованного за счет размыва Кондерского массива.

Согласно данным Л.Б. Сушкина (1995), основная часть кондерской шлиховой платины представлена бесформенными, комковидными, угловатыми и хорошо ограненными зернами различного размера, вплоть до самородков, на долю которых приходится в среднем 12 мас.% от всей платины, из них 4 % – экземпляры массой более 10 г. Реже встречаются самородки до 1 кг. Всего в 1984–1994 гг. их было найдено около десяти, в том числе четыре массой более 1,5 кг и один уникальный – более 3,5 кг. Хорошо сформированные кристаллы платины преимущественно кубические. При этом одиночные гексаэдрические кристаллы преобладают в мелких фракциях, а среди более крупных зерен возрастает количество различных двойников и сростков двух-трех индивидов размером до 17 мм. Примечательной особенностью многих мелких зерен платины и платиновых самородков являются окружающие их золотые пленочные оболочки толщиной 0,05–1 мм, иногда осложненные золотой кристаллической сыпью. Пленки золота несомненно эндогенные, так как представляют собой тесно сросшийся агрегат мельчайших кристаллов медистого золота с золото-теллурсодержащим сульфидом и рядом соединений палладия и платины. Чисто морфологическим признаком их относительно высокотемпературной природы является истирание этой пленки на ребрах кристаллов платины в процессе их транспортировки в россыпи (Сушкин, 1995). В то же время для микронной пленки высокопробного золота на «окатанных» платиновых самородках вполне вероятен низкотемпературный генезис (Некрасов и др., 1994).

Наряду с платиной в коренном залегании и в россыпях водотоков встречаются (рис. 7.5) самородные золото, серебро, свинец, олово, медь, никель, железо, сурьма и висмут (Емельяненко и др., 1989). Содержание самородного золота в кондерской россыпи не превышает 3–5 % от массы шлиховой платины на участках, где были обнаружены его мелкие самородки массой от 1–5 до 10 г. Еще реже в россыпи попадается серебро, иногда в виде самородков от 3–5 до 200 г (Сушкин, 1995).

В рыхлых отложениях и коренном залегании установлено более 50 минералов ЭПГ, золота и серебра, многие из которых относятся к новым или

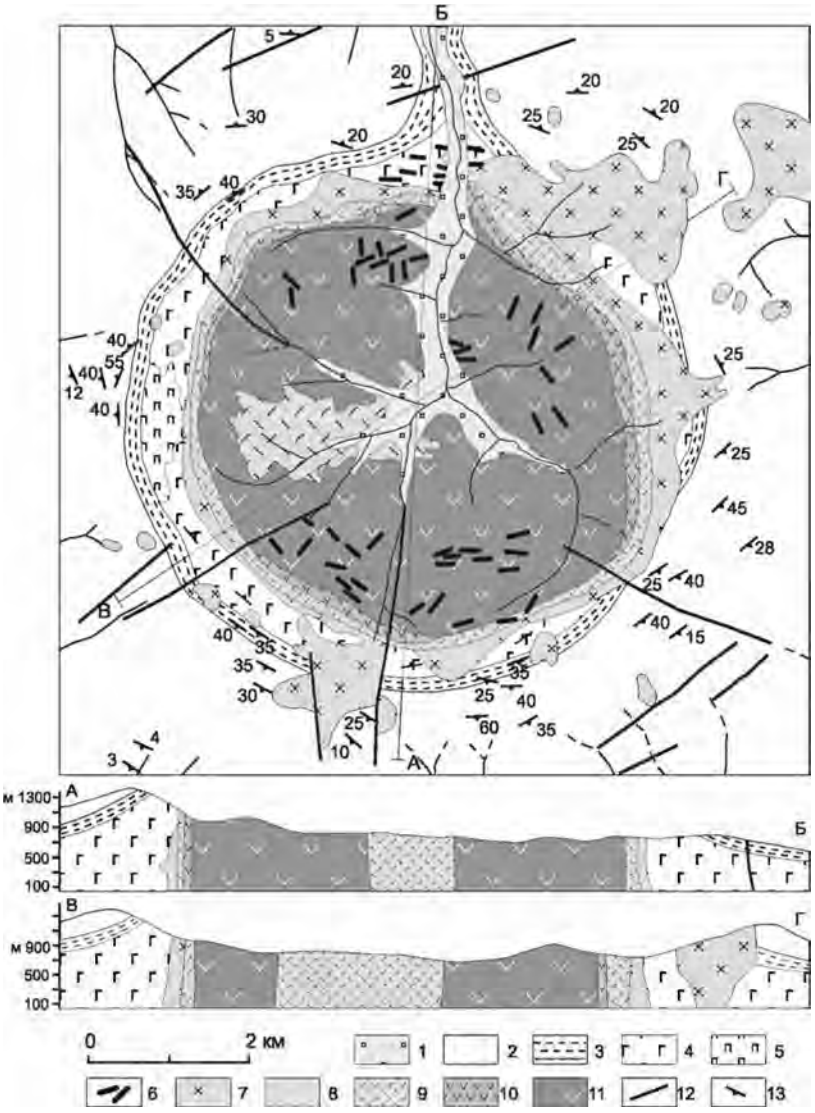


Рис. 7.4. Схематическая геологическая карта Кондерского массива (Г.В. Андреев, А.А. Ельянов, А.Н. Мильто).

1 – четвертичные аллювиальные пески, галечники; 2, 3 – свиты верхнего протерозоя: 2 – омнинская, алевролиты и аргиллиты ороговикованные, 3 – эннинская, алевролиты и песчаники ороговикованные; 4 – утукачанская свита архея, высокоглиноземистые гнейсы и кварциты, гиперстеносодержащие гнейсы, прослои мраморов; 5 – верхнеархейские пегматоидные граниты и гранитные пегматиты; 6–11 – образования Кондерского массива: 6 – щелочные пегматиты, 7 – диориты, диорит-сиениты, 8 – меланократовые диориты, 9 – косьвиты, магнетит-биотит-пироксеновые и магнетит-амфибол-пироксеновые породы (поля линзовидных тел и даек), 10 – пироксениты и перидотиты, 11 – дуниты; 12 – разрывные нарушения; 13 – элементы залегания

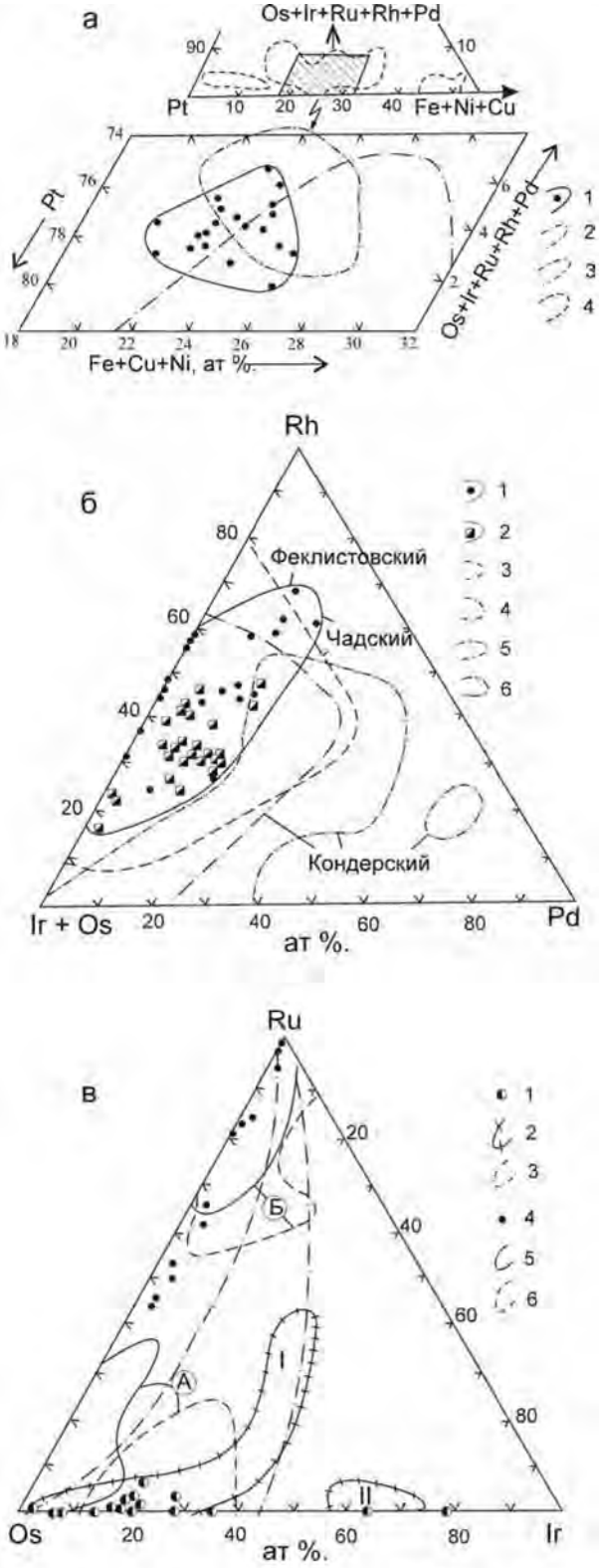
редко встречающимся минералам. Установлена приуроченность той или другой минеральной разновидности к определенным типам пород Кондерского массива – хромитоносным дунитам центральной части, обрамляющим их хромитоносным клинопироксенитам либо жильным флогопит-магнетитовым клинопироксенитам, прорывающим дуниты в юго-западной части массива, и ассоциирующим с ними сульфидным линзам. При этом удалось выяснить, что главный минерал ЭПГ – изоферроплатина (Pt_3Fe) – оказался весьма неоднородным как по насыщенности железом, так и по содержанию примесных ЭПГ. Проведенное изучение коренной изоферроплатины (Некрасов и др., 1994) позволило установить, что в хромсодержащих дунитах она представлена двумя разновидностями: ранней, более высокотемпературной, сформировавшейся одновременно с вкрапленниками хромита и оливином, и поздней, выполняю-

Рис. 7.5. а. Химический состав изоферроплатины. 1 – показаны поля составов Pt-Fe-сплавов из Феклистовского (1), Кондерского (2), Чадского (3) щелочно-ультраосновных массивов (по: Некрасов и др., 1991) и хромитоносных дунитов ультрамафитовых формаций (4) (по: Жерновский и др., 1985).

б. Соотношение концентраций примесных ЭПГ в изоферроплатине Феклистовского массива. 1 – по: Иванов и др., 1995, 2 – по: Шашкин и др., 1991; 3–6 – контуры концентрационных полей примесных ЭПГ в Pt-Fe твердых растворах Чадского (3) и Кондерского (4–6) массивов (по: Некрасов и др., 1991), представленных высокопримесной (3, 4), малопримесной (5) и высокопалладистой (6) изоферроплатиной.

в. Диаграмма Os-Ru-Ir для твердых растворов системы Os-Ir-Ru-Pt и сульфидов эрлихманит-лауритового ряда Феклистовского массива.

1 – феклистовские твердые растворы системы Os-Ir-Ru-Pt (по: Иванов и др., 1995); 2 – поля составов гексагональных (I) и кубических (II) твердых растворов этой системы из щелочно-ультраосновных массивов (Некрасов и др., 1994; Рудашевский, 1984); 3 – поле составов гексагональных твердых растворов системы Os-Ir-Ru-Pt из альпинотипных гипербазитов (Дмитренко и др., 1985); 4 – феклистовские лаурит-эрлихманитовые сульфиды (Иванов и др., 1995); 5, 6 – поля составов эрлихманитов (А) и лауритов (Б) Кондерского (5А) и Чадского (5Б) щелочно-ультраосновных массивов (по: Некрасов и др., 1994) и альпинотипных гипербазитов (6) (по: Дмитренко и др., 1985)



щей межзерновые промежутки в линзах и жилах массивных хромитов. Ранняя изоферроплатина сравнительно обогащена примесными ЭПГ при значительном колебании железистости (7,5–11,5 мас.% Fe), отчетливо выражена тенденция к снижению в ней содержания Fe с глубиной, и она постоянно содержит включения твердых растворов Os, Ir, Ru, Pt. Напротив, поздние Pt-Fe сплавы подобных включений не содержат и в целом при такой же железистости заметно обеднены примесными ЭПГ (см. рис. 7.5) (Некрасов и др., 1994). Изоферроплатина же из дайковых флогопит-магнетитовых клинопироксенитов, образующая преимущественно кубические кристаллы, покрытые местами пленкой медистого золота, помимо сходной рафинированности представлена разностями повышенной железистости (9,5–11,5 мас.% Fe) и нередко вмещает зерна клинопироксена, амфибола, флогопита, магнетита и апатита.

Остальные минералы ЭПГ встречаются в Кондерском массиве в крайне ограниченном количестве и образуют небольшие (обычно не более первых десятков микрометров) округлые и пластинчатые включения внутри зерен изоферроплатины, а также прерывистые каймы вокруг них и очень редко самостоятельные выделения.

В дунитах и массивных хромититах среди крайних членов вышеназванных твердых растворов системы Os-Ir-Ru-Pt в высокотемпературной изоферроплатине наиболее распространен самородный осмий, а самородные платина, иридий и рутений представлены лишь одиночными включениями в изоферроплатине размером от 10 до 170 мкм соответственно. Наибольший интерес из них представляет руте-

ний, встреченный нами на Кондере впервые и всего лишь третий раз в мире, причем эта находка и самая малопримесная (Некрасов и др., 1994).

Нами также впервые установлено резко контрастное распределение примесных Pt и Ir в самородном осмии, включенном в высоко- и малопримесной изоферроплатине. В первом и втором случаях его пластинчатые, округлые и червеобразные включения оказались заметно богаче этими примесями ЭПГ (до 6 и 17 мас.% соответственно), где наиболее крупные зерна осмия обнаружили еще и зональное распределение Ir с максимумом в центре. Наконец, третьей разновидностью осмия, обнаруженной нами, являются его обособленные малопримесные (Pt и Ir до 2 мас.%) крупнокристаллические агрегаты (50×350 мкм), промежутки между которыми выполнены малопримесной изоферроплатиной.

Не менее специфичны и соединения промежуточного состава системы Os-Ir-Ru-Pt (см. рис. 7.5) (Некрасов и др., 1994). Наряду с преобладающими иридистым осмием и платинисто-осмистым иридием нам впервые удалось обнаружить выделения существенно рутенисто-иридистого осмия, которому свойственны широкие вариации в содержании рутения (до 40–65 ат.%). Крайне редко встречаются осмистый рутений, платинисто-иридистый осмий, осмистая платина и осмистый иридий. Впервые помимо самородного рутения нами также обнаружены почти бинарный RuOs и иридистый шилоит PtIrRuOs (Некрасов и др., 1994).

Большим разнообразием минеральных форм ЭПГ характеризуются краевые части зерен изоферроплатины из массивных хромититов. Прежде всего это касается сульфидов и сульфоарсенидов ЭПГ, из которых особенно распространены лаурит-эрлихманитовые дисульфиды и сульфоарсениды ирарсит-холлингвортитового ряда. Однако состав их оказался достаточно стабильным при резком преобладании крайних членов и меньшем развитии промежуточных соединений. Довольно обычны зональные зерна этих минералов, причем осмистые лауриты и рутенистые эрлихманиты в большинстве зерен оказались более рутениевыми в краевой части, а в ирарситах и холлингвортитах краевые зоны обычно обогащены Ir, центральные же – Rh.

Преимущественно сперрилитом представлены в дунитах Кондерского массива арсениды ЭПГ, образующие мелкие (50–250 мкм) включения в краевой части зерен малопримесной изоферроплатины, хотя местами встречаются и его одиночные гексагональные кристаллы до 1,5 мм. В аналогичной изоферроплатине нами также впервые обнаружены редкие мелкие включения полуторного арсенида платины (мас.%: 51,62 Pt; 1,08 Rh; 10,57 Ir; 0,28 Os; 0,16 Cu; 2,20 S; 33,14 As; сумма 99,05) с формулой $(Pt, Ir, Rh)_2(As, S)_3$, который можно считать новым минералом. Близким аналогом его является фаза $(Pt, Rh)_2(As, S)_3$ из золото-платиновой россыпи Южного Приморья (Щека и др., 1991).

Помимо перечисленных выше минералов ЭПГ в малопримесной изоферроплатине из массивных хромитовых сегрегаций в дунитах были также обнаружены включения олово-сурьмяных туламинита $(Pt, Pd)_2(Fe, Sb, Sn)Cu$ и хонгшита (Pt, Pd) (Cu, Sn, Sb), геверсита $Pt(Sb, Bi)_2$, а также неназванных $(Pd, Pt, Cu)_3(Bi, Sb)$ и $Pt(Cu, Sb, Ni)_3$, являющихся, вероятно, новыми природными соединениями (Рудашевский и др., 1992).

Весьма разнообразной оказалась благороднометалльная минерализация во флогопит-магнетитовых клинопироксенитах и маломощных сульфидных линзах, локализованных в дунитах в непосредственной близости от даек клинопироксенитов юго-западной части массива. В области дренирования сульфидных линз и прожилков, сложенных пентландитом, халькопиритом, халькозином, борнитом и кубанитом, в россыпи вместе с малопримесной изоферроплатиной широко развиты моносульфиды ЭПГ, представленные куперитом, а также более сложными моносульфидами. Установлены они во многих зернах россыпной изоферроплатины в виде фрагментарных кайм (до 10 мкм и более) либо изометричных и линзовидных включений по границам зерен, а также в сростках с магнетитом, пентландитом и пирротином. В последнем случае минерал оказался существенно иридиевым (до 26 мас.% Ir), обогащенным Fe (до 20 мас.%) и Ni (до 18 мас.%).

В дунитах, вмещающих линзы и прожилки сульфидов, в изоферроплатине в виде изометричных и прожилковидных включений, а также тонких коррозионных каемок вокруг нее развиты сложные маланит $(CuPt_2S_4)$-купрородсит $(CuRh_2S_4)$-купроиридситовые $(CuIr_2S_4)$ и инаглиит $(PbCu_3Ir_8S_{16})$-кондеритовые $(PbCu_3Rh_8S_{16})$ сульфиды, ранее утвержденные в качестве новых минералов (Рудашевский и др., 1984, 1985). Большинство из проанализированных нами Cu-содержащих сложных сульфидов оказалось маланитами, иногда с повышенной концентрацией Rh и Ir (до 13,6 и 26,6 мас.% соответственно), а остальные представлены собственно купроиридситом (до 49 мас.% Ir), его новой предельно родистой (до 17,8 мас.% Rh) разновидностью, иридистым купрородситом (25,5 мас.% Ir) и впервые встреченной существенно платинистой (30,3 мас.% Pt) разновидностью последнего (см. рис. 7.5). Среди изученных нами Cu-Pb-содержащих сульфидов преобладают инаглиниты, предельно насыщенные родием (11,05–12,56 мас.% Rh), один представлен кондеритом, существенно менее иридиевым (20,12 мас.% Ir), чем ранее описанный в качестве нового минерала (Рудашевский и др., 1984), а два обогащены Pt (29,15–30,67 мас.%) и представляют собой новый

минерал – платиновый аналог инаглиита и кондерита – $Pb_{0,78-0,89}Cu_{3,13-3,33}Ir_{1,99-2,06}Rh_{1,87-1,91}Pt_{3,17-3,29}S_{16}$ (см. рис. 7.5). Подобно последним микротвердость этого сульфида 412–435 кг/мм^2 (Некрасов и др., 1995).

В поле развития тех же флогопит-магнетитовых клинопироксенитов наряду с преобладающей кубической малопримесной изоферроплатиной относительно широко развиты замещающие ее тетраферроплатина, туламиниты и хонгшиты. Из них наиболее стабильным составом отличается тетраферроплатина, иногда содержащая лишь незначительную примесь Cu (до 3 мас.%) и Ni (до 1,5 мас.%). Менее выдержан состав туламинитов, которые при почти неизменной концентрации Pt обнаруживают значительные вариации Fe (8,5–13,0 мас.%) и Cu (12,8–8,8 мас.%). В редких же обособленных выделениях туламинита в ассоциации с борнитом в нем устанавливаются неравномерно распределенные Ni (до 3,5 мас.%) и Ir (до 2,5 мас.%) с обогащением ими краев зерен. Но особенно изменчивы составы хонгшитов. Даже в пределах одних и тех же реакционных кайм по изоферроплатине они представлены как крайними, так и промежуточными членами гипотетического изоморфного ряда Pt (Cu, Fe)–Pd (Cu, Fe), а в округлых самостоятельных зернах концентрически-зонального строения их состав варьирует (от периферии к центру) от сложного твердого раствора (Pt, Pd) (Cu, Fe) до PdCu – впервые обнаруженного палладиевого аналога хонгшита.

В россыпи также найдены оловосодержащая разность хонгшита (мас.%: 69,3 Pt; 12,8 Pd; 9,7 Cu; 7,2 Sn; сумма – 99,0), более насыщенная Sn, чем ранее описанная (Рудашевский и др., 1992), и сложный золотосодержащий сульфид (мас.%: 52,47 Pd; 11,53 Au; 4,94 Ag; 15,64 Bi; 8,46 Pb; 0,69 Ni; 7,34 S; сумма – 101,07) с обобщенной формулой $(Pd, Au, Ag, Ni)_{10}(Bi, Pb)_2S_4$. Он слагает прерывистую реакционную кайму вокруг неоднородного по составу хонгшитового зерна и мог сформироваться, как показывают эксперименты, в системах Au-Ag-S и Au-Bi-S (Некрасов и др., 1991) лишь при сравнительно низкой температуре 200–350 °С и исключительно высокой активности сульфидной серы (f_{S_2} порядка 10^{-2}–10^{-3} Па). В пределах этой же каймы нами обнаружен еще один новый минерал – германид палладия, отвечающий формуле Pd_2Ge (мас.%: 75,62 Pd; 1,12 Ag; 23,89 Ge; сумма – 100,63).

В сложных арсенидах палладия и платины, возникших синхронно золотообразованию, несмотря на значительные колебания в содержании всех компонентов, целочисленные отношения Pd (или Pd+Pt+Ag) к сумме As, Bi и Sb в большинстве минералов оказались близкими к 3/1, аналогично гуанглиниту (Флейшер, 1990). К ним относится большая часть антимонидвисмутарсенидов. Исключение составляют два антимонидарсенида, два висмутарсенида и оба висмуттеллурарсенида. Один из первых удовлетворительно рассчитался на формулу изомертиита – $(Pd_{9,66}Pt_{1,34})_{11}(Sb_{2,18}As_{1,73}Te_{0,05})_{3,97}$. Близок ему по химическому составу и второй антимонидарсенид, однако расчет его анализа дал несколько иной результат – $(Pd_{9,59}Pt_{0,10}Ag_{0,31})_{10}(Sb_{1,43}As_{1,41}Bi_{0,11}Te_{0,04})_{2,99}$. Сходным с гуанглинитом оказался один из висмуттеллурарсенидов $(Pd_{3,89}Pt_{0,09}Ag_{0,02})_4(Bi_{0,16}Sb_{0,09}Te_{0,31}As_{0,40})_{0,96}$ Остальные висмутарсениды, судя по составу и катионно-анионному отношению, варьирующему от 7/2 до 9/2, близки арсенопалладиниту (Флейшер, 1990). Большинство сложных арсенидов Pd и Pt образует мелкие обособленные включения в изоферроплатине, палладистом аналоге хонгшита и палладисто-медистом золоте, где обычна их ассоциация с соболевскитом и другими висмутидами и антимонидвисмутидами палладия, образующими иногда агрегаты до 90 мкм. Реже наблюдаются они в ассоциации со сперрилитом.

Относительно редко встречаются висмутиды, антимонидвисмутиды и антимониды палладия, представленные минералами соболевскит-садбериитового ряда. Из них мелкие включения (10–25 мкм) соболевскита, близкие по стехиометрии к PdBi, развиты преимущественно в медистом золоте и реже встречаются в изоферроплатине. Многие зерна висмутидов зональны – краевая часть обогащена палладием вплоть до Pd_3Bi. Висмутин обнаружен нами и в виде индивидуальных включений в медистом золоте, в котором также присутствуют редкие выделения фрудита ($PdBi_2$). Несколько мелких зерен (до 25 мкм) садбериита (PdSb) найдены в сростке с соболевскитом и фазой $Pd_3(Bi,Sb)$, включенными в золото, в котором здесь же иногда присутствуют кристаллы самородной сурьмы размером 10–15 мм.

Ограниченно развиты инсизваит ($PtBi_2$) и висмутплюмбид палладия. Обнаружен он нами в медистом золоте, где образует включения размером 5–15 мкм. Химический состав этого нового, повидимому, соединения (мас.%: 57,52 Pd; 34,71 Pb; 7,02 Bi; 1,2 Pt; сумма – 100,45) отвечает формуле $(Pd_{7,91}Pt_{0,09})_8(Pb_{2,47}Bi_{0,50})_{2,97}$. Редкие включения в медистом золоте слагает звягинцевит $(Pd, Pt, Au)_3$ (Sn, Pb).

Минералы соболевскит (PdBi)-котульскитового (PdTe) ряда также распространены ограниченно. При этом благодаря полному изоморфизму между Te и Bi даже в одном и том же вмещающем минерале (медистом золоте или изоферроплатине) могут присутствовать включения двух или трех фаз, существенно различающихся между собой по составу и относящихся при взаимозамене Te и Bi к минералам, промежуточным между соболевскитом и котульскитом. К образованиям котульскит (PdTe)-садбериитового (PdSb) ряда относится, очевидно, безвисмутовая фаза с высокой концентрацией Sb (мас.%: 42,42 Pd; 0,57 Ag; 15,64 Sb; 38,81 Te; сумма –

98,31), которая, возможно, является новым минералом – $Pd(Sb_{0,31}Te_{0,75})_{1,06}$.

К более распространенным соединениям, чем соболевскит-котульскитовые, относится найденый нами Bi-Te-палладинит. Представлен он мелкими включениями (10–15 мкм) в борните и низкопробном золоте. Этот минерал характеризуется тонкой зональностью с вариациями 2–3 мас.% Pd и 0,5–1,5 мас.% остальных элементов. При этом отдельные индивиды Bi-Te-палладинита разложены с образованием двух-трех фаз, одна из которых обычно принадлежит Pd-оксиду, а две другие идентифицированы как Bi_3Te и самородный висмут. Соединение Bi_3Te образует и самостоятельные листоватые скопления размером до 0,5 мм. В агрегатах же с высокопробным золотом Bi_3Te отлагался позднее и цементирует его выделения. Встречены также графические микропрорастания высокопробного золота и самородного висмута, который вне золотин переходит в монокристалл Bi и микросростки такого же золота с $(BiPb)_3Te$.

Несколько более распространены собственно станниды платины и палладия, образующие в большинстве случаев мелкие (15–60 мкм) включения в медистом золоте, туламините и изоферроплатине. По химическому составу они могут быть подразделены на три группы. Первая характеризуется полным отсутствием Cu и незначительной примесью Sb (до 1 мас.%). Сумма Pt и Pd составляет до 82 мас.%, содержание Sn – около 17 мас.%, а состав в целом пересчитывается на формулу рустенбургита – $(Pt, Pd)_3Sn$. Вторую группу станнидов образуют многокомпонентные высокомедистые (до 14 мас.% Cu) сплавы системы Pt-Pd-Sn-Cu-Fe. В качестве примеси в них присутствуют Ni (до 0,4 мас.%) и Bi (до 1,3 мас.%). Для соединений этой группы характерны существенные вариации содержания Sn (9–16,5 мас.%) при относительно постоянной сумме Pt+Pd (68–72 мас.%) и почти неизменном присутствии Fe (до 5,8 мас.%). Ассоциируют эти фазы с соболевскитом и палладисто-медистым золотом. К третьей группе станнидов можно отнести высокопалладистые твердые растворы хонгшитового типа.

Завершают процесс минералообразования ЭПГ их оксидные и гидроксидные соединения, большая часть которых является продуктом низкотемпературных процессов, но частично может иметь и относительно высокотемпературную природу, сформировавшись при взаимодействии постмагматических растворов с минералами ЭПГ раннемагматического этапа. В большинстве случаев оксиды и гидроксиды развивались по включениям в изоферроплатине туламинита и хонгшита. Поэтому кроме Pt в них много Fe и Cu. Значительно реже в россыпях встречаются оксиды и гидроксиды Pd, Os, Rh и Ir. Из них гидроксид Pd покрывает тонкой пленкой палладиевый хонгшит, а гидроксиды Ir, Os и Rh частично замещают ирарсит-холлингвортит, сложные моносульфиды и другие минералы ЭПГ (Некрасов и др., 1994).

Исключительно разнообразна золотая минерализация Кондерского массива. Судя по результатам многочисленных микрозондовых анализов, она представлена как более обычным самородным и серебросодержащим золотом, так и его медистыми, медисто-палладиевыми и медисто-платиновыми разновидностями, крайне редко встречающимися в природе (Новгородова, 1983, 1994). Соединения золота с другими металлами на Кондерском месторождении можно подразделить на две обширные совокупности, различающиеся по соотношению Au, Cu, Ag, Pd и Pt.

Первая группа твердых растворов охватывает соединения на основе Au и Cu, которые представлены фазами, относящимися к Au-Cu, Au-Cu-(Pd, Pt) и Au-Cu-(Ag) системам, и слагают пластинчатые и веретенообразные тонкие вростки в высокопробном серебросодержащем золоте либо являются минералом-хозяином, вмещающим близкие по форме микровыделения серебросодержащего золота. Наряду с самостоятельными зернами оба типа срастаний медистого и самородного золота встречаются в виде зональных кайм вокруг кристаллов платины и, реже, других минералов (см. рис. 7.5). Выборка по медистому золоту характеризуется бимодальным распределением меди, отражающим высокую частоту встречаемости купроаурида (Au_3Cu), отсутствующего в других природных ассоциациях медистого золота (Мурзин и др., 1987; Новгородова, 1983; Сазонов и др., 1994), и тетрааурикуприда (AuCu) при колебании содержания Cu в золоте от 6,89 до 24,99 мас.%. Лишь в одном зерне установлена фаза с содержанием меди 44,27 мас.%, что соответствует аурикуприду (Cu_3Au), который совместно с AuCu более обычен в некоторых других проявлениях медистого золота, но при отсутствии купроаурида (Новгородова, 1983). В качестве примесного элемента в некоторых фазах медистого золота известно серебро (0,33–5,39 мас.%), замещающее медь при содержании ее в золоте менее 14 мас.%. В существенно более широком диапазоне составов ряда Au-Cu (8–25 мас.% Cu) устанавливаются примеси Pt (0,22–11,79 мас.%) и Pd (0,18–10,27 мас.%), которые присутствуют порознь либо совместно в переменных соотношениях. На диаграмме Ag(Pd, Pt)–CuAu обнаруживается принадлежность высоких концентраций Pd двум областям вблизи фигуративных точек составов AuCu и Au_3Cu. Повышенные же концентрации Pt присущи лишь AuCu, т. е. более медистым составам. Нами также обнаружены выделения безмедистого палладистого золота (мас.%: 94,32 Au; 2,58 Pd) по периферии сложного зерна палладисто-медистого золота с включениями звягинцевита $(Pd, Pt, Au)_3(Sn, Pb)$.

Вторую обширную группу природных соединений золота образуют его твердые растворы с сереб-

ром, содержание которого 1,71–62,73 мас.%. Это преимущественно убого- и низкомедистое (0,58–3,13 мас.% Cu) самородное золото умеренной и высокой пробы. Наряду с ним в неоднородных зернах иногда встречаются более богатые серебром Au-Ag-твердые растворы, близкие электруму и кюстелиту.

К самостоятельной группе золотых фаз можно отнести трехкомпонентные соединения с суммарным содержанием примеси меди (3–5 мас.%) и серебра (9–5 мас.%) порядка 10–12 мас.%, в которых также проявлена обратная зависимость между Cu и Ag. При еще более высоком уровне концентраций этой пары металлов в золоте исходные природные трехкомпонентные сплавы должны были быть, согласно экспериментам (Некрасов и др., 1991), при температуре ниже 370–410 °С неустойчивыми и распадаться на Au–Cu–(Ag)- и Au–Ag–(Cu)-фазы. Подсчет их соотношения в отдельных типичных сростках с характерными структурами распада, а также взаимная позиция таких фаз на диаграмме Ag–Cu–Au показывают, что поле составов исходных сплавов Au, Ag и Cu, претерпевших распад в результате посткристаллизационного снижения температуры и длительного природного старения, задавалось следующими концентрациями компонентов: Au – от 51–55 до 72–75, Ag – от 5–8 до 20–22 и Cu – от 12–14 до 32–35 ат.%.

Помимо охарактеризованных выше тесных срастаний медистого и серебросодержащего золота в гетерогенных золотинах и золотой присыпке на кубических зернах платины в кондерской россыпи нередко встречается и высокопробное, почти беспримесное пленочное золото на окатанных платиновых самородках. Там же иногда попадаются индивидуальные зерна золота с высокопробными (до 990) краями и более низкопробным (750–820) центром. В обоих случаях высокопробное золото образовалось, видимо, в россыпи и было обусловлено, предположительно, различной растворимостью Ag и Au в грунтовых водах (Некрасов и др., 1994). Обнаружены также золотины с высокопробным ядром и низкопробной периферией (вплоть до электрума) и, возможно, генетически связанные с кислыми породами краевых зон Кондерского массива.

Аналогичная акцессорная минерализация известна в Феклистовском дунит-клинопироксенитовом массиве, сопровождаемом обширным ареалом шлиховой и россыпной золотоносности (Некрасов и др., 1991, 1993; Иванов и др., 1995; В.В. Иванов и др., 1991 г.; В.В. Иванов и др., 1993 г.; и др.).

Месторождения железа–титана–фосфора в анортозитах

Модельный тип описан по работам (Sang, Shin, 1981; Косыгин, Кулиш, 1984; Force, 1986; Nokleberg et al., 2003). Месторождения этого типа представле-

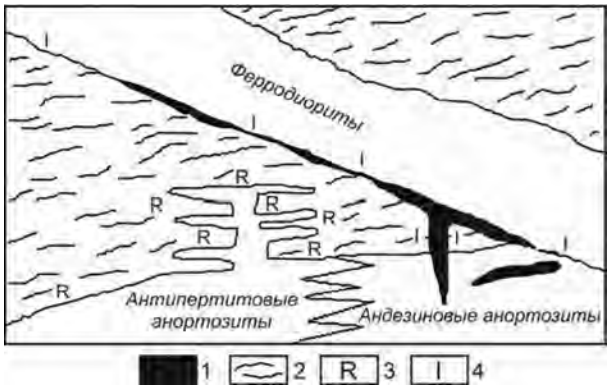


Рис. 7.6. Схематический разрез типичного месторождения железа–титана–фосфора в автономных анортозитах (Force, 1986).

1 – массивные ильменит-апатитовые руды; 2 – вмещающие породы (метаморфиты гранулитовой фации); 3 – рассеянная рутиловая минерализация; 4 – рассеянная ильменитовая минерализация

ны залежами ильменита и/или рутила в гранулитовых метаморфических террейнах, интрудированных анортозит-ферродиоритовыми массивами (рис. 7.6). Рутиловая минерализация преобладает в случае ассоциации с андезиновыми анортозитами, в которых андезин характеризуется антипертитовыми текстурами. Ильменит-апатитовая минерализация более характерна для месторождений, ассоциирующих с ферродиоритовыми интрузивными породами. Последние обычно моложе анортозитов. Среди магматических пород, помимо щелочных анортозитов и ферродиоритов, могут присутствовать габбро, пироксениты, дуниты, сиениты, щелочные граниты и иногда манжериты. Главные минералы месторождения – апатит, титаномагнетит и ильменит, которые встречаются в виде: 1) вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации вдоль границ анортозитовых массивов, как в самих массивах, так и во вмещающих породах, 2) конкордантных линзообразных залежей в нижних частях ферродиоритовых тел, 3) обогащенных апатитом (нельсонитом) жил, распространяющихся вдоль тектонически ослабленных зон как в интрузивных массивах, так и во вмещающих их породах. В подчиненном количестве отмечаются ильменит, шпинель и магнетит. Характерна обратно пропорциональная зависимость между количеством ильменита и рутила, с одной стороны, и магнетита и шпинели, с другой.

Дальний Восток России – одна из крупнейших анортозитовых провинций мира. Здесь широко распространены крупные массивы анортозитов, которые в виде прерывистой цепочки кулисообразно расположенных тел протягиваются с востока на запад более чем на 2000 км от истоков р. Алдома до междуречья Мама–Большая Чуя (рис. 7.7).

Месторождения железа–титана–фосфора в анортозитах Джугджура

Месторождения железа, титана и фосфора в анортозитах установлены в Зейском и Джанинско-Маймаканском районах Джугджуро-Становой зоны (Карсаков и др., 1977; Октябрьский и др., 1984; Соляник, 1982). Рудоносные анортозитовые массивы в большинстве своем располагаются в зоне Станового разлома и приурочены к тектоническим блокам архейских пород, интрудируют и метаморфизуют их. Наиболее крупные массивы отчетливо зональны. Их центральные части сложены главным образом анортозитами и лабрадоритами с редкими полосовидными шлирами габбро, норитов и габбро-анортозитов. Ближе к периферии массивов меланократовых пород заметно больше, и они чаще чередуются друг с другом и лейкократовыми породами. Краевые части массивов сложены часто переслаивающимися габбро, габбро-норитами, габбро-сиенитами, пироксенитами, габбро-анортозитами, норитовыми анортозитами и лейкократовыми анортозитами. Всем массивам свойственна фосфатно-железо-титановая минерализация.

По химическим и минералогическим особенностям анортозитовые массивы подразделены на три типа: лабрадоровый, андезиновый и «щелочных» анортозитов (Панских, 1987). Они различаются между собой металлогенической специализацией. К лабрадоровому типу отнесен Лантарский массив, в котором промышленных концентраций полезных ископаемых не установлено, кроме небольших линз медно-никелевых кобальтсодержащих руд и мелких проявлений титаномагнетит-ильменитовых.

Большинство анортозитовых массивов Дальнего Востока относится к андезиновому типу. Лабрадориты в них присутствуют в подчиненном количестве, преобладают андезиниты, оливиновые габброиды и габбро-сиениты, с которыми генетически связаны многочисленные апатит-ильменит-титаномагнетитовые рудопроявления, сопряженные с Геранским анортозитовым массивом. Здесь выявлено несколько десятков проявлений комплексных апатитовых, медно-никелевых и редкоземельных руд (рис. 7.8).

Месторождение Богидэ (рис. 7.9) представлено серией сближенных пластов и линз, слагающих крупную залежь мощностью 50–300 м и протяженностью до 12 км. Залежь имеет сложное строение и характеризуется частым чередованием слоев и линз с рудной минерализацией различной интенсивности. Главными полезными компонентами являются титаномагнетит, магнетит, ильменит и апатит, относительно равномерно распределенные в породах или образующие в них маломощные (до 15 м) слои и жилы (?) сплошных ильменит-апатит-титаномагнетитовых руд. Титаномагнетит представлен ксеноморфными зернами (0,2–3,0 мм) и их сростками пятнистой, линзовидной и полосообразной формы. Границы

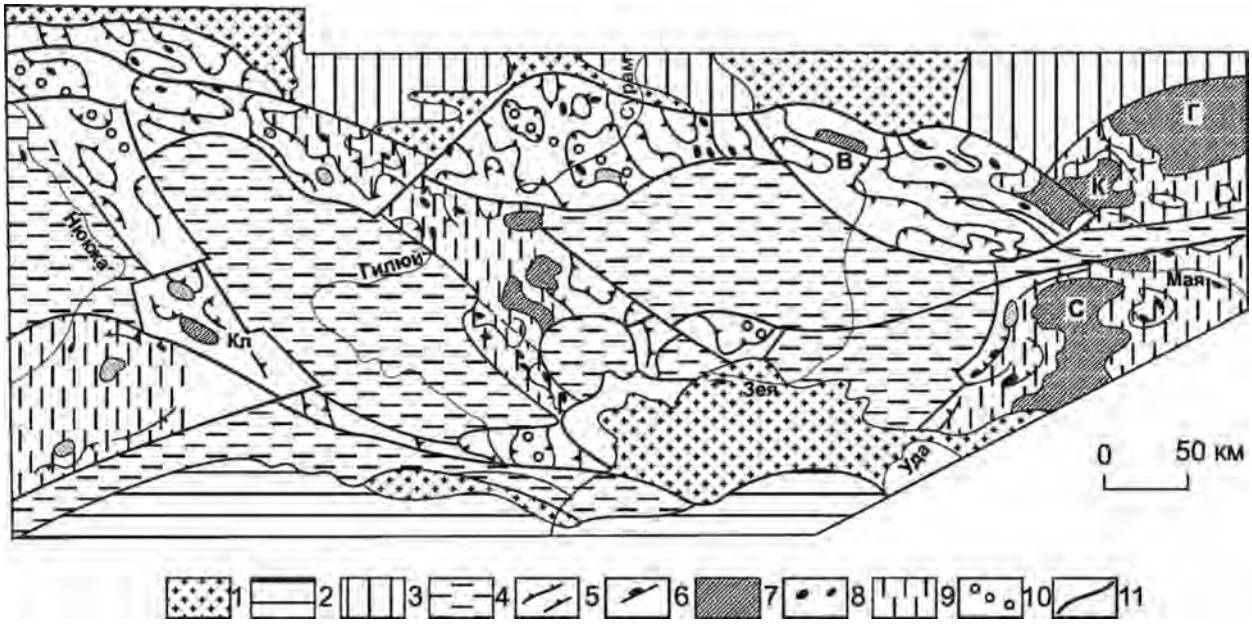


Рис. 7.7. Положение габбро-анортозитовой формации в раннеархейской структуре Становой складчатой системы, по Б.Л. Годзевичу (1987).

1 – мезозойские и кайнозойские впадины; 2 – Монголо-Охотская складчатая система; 3 – Алданский кристаллический массив; 4–11 – Становая складчатая система: 4 – верхний архей, 5 – раннеархейское основание с указанием преобладающего простирания и падения метаморфических толщ, 6 – раннеархейские гранитоиды, 7 – массивы раннеархейских габброидов, анортозитов, ультрамафитов (В – Верхне-Ундытканский, К – Кун-Маньенский, Г – Геранский, С – Сехтагский, Кл – Каларский), 8 – места скопления малых тел тех же пород, 9 – своды раннеархейских антиклинориев, 10 – оси раннеархейских синклинориев, 11 – разломы

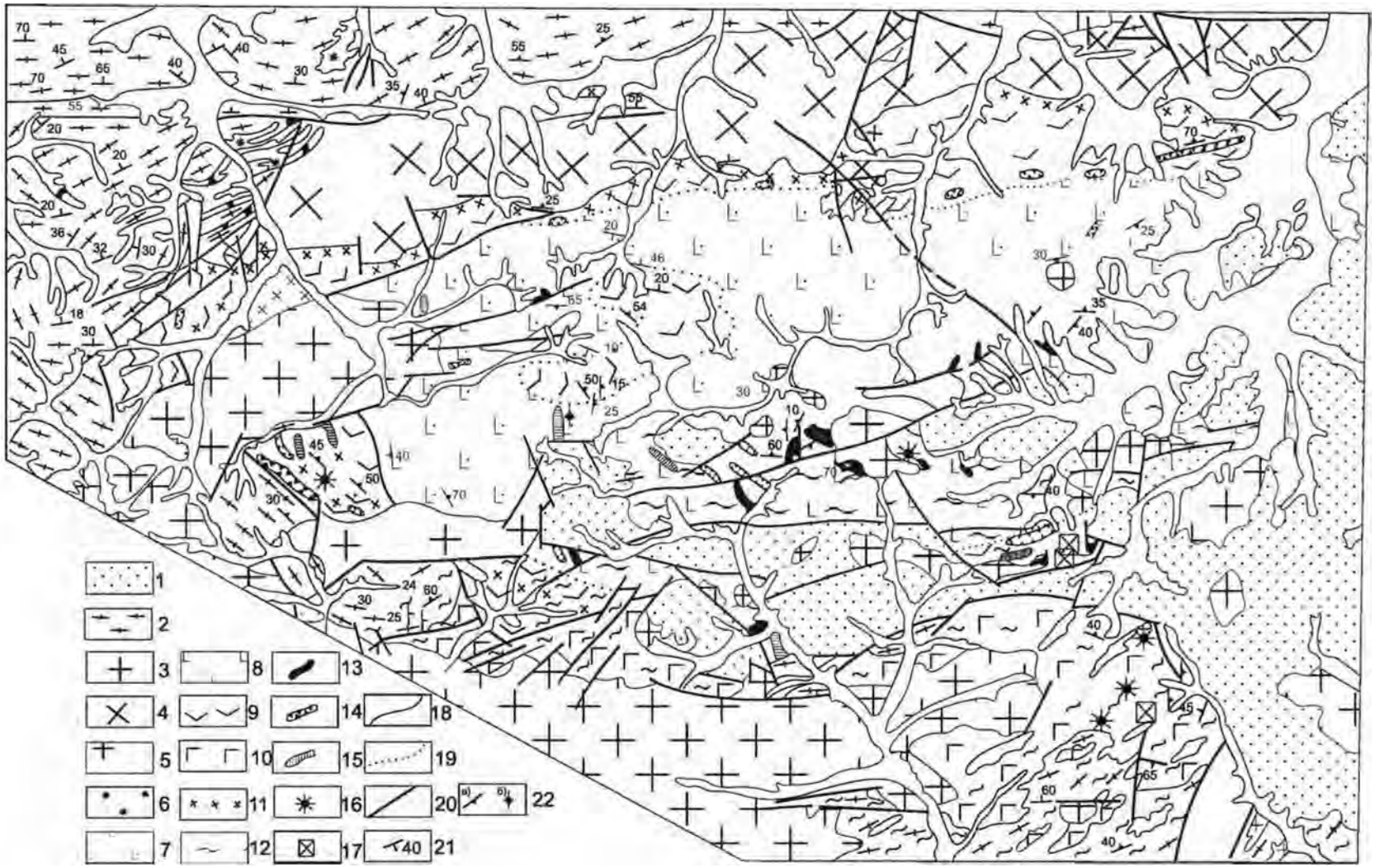


Рис. 7.8. Схема геологического строения Геранского анортозитового массива, по Е.А. Панских (1987).

1 – мезо-кайнозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования; 2 – архейские гнейсы и кристаллические сланцы; 3 – мезозойские и палеозойские гранитоиды; 4 – протерозойские субщелочные граниты; 5 – раннепротерозойские гнейсовидные плагиограниты; 6 – архейские биотитовые и аляскитовые граниты; 7 – лабрадориты; 8 – андезиниты и олигоклазиты; 9 – переслаивание анортозитов, габбро-анортозитов, габбро-норитов, норитов, оливиновых пироксенитов; 10 – амфиболиты, габбро-амфиболиты, амфиболизированные габбро, пироксениты; 11 – участки кремне-калиевого метасоматоза; 12 – зоны рассланцевания; 13 – сплошные комплексные апатитовые руды; 14 – вкрапленные комплексные апатитовые руды; 15 – рудные пироксениты; 16 – рудопроявления циркония и редких земель; 17 – проявления медно-никелевых руд; 18 – геологические границы; 19 – границы фациальных разновидностей пород; 20 – разломы; 21 – элементы залегания вмещающих пород; 22 – ориентировка первичной полосчатости пород анортозитовой ассоциации (а – наклонная, б – горизонтальная)

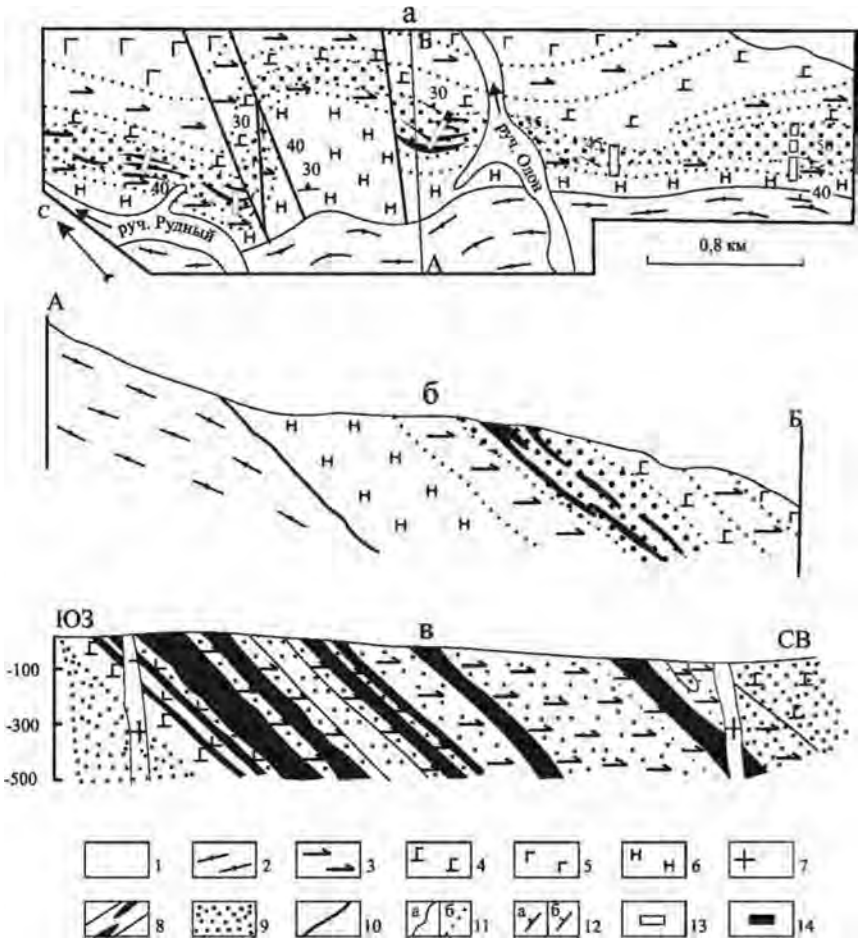


Рис. 7.9. Схематический геологический план (а), разрез (б) и детальный разрез центральной части (в) месторождения Богидэ (по В.В. Гаврилову и Е.А. Панских, 1984 г.).

1 – аллювиальные отложения (Q); 2 – гнейсы и кристаллические сланцы (AR); 3–9 – древнеджугджурский анортозитовый комплекс: 3 – анортозиты, 4 – габбро-анортозиты и габбро-нориты, 5 – габбро и габбро-нориты, 6 – нориты и норитовые анортозиты, 7 – гранодиорит-порфиры (только на разрезе), 8 – вкрапленные и пятнистые ильменит-апатит-титаномагнетитовые руды с линзами сплошных руд (на разрезе), 9 – рассеянная вкрапленность апатита; 10 – тектонические нарушения; 11 – геологические границы: а – разновозрастных образований, б – фациальных переходов одновозрастных пород; 12 – элементы залеганий: а – первичной полосчатости, б – гнейсовидности; 13 – линии магистральных канав; 14 – места отбора лабораторных технологических проб

зерен четкие, ровные, но формы их не соответствуют октаэдру. Титаномагнетиты этого месторождения характеризуются сложными структурами распада твердого раствора шпинели и ильменита в магнетите. Содержание железа в рудах меняется от 21,9 до 39,1 %, составляя в среднем 29,6 %, и находится в прямой корреляционной зависимости от титана. Прогнозные ресурсы вкрапленных титаномагнетитсодержащих руд месторождения составляют около 1800 млн т. Технологические исследования показали, что из таких руд возможно получение титаномагнетитового концентрата, содержащего 51,3–53,1 % железа при его извлечении 49,7–81,8 %.

Джанинское месторождение находится в южной части Геранского габбро-анортозитового массива. Представлено оно крупным штоком и двумя телами пластообразной формы, сложенными рудными пироксенитами, габбро-пироксенитами и габбро. Строение рудных тел простое и сравнительно однородное. Главными полезными компонентами их являются титаномагнетит, магнетит, ильменит и апатит. Ввиду небольших содержаний титаномагнетита и ильменита рудные базиты и ультрабазиты относятся к категории бедных вкрапленных руд. Наземной магниторазведкой они отчетливо оконтуриваются положительными аномалиями по изолинии 2 тыс. гамм с экстремумами до 50 тыс. гамм. Титаномагне-

тит и магнетит представлены мелкими (0,2–1,0 мм) изометричными и полигональными зернами или их сростками (до 0,4–1,0 мм). Большей частью они равномерно распределены среди породообразующих минералов, реже концентрируются в тонкие (от долей миллиметра до 5–8 см) слойки, содержащие 50–90 % железо-титановых минералов. В большинстве случаев титаномагнетит характеризуется сравнительно грубыми пластинчатыми (до 0,03–0,6 мм), реже изометричными (0,1–0,3 мм) структурами распада твердого раствора шпинели и ильменита в магнетите. Содержания железа в бороздовых пробах этих руд 32,7–34,7 %. Технологические исследования единичных проб показали, что из таких руд возможно получение титаномагнетитовых концентратов, содержащих 34,6–56,5 % железа при его извлечении 25–40 %. Низкое извлечение железа в концентрат обусловлено тем, что до 50 % его входит в состав магнезиальных силикатов. Прогнозные ресурсы месторождения около 1200 млн т руды.

Гаюмское месторождение расположено в центральной части Геранского массива. Представлено оно крутопадающими (65–90°) жило-, дайко- и столбообразными телами сплошных, пятнистых и вкрапленных апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд. Серии сближенных рудных тел мощностью 15–123 м и протяженностью 100–980 м образуют три зоны: Западную, Центральную и Восточную. Главными железосодержащими минералами являются магнетит, титаномагнетит, ильменит. Титаномагнетит и магнетит представлены изометричными ксеноморфными, реже гипидиоморфными зернами размером 0,1–10 мм (в среднем 1–5 мм), обычно со сложными и тонкими (эмульсионными, сетчатыми, пертитоподобными) структурами распада твердого раствора шпинели в магнетите. Изредка отмечаются зерна с грубыми пластинчатыми и линзовидно-пластинчатыми структурами распада (0,02–0,05×0,2–0,3 мм). Ильменит, кроме вростков в титаномагнетите, образует крупные (0,1–10 мм) гипидиоморфные зерна с ясно выраженным двойниковым строением. Содержание железа в рудах меняется от 22 до 45,6 %, составляя в среднем 35–40 %. Технологические исследования показали, что из руд Гаюмского месторождения возможно получение высококачественных титаномагнетитовых концентратов, содержащих 58,7–66,2 % железа при его извлечении 57–83,5 % и выходе до 60,2 %. Прогнозные ресурсы месторождения 870 млн т руды.

Маймаканское месторождение расположено в восточной части Геранского массива. Представлено оно пятью крупными пластообразными залежами вкрапленных апатит-титаномагнетит-ильменитовых руд и серией мелких линз и жил сплошных руд. Главные железосодержащие минералы – магнетит и титаномагнетит (5–30 %), а также ильменит. Титаномагнетит и магнетит в рудах наблюдаются в виде мелких (от долей миллиметра до 1–3 мм) ксеноморфных зерен часто со сложными пластинчатыми и решетчатыми структурами распада твердого раствора шпинели и ильменита в магнетите. Магнетит чаще присутствует в метаморфизованных рудах, залегающих вблизи гранитоидных интрузий раннемелового возраста. Содержание железа в рудах очень неравномерное (4,5–40 %, в среднем 17–18 %). Технологические исследования трех проб показали возможность получения из них титаномагнетитовых концентратов, содержащих 49,6–56,3 % железа при низком (23–33 %) его извлечении. Технологические испытания сплошных руд не проводились. Прогнозные ресурсы месторождения оцениваются в 940 млн т.

Медно-никелевая минерализация Геранского массива представлена рассеянной вкрапленностью пирротина, пентландита, халькопирита и пирита в основании расслоенного комплекса габброидов. На месторождении Богидэ в рудном горизонте выявлена линза сплошных пирротин-пентландитовых руд. Зоны сульфидизации линзовидные, приурочены к габбро-норитам и их меланократовым разностям и залегают согласно с расслоенностью габброидов.

Массивы габброидов и пироксенитов (иногда в ассоциации с мангеритами и чарнокитами) Маймаканского, Джанинского, и Гаюмского апатит-ильменит-титаномагнетитовых рудопроявлений (Ленников, 1968; Соляник, 1982; Соляник, Вржосек, 1977) сложены преимущественно гортонолитом и феррогортонолитом ($f_{общ.}$ = 50–85 %), авгитом и ферроавгитом ($f_{общ.}$ = 38–69 %), плагиоклазом № 33–53, ильменитом, титаномагнетитом и фторапатитом (1,8–2,23 мас.% F; 0,05–0,5 мас.% Cl). В последнем фотолюминесцентным анализом (аналитик А.М. Портнов, ВИМС) установлены европий, церий и самарий (Соляник, 1982), что обычно свойственно апатитам из щелочно-габброидных пород. Рудные минералы образуют редкую и густую вкрапленность в перидотитах, оливиновых пироксенитах, габбро-пироксенитах и меланократовых оливиновых габброидах, с которыми тесно ассоциируют линзы и жилы апатит-ильменитовых и апатит-ильменит-титаномагнетитовых пород и нельсонитов, содержащих от 9 до 30 % P_2O_5. Последние встречаются также в пироксеновых и анхимономинеральных анортозитах, вмещающих меланократовые габброиды и пироксениты (Ленников, 1968).

Как это свойственно североамериканским железо-титановым месторождениям (Kolker, 1982; Philpotts, 1967), соотношение рудный минерал (ильменит и титаномагнетит)–апатит в большинстве пород месторождений Богидэ, Маймаканского, Джанинского и Гаюмского оказывается сходным и примерно равным отношению 2/1, приближаясь к эвтектическим составам в этой системе, установленным экспери-

ментально (Philpotts, 1967). В ходе дальнейшей дифференциации при достижении в силикатных расплавах содержания рудноапатитовых компонентов более 40 % происходило, возможно, макрорасслоение (ликвация), приведшее в итоге к образованию самостоятельных порций рудноапатитовых расплавов, из которых затем кристаллизовались нельсониты. Их составы на диаграмме рудный минерал–апатит образуют второе самостоятельное поле, в котором их соотношение изменяется от 4/1 до 4/5, что также примерно отвечает пропорциям в отликвировавшем рудноапатитовом расплаве, установленном экспериментально (Philpotts, 1967).

Согласно химическим анализам железо-титановых минералов, вкрапленных и массивных апатит-ильменит-титаномагнетитовых пород (Ленников, 1968, 1979; Соляник, 1982) титаномагнетит в большинстве из них обладает повышенной титанистостью (до 68,3 % U_{sp}) и значительным содержанием V_2O_5 (0,30–0,93 мас.%), а ильменит обнаруживает довольно высокую окисленность (до 12,9 % Hem). Сформировались они, судя по диаграмме Баддингтона–Линдсли (Линдсли, 1969), при 920–1075 °С и $f_{O_2} = 10^{-12,5}$–$10^{10,5}$ (Ленников, 1968, 1979; Соляник, 1982).

В сходной геологической обстановке обнаружены апатитовые рудопроявления в Сехтагском (Чогарском), Баладекском и Каларском анортозитовых массивах (Гаврилов, 1983; Соляник, Октябрьский, 1986; Шабашев, 1980).

Каларский анортозитовый массив относится к андезиновому типу. Он представляет собой выходы анортозитов и ассоциирующих с ними габброидов, вытянутые в субширотном направлении, площадью около 1500 км^2 (рис. 7.10). Наиболее крупные его фрагменты образуют Куранахскую (северную) и Имангакитскую (южную) ветви. Наиболее перспективные в промышленном отношении объекты магнетит-ильменитового оруденения сконцентрированы в Куранахской ветви массива и представлены предварительно оцененным крупным месторождением Большой Сэйим и частично разведанным небольшим – Куранахским.

В геологическом строении *месторождения Большой Сэйим* (рис. 7.11) принимают участие позднеархейский габбро-анортозитовый комплекс, представленный в различной степени метаморфизованными и диафторированными разностями габброидов, норитов и пироксенитов. Подчиненное развитие имеет позднеархейский («древнестановой») гранитоидный комплекс, протерозойские образования (?) ультраосновного состава и рыхлые четвертичные отложения. В целом месторождение Большой Сэйим представлено единым штокообразным рудным телом, выходы которого на поверхность близки по форме к подковообразно изогнутой ленте. «Ветви» тела имеют северо-западную ориентировку (320–345°) с падением на юго-запад под углами 70–85° и обладают грубой симметрией. К юго-востоку простирание «ветвей» изменяется на северо-восточное, с падением на юго-восток под углами 60–75°. Общая площадь оруденелых пород около 1 км^2.

Восточная зона представляет собой крутопадающую линзообразную залежь с азимутом простирания 345° и падением на юго-запад под углами 70–75°. Средняя мощность ее 220 м, уменьшающаяся в северо-западном направлении с 300 до 150 м. По простиранию залежь прослежена горными выработками на 1000 м, а по данным магниторазведки ее протяженность 1450 м. Пострудными нарушениями залежь разбита на три блока, ступенчато приподнятых друг относительно друга в северо-западном направлении. В плане блоки смещены относительно друг друга на 30–70 м. По результатам бурения на глубину до 467 м мощность ее практически не меняется. В строении Восточной залежи принимают участие вкрапленные руды с содержанием TiO_2 5–8 %, слагающие основной ее объем (67 %), массивные и вкрапленно-гнездовые руды с содержанием TiO_2 более 8 %, развитые среди вкрапленных руд в виде ветвящихся жил мощностью 10–160 м (21 % от общего объема), руды с убогим содержанием (TiO_2 менее 5 %) в виде линз мощностью 10–76 м (12 % от общего объема). Содержание TiO_2 по пересечениям меняется от 7,31 до 11,48 % при среднем 8,45 %. По поверхностным горным выработкам среднее содержание TiO_2 8,44 %, а по скважинам – 8,72 %. Средние содержания попутных компонентов составляют: железа общего – 17,98 %, железа магнетитового – 3,73 %, пятиокиси ванадия – 0,1 % и пятиокиси фосфора – 1,46 %.

Западная зона представляет собой залежь с азимутом простирания 320° и падением на юго-запад под углами 75–85°. Висячий бок залежи ограничен контактом с лейкократовыми габброидами и плагиогранито-гнейсами. В лежачем боку граница залежи устанавливается по данным опробования, так же как по простиранию. Протяженность зоны 550 м. На глубину Западная зона по данным геофизики распространяется на 700 м. Средняя мощность залежи 161 м. В строении зоны принимают участие вкрапленные руды (65 %), массивные и вкрапленно-гнездовые руды (15 %), а также породы с убогим оруденением (20 %). Массивные и вкрапленно-гнездовые руды преимущественно развиты вдоль висячего бока залежи. Распределение TiO_2 аналогично Восточной залежи. Содержание его в частных пробах от 5 до 25,59 %, в среднем 8,32 %. Средние содержания попутных компонентов составляют: железа общего- 17,73 %, железа магнетитового – 3,58 %, V_2O_5 – 0,1 % и P_2O_5 – 1,03 %.

По обеим рудным зонам подсчитаны запасы категории C_2 и прогнозные ресурсы категории P_1 как

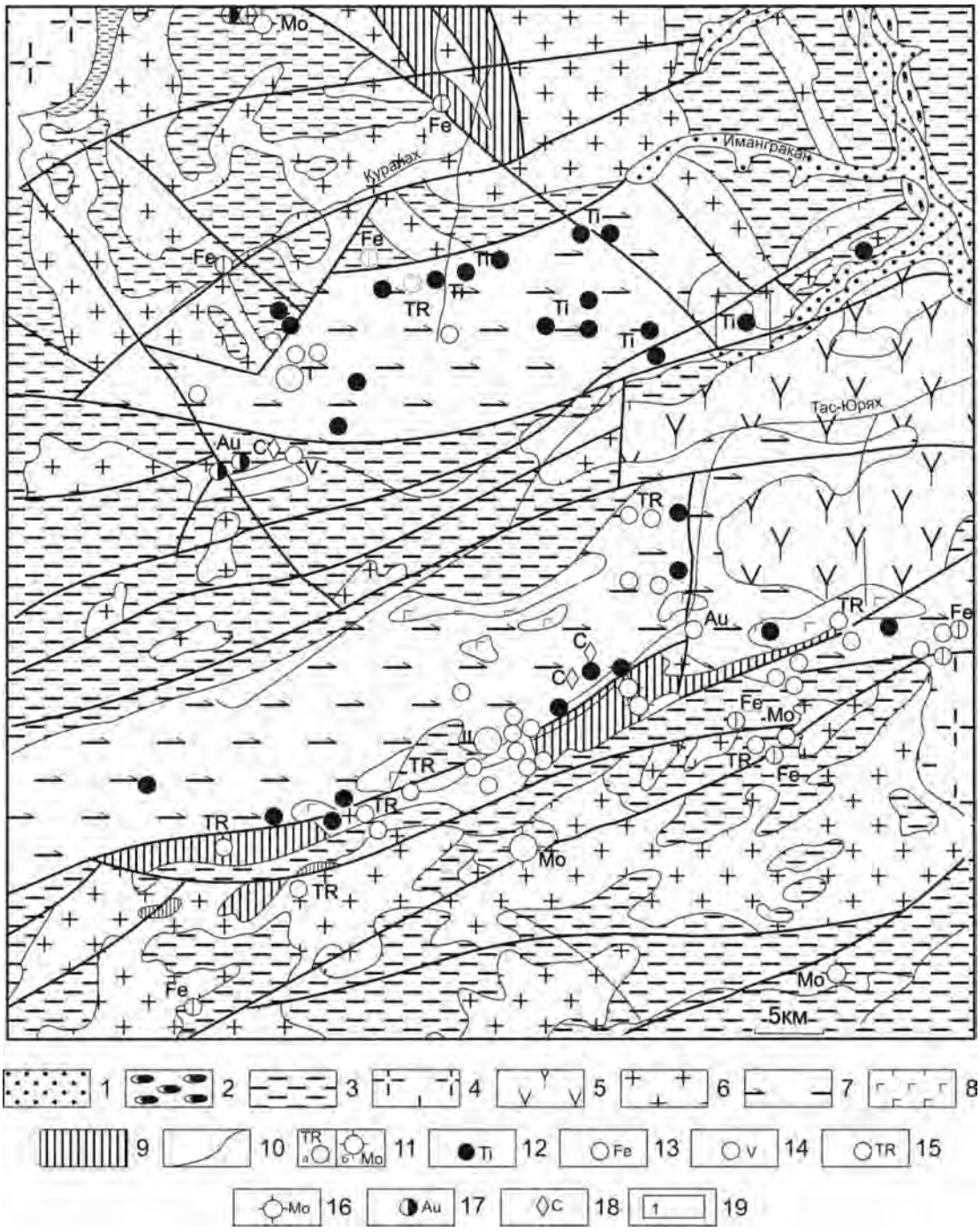


Рис. 7.10. Геологическая карта Каларского рудного района.

1 – современные и верхнечетвертичные аллювиальные отложения; 2 – среднечетвертичные ледниковые отложения; 3 – архейские гнейсы и кристаллосланцы; 4 – протерозойские гранитоиды кодарского комплекса; 5 – протерозойские сиениты и граносиениты тасского комплекса; 6 – архейские гранитоиды; 7–9 – олекма-каларский габбро-анортозитовый комплекс: 7 – анортозиты, 8 – габбро, 9 – диафториты; 10 – разрывные нарушения; 11 – непромышленные месторождения: а – редких земель (I – Куранахское; II – Тас-Юряхское), б – молибдена (Онок); 12–18 – рудопроявления: 12 – титана, 13 – железа, 14 – ванадия, 15 – редких земель, 16 – молибдена, 17 – золота, 18 – графита, 19 – перспективные объекты для разведки титановых руд

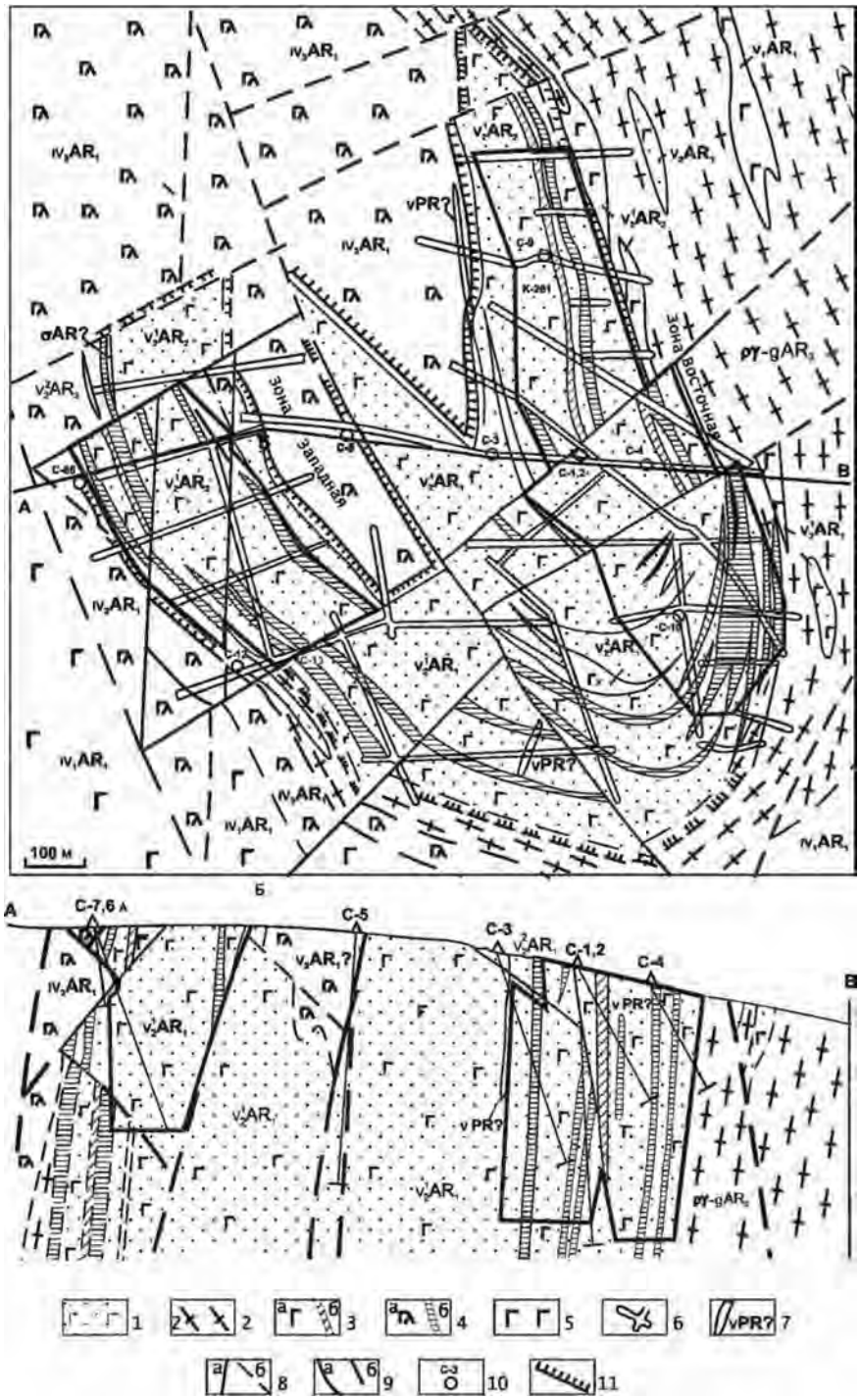


Рис. 7.11. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения Большой Сэйим (по: Роганов, Карсаков, 1991).

1, 2 – нижний архей: 1 – кристаллические сланцы основного состава (двупироксеновые, роговообманково-двупироксеновые), 2 – плагиогнейсы двупироксеновые, гранат-гиперстеновые и гранатовые гранат-силлиманитовые гранулиты, плагиогранито-гнейсы; 3–7 – раннеархейские интрузивные образования: 3–5 – сэйимский комплекс габброидов (3 – меланократовые метагабброиды и метапироксениты (а) и их рудные разновидности (б), 4 – мезократовые, реже лейкократовые метагабброиды (а) и их рудные разновидности (б), 5 – габбро-анортозитовый комплекс (каларский): крупнозернистые мезо- и лейкогаббро), 6 – канавы; 7 – жилы раннепротерозойских слюдяных кортландитов и пироксенитов; 8 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 9 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – скважины и их номера; 11 – границы рудных зон

диоксида титана, так и перечисленных выше попутных компонентов. По суммарным запасам и прогнозным ресурсам диоксида титана месторождение относится к уникальным месторождениям титана с рядовыми рудами. Руды представляют собой агрегат рудных минералов, представленных ильменитом и магнетитом, апатитом и нерудными минералами. Основная ценность руд определяется наличием ильменита, магнетита и отчасти апатита. Ильменит и магнетит присутствуют в руде в количестве от 10–15 до 89,6 %. Среднее содержание магнетита в рудах составляет 9–9,8 % (или 33,3–34,8 отн. %), ильменита – 18–18,6 % (или 66,7–65,2 %). Доля наиболее ценного компонента – ильменита изменяется от 46 до 97 отн. %, составляя в среднем около 66 % от суммы рудных минералов. Количество апатита в единичных случаях достигает 30 %, составляя в среднем 2,5 %.

В результате исследований, проведенных ДВИМСом на шести пробах массой от 80 до 600 кг, разработаны принципиальные технологические схемы обогащения руд месторождения. Для руд с низким содержанием фосфора (менее 2 % пятиокиси фосфора) разработана схема с выделением товарного железо-ванадиевого концентрата мокрой магнитной сепарацией и ильменитового концентрата – концентрацией на столах с последующей доводкой его электрической сепарацией (магнитно-гравитационно-электрическая схема). Для руд с повышенным содержанием апатита схема обогащения включает мокрую магнитную сепарацию, последовательную флотацию ильменита и магнетита из немагнитного продукта и доводку флотационного ильменитового концентрата электромагнитной и электрической сепарацией (магнитно-флотационно-электрическая схема).

В результате лабораторно-технологических исследований доказана возможность получения из руд железо-ванадиевого, ильменитового и апатитового концентратов с высокой степенью извлекаемости полезных компонентов. Магнетитовый (железо-ванадиевый) концентрат может быть получен мокрой магнитной сепарацией в две стадии с начальной крупностью дробления 0,5 + 0,2 мм и конечной – 0,08 + 0,044 мм. Представлен он на 95–98 % зернами магнетита с тонкими структурами распада ильменита и шпинели. В небольших количествах присутствует ильменит в сростках с магнетитом. Содержание железа в концентрате составляет 60,6–67,2 %, диоксида титана – 2,92–5,05 %, пятиокиси ванадия – 0,62–0,87 %, пятиокиси фосфора – 0,04–0,1 %, серы – 0,06–0,07 %. Магнетитовый концентрат соответствует требованиям к сырью для доменной плавки, производства агломерата и окатышей. Полученные концентраты аналогичны железо-ванадиевым концентратам Качканарского ГОКа (Урал).

Ильменитовые концентраты, получаемые концентрацией на столах, с последующей электрической сепарацией, или флотацией, с последующей электромагнитной и электрической сепарацией, на 90–98 % состоят из ильменита. Содержание TiO_2 в концентратах изменяется от 44,2 до 49,9 %, железа общего – от 34,4 до 38,1 %, серы – 0,32–0,5 %, P_2O_5 – 0,01–0,1 %. Из полезных примесей в ильменитовом концентрате отмечен ванадий (до 0,26 %).

Апатитовый концентрат можно получать путем флотации немагнитного продукта мокрой магнитной сепарацией. Он представлен на 95–97 % апатитом, остальное составляют амфиболы, слюды и гидроокислы железа. Содержание P_2O_5 40,35 % при извлечении 79 %. На основании лабораторно-технологических исследований руды месторождения Большой Сэйим отнесены к легкообогатимым, с выходом концентратов 19,8–43,4 % и извлечением TiO_2 до 77,8–80,5 %, железа общего – до 47,6–67,8 %, V_2O_5 – до 63–96 % и P_2O_5 – до 89 %.

ОЛОВОНОСНЫЕ МИАРОЛОВЫЕ ГРАНИТЫ

Все исследователи оловоносности Северо-Востока России подчеркивали специфичность этих оловоносных пород, выделяя их в особый тип или подтип. Так, Б.Л. Флеров (1976) относил эти объекты к типу «сингенетичных (миароловых) пегматитов», а А.В. Зильберминц и В.Н. Лабутин (Оловоносность…, 1973) рассматривали их в качестве «миаролитовых пегматитов» формации оловоносных пегматитов. Описание приводится по материалам этих исследователей, а также собственным наблюдениям (Родионов, 2001). Оловоносные образования данного типа приурочены к апикальным частям позднемеловых плутонов лейкократовых гранитов тыловых зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Верхне-Оротуканский, Лево-Омсукчанский и др.).

В качестве примера можно привести наиболее известные миароловые граниты центральной части *Верхне-Оротуканского массива* позднемеловых лейкократовых биотитовых гранитов. Здесь на площади около 1 км^2 распространены небольшие пегматоидные миаролы изометричной (диаметром 1–5, реже 10–15 см), иногда линзовидной формы (длиной до 0,5–1 м при толщине десятки сантиметров). Нередко они окружены участками гранитов более меланократового состава. Миаролы сложены калиевыми полевыми шпатами (кристаллы до 1–3 см), пластинками биотита (до 1–2 см) и идиоморфными к центральным частям кристаллами (до 1 см) дымчатого кварца (почти мориона), иногда в срастаниях с мусковитом и турмалином (шерл). В ассоциации с кварцем нередко встречаются зерна арсенопирита и касситерита размерами в первые милиметры. В протолочках отмечены также зерна флюорита и фаялита. Границы миарол иногда извилистые, они четкие, но нерезкие.

Количество миарол варьирует от 1–2 до 10–15 на 10 м^2. Содержание олова на массу гранитов невелико и редко превышает 0,1 %. Рудное поле сопровождалось промышленными россыпями касситерита. С точки зрения большеобъемного оруденения данный тип минерализации не оценен.

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Модельный тип приводится по работам (Коваленко, Коваль, 1984; Рундквист, 1986; Nokleberg et al., 2003). Этот тип месторождений состоит из двух подтипов.

Первый подтип представлен редкометалльными сподумен-гранитными пегматитами, связанными с двуслюдяными гранитами. Месторождения пегматитов обычно локализуются в эндоконтактовых зонах гранитных интрузий, в 1–3 км от контакта, либо в их экзоконтактовой зоне среди вмещающих пород. Пегматитовые тела часто группируются в пояса, которые вытягиваются вдоль региональных разломов. Различаются два морфологических типа пегматитовых тел: а) вытянутые и устойчивые по морфологии жилы и жильные системы, б) единичные и небольшие жилы. Главные минералы – альбит, олигоклаз, сподумен, кварц, микроклин, мусковит, берилл, гельвин, колумбит-танталит, флюорит, турмалин, касситерит и циркон. Второстепенные минералы – различные сульфиды, включая пирит, молибденит, галенит и др. Для крупных пегматитовых тел характерна отчетливая минералогическая зональность от внешнего графического пегматита до центрального массивного микроклин-кварцевого пегматита.

Второй подтип представлен редкометалльными пегматитами, ассоциирующими в основном с известково-щелочными, литий-фтористыми лейкократовыми гранитами. Различаются три разновидности подобных пегматитов: а) Li-слюдяные, б) мусковитовые (мусковит-альбитовые) и в) мусковит-микроклиновые. Первые две разновидности – Ta-содержащие, а последняя содержит касситерит и вольфрамит. Li-слюдяные пегматиты содержат Ta-Nb минералы, касситерит, Li-слюды, кварц, альбит, микроклин, апатит, турмалин, топаз, берилл и другие минералы. Мусковит-альбитовые пегматиты содержат колумбит, танталит, кварц, альбит, микроклин и мусковит, а мусковит-микроклиновые включают касситерит, вольфрамит, кварц, микроклин и мусковит. Месторождения образуют тела в виде даек или линз длиной от нескольких метров до нескольких сотен метров и мощностью от 1 до 10 м. Li-Sn-Be пегматиты содержат Li-слюды, Ta и Sn-W минералы.

Редкометалльные пегматиты формируются в процессе внедрения заключительных магматических фаз постаккреционных интрузивов.

Месторождение Приискатель

Месторождение Приискатель приурочено к крупной антиклинальной складке (Лугов и др., 1972; Геология…, 1986; и др.) в блоке верхнепермских пород Оротуканского субтеррейна. В пегматитовом поле известно около 30 пегматитовых жил, приуроченных в основном к сколовым трещинам широтного простирания и разрывным – северо-западного, последние наиболее распространены. Обычно это неправильной формы тела небольшой (десятки–первые сотни метров) протяженности и мощности (первые метры). Выделяются две фазы формирования пегматитов: к ранней отнесены межпластовые линзы пегматитов малых размеров, к поздней – охарактеризованные выше секущие рудоносные пегматиты. Вероятно, синхронно с ранними пегматитами внедрилась и дайка лейкократовых гранитов (Комсомол), известная в северо-восточной части рудного поля. По геофизическим данным на глубине в несколько сот метров предполагается крупный гранитный массив, продуцировавший пегматитовые жилы. Рудные пегматиты имеют зональное строение: в зальбандах – аплитовая оторочка, затем зона апографического пегматита с редкой вкрапленностью касситерита и берилла, следующая зона блокового полевошпат-кварцевого пегматита слагает осевые части жил, в которых в виде секущего ядра обычно устанавливается кварцевая зона с гнездами касситерита, реже арсенопирита и леллингита. Помимо указанных минералов отмечаются колумбит и танталит. Из жильных минералов широко распространены микроклин, кварц, мусковит, альбит, реже сподумен. Содержание олова в рудах колеблется от 0,005 до 0,05 %, окиси бериллия – до 0,07 %, ниобия и тантала – до 0,048 и 0,018 % соответственно. K-Ar возраст пегматитов 116–134 млн лет (Оловоносность…, 1973). Ручьи, дренирующие пегматитовое поле, вмещают промышленные касситеритовые россыпи. Особенностью касситерита являются высокие концентрации Nb и Ta (Лугов и др., 1972; Флеров и др., 1982). Единичные пегматитовые оловоносные жилы известны в Чукотском террейне (бассейн р. Куйвивеем).

ФЛЮОРИТОВЫЕ ГРЕЙЗЕНЫ

Модельный тип описан по работе (Говоров, 1977). Флюоритовые грейзены представлены мелкозернистыми темно-фиолетовыми породами, состоящими из флюорита (от 63 до 66 %) и слюд, в основном мусковита (25 до 35 %), вместе с второстепенными флогопитом и другими минералами (в порядке понижения их относительного количества) – турмалином, селлаитом, касситеритом, топазом, сульфидами и кварцем. Месторождения связаны с Li-F гранитами S-типа, интрудирующими гнейсы (Корея)

или известняки и мраморы (Вознесенский район, Приморье). В последнем случае линзовидные и пламевидные рудные тела апокарбонатных грейзенов локализованы в известняках, интрудированных литий-фтористыми гранитами. В экзоконтактовой зоне интрузий могут также присутствовать мусковит-кварцевые пегматиты, молибденит-касситерит-диопсидовые, везувиан-диопсид-андрадитовые и скаполитовые скарны, сформированные до образования флюорит-слюдяных грейзенов. Редкий кварц и отсутствие парагенетического кальцита в апокарбонатных грейзенах предполагают чрезвычайно высокую активность фтора в растворах, обедненных кремнеземом. Примерами месторождений такого типа являются Вознесенское и Пограничное в Приморье.

Вознесенское редкометалльно-флюоритовое месторождение

Вознесенское редкометалльно-флюоритовое месторождение локализовано в нижнекембрийских битуминозных известняках ЮЗ крыла синклинали, осложненной антиклинальной складкой второго порядка, с простиранием 325–335°. С востока месторождение ограничивается согласно залегающими известняками и сланцами (рис. 7.12). Западная граница проходит по надвигу СЗ простирания с падением на ЮЗ под углами 35–65°. Слюдисто-флюоритовое оруденение залегает непосредственно под этим нарушением, как под экраном. Лейкократовые порфировидные редкометалльные граниты, прорывающие осадочные породы, слагают вытянутый интрузив, выходящий на северном фланге месторождения в виде узкой дайки. В центральной части месторождения граниты залегают на глубине 500 м, постепенно поднимаясь к южному флангу до глубины 100 м. Рудные тела на глубоких горизонтах пронизаны многочисленными апофизами интрузива, превращенными во флюоритизированные кварц-слюдяные и кварц-топазовые грейзены. Апикальные части интрузии также интенсивно грейзенизированы, а внутренние – альбитизированы. На месторождении много даек среднего и основного состава, образующих сложную разветвленную сеть (Андросов, Рязанцева, 1992).

Рудная зона месторождения вытянута согласно вмещающим известнякам в субмеридиональном направлении на протяжении 1,5 км при ширине до 500 м. В целом она представляет собой сочетание вертикальных столбообразных и пологих пластообразных залежей. Она расположена над гранитным массивом.

Поперечными дорудными разрывными нарушениями СВ и субширотного простирания вмещающие месторождение образования разбиты на три крупных блока (рис. 7.13), из которых центральный, наиболее рудоносный, вмещает мощное Главное рудное тело, представляющее собой вертикальный рудный столб, имеющий в плане эллипсоидальную форму, а в разрезе расширяющийся снизу вверх (рис. 7.14). В северном блоке расположены Восточная и Западная пластообразные залежи в экзоконтакте гранитного массива. Между флюоритовыми залежами и гранитами располагаются скарны со сфалеритом и магнетитом. Южный блок вмещает Южную апофизу – вертикальную залежь с грубопараллельными контактами и небольшим дугообразным изгибом на нижних горизонтах. На верхних горизонтах она усложняется пологими ответвлениями, резко выклинивающимися по падению. Границы всех рудных тел не четкие. Они проведены условно по содержанию CaF_2>20 %. В сторону вмещающих известняков руды сменяются флюоритизированными известняками (10–20 % CaF_2). Строение рудных тел сложное: собственно флюоритовые руды перемежаются с флюоритизированными в разной степени известняками и пересекаются многочисленными дайками среднего-основного состава и гранитными апофизами.

По текстурным особенностям среди флюоритовых руд выделяются массивные, очковые, брекчиевые, тонкополосчатые и сетчатые. Наиболее распространены массивные руды – мелко- и среднезернистые, темно- и светлоокрашенные. По минералогическому составу и структурно-текстурным особенностям выделено несколько типов руд: 1) апокарбонатные, 2) апоскарновые и 3) апобрекчиевые (Куприянова, Шпанов, 1997). Апокарбонатные руды наиболее распространены. На северном фланге и на глубоких горизонтах вблизи гранитного массива развиты апоскарновые руды. В центральной части Главного рудного тела присутствуют апобрекчиевые руды.

Апокарбонатные массивные и ячеистые руды – главный тип руд на месторождении. Они темно-серые, почти черные. Флюорит обособлен от слюд в виде округлых, несколько вытянутых зерен размером от долей миллиметра до 1–3 см. Содержание флюорита 60–20 %. Интерстиции зерен флюорита выполнены мелкозернистыми агрегатами Li-фенгита, фенгита и мусковита, часто встречаются альбит и турмалин, а также фенакит в виде ксеноморфных зерен, мелких призматических кристаллов и сноповидно-лучистых сростков размерами 0,1–0,3 мм, редко до 2 мм (Куприянова, Шпанов, 1997). На северном и южном окончаниях Главного рудного тела в интерстициях появляются эфесит (маргарит), кальцит, доломит и селлаит.

Апоскарновые тонкозернистые с сульфидами слюдисто-флюоритовые руды – светло-серые, зеленоватые, лиловатые роговикового облика. Структура их неправильно-пятнистая. Содержание флюорита в среднем около 35 %. Зерна флюорита до 0,01 мм и меньше образуют тесные взаимопрорастания со слюдами. В рудах повышены количества сульфидов,

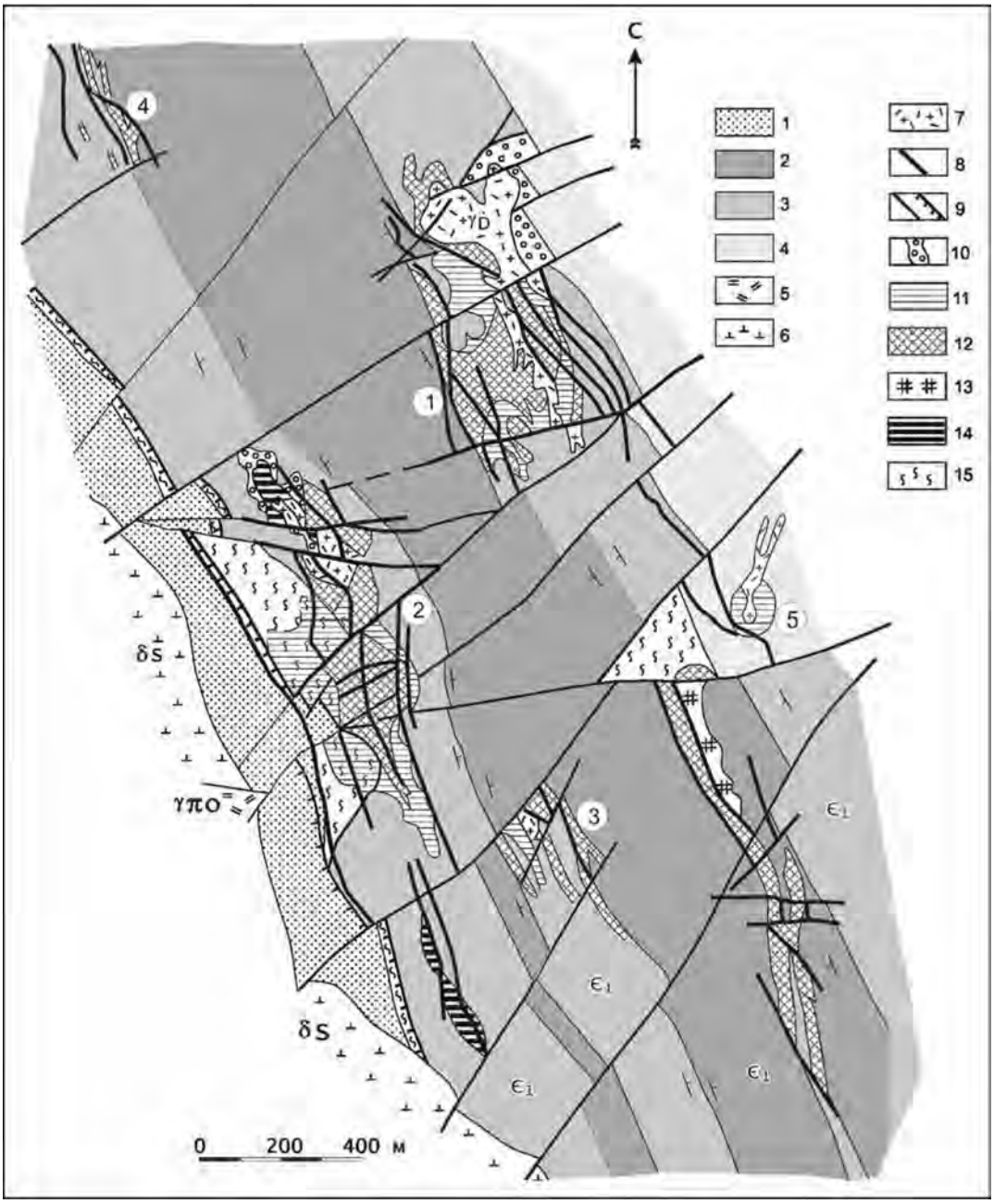


Рис. 7.12. Вознесенское рудное поле в плане (схематическое строение).

1 – алевролиты, 2 – кварц-серицитовые сланцы, 3 – известняки, 4 – графитистые сланцы, 5 – риолиты, 6 – силурийские диорит-монцониты, 7 – ордовикские грейзенизированные граниты, 8 – дайки среднего и основного состава, 9 – тектонические нарушения, 10 – скарны, 11 – флюоритизированные известняки, 12 – флюоритовые руды, 13 – зона кварц-топазовых прожилков с касситеритом и вольфрамитом, 14 – полиметаллические руды, 15 – тектониты.

Месторождения и проявления (цифры в кружках): 1 – Пограничное, 2 – Вознесенское, 3 – Лагерное, 4 – уч. Нагорный, 5 – уч. Овражный

которые образуют мелкую вкрапленность пирита, арсенопирита и сфалерита (Куприянова, Шпанов, 1997).

Апобрекчиевые руды с альбит-кварц-слюдяным цементом. Обломки в брекчиях представлены апокарбонатными и апоскарновыми рудами в количестве от единичных до 45 % объема. Размер их от долей до десятков сантиметров, они иногда удлинены по слоистости и ориентированы беспорядочно.

В составе руд выделяются три основные минеральные ассоциации: альбит-флюоритовая с прожилковыми и гнездовыми обособлениями флюорита;

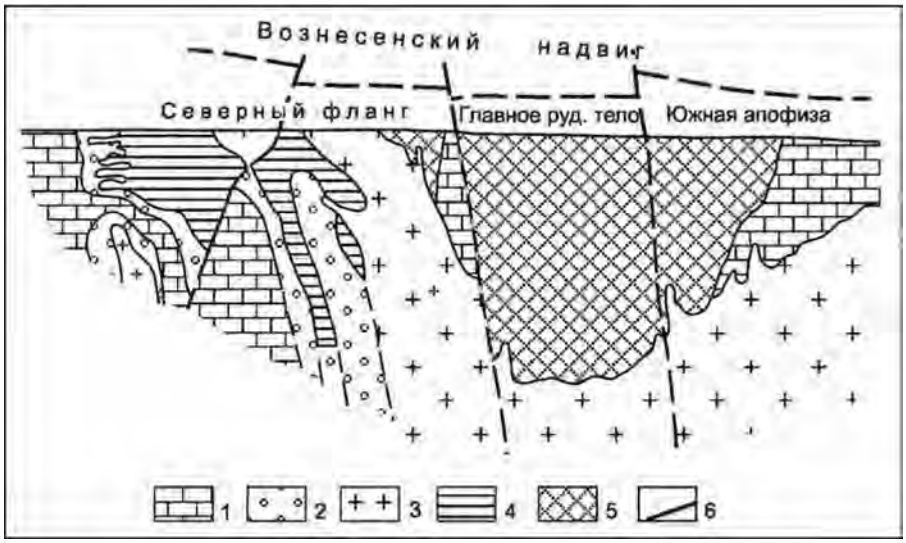


Рис. 7.13. Продольный схематический разрез Вознесенского месторождения с реконструкцией эродированной части.

1 – известняки, 2 – скарны, 3 – граниты, 4 – цинковые руды, 5 – флюоритовые руды, 6 – тектонические нарушения

мусковит-альбит-флюоритовая, широко распространенная в составе апобрекчиевых и апокарбонатных руд, и мусковит-флюоритовая, развитая в тех же разновидностях. Во многих случаях место мусковита занимают эфесит и лепидолит. Помимо упомянутых минералов в рудах есть турмалин, топаз, селлаит, кальцит, фенакит, реже хризоберилл, а на флангах рудных тел и эвклаз.

Анализ флюидных включений во флюоритах свидетельствует о сложных физико-химических условиях флюоритообразующего процесса. Рудообразование протекало в условиях постепенно снижающихся температур, а давление составляло 480–1330 бар. Гидротермальные растворы, отлагавшие флюорит, были преимущественно хлоридно-магнезиально-натровыми, иногда с хлоридами калия и железа: концентрация солей в растворах менялась – она уменьшалась с падением температуры образования флюоритов различных генераций. Особенность растворов, формировавших флюорит апокарбонатных руд, – наличие в них углекислоты (Бредихина, 1990).

Пограничное редкометалльно-флюоритовое месторождение

Пограничное редкометалльно-флюоритовое месторождение расположено в 1 км к северо-востоку от Вознесенского. Оно приурочено к восточному крылу той же синклинали и локализуется в известняках нижнего кембрия, согласно перекрытых сланцами (см. рис. 7.12). Осадочные породы прорваны редкометалльными аляскитовыми гранитами. Структурное положение Пограничного месторождения определяется пересечением крыла синклинали серией сбросо-сдвигов северо-восточного простирания. Границами месторождения служат: на западе – контакт известняков со сланцами, на севере – окончание гранитного массива, на востоке – Пограничный взброс, на юге – субширотное разрывное нарушение Южный сдвиг. Интрузив аляскитовых гранитов почти не эродирован и образует на поверхности узкий выход северо-западного простирания протяженностью 800 м при ширине 30–50 м в южной и 150–300 м в северной части месторождения. В поперечном разрезе он представляет собой крутой, несколько опрокинутый на северо-восток гребневидный апикальный выступ. Западный контакт интрузива с глубиной выполаживается до 30–40°, а восточный с глубины 100 м становится почти вертикальным. На глубине интрузив приобретает в плане изометрично-овальную форму. В северо-западном направлении он плавно погружается и прослежен до глубины 750–800 м.

Граниты до глубины 100–150 м превращены в разнообразные грейзены, ниже они сменяются грейзенизированными альбитизированными гранитами, с глубины 200–250 м переходящими в альбитизированные разности, а на глубинах свыше 600 м – в первичные биотит-протолитионитовые граниты. Грейзены представлены кварц-слюдяными, кварц-топазовыми, топаз-флюоритовыми и переходными между ними разностями. Много даек диоритовых порфиритов и долеритов, образующих три полосы преимущественно СЗ простирания.

На Пограничном месторождении представлены два типа редкометалльно-флюоритового оруденения: слюдисто-флюоритовый и топаз-флюоритовый (Рязанцева, Шкурко, 1992). Слюдисто-флюоритовое

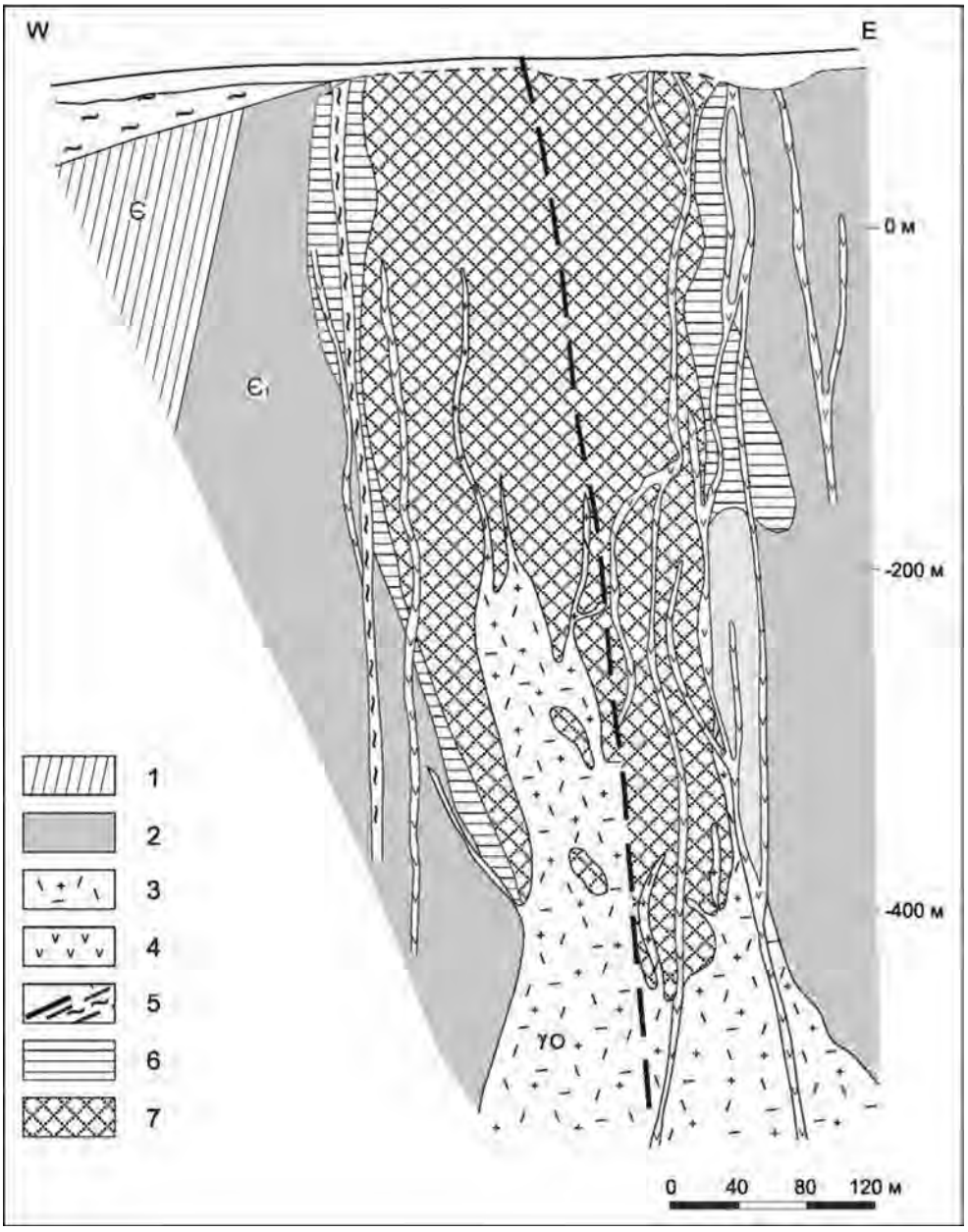


Рис. 7.14. Поперечный геологический разрез Главного рудного тела Вознесенского месторождения.

1 – сланцы, 2 – известняки, 3 – грейзенизированные граниты, 4 – дайки среднего и основного состава, 5 – тектонические нарушения и зоны, 6 – флюоритизированные известняки, 7 – флюоритовые руды

оруденение контролируется помимо разрывных нарушений контактом гранитного массива с известняками, а также относительно пологим – известняков с перекрывающими их сланцами. Более мелкие рудные тела контролируются зонами межпластовых срывов. Слюдисто-флюоритовые руды образуют сложные неправильные залежи, окаймляющие гранитный массив и выклинивающиеся по простиранию и падению (рис. 7.15). С удалением от контакта с интрузией залежи становятся пластообразными, в большинстве случаев согласными со слоистостью вмещающих известняков. Строение их сложное и характеризуется перемежаемостью флюоритовых руд, флюоритизированных известняков и известняков.

Выделены две основные залежи: небольшая Восточная и мощная Западная. Форма Восточной залежи зависит от морфологии поверхности гранитного массива, так как залежь целиком лежит на гранитах и ограничена глубиной 100 м. С этой глубины гранитный массив резко меняет пологий контакт на

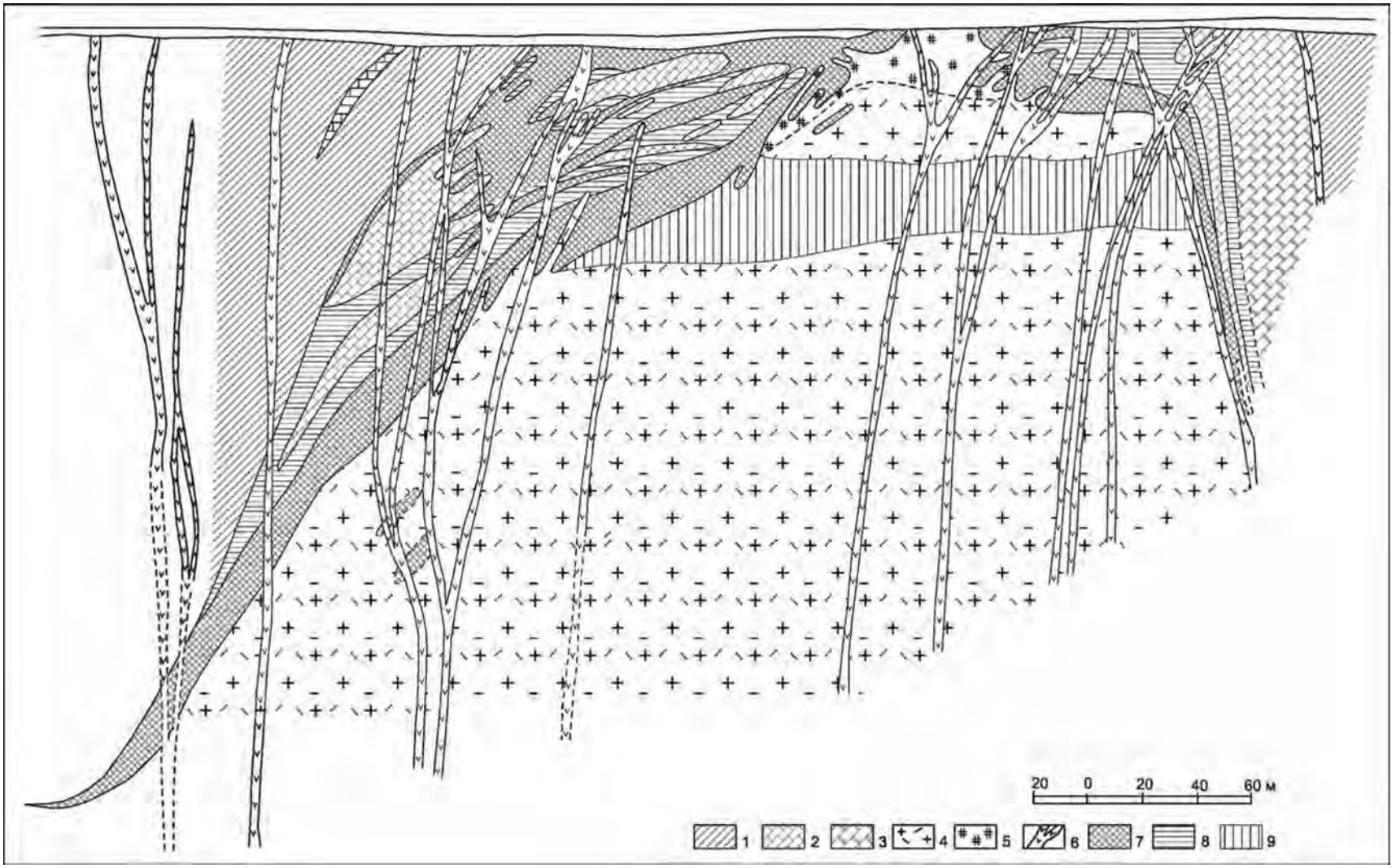


Рис. 7.15. Пограничное месторождение. Поперечный геологический разрез.

1 – сланцы, 2 – известняки, 3 – скарны и скарнированные известняки, 4 – альбитизированные граниты, 5 – кварц-топазовые грейзены, 6 – дайки среднего и основного состава, 7 – флюоритовые руды, 8 – флюоритизированные известняки, 9 – зона тантал-ниобиевой минерализации

вертикальный, и вдоль него руды нет. Западная залежь представляет собой сложное метасоматическое образование и протягивается на расстояние около 2 км. Она состоит из ряда полос флюоритовой руды, перемежающейся с обычными или флюоритизированными известняками, вытянутых в основном согласно со слоистостью известняков. В разрезе залежь разделяется на два тела – Приконтактовое и Подсланцевое. Приконтактовое тело локализовано на непосредственном контакте известняков с гранитным массивом и повторяет очертания контакта. У поверхности тело имеет раздувы, с глубиной мощность его значительно уменьшается, и в отдельных местах оно пережимается. На северном фланге месторождения Приконтактовое тело погружается в СЗ направлении до глубины 1000 м в сторону участка Нагорный, прослеживаясь на довольно значительное расстояние. На юге на глубине 120–150 м оно сливается с Подсланцевым телом, образуя единую залежь, постепенно выклинивающуюся по простиранию. Подсланцевое тело приурочено к контакту известняков со сланцами, локализуясь в известняках. Сланцы вблизи контакта флюоритизированы. Тело представляет собой сложное чередование тонких прослоев флюоритовой руды с флюоритизированными известняками.

Слюдисто-флюоритовым рудам Пограничного месторождения свойственны массивные, полосчатые, мелкоочковые, фестончато-полосчатые, псевдобрекчиевые текстуры и преимущественно субграфические структуры. На месторождении развиты апокарбонатные, апосиликатные (апогранитные) и апобрекчиевые типы руд (Куприянова, Шпанов, 1997).

Апокарбонатные руды, во многом сходны с таковыми на Вознесенском месторождении, но некоторая их часть отличается ритмично-полосчатой текстурой и тонкозернистой структурой. Полосчатость образована чередованием фиолетово-серых слюдисто-флюоритовых полосок мелкоячеистой текстуры (шириной 0,5–1,5 см, до 20 см) и белых непрозрачных полосок хризоберилл-слюдяного состава шириной 0,1–2 мм. Полоски имеют характерную волнисто-фестончатую форму. Слюды представлены мусковитом, эфеситом, а среди других минералов наиболее распространены турмалин, кальцит и встречаются сульфиды.

Апобрекчиевые руды очень характерны для месторождения. Обломки в них (0,5–10 см) сложены ячеистыми и ритмично-полосчатыми слюдисто-флюоритовыми рудами и почти белыми апогранитными грейзенами. Они часто удлиненные. Сцементированы обломки черным сильно углистым тонкозернистым (0,01–0,001 мм) материалом слюдисто-флюоритового состава. Количественные соотношения обломков и цемента сильно варьируют – от почти полного отсутствия цемента до его преобладания (Куприянова, Шпанов, 1997). В этих рудах в заметных количествах присутствуют скелетные кристаллы эвклаза размером до 1–1,5 см.

Апогранитные руды представлены топаз-флюоритовым типом. Они находятся в тесной пространственной и генетической связи со слюдисто-флюоритовыми. Топаз-флюоритовые руды представляют собой грейзены. Развитие грейзенизации сопровождалось интенсивным фтористым метасоматозом, охватившим как граниты, так и вмещающие их известняки и скарны. Топаз-флюоритовые руды образуют компактную залежь неправильной формы в гребневидном выступе гранитного интрузива (рис. 7.15). Она слегка вытянута по простиранию в СЗ направлении, на поверхность не выходит, сверху, а также с запада и востока окаймляется кварц-слюдистыми грейзенами, развитыми в эндоконтакте интрузива. В северном и южном направлениях топаз-флюоритовые грейзены постепенно сменяются бедными флюоритом кварц-топазовыми грейзенами и они же подстилают залежь. Нижняя и верхняя границы рудной зоны почти горизонтальны и совпадают с границами первичной блоковой кварц-микроклиновой зоны в интрузиве, сформировавшейся в процессе микроклинизации гранитов. В результате замещения этих пород и образовалась залежь топаз-флюоритовых грейзенов. Топаз-флюоритовые руды белые с фиолетовым оттенком, тонкозернистые, массивные, с полосчатой, фестончатой или блоковой текстурой. Главные минералы руд – флюорит, топаз и кварц, часто диаспор и пирофиллит. Слюд крайне мало, иногда отмечаются касситерит, вольфрамит и колумбит. Флюорит образует гнезда неправильной формы, вкрапленность и прожилки. Он фиолетовый разных оттенков, иногда белый полупрозрачный и светло-коричневый. Флюорит также тесно ассоциирует с топазом, в его зернах включены тонкие иголочки топаза, в то же время он обрамляет в виде оторочек агрегаты волокнистого и игольчатого топаза. Количество флюорита в рудной залежи убывает от центра к периферии.

Распространенные в Вознесенском и Пограничном месторождениях гранитоиды представлены двумя разновидностями – биотитовыми и биотит-протолитионитовыми гранитами.

Биотитовые граниты среднезернистые, часто порфировидные турмалинсодержащие, слагающие небольшие (8–12 км^2) дискордантные массивы трещинного типа, вытянутые согласно простиранию складчатых структур. Вмещающие породы на контакте с гранитами изменены: известняки мраморизованы, скарнированы, иногда флюоритизированы, а терригенные ороговикованы и турмалинизированы. Биотитовыми гранитами сложено три крупных интрузива и ряд более мелких за пределами рассматриваемых месторождений флюорита – Ярославский,

Чихезский и Первомайский. Радиологический Rb-Sr и Sm-Nd возраст гранитов 450 млн лет (Рязанцева и др., 1994; Belyatsky et al., 1999).

Лейкократовые биотит-протолитионитовые граниты, так же как и биотитовые, слагают небольшие тела трещинного типа, апикальные части которых интенсивно грейзенизированы. По геофизическим данным, подтвержденным отдельными скважинами до глубины 700–800 м, небольшие штокообразные интрузивы гранитов – Вознесенский и Пограничный – это лишь выступы более крупного гранитного массива, представленного уникальными литий-фтористыми разностями с протолитионитом, лепидолитом и топазом. С автометасоматическим этапом связаны процессы интенсивной альбитизации, ранней грейзенизации (топазизации) и формирование танталовой (танталит-колумбит-стрюверит) и частично оловянной (ранний касситерит) минерализации. Поздний этап изменений обусловлен развитием поздней интенсивной грейзенизации вдоль ослабленных зон, наложенной на ранее измененные граниты. С этим процессом связано образование тонкозернистых топаз-кварцевых, мусковит-кварцевых и флюорит-топаз-кварцевых грейзенов по гранитам (местами обогащенным поздним касситеритом-II и вольфрамитом). Поздней грейзенизации подвержены и породы, вмещающие граниты: по известнякам образованы грейзены, представляющие собой своеобразные слюдисто-флюоритовые породы. Rb-Sr и Sm-Nd возраст этих гранитов 440–450 млн лет (Belyatsky et al., 1999).

ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВЫЕ ГРЕЙЗЕНЫ, ШТОКВЕРКИ И КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ

Этот тип месторождений характеризуется преимущественно вкрапленной, прожилково-вкрапленной и жильно-прожилковой оловянной и оловянно-вольфрамовой минерализацией в грейзенизированных лейкократовых гранитах. Рудные тела представлены штокверками, линзами, столбообразными телами и рудоносными брекчиями. Граниты в основном биотитовые и (или) мусковитовые, обогащенные фтором. Главные рудные минералы – касситерит, вольфрамит, арсенопирит и шеелит, реже молибденит, берилл и пирит. Ассоциирующие минералы – халькопирит, Bi-минералы, а также редкие галенит, станнин и сфалерит.

Тигриное олово-вольфрам-редкометалльное месторождение

Тигриное месторождение расположено в Арминском рудном районе Приморского края, на периферии крупного сводового поднятия (Волчанская и др., 1971; Родионов и др., 1984; Герасимов и др., 1988, 1990) (рис. 7.16, а). Месторождение локализовано в небольшом куполе, осложняющем «материнский» свод, и приурочено к апикальной части массива гранитоидов (рис. 7.16, б), локализованного на пересечении Центрального Сихотэ-Алинского и Тигринского разломов и прорывающего терригенные породы мелового возраста (валанжина), смятые в крупные складки. Магматические породы месторождения представлены интрузивными и субвулканическими разностями, слагающими серии даек и небольших штоков, отнесенных (Родионов, Родионова, 1980) к единому вулкано-плутоническому комплексу. Среди них преобладают риолит- и гранит-порфиры, а также в разной степени грейзенизированные лейкократовые граниты, слагающие сложное штокообразное тело и серию даек (рис. 7.17). По периферии рудного поля распространены дайки догранитных онгориолитов и монцонитоидов (порфиритов), а в его центральной части – пострудных оливиновых базальтов.

Верхняя часть рудоносного интрузива представлена двумя штоками – Малым и Большим. В Малом штоке выделены среднезернистые порфировидные протолитионитовые с циннвальдитом (эндоконтактовая зона) и циннвальдитовые с протолитионитом граниты (Коростелев и др., 1990; Родионов, Родионова, 1980; Родионов и др., 1984; Руб и др., 1986, 1991, 1998; Gonevchuk et al., 1998; Belyatsky et al., 1998; и др.).

Трубообразное в плане близкое к овальному тело штока, погружающееся на юг под углами 30–50°, осложнено апофизами, имеющими в основном близмеридиональное (согласное с простиранием рудоносной структуры) и близширотное направление. С южного фланга шток оконтурен краевыми пегматитами – штокшайдерами, мощность которых здесь достигает 6 м. К северу мощность штокшайдера уменьшается до выклинивания. Обломки роговиков в эндоконтакте штока, окруженные оторочкой мелкозернистых альбититов, свидетельствуют об активном внедрении расплава. Ассоциирующие с гранитами риолит-порфиры сформировались до становления штока, и их дайки без существенного смещения рассекаются дайками – апофизами гранитов.

До глубины примерно 200 м шток слагают среднезернистые (порфировидные) протолитионитовые и протолитионит-циннвальдитовые граниты, по-видимому, фациально замещающие друг друга. Глубже появляются резко порфировидные со светло-розовым циннвальдитом граниты (в порфировых выделениях горошковидный кварц; основная масса тонкокристаллическая). К контакту этих разностей приурочены пегматоидные граниты, а также сильно окварцованные породы и кварциты, рассматривавшиеся некоторыми исследователями как ликвационные «силекситы» (Ручкин и др., 1986). Над порфиро-

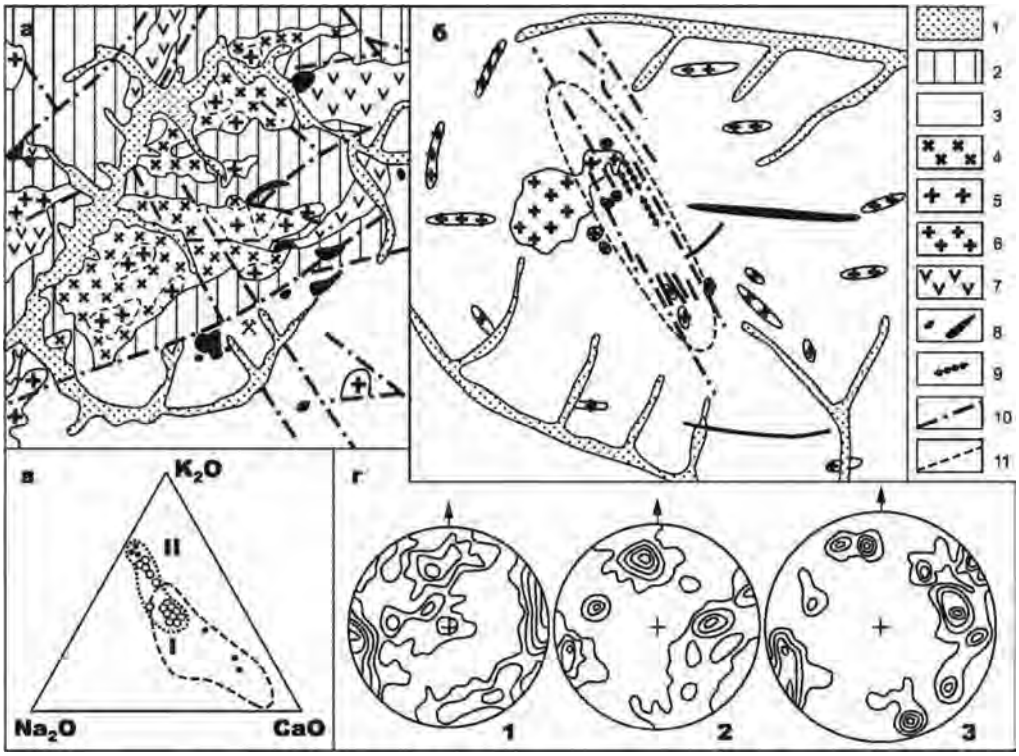


Рис. 7.16. Месторождение Тигриное (Родионов и др., 1984):

а – положение месторождения (показано скрещенными молотками) в структуре Тигриного сводового поднятия; б – геолого-структурная схема месторождения; в – соотношение щелочей и кальция в породах Излучинского массива (светлые кружки, I – ранняя фаза, II – заключительная фаза) и Тигриного штока (темные кружки); г – ориентировка основных структурных элементов месторождения (1 – трещиноватость в осадочных породах, 2 – то же в породах штока, 3 – кварц-касситеритовые прожилки).

1 – аллювий; 2 – вулканогенно-кремнисто-терригенные породы; 3 – терригенные породы; 4, 5 – породы Излучинского массива: 4 – гранодиориты, 5 – граниты; 6 – гранит-порфиры Тигриного штока; 7 – эффузивы среднего состава; 8 – интрузивы среднего состава; 9 – дайки разного состава; 10 – разломы; 11 – контуры штокверковой зоны

видными гранитами в вышерасположенных среднезернистых локализовано в основном главное оловоносное грейзеновое тело – залежь Тигренок.

Главный шток (рис. 7.18) расположен примерно в 120 м к западу от Малого. В промежутке между ними выходят роговики, которые при приближении к этому штоку интенсивно окварцованы, в то время как у контакта с Малым в них обильна вкрапленность сидерофиллита и циннвальдита.

Породы Главного штока могут быть отнесены к субвулканической разности гранит-порфиров или порфировым риолитам. Порфировые выделения кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза (преимущественно альбита и альбит-олигоклаза), а также гломеропорфировые сростки их погружены в микроаплитовую основную массу с элементами сферолитовой. Редко присутствуют крупные чешуйки густоокрашенной красновато-коричневой слюды. На контакте с вмещающими терригенными породами гранитоиды штока приобретают еще более отчетливый субвулканический облик и иногда сопровождаются штокшайдерами и эксплозивными брекчиями.

Взаимоотношения трех описываемых разностей гранитов на основании геологических наблюдений и геохимических (в том числе изотопных) данных предполагаются фазовыми. Наиболее ранние из них – гранит-порфиры (порфировые риолиты) Главного штока. В керне скважин виден непосредственный контакт их с апофизой Малого штока, сложенной мелкозернистой фацией протолитионит-циннвальдитовых (циннвальдитовых) гранитов. Отчетливо выраженная зона закалки в гранит-порфирах свидетельствует, что к становлению Малого штока апикальная часть Главного уже раскристаллизовалась и имела относительно низкую температуру. Срезается апофизой гранитов штока Малый и кварц-молибденитовый прожилок, секущий граниты Большого штока.

Резкопорфировидные («очковые») граниты Малого штока, расположенные на глубине более 200 м, рассматриваются в качестве наиболее поздней субфазы (фазы). Последовательность фаз фиксируют прожилки порфировидных гранитов в среднезернистых протолитионит-циннвальдитовых, а также ли-

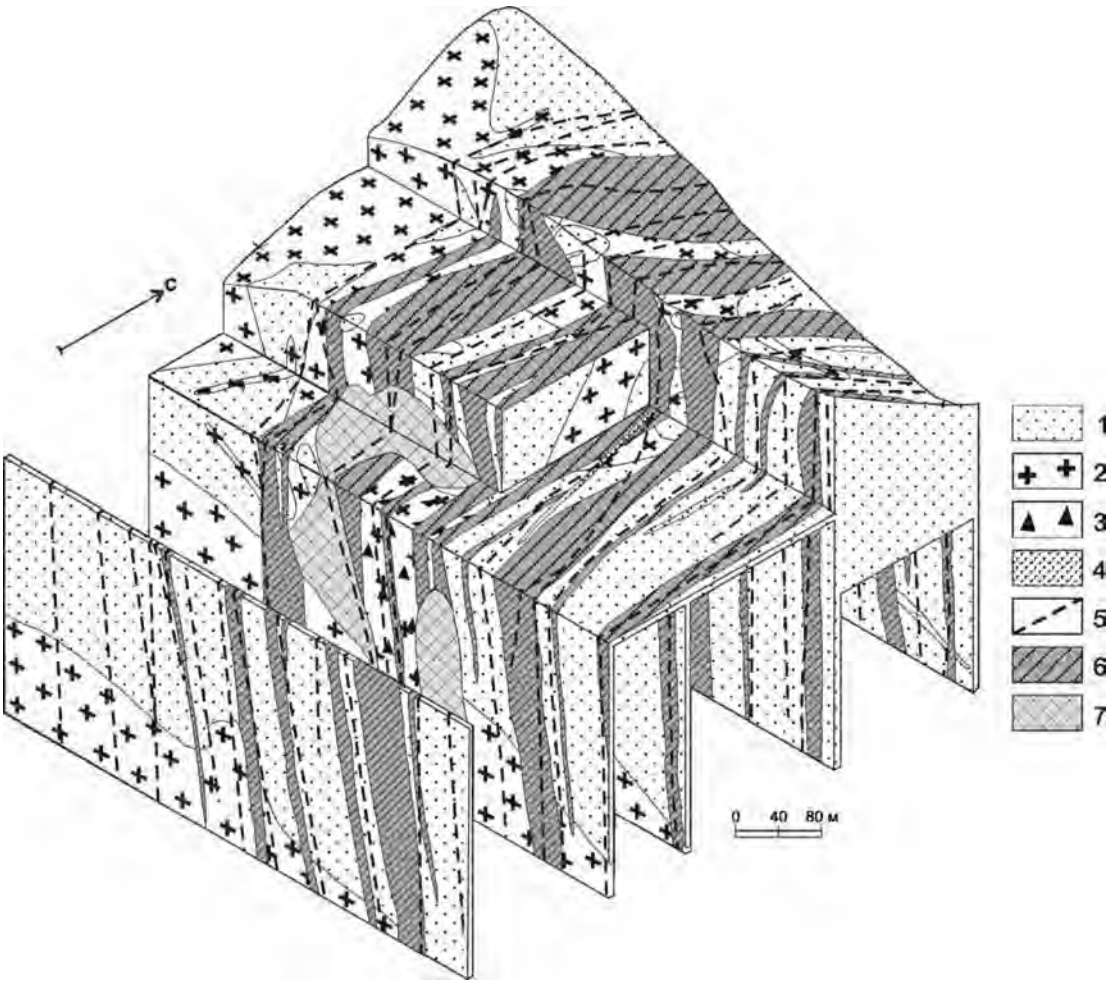


Рис. 7.17. Тигриное месторождение. Блок-диаграмма составлена С.М. Родионовым с использованием данных Таежной ГРЭ ПГО «Приморгеология».

1 – песчаники; 2 – гранит-порфиры; 3 – эксплозивные брекчии; 4 – дайки базальтов; 5 – разломы; 6 – рудоносные штокверки; 7 – оловоносные грейзены

нейные зоны метасоматитов (альбитизация) в последних, связанные, по-видимому, с глубже залегающими порфировидными («очковыми») гранитами.

По химическому составу описываемые гранитоиды относятся к семейству субщелочных лейкогранитов калиево-натриевой серии, весьма и крайне высокоглиноземистых, литий-фтористого геохимического типа (Гоневчук В., Гоневчук Г., 1991). По глиноземистости, агпаитности (Беус и др., 1962) и нормативному составу (Коваленко, 1977) они могут быть отнесены к амазонит-альбитовым или микроклин-альбитовым разностям. При этом гранит-порфиры Главного штока и риолитовые порфиры даек, наименее обогащенные нормативным альбитом, относятся к дву- или моношпатовым лейкогранитам, а альбитовым разностям соответствуют «очковые» граниты Малого штока. В выделенных интрузивных фазах возрастает отношение Na/K и уменьшается K/Rb. От первой разности гранитов к третьей повышаются повсеместно превышающие кларковые содержания элементов, определяющие их рудоносность, – фтора, лития, олова, цинка, вольфрама и ниобия и одновременно понижается содержание сидерофильных элементов. В целом эти изменения соответствуют предположению о формировании рассматриваемых разностей гранитов из последовательно возникавших в рудно-магматической системе порций риолитовой магмы, насыщенной летучими компонентами.

Изотопно-геохронологических данных для пород Главного штока нет, а для Малого их много, но они достаточно противоречивы. По нашему мнению, наиболее вероятный возраст протолитионит-цинвальдитовых гранитов II фазы ~ 90 млн лет, а цинвальдитовых («очковых») III фазы (субфазы) – 85 млн лет. Кроме K-Ar датирования по слюдам и Rb-Sr – по породе (Герасимов и др., 1990; Гоневчук и др., 1987; Руб и др., 1986; Томсон и др., 1996), он

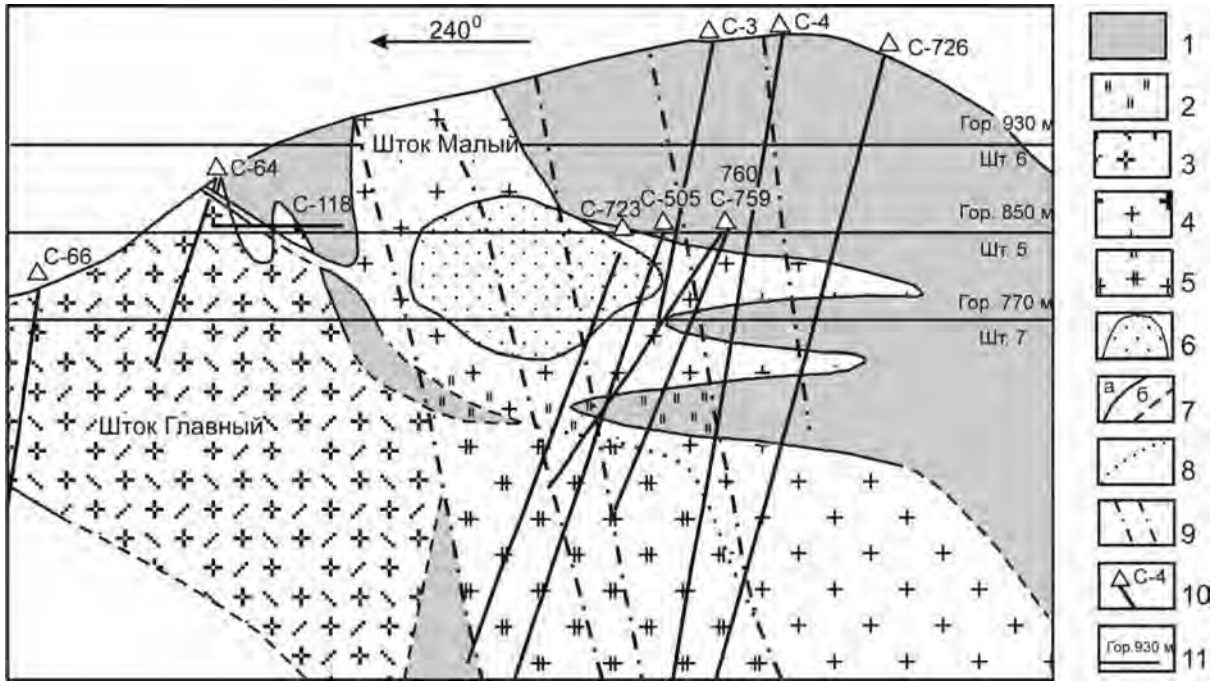


Рис. 7.18. Геологический разрез месторождения Тигриное (составлен с использованием данных Таежной ГРЭ ПГО «Приморгеология»).

1 – кварц-биотитовые (протолитионитовые) роговики, часто грейзенизированные; 2 – окварцованные и кварцитовидные породы, пегматиты-«штокшайдеры»; 3 – гранит-порфиры (порфировые риолиты) Главного штока; 4 – среднезернистые протолитионит-циннвальдитовые и циннвальдитовые граниты Малого штока; 5 – резкопорфировидные («очковые») граниты; 6 – основное грейзеновое тело – залежь Тигренок; 7 – геологические границы: достоверные (а) и предполагаемые (б); 8 – границы магматических пород-субфаз Малого штока; 9 – тектонические зоны; 10 – номера и проекции скважин, по которым проводились наблюдения; 11 – горизонты подземных горных выработок

подтверждается Sm-Nd возрастом (Belyatsky et al., 1998). Согласно работе (Руб и др., 1991) возраст соответствующих интрузивных фаз составляет 73 и 67 млн лет. Монцонитоиды даек и штока по геологическим данным являются образованиями догранитными, а K-Ar (по породе) их возраст одинаков – 89±4 млн лет с ранней гранитной фазой (Томсон и др., 1996). Самыми поздними (27±3 млн лет) являются дайки субщелочных оливиновых базальтов (Руб и др., 1986), секущие не только все магматические, но и практически все рудные образования.

Главные структурные факторы размещения рудной минерализации обусловлены влиянием региональных разрывных нарушений: близмеридионального – Центрального Сихотэ-Алинского и близширотного – Тигринского. Нарушения близмеридионального направления (350–30°) контролировали локализацию Малого штока и размещенных в нем рудоносных жил и прожилков, формировавшихся преимущественно в сближенных трещинах северо-западного направления (315–340°). В субширотных трещинах с падением 85–100° размещены главным образом широтные апофизы Малого штока (см. рис. 7.18). Самостоятельное значение имеют также ранние пологие разрывные нарушения с падением на ЮВ 20–40°, вмещающие молибденовую минерализацию. Важной в структурном и генетическом отношении является зона брекчий, сформированная на участке пересечения близмеридиональных и субширотных трещин и имеющая, по мнению большинства исследователей, гидротермально-эксплозивную природу. Как видно на рис. 7.18, она характеризуется крутым, почти вертикальным падением, а на горизонте 770 м находится почти в центральной части Малого штока, приобретающего здесь также крутое падение и осложненного близмеридиональными и субширотными апофизами. По восстанию овальная в плане зона брекчий, постепенно выходит из Малого штока и выше горизонта 850 м расположена в ороговикованных вмещающих породах.

Возраст оруденения исходя из геологических данных определяется как позднемеловой. М.Г. Руб определила изотопный возраст циннвальдита и ортоклаза из рудных тел – 86±4 млн лет (Руб и др., 1986). Наши данные (Гоневчук и др., 1987; Ishihara et al., 1997), также полученные K-Ar методом по слюдам, фиксируют возраст ранней объемной (позднемагматической) грейзенизации, близким к возрасту протолитионит-циннвальдитовых гранитов (II фаза), а формирования жильных грейзенов – от 81±4 до

78±2 млн лет при омоложении с глубиной. Rb-Sr возраст грейзенизированных гранит-порфиров 76±6 млн лет (Герасимов и др., 1990).

Рудная минерализация представлена молибденовым и вольфрам-оловянным типами, локализованными в двух штокверковых зонах. Молибденовая – ранняя – приурочена к системе восток-северо-восточных пологих (ЮВ 20°) трещин в гранит-порфирах Главного штока и вмещающих его осадочных породах. Интенсивность ее возрастает к западу и северо-западу, где по данным бурения количество и мощность содержащих молибденит прожилков увеличивается. Минеральный состав руд месторождения приведен в табл. 7.1.

Основная рудоносная (вольфрам-оловянная) зона месторождения – линейный штокверк, сложенный густой сетью параллельно ориентированных в северо-западном направлении (простирание – 315–340°, падение осевой плоскости – СВ 75°) прожилков различного состава в осадочных и интрузивных породах (рис. 7.19). Количество прожилков от 5–10 до 70 и более на погонный метр. По простиранию и падению они часто выклиниваются, а иногда осложнены раздувами и переходят в жилы мощностью от 10 см до 1,5 м. Протяженность штокверка по простиранию составляет около 2000 м, а мощность достигает 500 м. Системы прожилков и маломощных жил прослежены с незначительным снижением интенсивности рудной минерализации по падению на 1000 м и продолжаются на более глубоких горизонтах в гранитах.

На участке пересечения прожилками и жилами линейного штокверка гранитов Малого штока сформировалось объемное тело грейзенов – залежь Тигренок. Вдоль секущих эти граниты прожилков и мелких жил, по направлению с севера на юг, усиливается грейзенизация вплоть до образования массивных кварц-топаз-слюдяных грейзенов, содержащих иногда чисто топазовые или кварц-топазовые разности, насыщенные вкрапленностью рудных минералов. Наиболее интенсивная грейзенизация приурочена к южному контакту гранитов Малого штока, круто погружающемуся к югу и «срезанному» трубообразной зоной брекчий. На этом участке грейзены представлены крупными агрегатами циннвальдита в срастании с флюоритом, образующими округлые обособления диаметром не менее 2 м в кварц-топаз-слюдяных грейзенах.

Брекчии сложены обломками роговиков и главным образом грейзенизированных гранитов, частично – пегматоидов штокшайдера. В эндоконтактовой зоне гранитного штока в ряде случаев присутствует мощная зона полевошпатовых пород, которая, расщепляясь на мелкие прожилки, уходит в граниты, где сопровождается богатой касситеритовой минерализацией. Рудная минерализация на этом участке сосредоточена главным образом в брекчиях, где в ассоциации с кварцем и подчиненными циннвальдитом и топазом образует оторочки касситерита, реже арсенопирита и станнина вокруг обломков роговиков и гранитов. По восстанию, в брекчиях, сложенных обломками и глыбами роговиков, сцементированных жильным кварцем с пустотами, выполненными друзами призматического кварца, и относительно редкой вкрапленностью сульфидов (пирротина, пирита, станнина и сфалерита), оловянная минерализация затухает.

По содержанию промышленно значимых компонентов на месторождении выделяется шесть рудных тел, объединяющих участки сгущения жил и

Таблица 7.1

Минеральный состав руд Тигриного месторождения

Главные	Второстепенные	Редкие
ГИПОГЕННЫЕ		
Рудные		
Касситерит, вольфрамит, сфалерит, станнин, арсенопирит, молибденит	Леллингит, пирротин, халькопирит, пирит, марказит, галенит, висмутин, висмут самородный, густавит-лиллианит, козалит серебросодержащий	Магнетит, жозеит А, селен-жозеит В, гейровскит, ниобийсодержащий рутил, рутил, самородное серебро*, шеелит, гафниевый циркон*, торит,* ферриторит*, ксенотим*, колумбит*, вольфрамиксиолит*, тапиолит*
Жильные		
Кварц, топаз, калиевый полевой шпат, альбит-олигоклаз, циннвальдит, литиевый биотит, флюорит	Протолитионит, литиевый мусковит-фенгит, родохрозит, олигонит, апатит, каолинит, триплит	Хлорит, серицит, кальцит, триплоидит, эосфорит
ГИПЕРГЕННЫЕ		
Варламовит, гидроокислы железа	Скородит, ковеллин, мельниковит	Халькозин, борнит, куприт, малахит

*Минералы определены А.К. Руб с соавторами (1998).

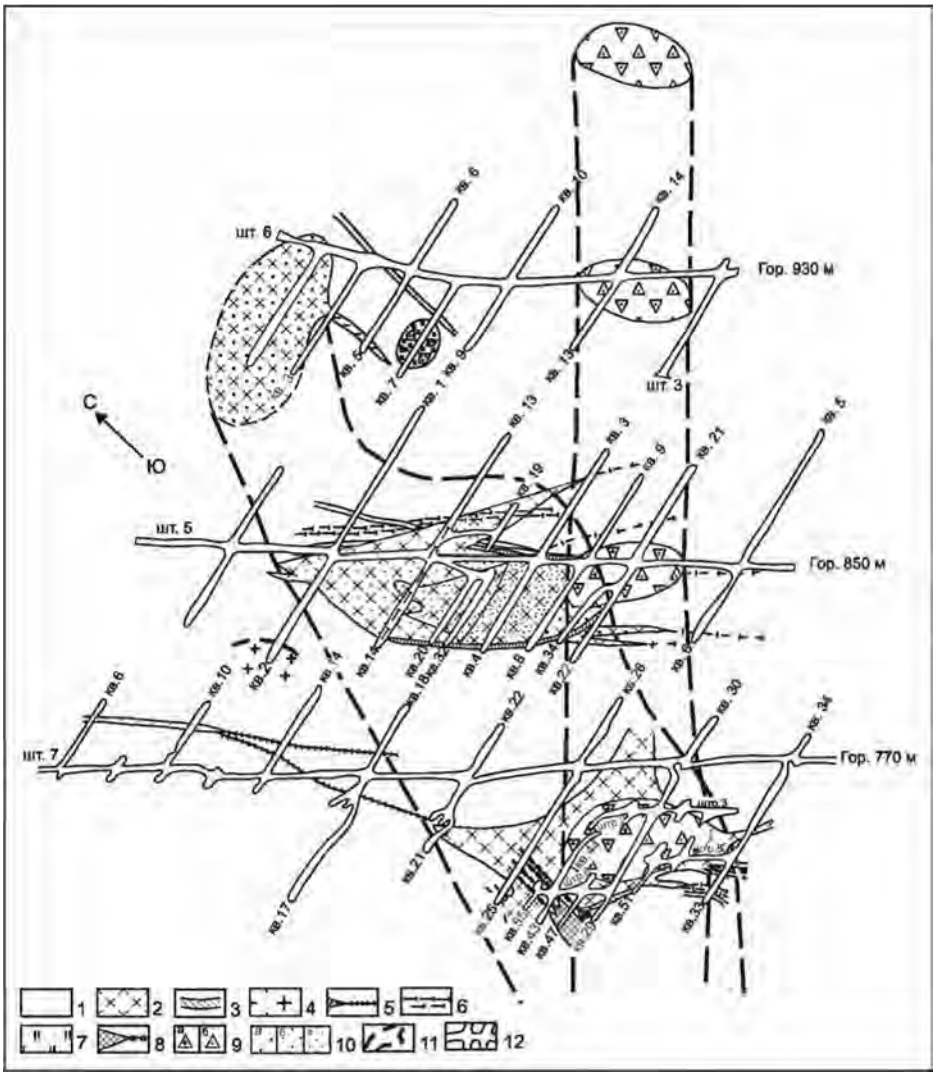


Рис. 7.19. Совмещенные планы разведочных горизонтов Тигриного месторождения (по данным Таежной ГРЭ ППГО).

1 – вмещающие роговики; 2 – граниты Малого штока; 3 – штокшайдер; 4 – гранитоиды Главного штока; 5 – дайки порфировых риолитов; 6 – дайки субщелочных базальтов; 7 – брекчия кварца с обломками порфировых риолитов; 8 – кварц-полевошпат-слюдистые жилы и прожилки; 9 – эксплозивно-гидротермальная брекчия (обломки): а – измененных гранитов, б – роговиков; 10 – грейзенизация: слабая (а), средняя (б), интенсивная (в); 11 – границы гранитных штоков и эксплозивно-гидротермальной брекчии; 12 – подземные горные выработки

прожилков. Промежутки между этими телами несут убогую минерализацию того же состава.

По результатам геологических, минералогических и изотопно-геохронологических исследований выделяется три этапа постмагматического формирования месторождения: дорудный, рудный и пострудный (рис. 7.20).

Наиболее ранней (дорудной) ассоциацией является кварцевая. Широтно ориентированные мелкие жилы и прожилки безрудного кварца расположены в роговиках и секутся гранитами Малого штока, кварц-полевошпатовыми жилами и рудоносными прожилками линейного штокверка. С глубиной, особенно в надкровельной части гранитов, количество прожилков резко увеличивается, и образуются существенно кварцевые метасоматиты. По ослабленным зонам кварц прорывается на верхние горизонты месторождения, где образует трубообразное, рассеченное тонкими рудными прожилками тело сливного кварца, цементирующего обломки риолит-порфиров и роговиков.

Следующими по времени образования являются кварц-молибденитовая и кварц-полевошпат-молибденитовая с висмутином, самородным висмутом, теллуридами висмута и золотом минеральная ассоциация. Пологие прожилки (падение ЮВ 30–40°) пе-

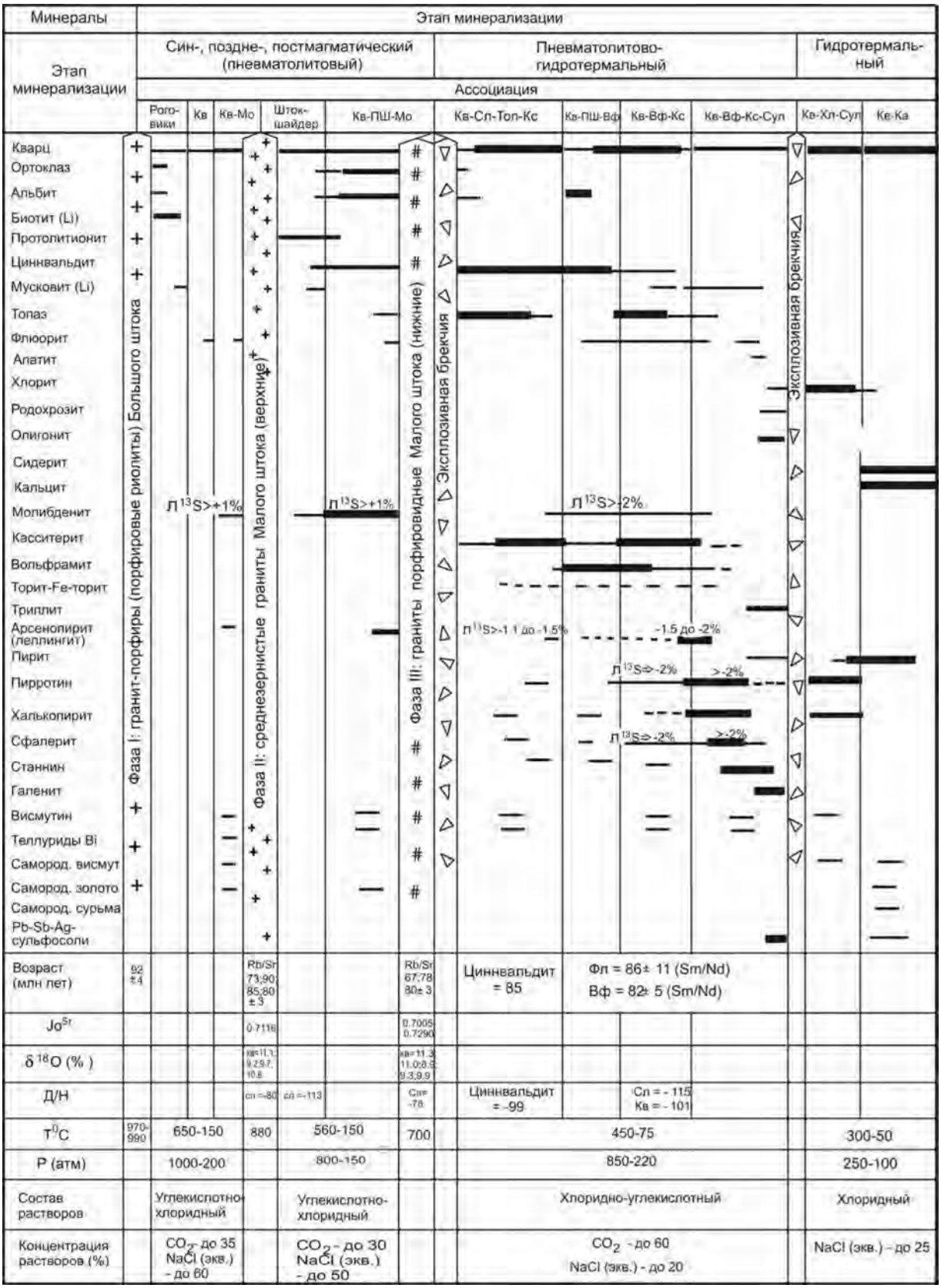


Рис. 7.20. Парагенетическая схема месторождения Тигриное

ресекают довольно густой сетью шток Главный и распространяются в роговиках к востоку, срезаясь контактами Малого штока гранитов.

Грейзеновая ассоциация наиболее широко распространена на южном фланге Малого штока, на его сочленении с эксплозивно-гидротермальными брекчиями. Здесь граниты превращены в среднезернистый кварц-циннвальдит-топазовый грейзен, содержащий крупные гнезда циннвальдит-флюоритового состава. По преобладающим минералам выделяются существенно кварцевые, слюдяные или топазовые разности грейзенов. Рудная минерализация представлена равномерной вкрапленностью касситерита, сфалерита, станнина, вольфрамита, реже арсенопирита. На участках, обогащенных топазом, развиты преимущественно равномернозернистые агрегаты, мелкие линзы и прожилки касситерита. Грейзены рассечены прожилками и жилами кварца с обильным сфалеритом и оторочками циннвальдита. К северу, с ослаблением грейзенизации гранитов, в них проявлены жилы и прожилки кварца с топазом и циннвальдитом, а также обильной вкрапленностью и гнездами касситерита, вольфрамита, молибденита, арсенопирита и, меньше, сфалерита и станнина. Отдельные жилы окружены оторочками крупночешуйчатого циннвальдита. Жилы в гранитах рассечены широтной дайкой базальтов.

Большая группа минеральных ассоциаций выделяется в линейном рудоносном штокверке.

Кварц-полевошпатовая (ортоклазовая) ассоциация широко распространена в штокверковой зоне среди роговиков и заключенных в них даек риолитовых порфиров и реже встречается в грейзенизированных гранитах. По составу рудных минералов выделяются:

1) практически безрудные кварц-полевошпатовые прожилки в роговиках, иногда с вкрапленностью фиолетового и темно-фиолетового до черного флюорита;

2) кварц-полевошпатовые прожилки с вольфрамитом, в зальбандах которых иногда обнаруживается вкрапленность арсенопирита и минералов висмута, а в осевой части присутствуют станнин и сфалерит;

3) кварц-полевошпатовые прожилки и жилы с касситеритом и вольфрамитом (преобладающие). В них вольфрамит обычно приурочен к участкам, обогащенным полевым шпатом, а касситерит – к обогащенным кварцем. В срастании вольфрамит и касситерит даже в одних жилах встречаются редко, и в этом случае они приурочены к продольным трещинам, выполненным кварцем и топазом;

4) кварц-полевошпат-слюдяные с касситеритом, флюоритом и сульфидами прожилки и мелкие жилы распространены относительно не широко. Иногда они симметрично зональны: полевые шпаты с небольшим количеством слюды располагаются в зальбандах, затем следует кварц со слюдой и касситеритом, а в осевой части вместе с кварцем располагаются агрегаты светло-фиолетового флюорита и редкая вкрапленность сфалерита и станнина.

С глубиной кварц-полевошпатовых прожилков становится больше с образованием сплошных полевошпатовых метасоматитов мощностью около 7 м. По простиранию они расщепляются на серию маломощных жил, в зальбандах которых в ассоциации с кварцем размещена богатая оловянная минерализация.

Вольфрамит-кварцевая и касситерит-кварцевая минеральные ассоциации в чистом виде имеют в рудоносном штокверке подчиненное распространение. Встречаются лишь небольшие жилы в роговиках и грейзенизированных гранитах, где касситерит с вольфрамитом, а иногда с молибденитом образует гнезда, чаще всего в жильном кварце.

Кварц-сульфидная минеральная ассоциация представлена жилами и многочисленными прожилками в роговиках и грейзенизированных гранитах. Сульфиды (сфалерит, станнин и, крайне редко, халькопирит) и корродированный сульфидами касситерит образуют в них вкрапленность и гнезда в центральной части, а в зальбандах в виде оторочек толщиной от долей миллиметра до 20 см присутствуют слюда и топаз. Обломки вольфрамита и касситерита цементируются арсенопиритом и леллингитом в кварц-сульфидных прожилках. В большинстве же преобладают вкрапленность и гнезда. Кварц-сульфидные жилы и прожилки, рассекая кварцевые, кварц-полевошпатовые, вольфрамит-кварцевые и касситерит-кварцевые обособления, а также грейзены и грейзенизированные граниты, сами содержат включения сульфидов, которые находятся в срастании с касситеритом и вольфрамитом без заметных дроблений этих минералов, что, на наш взгляд, свидетельствует о близком времени их образования.

Кварц-карбонатно-сульфидная минеральная ассоциация имеет подчиненное распространение. Относительно широко эта ассоциация развита в эксплозивно-гидротермальной брекчии, где интерстиции в кварце, цементирующем обломки, выполнены карбонатно-сульфидно-флюоритовыми агрегатами. Сульфиды представлены арсенопиритом, сфалеритом, станнином, пирротином и замещающими его пиритом, марказитом и магнетитом. Местами в ассоциации с пирротином обнаруживаются пластинчатые агрегаты сульфосолей серебра и висмута. С карбонатами здесь, так же как и в кварц-карбонатно-сульфидных прожилках, ассоциируют фосфаты марганца. В отдельных случаях карбонаты, особенно родохрозит, присутствуют в составе кварц-арсенопирит-вольфрамитовых жил.

Выделенные минеральные ассоциации не охватывают всего разнообразия рудных и жильных ми-

нералов месторождения. Сто пятьдесят минералов приводят В.А. Попов и В.И. Попова (2002), однако не все из них охарактеризованы достаточно и подтверждены наблюдениями других исследователей для уверенной диагностики. С учетом этого общий список рудных и жильных минералов достигает только 59.

Анализ распределения попутных компонентов в рудах и минералах месторождения показывает, что наряду с оловом и вольфрамом, представляющими основную ценность, существенную долю составляют заключенные в касситерите, вольфрамите, станнине и сфалерите редкие и рассеянные металлы (Ta, Nb, Sc, In, Ag, Bi, Cd и др.). В заметных количествах в рудах присутствуют радиоактивные минералы – торит, ферриторит и, возможно, другие.

Правоурмийское месторождение

Месторождение описано по результатам его разведки, выполненной Комсомольской экспедицией ПГО «Дальгеология» с интерпретацией их по наблюдениям авторов, а также с привлечением фондовых и опубликованных материалов (Алексеев, 1987; Гульбин, Евангулова, 1987; Семеняк, 1983, 1987; Семеняк и др., 1988; Родионов, 2005; и др.).

Рудное поле месторождения Правоурмийское при ширине 1,0–1,5 км протягивается в субширотном направлении на 6 км (рис. 7.21), и его продолжение намечается к востоку-северо-востоку еще на 3–4 км.

Геологическая позиция месторождения определяется несколькими факторами. Первый – расположение месторождения в восточном экзоконтакте Верхнеурмийского массива биотитовых гранитов, в зоне пологого погружения его кровли. Второй фактор – приуроченность его к центральной части Урмийской кальдеры, выполненной крупной экструзией (лакколитом) кристаллоигнимбритов. Третий фактор – локализация месторождения в субширотной рудоносной структуре, трассируемой на поверхности дайкой гранит-порфиров, в узле ее пересечения со структурой северо-западного простирания.

Рудное поле месторождения сложено породами позднемелового баджальского вулкано-плутонического комплекса, включающего вулканиты, субинтрузивные (экструзивные) и интрузивные образования (см. рис. 7.21).

Покровные вулканиты в рудном поле мало распространены. Небольшие их поля размещаются в наиболее возвышенных частях рельефа и характеризуются слабонаклонным, до субгоризонтального, залеганием. Вулканиты представлены в основном игнимбритами, туфами риолитов и, меньше, туфами риодацитов и дацитов. Общая мощность покровов от первых десятков до первых сотен метров.

Большую часть рудного поля занимают экструзивные кристаллоигнимбриты риолитов. Они выполняют центральную часть кальдерообразной структуры, слагая субинтрузивное тело – так называемый Урмийский лакколит. Его контакты с подстилающими породами, изученные за пределами месторождения, в большинстве случаев пологие, слабо погружающиеся к центру.

Гранит-порфиры слагают мощную дайку, к висячему контакту которой приурочена рудная зона месторождения. Протяженность дайки более 9 км. Это линейно вытянутое субширотное тело с углами падения от 20–30 до 50–60° при среднем 30–40°. Мощность дайки от 40–50 до 250–300 м. Гранит-порфиры обычно не имеют рвущих контактов с вмещающими субвулканическими кристаллоигнимбритами. Они постепенно переходят в субвулканические риолиты. Мощность переходной зоны 0,15–0,50 м. Связано это, очевидно, с внедрением дайки в сравнительно неостывшую среду и образованием в ее эндоконтакте менее раскристаллизованной породы. В центральной части дайки раскристаллизация гранит-порфиров более сильная, и они становятся крупнокристаллическими. На контакте с рудной зоной гранит-порфиры гидротермально изменены.

Биотитовые граниты Верхнеурмийского массива и порфировидные мелкозернистые граниты его дайковой фации обнажаются вблизи западной границы рудного поля в виде отдельных небольших выходов в одной из глубоко врезанных долин. В апикальных частях биотитовых гранитов известны линзы и одиночные дайки мелкозернистых порфировидных гранитов, которые прорывают вмещающие породы и на некотором удалении от гранитного массива. Одна из таких даек, прослеженная на 5 км, приурочена к субширотному разлому в северо-западной части рудного поля (см. рис. 7.21).

Верхнеурмийский гранитный массив, очевидно, представляет собой крупный (350 км^2) выход криптобатолита, распространенного под всем баджальским вулканогеном (Лишневский, Гершаник, 1992). В его формировании выделяется, по мнению разных авторов, три (Болотников и др., 1975; Гоневчук, 2002) или четыре (Брусницын и др., 1993) фазы. Первая фаза представлена биотитовыми, редко с роговой обманкой и пироксеном, гранит-порфирами и порфировидными гранитами, развитыми в краевых частях массива. Постепенные переходы во вмещающие экструзивные риолиты урмийской фазы рассматриваются как один из признаков их комагматичности. Основной объем массива слагают мелко-среднезернистые биотитовые граниты главной фазы со слабовыраженной порфировидной структурой. Они прорваны дайками и мелкими штоками мелкозернистых или аплитовидных лейкократовых с биотитом (протолитионитом?) гранитов третьей фазы. Химические составы гранитов всех трех фаз соответствуют аляскитовым гранитам при некотором дефи-

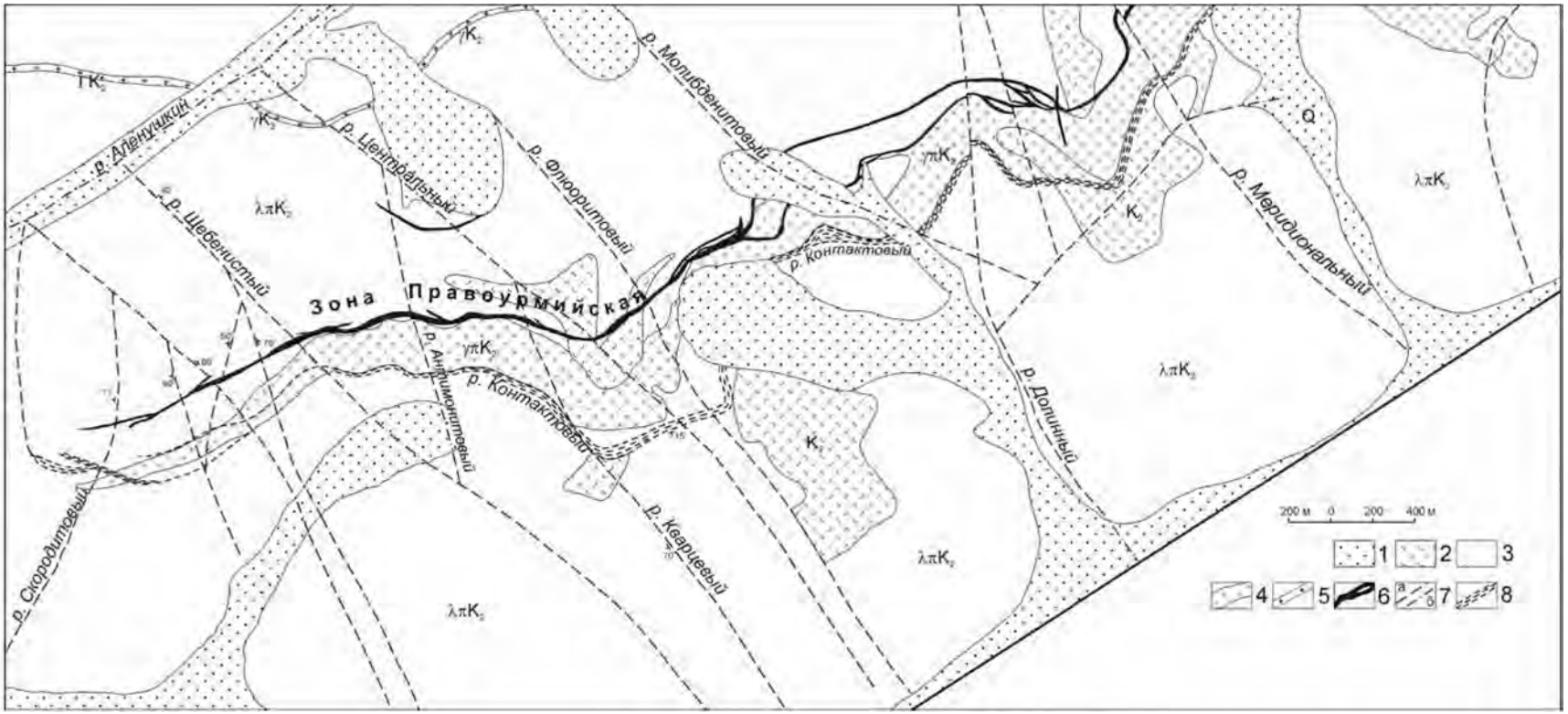


Рис. 7.21. Схема геологического строения Правоурмийского месторождения (по материалам Комсомольской ГРЭ ДВПГО).

1 – аллювиальные, пролювиальные, ледниковые рыхлые отложения; 2 – покровные липариты, липарито-дациты и их туфы; 3 – экструзивные кристаллолипариты; 4 – дайки гранит-порфиров; 5 – дайка мелкозернистых гранитов; 6 – рудная зона; 7 – разрывные нарушения: а – основные, б – скрытые под рыхлыми отложениями; 8 – зоны интенсивной трещиноватости

ците глинозема и щелочей и избытке магния. Акцессорные минералы в них – циркон, ильменит, ортит, апатит, флюорит, турмалин, арсенопирит, реже касситерит. Вблизи восточного контакта Верхнеурмийского массива обнаружены граниты, по петрохимическим признакам соответствующие субщелочным лейкогранитам.

Концентрации Li, Rb, Cs, F, Nb, Y, Yb и Sn, многократно превышающие кларки, и пониженные – Ba и Sr позволяют отнести граниты к литий-фтористому геохимическому типу по В.И. Коваленко (1977). А.И. Брусницын с соавторами (1993) рассматривают эти граниты в качестве четвертой интрузивной фазы комплекса. Аналогичные (табл. 7.2, анализ 7) граниты присутствуют в северной части рудного поля, где они слагают протяженную дайку. По данным А.Ф. Болотникова с соавторами (1975), эти породы характеризуются повышенными концентрациями флюорита, топаза, турмалина, касситерита, арсенопирита и халькопирита – минералов, наиболее распространенных в рудах месторождения. Появление их, по-видимому, связано с автометасоматическим изменением гранитов.

Rb-Sr возраст верхнеурмийских гранитов от 98±4 млн лет (I_{Sr} = 0, 70838±0,00077) (Крымский и

Таблица 7.2

Средний химический состав магматических пород рудного поля Правоурмийского месторождения

	1(5)	2(21)	3(31)	4(10)	5(7)	6(7)	7(4)	8(5)	9(2)
SiO_2	72,05	65,86	73,20	73,52	76,29	77,42	76,85	76,29	73,02
TiO_2	0,21	0,54	0,19	0,22	0,08	0,07	0,04	н.о.	0,19
Al_2O_3	14,31	15,91	14,10	13,88	12,65	11,93	12,59	13,83	14,05
Fe_2O_3	0,	1,57	0,73	0,98	0,56	0,28	0,57	0,17	0,36
FeO	1,73	2,97	1,35	1,26	0,60	0,60	0,56	1,00	1,71
MnO	0,05	0,08	0,05	0,04	0,02	0,03	0,04	н.о.	0,02
MgO	0,50	1,45	0,32	0,40	0,09	0,07	0,08	н.о.	0,46
CaO	2,19	3,92	1,75	1,56	0,79	0,73	0,69	0,51	1,73
Na_2O	3,52	3,10	3,29	3,34	3,41	3,40	3,60	3,91	3,56
K_2O	3,83	2,80	4,06	4,09	4,60	4,75	4,47	4,62	4,40
F				0,13	0,09	0,08	0,26	0,15	0,07
Li				68	75	43	222	320	
Rb				158	263	232	449	880	
Sr				87	28	16	7	<5	
Ba				440	265	35	23	10	
Zr				150	84	86	78		
Nb				15	20	22	24	25	
Y				40	57	70	97	380	
Ni	7,4	14	5	9	1	2	3		
Co	5	13	3	4	н.о.	н.о.	н.о.		
Cr	12	39	10	24	4	н.о.	н.о.		
V	37	84	31	42	10	9	5		
Cu	36	47	21	34	21	36	12		24
Sn	5,1	5	4	6	7	5	30	8	2,2
Pb	61	30	47	41	55	53	76		24,2
Zn	86	98	7	60	44	29	38		27,8
B	14	16	22	10	10	15	130		
				Возраст, млн лет					
K-Ar							70±3,5*[3]		
Ar-Ar	100,2±0,5*[1]				92,6±1,2*[1]				97,6±0,6*[1]
Rb/Sr				94,3±1,3*[1]	98±4*[2]				
I_{Sr}				0,703±0,019*[1]	0,7085±0,001*[2]				

Примечание. Использованы анализы из работ: 1–3, 9 – А.Ф. Болотников и др., 1975; 4–7 – В.Г. Гоневчук, 2002; 8 – А.И. Брусницын и др., 1993. 1 – экструзивный риолит (Урмийский лакколит); 2 – покровный риодацит (аракотская фаза); 3 – покровный риолит (гербинская фаза) (в рудном поле не обнаружены); 4 – порфировидный гранит ранней фазы (Верхнеурмийский массив); 5 – биотитовый гранит главной фазы (Верхнеурмийский массив); 6 – мелкозернистый биотитовый гранит дополнительной фазы (Верхнеурмийский массив); 7 – мелкозернистый гранит (дайка кл. Аленушкина); 8 – мелкозернистый гранит 4-й(?) фазы (устье кл. Дождливый); 9 – гранит-порфир (Правоурмийская дайка). Цифры в скобках – количество анализов. Окислы и фтор даны в мас.%; элементы – в г/т; пропуск – не анализировалось; н.о. – не обнаружено. Определения абсолютного возраста: (*[1]) – Лебедев и др., 1997; (*[2])– Гавриленко, Панова, 2001; (*[3]) – авторские данные.

др., 1997) до 83,4±3,2 млн лет (I_{Sr} = 0,75058±0,00068) (Кривовичев и др., 1996). Последнее, по нашим представлениям, фиксирует состояние рубидий-стронциевой системы во время формирования рудоносных грейзенов. Геохимические особенности гранитоидов Верхнеурмийского массива, включая соотношение изотопов Rb и Sr и распределение редкоземельных элементов, отражают эволюцию их формирования от I-типа (порфировидные биотитовые с роговой обманкой, иногда с пироксеном) к S-типу (биотитовые, главная фаза) и далее к A-типу (лейкократовые с биотитом, протолитионитом(?)) (Гоневчук, 2002).

Гранит-порфиры, слагающие эндоконтактовые зоны массива и мощную протяженную дайку, к висячему контакту которой на верхних горизонтах приурочена рудная зона месторождения, часто не имеют интрузивных контактов с вмещающими породами. В таких участках гранит-порфиры постепенно переходят к риолитам. По химическому составу (см. табл. 7.2, анализ 9) они наиболее близки риолитам самой поздней в эффузивной фации гербинской фазы (см. табл. 7.2, анализ 3). ^{39}Ar-^{40}Ar возраст гранит-порфиров 97,6±0,6 млн лет (по В.А. Лебедеву с соавторами, 1997) либо 93,4±4,7 млн лет (K-Ar авторский анализ). Н.С. Герасимов (не опубликовано) определил возраст гранит-порфиров около 95 млн лет, I_{Sr} = 0,7080.

Результаты исследований позволяют предполагать, что урмийские граниты – комагматы эффузивов баджальского комплекса, а их разности в массиве рассматривать как фации и фазы (субфазы). Наиболее вероятным механизмом формирования расплавов магматической ассоциации Баджальской зоны может быть механизм «слэб-виндоу» – плавление литосферной мантии и земной коры под воздействием астеносферного диапира. Становление Урмийского батолита удовлетворительно описывается в модели кристаллизации гипабиссальной интрузии со средним уровнем содержания летучих компонентов (Таусон, 1973), которая не только объясняет генезис гранитоидов (порфировидные граниты – зона эндоконтактовой кристаллизации, фация; биотитовые граниты – зона начальной кристаллизации, главная фаза; мелкозернистые биотитовые и биотитовые с протолитионитом и мусковитом граниты, соответственно, производные разноуровневых очагов низкотемпературных расплавов – фазы или субфазы), но и позволяет понять основные закономерности формирования рудной минерализации.

Закономерности формирования и проявления рудной, прежде всего оловорудной, минерализации Баджальской РМС рассмотрены во многих публикациях (Болотников и др., 1975; Бондаренко, 1979; Гавриленко, Панова, 2001; Гоневчук, 2002; Огнянов, 1986; Семеняк, 1987; Семеняк и др., 1988, 1997; Гавриленко и др., 1992; Родионов, 2005; и др.).

Основными структурными элементами рудного поля являются разрывные нарушения субширотного и северо-западного простирания. Эти нарушения являются составными частями двух крупных рудоносных тектонических структур, на пересечении которых размещается месторождение.

Главной рудоконтролирующей структурой месторождения является субширотная зона, трассируемая дайкой гранит-порфиров. В лежачем боку дайки установлена зона трещиноватости разлома Контактовый, а в висячем – Правоурмийская рудовмещающая зона смятия.

Разрывные нарушения северо-западного и меридионального простираний широко развиты в рудном поле и представляют собой фрагменты северо-западной структуры, прослеживающейся за пределы месторождения на 30–35 км. Представлены они серией крутопадающих разломов (Центральный, Флюоритовый, Молибденитовый, Актинолитовый, Кварцевый и др.), сконцентрированных в полосе шириной 4–5 км. Разломы северо-западные и субширотные, исключая Правоурмийскую зону, часто вмещают убогую рудную минерализацию с непромышленными концентрациями олова, вольфрама, висмута, молибдена, меди и сурьмы.

Основной рудовмещающей структурой месторождения является зона смятия, фиксирующая положение малоамплитудного надвига. Надвиг локализован в экзоконтакте висячего бока дайки гранит-порфиров по касательной к ее выпуклой стороне (рис. 7.22, 7.23). При этом дайка, по-видимому, служила тектоническим упором. Область прилегания зоны смятия к контакту дайки представляет собой полосу шириной 150–200 м по простиранию, полого (4–6°) погружающуюся к востоку. Зона выклинивается, как правило, при удалении ее от дайки на 80–100 м. Общая протяженность зоны смятия по падению от первых десятков метров на ее западном фланге до 600–950 м (около 500 м по вертикали) в центральной и восточной частях месторождения. Направление падения зоны север-северо-западное (340–350°) под углами 25–45°, в среднем 33°.

В зоне предполагаемого надвига изгибу подвергались пологие трещины отдельности в риолитах в сравнительно узкой и протяженной линейной зоне деформации. Геологическими границами зоны смятия являются области плавного перегиба пологих трещин отдельности до крутого падения. Углы падения трещин от 10–35° в висячем и лежачем боках зоны до почти вертикальных в центральной ее части. Здесь же резко увеличивается густота трещин от 3–5 до 20–30 на погонный метр зоны. На нижних горизонтах пологие рудовмещающие трещины образуют зону рассеянной минерализации.

В зоне смятия очень часто наблюдаются мелкие зоны деформации, оси которых ориентированы суб-

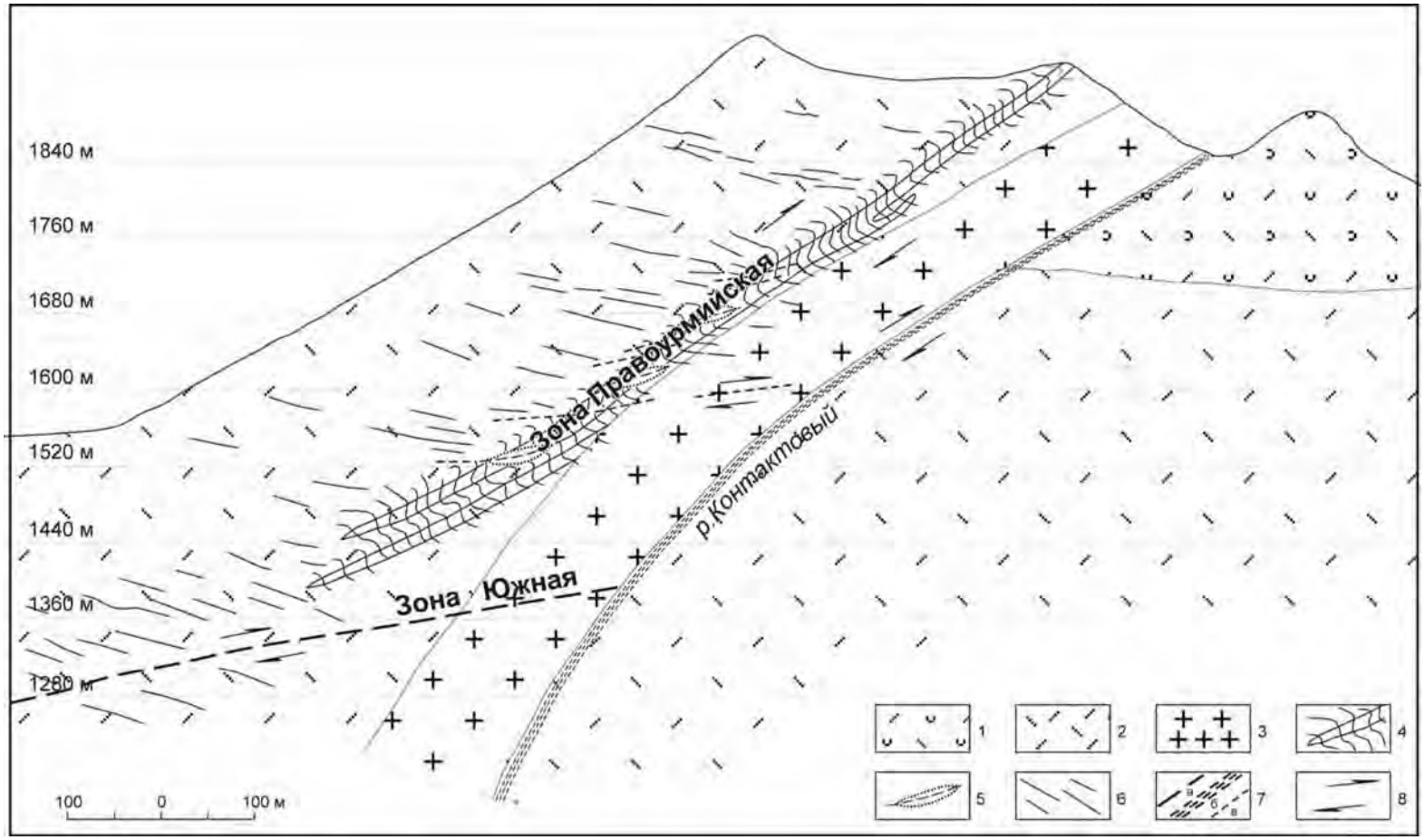


Рис. 7.22. Обобщенный схематический разрез Правоурмийского месторождения (по материалам геологоразведочных работ).

1 – туфы риолитов и риолитодацитов; 2 – риолиты; 3 – гранит-порфиры; 4 – зона развития флексурообразных трещин отдельности, концентрирующих оруденение; 5 – отдельные относительно крупные линзовидные тела кварц-топазовых метасоматитов с их продольными осями; 6 – области развития пологозалегающих трещин отдельности с рассеянной прожилковой минерализацией; 7 – тектонические нарушения: зона Южная (а), разлом Контактовый (б), отдельные мелкие трещины отрыва (в); 8 – направление перемещений

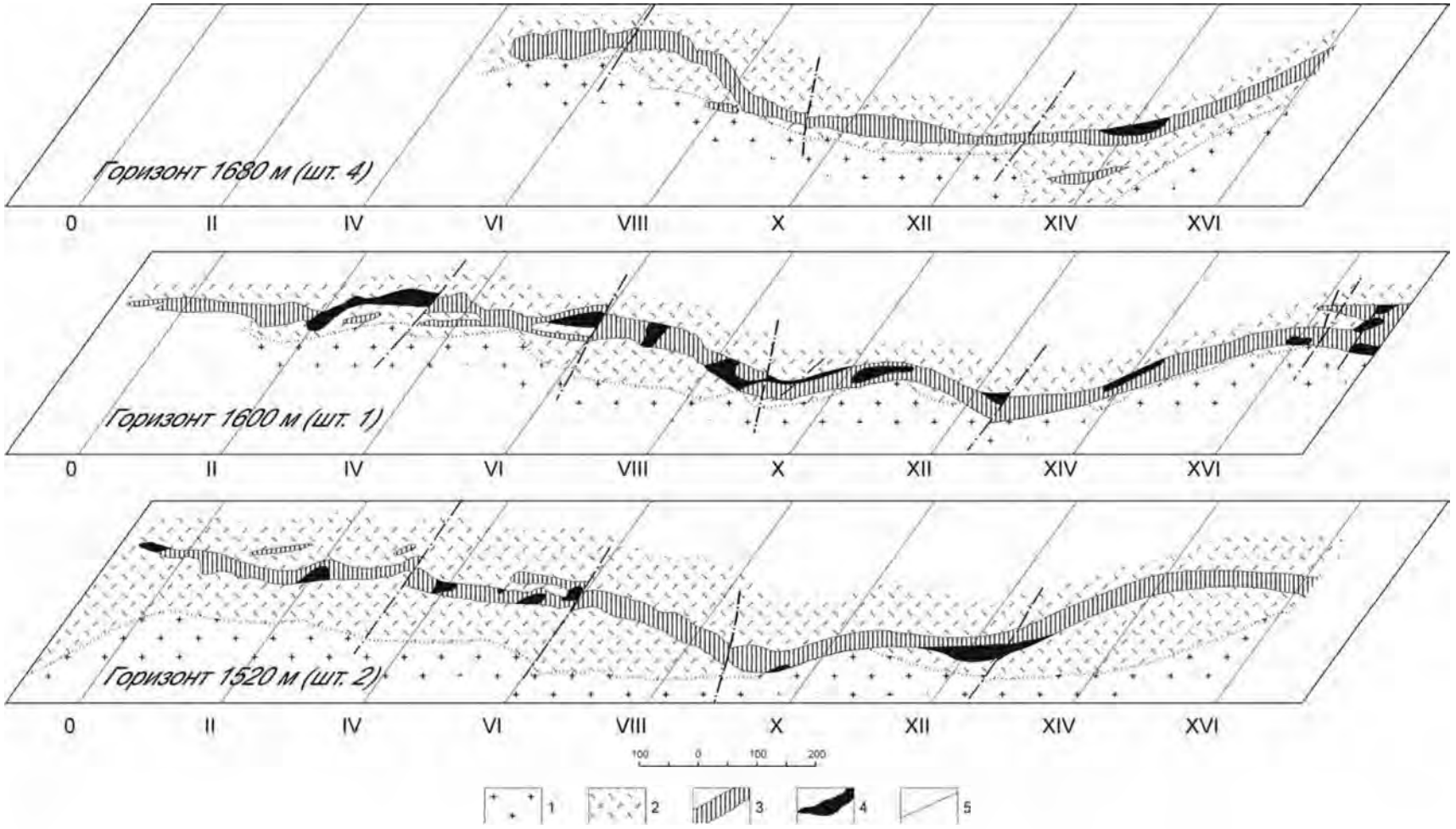


Рис. 7.23. Строение зоны Правоурмийская на различных горизонтах (по материалам Комсомольской ГРЭ).

1 – гранит-порфиры; 2 – кристаллоигнимбриты риолитов; 3 – прожилковая зона с бедными и средними по содержаниям Sn рудами; 4 – участки зоны с богатыми рудами; 5 – разломы

горизонтально или слабонаклонно. Сочетание их с крутопадающими трещинами было благоприятным фактором для образования внутри зоны смятия лентообразных рудных тел, представленных оловоносными топаз-кварцевыми метасоматитами. Рудная зона Правоурмийская сформировалась в контуре вышеописанной зоны смятия. Она представляет собой непрерывную узкую (от 4,4 до 17,2 м) и протяженную по простиранию и падению (соответственно более 2400 и около 950 м) ленту рудоносных метасоматических образований, отличающихся разнообразием и многоэтапностью формирования. Основными продуктивными образованиями рудной зоны являются кварц-топазовые грейзены. Они формировались в условиях интенсивного замещения вмещающих пород новообразованными минералами и отложения вещества в приоткрывавшихся в этот момент трещинах. В участках значительного сгущения трещин вместо прожилково-жильного выполнения образовались сравнительно крупные тела оловоносных кварц-топазовых метасоматитов. Нередко также их линзы приурочены к пологим трещинам, пересекающим зону смятия, вмещающую оруденение.

Кварц-турмалиновые с касситеритом образования слагают жилы и прожилки, секущие кварц-топазовые грейзены. Мощность жил обычно 0,20–0,30 м, иногда достигет 1 м. Маломощные жилы и прожилки турмалинитов залегают как в осевой части кварц-топазовых тел, так и в их зальбандах.

В составе руд месторождения уверенно определено 37 минералов (табл. 7.3), при этом авторы понимают, что данной цифрой далеко не исчерпывается все минеральное разнообразие такого генетически сложного многостадийного месторождения и по мере дальнейшего минералогического изучения могут быть обнаружены новые минералы и их разновидности. Наблюдения над взаимоотношением минералов и текстурно-структурные особенности руд позволили выделить в формировании месторождения шесть стадий минерализации, объединенных в три этапа. При этом одностадийными оказались безоловянный дорудный молибденит-полевошпатовый и пострудный антимонитовый этапы.

Молибденовый этап проявлен на глубоких горизонтах месторождения и представлен маломощными адуляр-кварцевыми прожилками с редкими чешуйками и зернами эпидота, сидерофиллита, хлорита и мусковита. В центральной части прожилков сосредоточены прерывистые нитевидные выделения молибденита. Ближе к зальбандам среди агрегатов альбита обнаружены отдельные зерна шеелита и вольфрамита. Отмечены редкие мелкие зерна висмутина.

Пострудный антимонитовый этап проявлен в субмеридиональных трещинах с небольшой амплитудой, разрывающих отдельные участки оловоносной зоны. Он представлен тонкими жилами и прожилками с редкими раздувами до 20 см антимонита в осветленных сидерофиллитизированных риолитах. К этому же этапу относятся редкие выделения тетраэдрита, обнаруженные в оловоносных жилах вблизи меридиональных разрывов.

Продуктивный оловорудный грейзеновый этап отмечен четырьмя стадиями минерализации, из которых первые две (касситерит-кварц-топазовая и кварц-турмалин-сульфидная) отличаются наибольшим минеральным разнообразием. Именно на этих стадиях отложилась основная масса минералов, представляющих промышленную ценность. Следует отметить особую их специфику. В касситерит-кварц-топазовую стадию отложилась основная масса касситерита и вольфрамита – главных рудных минералов месторождения – вместе с топазом, сидерофиллитом, флюоритом и некоторыми сульфидами, среди которых заметно преобладает арсенопирит. В конце этой стадии появляется борнит.

Кварц-турмалин-сульфидная стадия характеризуется широким развитием медных минералов, среди которых преобладает халькопирит. Одновременно отложилась большая часть борнита, сульфостаннатов меди и железа и индиевых минералов. Касситерит здесь чаще всего ксеногенный, и лишь малая часть его новообразована благодаря распаду сульфостаннатов. В этих рудах сосредоточена основная масса попутных висмута, индия и серебра, заметно повышающих ценность месторождения. Завершающие грейзеновый этап эпидот-хлоритовая и карбонатная стадии – безрудные.

Зональность метасоматитов наиболее отчетливо проявлена вкрест простирания зоны и несколько различается на продуктивном и надпродуктивном горизонтах.

На продуктивном горизонте выделены внешняя – эпидот-хлоритовая и внутренняя – сидерофиллитовая фации. Фрагментарно развита промежуточная карбонат-мусковитовая субфация. Метасоматиты внутренней сидерофиллитовой фации накладываются на эпидотизированные и хлоритизированные породы. «Набор» вновь образованных минералов и интенсивность метасоматической переработки позволили выделить в составе этой фации три субфации: сидерофиллит-мусковит-кварцевую, мусковит-сидерофиллит-кварцевую и сидерофиллит-кварцевую.

Метасоматиты надпродуктивного горизонта при сохранении общей тенденции изменений имеют некоторые отличия. Краевую их фацию слагают хлоритизированные и эпидотизированные (пропилитовая фация) породы, аналогичные метасоматитам продуктивного горизонта. Однако здесь нет метасоматитов карбонат-мусковитовой субфации, и сидерофиллитизация непосредственно сменяет эпидот-хлоритовые изменения. В сидерофиллитовой фации,

Таблица 7.3

Минеральный состав, этапы и стадии жильно-прожилковых образований Правоурмийской рудоносной зоны

Минерал	Молибденит-полевошпатовый этап	Грейзеновый этап				Антимонитовый этап
		Касситерит-кварц-топазовая стадия	Кварц-турмалин-сульфидная стадия	Эпидот-хлоритовая стадия	Карбонатная стадия	
Кварц	==========	==========	==========	==========	==========	
Сидерофиллит	----------==========					
Топаз	----------==========					
Турмалин	---		---==========			
Мусковит (серицит)	----------	=====	==========			-----
Хлорит		===		--------==========-------		====
Эпидот		===		-------==========------		====
Карбонат	---------				==========	
Флюорит		-----==========	==========----------			
Адуляр	==========--------					
Апатит	=====-----					
Гранат		------				
Анатаз		-------				
Висмут		------				
Касситерит	--	=========				
Вольфрамит	----	=======				
Фергусонит		----				
Шеелит	========	----				
Леллингит	---	====				
Молибденит	=======----					
Арсенопирит		-----==========	==========-----			
Халькопирит			----==========			
Борнит			---------==========			
Моуссонит			==========			
Станноидит			==========			
Станнин			==========			
Рокезит			======			
Zn-In минерал			======			
Сфалерит			======------			
Галенит			=====-------			
Виттихенит		-----				
Кубанит			--------			
Пирит			----------			
Пирротин			=====------			
Висмутин	----------	----------				
Антимонит						======
Тетраэдрит						------
Возраст, млн лет		95±6*[2] 91,8±2,3*[4]				
I_{0Sr}		0,7080±0,0001*[2]				
δS^{34} Арсенопирит		-1,2				
Халькопирит			-1,6			
$\delta^{18}O$ Кварц		9,0				
Топаз		10,8				
Вольфрамит		3,4				
Касситерит		3,5				
pH растворов	7-8*[1]	3-4 →5-7*[3]	3-4 →6-8*[3]			
T°C	440–180*[1]	410–550*[3]	470–530*[3]			
P, атм	450–570*[1]	500–700*[3]	500–700*[3]			
Состав растворов	(Na, K, Ca, Mg, Fe, Cl, CO_2, F, S)*[1]	(K, Al, Fe, Ca, CO_2, F, S)*[1]; (CO, NH_4)*[3]	(K, Al, Fe, CO_2, B, S)*[3]			
Концентрация растворов (NaCl экв)	30 %*[1]	6 %*[3]				

Примечание. Данные из работ: (*[1]) – Семеняк и др., 1997; (*[2]) – Крымский и др. 1997; (*[3]) – Семеняк, 1989; (*[4]) – Ishihara et al.,

так же как на продуктивном горизонте, выделяются субфации сидерофиллит-мусковит-кварцевая, мусковит-сидерофиллит-кварцевая и сидерофиллит-кварцевая, но проявлены они менее контрастно. Главная особенность надпродуктивного горизонта – появление объемных турмалиновых метасоматитов турмалин-серицит-кварцевой и кварц-турмалин-топазовой субфаций, наложенных на породы сидерофиллитовой фации.

Аналогичная латеральная метасоматическая зональность выявлена и по простиранию Правоурмийской зоны. На восточном фланге месторождения в его наиболее эродированной части обнажаются метасоматиты кварц-сидерофиллит-топазовой фации. По мере продвижения на восток в менее эродированных частях они сменяются метасоматитами кварц-турмалиновой фации, которые при дальнейшем погружении зоны на восток сменяются эпидот-хлоритовыми изменениями. Широкое развитие в слюдистых околорудных метасоматитах и жильно-прожилковых образованиях продуктивного горизонта темных железистых слюд – сидерофиллита, биотита и циннвальдита – позволяет рассматривать эти образования в качестве своеобразных грейзенов – «цвиттеров» с выделением сидерофиллитовой, турмалиновой и эпидот-хлоритовой фаций (Семеняк, 1983).

Особенности латеральной зональности метасоматитов свидетельствуют об их распределении вокруг жильно-прожилкового ядра зоны, а латеральная зональность по простиранию зоны отражает вертикальную зональность относительно скрытого гребневидного выступа Верхнеурмийских гранитов (Семеняк, 1987).

Вертикальная зональность отмечается также в жильно-прожилковом рудном ядре. На горизонте промышленного оловянного оруденения (продуктивном горизонте) рудоносный штокверк образован S-образными взаимно пересекающимися жилами и прожилками кварц-мусковитового, сидерофиллит-кварцевого, кварц-сидерофиллит-топазового, кварц-топазового и монотопазового состава с метасоматическими гнездами и просечками рудных минералов. В них сосредоточена основная масса касситерита и вольфрамита – главных рудных минералов, а также леллингита и арсенопирита. В верхних частях этого интервала появляется борнит. На уровне надпродуктивного горизонта рудоносный штокверк сложен линейными кварцевыми и кварц-турмалиновыми жилами и прожилками с халькопиритом, арсенопиритом, сульфостаннатами меди и железа, минералами индия (Семеняк и др., 1994) и небольшим количеством пирротина, галенита и сфалерита. Касситерит и вольфрамит здесь ксеногенные. Эти жилы и прожилки часто цементируют раздробленные минеральные образования касситерит-кварц-топазовой (продуктивной) стадии. Выше в метасоматитах эпидот-хлоритовой фации развиты нитевидные эпидот-хлорит-кварцевые прожилки с редкими зернами касситерита. Жильно-прожилковые и метасоматические грейзены разбиты субмеридиональными разрывами на ряд блоков с амплитудой перемещения до 150 м. В рудном поле они иногда вмещают сурьмяную минерализацию.

На глубоких горизонтах месторождения в слабобиотитизированных риолитах выявлены редкие маломощные пегматоидные сидерофиллит-кварц-полевошпатовые жилы и прожилки с апатитом, леллингитом, молибденитом, висмутином, шеелитом и вольфрамитом (Семеняк и др., 1997).

ТАНТАЛ-НИОБИЙ-РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ

Модельный тип описан по работам (Солодов и др., 1987; Nokleberg et al., 2003; Когарко, 2004). Этот тип месторождений объединяет Ta-, Nb- и REE-содержащие щелочные метасоматиты, развивающиеся по щелочным редкометалльным гранитам и вмещающим их породам (это обычно мраморы, гнейсы или амфиболиты). Рудоносные метасоматиты представляют собой мелко- и среднезернистую кварц-альбит-микроклиновую породу. Ta-Nb минералы (например, колумбит и пирохлор), циркон и торит широко распространены наряду с редкоземельными минералами. Колумбит и циркон имеют практическое значение. Редкоземельные акцессорные минералы включают гагаринит, иттрофлюорит, монацит, бастнезит и ксенотим. Сложные многофазные метасоматические процессы, которые происходили в апикальной части гранитного массива и пород внутри зон скалывания, включают микроклиновый, альбитовый, мусковитовый и кремнеземный метасоматоз. Рудные тела имеют форму столбов и линз, которые простираются на глубину на сотни метров. Месторождения этого типа – уникальные источники Ta, Nb, Zr, Hf и Th вместе с Li, REE и U.

Тантал-ниобий-редкоземельные месторождения в щелочных метасоматитах Улканского прогиба

Улканский прогиб располагается на юго-восточной окраине Алдано-Станового щита и выполнен раннепротерозойскими вулканогенными образованиями мощностью до 3000 м, занимающими промежуточное положение между кристаллическим фундаментом Алдано-Станового щита и платформенным чехлом. Абсолютный возраст вулканитов 1840–1720 млн лет (Larin et al., 1997). В центральной части прогиба они прорываются многофазным Улканским

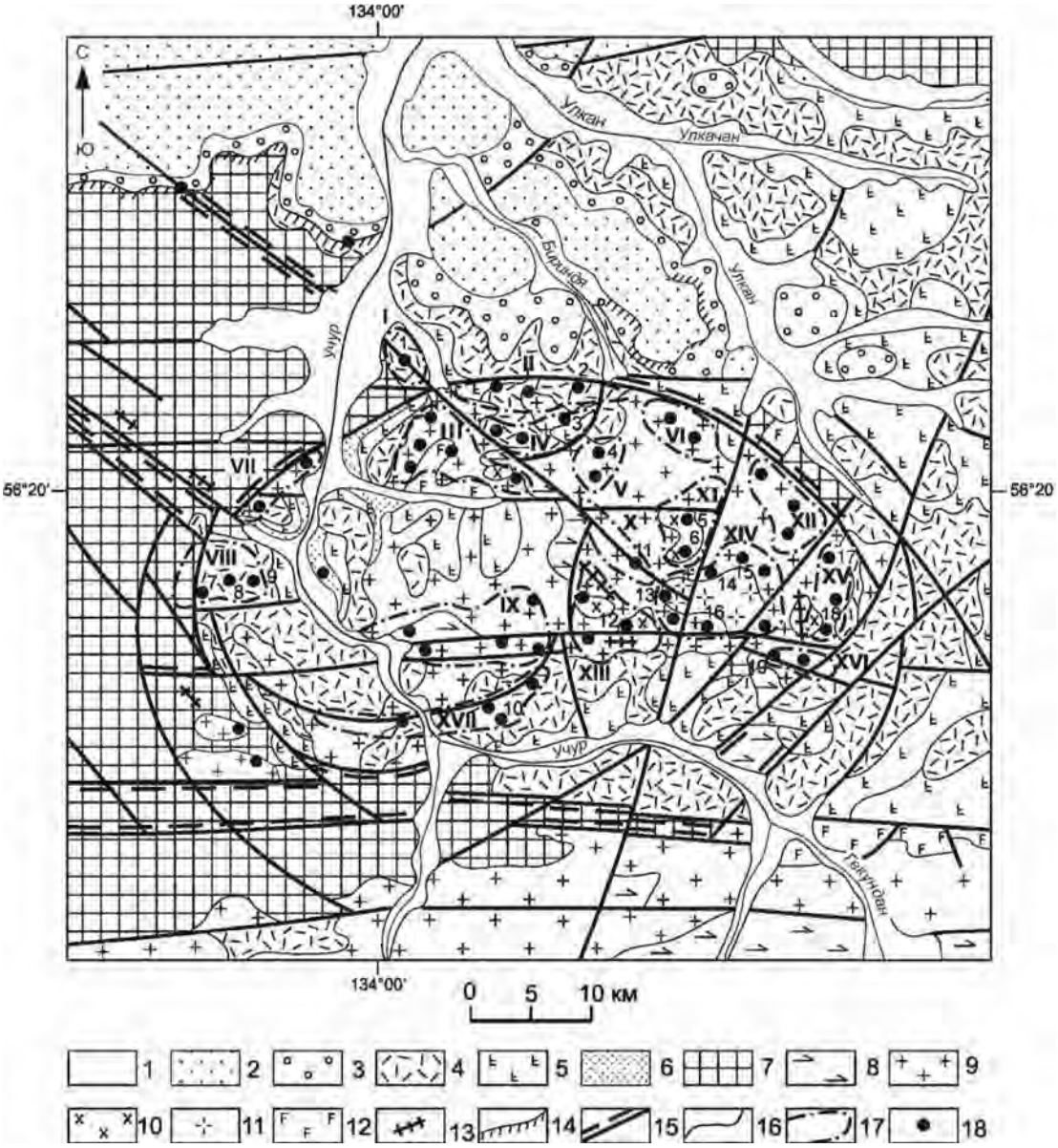


Рис. 7.24. Схема геологического строения Улканского рудного района (Гурьянов, 2001).

1 – четвертичные рыхлые отложения; 2, 3 – уянская серия нижнего рифея (2 – конкулинская, 3 – бириндинская свиты); 4–6 – улканская серия нижнего протерозоя (4 – элгэтэйская, 5 – улкачанская, 6 – топориканская свиты); 7, 8 – образования кристаллического фундамента нерасчлененные (7) и анортозиты древнеджугджурского комплекса (8); 9–13 – раннепротерозойские интрузии: 9–11 – гранитоиды первой (9), второй (10) и третьей (11) фаз улканского комплекса, 12, 13 – дайки габброидов маймаканского комплекса; 14 – коры выветривания; 15 – зоны разломов и связанных с ними тектонитов; 16 – геологические границы; 17 – рудные поля (I – Топориканское, II – Топорикано-Бириндинское, III – Верхнетопориканское, IV – Командное, V – Бириндинское, VI – Правобириндинское, VII – Учурское, VIII – Элгэтэйское, IX – Тангуктинское, X – Быраинское, XI – Бугундинское, XII – Орлиное, XIII – Тарынахское, XIV – Ныгваганский рудный узел, XV – Восточное, XVI – Курахандинское, XVII – Южно-Улканское); 18 – месторождения и проявления

гранитоидным плутоном площадью 750 км^2. Южнее размещается крупная (900 км^2) трещинная Южно-Учурская интрузия монцонитоидов.

Структура Улканского прогиба определяется серией разломов субширотного (Бугундинский, Северо-Учурский) и субмеридионального (Верхне-Бириндинский, Нимарский и Южно-Маймаканский) направлений, на пересечении которых размещается Улканский плутон (рис. 7.24). Главной рудоконтролирующей структурой раннепротерозойских месторождений является Улканский региональный разлом, пересекающий плутон в северо-западном направлении. Он проявляется серией разрывов и сколовых трещин в зоне шириной до 6 км и протяженностью

до 50 км, ограничивающей размещение лейкогранитных и щелочногранитных интрузивов, пегматитовых полей, жил и даек, а также гидротермально-метасоматических рудных зон в катаклазированных гранитоидах. При этом и граниты, и вулканиты раздроблены на блоки, переместившиеся в разных направлениях, что свидетельствует о многократном проявлении сжатия и растяжения в полосе Улканского разлома. Рудно-метасоматические тела формировались преимущественно в местах пересечения трещин.

Улканский плутон сложен породами трех интрузивных фаз: 1) сиенито-диориты, граносиениты и рапакивиподобные граниты (1721±10 млн лет), 2) субщелочные лейкограниты, дайки гранит-порфиров и комендитов и 3) щелочные граниты и пегматиты, а также дайки грорудитов и рокалитов (1690±20 млн лет). Положение интрузий и их конфигурация отчетливо контролируются разрывными нарушениями: сочетанием субширотных, дуговых и северо-западных разломов. Рудоносные пегматиты, метасоматиты и гидротермалиты большей частью размещены внутри Улканского плутона и в его обрамлении, подтверждая зонально-купольную структуру Улканского рудного района (см. рис. 7.24).

В многофазном Улканском плутоне выявлено несколько геохимических типов потенциально рудоносных гранитов, с которыми генетически или парагенетически связаны рудопроявления раннепротерозойской металлогенической эпохи. Первые, наиболее ранние, рудопроявления ассоциируют с рапакивиподобными гранитами, в парагенетической связи с которыми проявился многостадийный метасоматоз (фельдшпатизация, сера-железо-марганцевый метасоматоз, окварцевание), развивавшийся синхронно с трещинообразованием и катаклазом в рапакивигранитном интрузиве. Во всех разновидностях этих метасоматитов проявлены бериллиевое и цинк-бериллиевое оруденение.

Второй рудоносный тип представлен лейкогранитами дополнительной интрузивной фазы, которые завершают эволюцию субщелочных расплавов. С ними ассоциируют апограниты, топаз-биотит-кварцевые грейзены (цвиттеры) с вкрапленностью касситерита, вольфрамита, циркона и колумбита, молибденит-кварцевые прожилковые штокверки, размещающиеся в апикальных выступах и приконтактовых участках лейкогранитных штоков. Они соответствуют геохимическому типу субщелочных агпаитовых редкометалльных гранитов (Козлов, 1987; Таусон и др., 1982).

Третий рудоносный тип представлен щелочными гранитами заключительной интрузивной фазы с приконтактовыми пегматоидными штокшайдерами и жильными телами щелочногранитных пегматитов с тантал-бериллий-циркониевой минерализацией и зонами эгирин-арфведсонитовых альбититов и фенитов с цирконий-редкоземельным оруденением. Щелочные граниты относятся к геохимическому типу щелочных редкометалльных агпаитовых гранитов (Козлов, 1987).

К четвертому рудоносному типу отнесены щелочногранитные дайки грорудитов, интенсивно альбитизированные и эгиринизированные, с редкоземельным оруденением.

Гранитоиды Улканского плутона и комагматичные им вулканиты обогащены щелочами и железом и обеднены глиноземом, магнием и кальцием. Сложены вулканиты и гранитоиды одними и теми же породообразующими минералами: анортоклазом, альбитом, редко олигоклазом, высокожелезистыми пироксенами ($f_{общ.}$=70–90 %), амфиболами ($f_{общ.}$=76–98 %), аннит-сидерофиллитовыми слюдами ($f_{общ.}$= =78–90 %), кварцем и более чем 40 видами акцессорных минералов. В щелочных гранитах и пегматитах развиты рибекит, эгирин, астрофиллит, также с высокой общей железистостью.

На петрохимической диаграмме Л.С. Бородина (Na+K)/Ca–A_c составы улканских гранитоидов располагаются в одних и тех же известково-щелочном, субщелочном и щелочном полях щелочности. При этом каждому полю соответствуют гранитоиды одной интрузивной фазы с сингенетичными вулканитами и дайками аналогичного петрохимического профиля, что подтверждает комагматичность этих образований.

Результаты количественных определений акцессорных элементов (табл. 7.4) показали, что граносиениты и рапакивиподобные граниты в сравнении с типовым гранитом рапакиви несколько обеднены барием и стронцием при кларковых содержаниях остальных элементов. Щелочные граниты обогащены фтором, цирконием и иттрием, а в щелочных пегматитах и грорудитах очень высоки концентрации циркония, вольфрама, ниобия, иттрия и тантала. Названные элементы резко накапливаются в поздних дериватах исходной магмы. По содержаниям и соотношениям рубидия и стронция на диаграмме Rb/Sr–Sr (Condie, Banagar, 1974) улканские гранитоиды ранней фазы (сиениты, граносиениты, гранофировые и рапакивиподобные граниты) соответствуют производным глубинных расплавов мантийно-корового состава (рис. 7.25), а лейкограниты и сопровождающие их дайки гранит-порфиров и сиенит-порфиров – малоглубинным типично коровым расплавам. Щелочные граниты и пегматиты сопоставляются с умеренно глубинными типично коровыми образованиями. Предполагается, что очаги гранитоидных расплавов формировались на разных глубинах земной коры.

В Улканском прогибе подавляющее большинство рудных объектов рассматриваемого типа приурочено к Ныгваганской интрузивно-купольной струк-

Таблица 7.4

Средние содержания элементов (в г/т), индексы редкометалльности (ИР) и индексы концентрации (ИНК) в вулканитах и гранитоидах Улканского плутона

	1 (26)	2 (81)	3 (18)	4 (20)	5 (14)	6 (28)	7 (54)	8 (32)	9 (38)	10 (12)	11 (3)	12 (5)	13 (3)	14 (5)	15 (12)	16 (8)	17*
F	2500	375	2300	2280	1900	3600	2200	2800	3200	3000	2400	1600	2600	2500	2300	2100	1755
Li	18	10	20	15	29	14	40	68	90	230	38	27	36	40	223	145	37
Rb	212	135	240	167	146	152	262	316	290	520	272	156	168	210	930	317	293
Be	5,8	5,0	4,8	3,8	6,0	6,6	8,0	6,0	18,0	80	6	3	3,5	7	6	16	4,2
Ba	960	384	860	980	820	860	880	166	100	120	104	355	210	120	346	360	1450
Sr	93	35	148	168	46	165	176	18	20	15	18	25	16	15	22	18	125
Mo	5,4	2,0	5,0	6,0	6,5	5,0	7,2	5,2	6,1	9,6	4,7	2,3	2,2	5,7	3,8	1,4	2,4
W	6,0	–	4,2	22	10	19	21	34	16	106	8	11	7	12	18	19	3,2
Sn	8,0	1,8	7,0	6,6	6,5	9,4	10,6	18	18,7	24	18	6	6,8	18	12	16	38
Ta	9,6	–	9	10	9,2	10	16	20	22	40	20	8,3	16	12	20	34	18,5
Nb	90	80	84	92	92	106	150	180	213	568	161	86	94	116	186	212	320
Zr	510	580	610	665	786	844	810	566	1160	2140	950	730	780	868	2850	3260	2170
Y	89	63	67	99	77	70	62	60	94	1100	86	48	86	88	1112	1023	34*
Ce	240	97	180	290	358	300	320	168	416	472	294	120	160	264	460	397	110*
La	168	55	100	170	319	156	186	129	124	103	164	140	156	302	222	192	60*
Nd	120	–	64	96	197	110	124	62	127	158	76	80	88	310	120	97	46*
∑ TR+Y	617	215	411	655	951	636	692	419	761	1833	620	388	490	964	1814	1709	–
ИР	500	131	575	388	380	576	660	5843	10133	11250	6098	770	2346	4630	7130	2520	3510
Nb/Ta	9,4	–	9,3	9,2	10	10,6	9,4	9,0	9,7	14,2	8,1	10,4	5,9	9,7	9,3	6,3	16,7
ИНК	5,0	–4,0	0,8	10,3	10,9	9,7	12,7	12,1	15,6	97,3	13,5	–0,5	1,4	13,8	50,0	44,3	11,6

Примечание. 1 – риолиты, 2 – трахириодациты, 3 – трахиты, 4 – сиениты, 5 – гранофиры, 6 – граносиениты, 7 – граниты рапакиви, 8 – лейкограниты, 9 – щелочные граниты, 10 – щелочногранитные пегматиты, 11 – комендиты, 12 – бостониты, 13 – сельвсбергиты, 14 – пантеллериты, 15 – грорудиты, 16 – рокалиты, 17* – кларки в гранитах рапакиви (Таусон и др., 1982). В скобках – число проб. ИР=F(Li+Rb/Ba+Sr) (Козлов, 1987). ИНК=$(C_1/K_1+...+C_n/K_n)$-n, где C_1 – содержание элементов, K – кларк элемента, n – число элементов. Прочерк – не определялось.

туре, в которой четыре рудопроявления отвечают средним и крупным месторождениям (рис. 7.26).

На *месторождении Верхняя Бугундя*, в северной экзоконтактовой части Ныгваганского массива щелочных гранитоидов, рудоносными телами являются зональные и структурно сложные щелочногранитные пегматиты, зоны кварц-альбитовых метасоматитов с многочисленными прожилками эгирин-рибекит-циртолит-микроклин-кварцевого состава, тела гематит-кварц-полевошпатовых метасоматитов и калишпатитов с наложенной альбитизацией, а также зоны щелочнопегматитовых фенитов в обрамлении пегматитовых тел.

Тантал-ниобиевая минерализация отмечается почти во всех типах пегматитов, метасоматитов и гидротермалитов. Все перечисленные образования выполняют субширотную зону повышенной трещиноватости и катаклаза протяженностью 4 км и шириной 1,3–1,6 км, приуроченную к контакту массива щелочных гранитов с субщелочными лейкогранитами. По одному из ее пересечений линией канав вскрыто не менее 20 жил зональных щелочногранитных пегматитов мощностью до 30 м с содержаниями (в %): Nb – до 0,1, Ta – до 0,02, TR (Ce, La) – до 0,5, Be – от 0,02 до 0,3 и Li – до 0,06, а также 40 тел структурно сложных щелочногранитных пегматитов мощностью от 0,2 до 12 м с содержаниями (в %): Nb – от 0,1 до 0,3 (максимальное 3,0), Ta – от 0,01 до 0,034 (максимальное 0,3), TR (Ce, La, Y, Yb) – от 0,1 до 0,5, Li – от 0,1 до 0,3, Zr – до 4,4 и U – до 0,02. Здесь также установлено несколько зон кварц-альбитовых метасоматитов мощностью до 15 м с концентрациями (в %): Nb – 0,1, Ta – 0,01, TR – до 0,25, Zr – до 1,68 и Li – до 0,2. В большинстве проб также присутствуют Au (до 0,22 г/т) и Ag (до 30 г/т). Протяженность рудных тел варьирует от 20–50 до 500 м. Рудные интервалы с промышленными содержаниями Ta и Nb достигают 50–60 м, реже 120 м.

Аналогичного типа рудные тела с промышленными и близкими к ним содержаниями Nb, Ta, TR известны и в других местах в обрамлении Ныгваганского массива щелочных гранитоидов – на *месторождениях Эталон-2, Средний Ныгваган* и *Ключ*. Мощности рудных тел на этих объектах составляют первые десятки метров, и для них также характерны высокие средние содержания Ta (0,021–0,038 %) и

Nb (0,23–0,38 %). Во всех рудопроявлениях метасоматиты приурочены к участкам пересечения трещин и разрывов северо-западного, юго-восточного и субширотного направлений и образуют линейно-крестообразные рудоносные тела протяженностью до 500 м при ширине от 5 до 50 м (рис. 7.26). Новообразованные минералы в фельдшпатизированных катаклазитах составляют от 50 до 80 % объема и представлены микроклином – 10–35 %, альбитом – 5–35 %, сидерофиллитовой слюдой – до 6 %, кварцем – до 30 %, хлоритом – до 5 %, гематитом – до 5 %, флюоритом – до 3–5 % и акцессорными минералами – до 5 % (сфеном, магнетитом, цирконом, фенакитом, касситеритом, бертрандитом и др.). Главными рудными минералами являются бертрандит и эвклаз, замещающие зерна фенакита в гематит-кварцевых и кварц-флюоритовых прожилках и гнездах.

В краевых и апикальных частях Улканского массива со щелочными метасоматитами связано бедное и рядовое тантал-ниобиевое, циркониевое, урановое и редкоземельное оруденение. Примером служат рудные объекты *Неожиданное, Улкан и Крутое*, имеющие при больших масштабах рудной минерализации значение промышленных месторождений. Они приурочены к зонам трещиноватости и катаклаза, оперяющим крупные разломы и узлы их сочленения и образующим штокверкоподобные и столбообразные залежи (В.А. Гурьянов, 1997 г.). Рудные зоны (420×180 м, 390×140 м) зональны: в центре развиты альбититы, к периферии сменяющиеся кварц-альбитовыми и кварц-микроклин-альбитовыми метасоматитами с гастингситом и биотитом и, наконец, альбитизированными или калишпатизированными граносиенитами. Наиболее высокие содержания Ta (0,007–0,02), Nb (0,1–0,4), Zr (0,1–0,8), La, Y и Ce (0,01–0,3), Be (до 0,06), Li (до 0,6), Gd, Dy и Lu (0,006–0,03), U (0,01–0,05), Th (до 0,3), Zn (0,6), Ag (до 20 г/т) и Au (до 2 г/т) связаны с кварц-микроклин-альбитовыми и кварц-альбитовыми метасоматитами. Рудные минералы образуют в них многочисленные сложноветвящиеся прерывисто-линзовидные просечки? и гнезда, выполненные цирконом, монацитом, пирохлором, колумбитом, гагаринитом, синхизитом, апатитом, бастнезитом, галенитом, торитом, торианитом, ильменитом, магнетитом, рутилом, гематитом и флюоритом. Пустых участков в рудных телах почти нет.

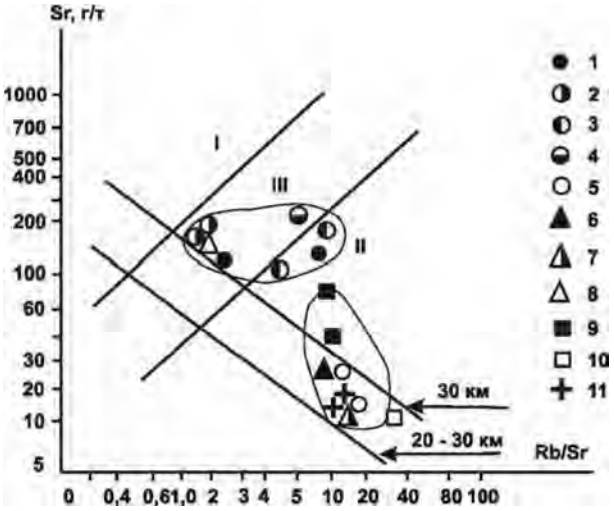


Рис. 7.25. Диаграмма Sr–Rb/Sr для гранитоидов улканского комплекса.

1 – рапакивиподобные граниты; 2 – граносиениты; 3 – гранофировые граниты; 4 – сиениты; 5 – лейкограниты; 6 – кварцевые порфиры; 7 – гранит-порфиры; 8 – сиенит-порфиры; 9 – щелочные граниты; 10 – щелочногранитные пегматиты; 11 – дайки комендитов и грорудитов. I – поле мантийных магм; II – поле мантийно-коровых магм; III – поле типичных коровых магм. Прямые – линии глубинности (по: Condie, Baragar, 1974)

БОРОНОСНЫЕ (ДАТОЛИТОВЫЕ) СКАРНЫ

Модельный тип описан по работам (Носенко и др., 1990; Раткин и др., 1992; Nokleberg et al., 2003). Этот тип месторождений представлен данбуритовыми и датолитовыми скарнами, сопряженными с гранат-геденбергит-волластонитовыми скарнами. Борные скарны сформировались во время последовательного метасоматического замещения известняков волластонитом, гроссулярит-андрадитом, геденбергитом, данбуритом, датолитом, аксинитом, кварцем и кальцитом. Месторождения характеризуются тонкослоистыми агрегатами волластонита, который образует почковидные агрегаты пироксенов и датолитов на стенках палеогидротермальных пустот в мраморах. Гидротермальные пустоты сформировались на глубине 500 м от палеоповерхности, выше метасоматической зоны волластонита и гроссулярита. Центральная часть этих пустот (0,5–50 м в поперечнике) выполнена данбуритовой друзой. Данбурит образовался после повторного борного метасоматизма, а бор был переотложен на более высоких палеогипсометрических уровнях в датолите, ассоциирующем с гранат-геденбергитовым скарном. Изотопные данные по B дают возможность предположить, что его источником была глубинная гранитоидная интрузия. На Востоке России известен лишь один объект боросодержащих руд промышленного типа – Дальнегорское месторождение боросиликатных скарнов, расположенное в западной части одноименного рудного района.

Дальнегорское месторождение боросиликатных скарнов

Дальнегорское месторождение локализовано в олистостромовом комплексе, терригенный матрикс которого содержит аллохтоны известняков среднего

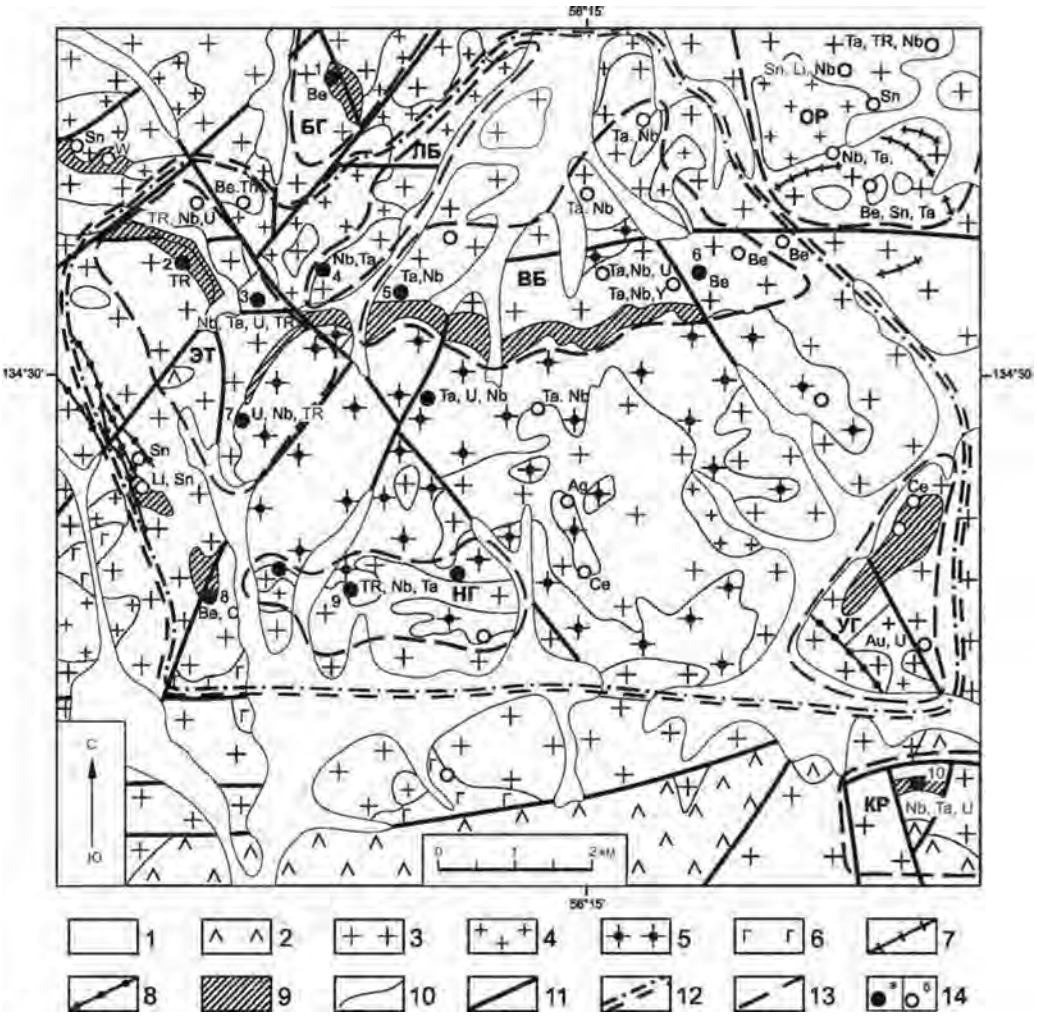


Рис. 7.26. Схематическая геологическая карта Ныгваганского рудного узла.

1 – четвертичные образования; 2 – вулканиты улканской серии; 3–5 – гранитоиды улканского комплекса: 3 – крупнозернистые субщелочные граниты и лейкограниты первой фазы, 4 – мелкозернистые субщелочные лейкограниты второй фазы, 5 – щелочные рибекитовые и эгирин-рибекитовые (с астрофиллитом) граниты и кварцевые сиениты третьей фазы; 6 – габброиды гекунданского комплекса; 7, 8 – дайки мелкозернистых субщелочных лейкогранитов улканского (7) и габброидов маймаканского (8) комплексов; 9 – поля и зоны рудоносных метасоматитов; 10 – геологические границы; 11 – разрывные нарушения; 12 – контуры Ныгваганского рудного узла; 13 – контуры рудных полей (БГ – Бугундинское, ЛБ – Левобугундинское, ВБ – Верхнебугундинское, ОР – Орлиное, ЭТ – Эталонное, НГ – Ныгваганское, УГ – Угловое, КР – Курахандинское); 14 – месторождения (а): Южное (1), Эталон-1 (2), Эталон-2 (3), Левая Бугундя (4), Верхняя Бугундя (5), Северный Ныгваган (6), Средний Ныгваган (7), Правый Ныгваган (8), Ключ (9), Неожиданное (10) и рудопроявления (б)

и верхнего триаса величиной от 150–300 м до 3,5 км. Простирание их северо-восточное, а падение на глубину под углами 70–80° до 1700 м. На юго-востоке по надвигу комплекс перекрыт алевролитами, песчаниками и кремнями с прослоями пелитовых пород и диабазов.

Субмеридиональные разломы делят зону боросиликатных скарнов на шесть блоков: Партизанский, Западный, Центральный, Долинный, Левобережный и Заперевальный (рис. 7.27). Блоки размером до 1 км прослеживаются на глубину до 1,1–1,5 км. Магматические породы месторождения представлены Дальнегорским вулканоплутоническим комплексом.

Дальнегорский комплекс представлен скрытым на глубине гранитоидным интрузивом. Горизонтальная протяженность кровли интрузива, вскрытая скважинами, около 700 м, глубина вскрытия 252,5 м. В интрузиве выделено три разновидности гранитоидов (Валуй, Стрижкова, 1997): 1) биотит-амфиболовые порфировидные адамеллиты, слагающие наиболее глубинные его части, 2) аплитовидные и гранофировые граниты апикальной зоны и ее апофиз, 3) гранит-порфиры, образующие дайку мощностью

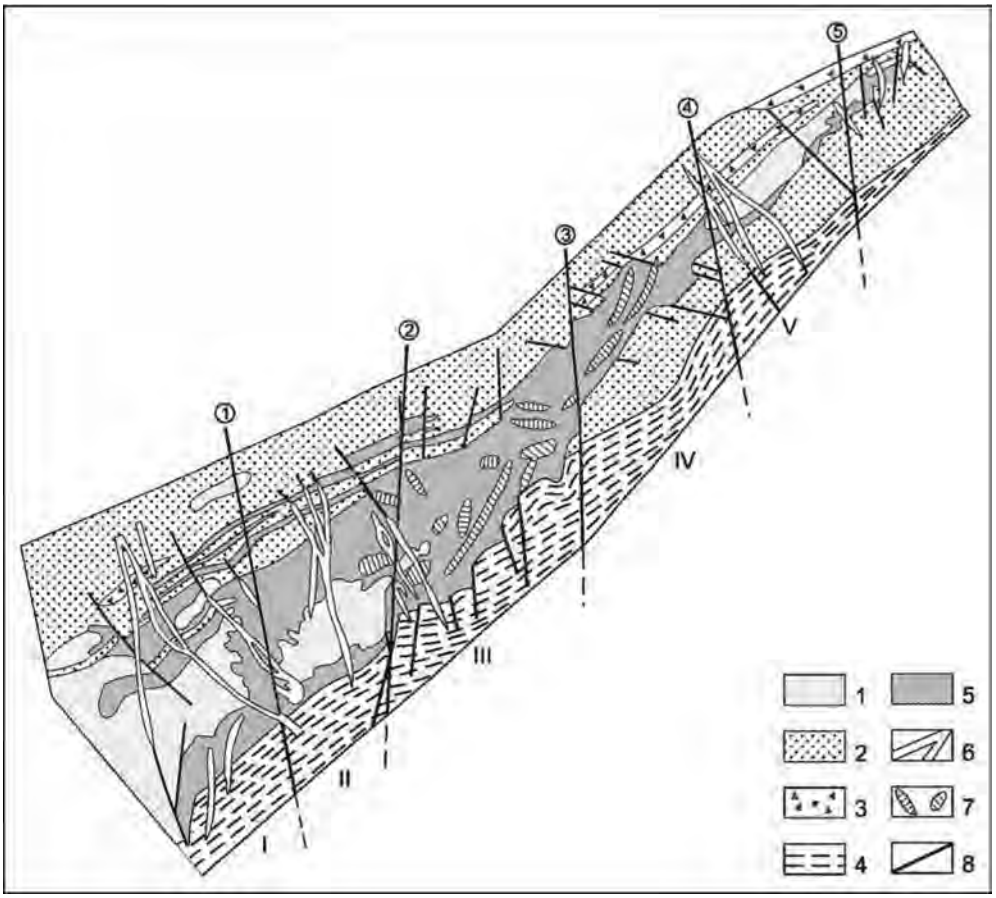


Рис. 7.27. Геологическая схема Дальнегорского боросиликатного месторождения (составлена по материалам Н.А. Носенко, 1986 г.).

1 – триасовые известняки; 2 – преимущественно раннемеловые песчаники; 3 – осадочные брекчии с мелкими фрагментами известняков и кремней; 4 – раннемеловые алевролиты и триасово-юрские кремнистые породы; 5 – зона скарнирования; 6 – палеогеновые дайки базальтовых порфиритов; 7 – раннемеловые дайки базальтовых порфиритов; 8 – разломы: Западный (1), Хрустальный (2), Кремнистый (3), Сентябрьский (4), Фланговый (5); блоки: Партизанский (I), Западный (II), Центральный (III), Долинный (IV), Левобережный (V), Заперевальный (VI)

12 м. K-Ar возраст адамеллитов составляет 59–64 млн лет, а гранитов – 50 млн лет.

Дальнегорское боросиликатное месторождение – это пластообразное тело скарнированных известняков, простирающееся на 3,5 км согласно со складчатостью терригенных пород матрикса. Ширина зоны скарнирования до 540 м, а протяженность на глубину 1728 м. Скарнирование контролируется по простиранию субмеридиональными разломами и северо-восточными, а на глубине – контактом известняков с интрузией гранитоидов.

Скарны сложены в основном волластонитом, гранатом, пироксеном, кварцем, кальцитом, датолитом, данбуритом и аксинитом; в меньшем количестве встречаются эпидот, хлорит, серицит, альбит, актинолит, флюорит, апофиллит, стильпномелан, сидерит, манганокальцит, ильваит, гематит, гизенгирит, сульфиды железа, свинца, цинка, меди, кобальта и мышьяка, отмечаются также самородные висмут и сурьма.

Волластонит образует две генерации. Волластонит I, развитый главным образом на глубоких горизонтах месторождения, белый или кремово-розовый, шестовато-лучистый. Волластонит II установлен как в нижней части (белый), так и в верхней части скарнового тела (розовато-бурый). Химический состав минерала отличается от теоретического пониженным содержанием кремнезема (1,85–2,15 мас.%), окиси кальция (4,82–10,78 %) и повышенным – закисного железа (4,61 %) и окиси марганца (6,26 %). По сумме Fe_2O_3+FeO+MnO выделяются: 1) ферроманганволластониты (>3 мас.%), обособленные на верхних интервалах центральных блоков рудного тела, 2) манганволластониты (1,5–3 %), слагающие средние и нижние горизонты, 3) волластониты (<1,5 %), встречающиеся преимущественно в нижней

части разреза. Установлено также увеличение содержания никеля, хрома, ванадия и олова от белых (глубинных) к бурым (менее глубинным) разновидностям минерала; в обратном порядке увеличиваются концентрации бора, свинца, цинка и серебра.

Пироксен образует две генерации и присутствует во всех скарнах. Пироксен I в виде зеленовато-серых мелкокристаллических или шестовато-лучистых агрегатов в ассоциации с гранатом и волластонитом образует зону экзоскарнов на контакте с интрузией. Пироксен II, обычно зеленый и темно-зеленый, крупно- и среднекристаллический, в виде радиально-лучистых агрегатов слагает основную массу геденбергит-датолитовой фации скарнового тела. Главные разновидности пироксенов – диопсид, Fe-геденбергит и Al-геденбергит. Диопсид преобладает в эндоскарнах (в гранитах), а геденбергиты – в экзоскарнах (известняках). В минерале высоки концентрации цинка (до 650 г/т), никеля (до 62,5 г/т), ванадия (до 49,0 г/т), меди (до 56,0 г/т), олова (до 13,7 г/т), серебра (до 0,15 г/т) и бора (до 500 г/т).

Гранат распространен обычно в краевых частях скарновых тел. Мелкокристаллический гранат отмечается в экзо- и эндоконтактовых зонах гранитного интрузива, где он развивается по волластониту и пироксену в виде мелко- и крупнокристаллических агрегатов, образуя массивные гнезда и линзы в рудном теле. Отмечаются также выделения светло-зеленого полупрозрачного граната в ассоциации с кварцем и кальцитом в пустотах. По химическому составу гранаты занимают промежуточное положение между андрадитом и гроссуляром. В гранатах из скарнов, развитых по известнякам, андрадитовый минал составляет 66,4 %, а гроссуляровый – 21,8 %; в гранатах из скарнов, образованных по терригенным породам и по граниту, – 5 % и 86 %, 24 % и 62,2 % соответственно. Во всех разновидностях гранатов высоки содержания олова (до 52 г/т), бора (95,4 г/т), меди (до 80,1 г/т), серебра (0,16 г/т), хрома (110 г/т) и никеля (до 60,2 г/т). При этом большинство элементов накапливаются на средних и глубоких горизонтах месторождения.

Аксинит установлен в скарнах на контакте известняков и песчаников. Вместе с другими боросиликатами он слагает Аксинитовую и Водораздельную залежи.

Данбурит распространен на верхних горизонтах залежи, где образует мономинеральные линзы и гнезда, а на глубоких интервалах (от 700 до 1100 м) он образует в тонкополосчатые агрегаты, состоящие из бледно-зеленого датолита, пироксена и реже – волластонита.

На месторождении выделяется два типа метасоматоза: контактовый диффузионно-биметасоматический и инфильтрационный. Колонка фаций первого типа (сверху вниз): волластонитовая – пироксен-волластонитовая – гранат-пироксеновая и пироксен-гранатовая.

С метасоматозом второго типа связано формирование двух видов фациальных колонок: а) по крутопадающим трещинам к кровле интрузива (сверху вниз): гранатовая – пироксен-гранатовая – пироксеновая; б) по осевой части залежи (снизу вверх): волластонитовая – датолит-волластонитовая – датолит-пироксеновая – гранат-датолитовая.

Установлена также продольная зональность скарновой линзы, обусловленная различной степенью замещения пород. На юго-западном и северо-восточном флангах преобладает мозаичный скарн, а на центральном участке известняки скарнированы полностью.

Выделяется три типа боросодержащих руд: 1) датолитовый (залежи Главная и Малая), 2) данбурит-датолитовый (залежь Левобережная, рудное тело Скрытое), 3) аксинит-датолитовый (залежи Аксинитовая и Водораздельная).

Боросиликатные руды средне- и крупнозернистые. Для них типичны массивные, пятнистые, полосчатые, брекчиевые текстуры. Особый интерес вызывают гигантские концентрически-зональные сферы, сложенные ритмично-переслаивающимися полосами волластонита, пироксена, граната, датолита и других минералов, которые отлагались, очевидно, в открытых полостях.

Считается (Носенко и др., 1990), что скарны Дальнегорского боросиликатного месторождения сформировались в два этапа. На первом этапе образовались тонкополосчатые гранат-волластонит-пироксеновые скарны с ранними данбуритом и датолитом. Эти скарны приурочены к разломам, секущим линзы известняков. На глубине в участках интенсивной циркуляции растворов, при их взаимодействии с известняками, образовались гигантские (до 20–30 м) полости, выполненные крупными (10–20 см) кристаллами кварца и данбурита, сцементированные кальцитом.

На втором этапе ранние скарны были частично перекристаллизованы. В поздних ассоциациях пироксены менее магнезиальные, а в гранатах преобладает андрадитовый минал. Ранний данбурит был замещен парагенезисом кварца, кальцита и позднего данбурита, а пустоты инкрустированы кристаллами кварца, датолита, кальцита, иногда апофиллита.

Продуктивные ассоциации формировались из высококонцентрированных растворов, в газовой составляющей которых превалировала углекислота, при последовательном снижении температуры от 350 до 120 °С. Изотопный состав кислорода и углерода указывает на участие в гидротермальном процессе метеорной воды (Малахов и др., 1987). Этапы скарнирования разделены тектоническими движениями и внедрением даек щелочной серии.

МЕДЕНОСНЫЕ (±Fe, Au, Ag, Mo) СКАРНЫ

Модельный тип описан по работам (Cox, Theodore, 1986; Nokleberg et al., 2003). Месторождения меденосных скарнов представлены халькопирит-магнетит-пирротиновой минерализацией в известково-силикатных скарнах, которые замещают карбонатные породы вдоль интрузивных контактов с массивами разного состава от кварцевых диоритов до гранитов и от диоритов до сиенитов. Обогащенные полиметаллами скарны залегают дальше от интрузии, в то время как меденосные с золотом – ближе к ней. Главные минералы скарнов – халькопирит, магнетит, пирротин, пирит, гематит, галенит, молибденит, сфалерит и шеелит. Минерализация многостадийная. Этот тип месторождений обычно ассоциирует с Cu-Mo-порфировыми месторождениями.

Рудопроявление Медь-Гора

Скарновые медные и молибден-медные рудопроявления часто представляют собой скарновую фацию медно-порфирового оруденения. Одним из таких объектов является медно-молибденовое рудопроявление *Медь-Гора*, расположенное в северо-восточном обрамлении Омолонского кратонного террейна. Рудоносные гранат-пироксеновые скарны приурочены к контакту раннемеловой гранодиоритовой интрузии, прорывающей каменноугольные известняки. Выявлено несколько скарново-рудных зон протяженностью от 30 до 160 м с содержаниями в них меди до нескольких процентов. Главные рудные минералы – пирит, халькопирит, молибденит, пирротин, магнетит, гематит и сфалерит. Рудопроявление изучено слабо.

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ СКАРНЫ

Модельный тип кратко описан по работам (Мазуров, 1985; Cox, 1986; Синяков, 1988; Nokleberg et al., 2003). Этот тип месторождений представлен магнетитом, рассеянным в известково-силикатных или магнезиально-силикатных скарнах, которые развиваются по карбонатным, вулканогенно-карбонатным или карбонатно-терригенным породам вблизи интрузивных пород, варьирующих от габбро и диоритов до гранодиоритов и гранитов. Локально могут быть развиты одновозрастные вулканические породы. Ассоциирующие с магнетитом минералы – относительно редкие халькопирит, пирит и пирротин. Главные скарновые минералы – магнезиальные силикаты, известковые силикаты, альбит, скаполит, хлорит и амфибол. Примером железорудных скарновых объектов на юге Дальнего Востока является Гарьское месторождение, а на Северо-Востоке – Скарновое рудопроявление.

Гарьское железорудное месторождение

Гарьское железорудное скарновое месторождение находится в северной части Буреинского супертеррейна и приурочено (рис. 7.28, 7.29) к ксенолиту раннекембрийских пород площадью 10–12 км^2, в раннепалеозойских габброидах и гранитоидах представленному кварц-биотитовыми сланцами, слюдистыми кварцитами, кварц-хлоритовыми и кварц-серицитовыми сланцами, а также метаморфизованными эффузивами (от диабаза до риолита). Мощность рудоносной свиты до 1500 м. Она сложена метаморфическими образованиями, характеризующимися переслаиванием альбитовых, амфибол-альбитовых и амфиболовых сланцев с магнетитовыми рудами и мраморизованными известняками. В рудном поле площадью 4×0,9 км породы рудоносной свиты контактово метаморфизованы и превращены в гранатовые и пироксеновые скарны. Месторождение залегает в ядре синклинальной складки второго порядка (Гарьская синклиналь), северо-восточного простирания с падением крыльев 70–85°, осложненной субширотными разрывными нарушениями северо-восточной и близмеридиональной ориентировки. Все рудные тела месторождения представляют собой выдержанные крутопадающие (70–90°) пластообразные и линзовидные залежи, образующие с вмещающими породами рудоносной свиты единое целое.

Установлено 56 рудных тел мощностью от 2 до 49,3 м и протяженностью от 80 до 1500 м. Оруденение прослежено скважинами на глубину до 500 м. Главным минеральным типом являются магнетитовые руды, среди которых выделяются богатые руды (свыше 50 % железа) и среднего качества (содержание железа от 20 до 50 %). Богатые руды составляют 37 % балансовых запасов, руды среднего качества – 63 %. Химический состав богатых руд (в %): Fe – 55,68; FeO – 22,22; SiO_2 – 10,65, TiO_2 – 0,34, K_2O – 0,10, Na_2O – 1,48, $A1_2O_3$ – 2,77, CaO – 5,63, MgO – 1,70, MnO – 0,31, S – 1,02 и P – 0,18. Из общего количества богатых руд 54 % приходится на малофосфористые с содержанием P – 0,08 % и S – 1,68 %. Фосфор связан с апатитом, а сера – с сульфидами. Химический состав руд среднего качества (в %): Fe – 32,64, FeO – 13,74, SiO_2 – 24,67, TiO_2 – 0,39, K_2O – 0,36, Na_2O – 1,22, $A1_2O_3$ – 6,66, CaO – 10,98, MgO – 2,73, MnO – 0,35, S – 1,99 и P_2O_5 – 0,22.

Основные рудные минералы – магнетит, мушкетовит, маггемит и гематит, а второстепенные – гидроокислы железа и марганца, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, борнит, ковеллин, халькозин, пирротин, молибденит, малахит и азурит. По данным химических анализов в рудах присутствует золото от следов до 1,6 г/т, медь – до 0,77 %, молибден – до 0,01 % (в кварцевых жилах до 0,72 %), кобальт – до

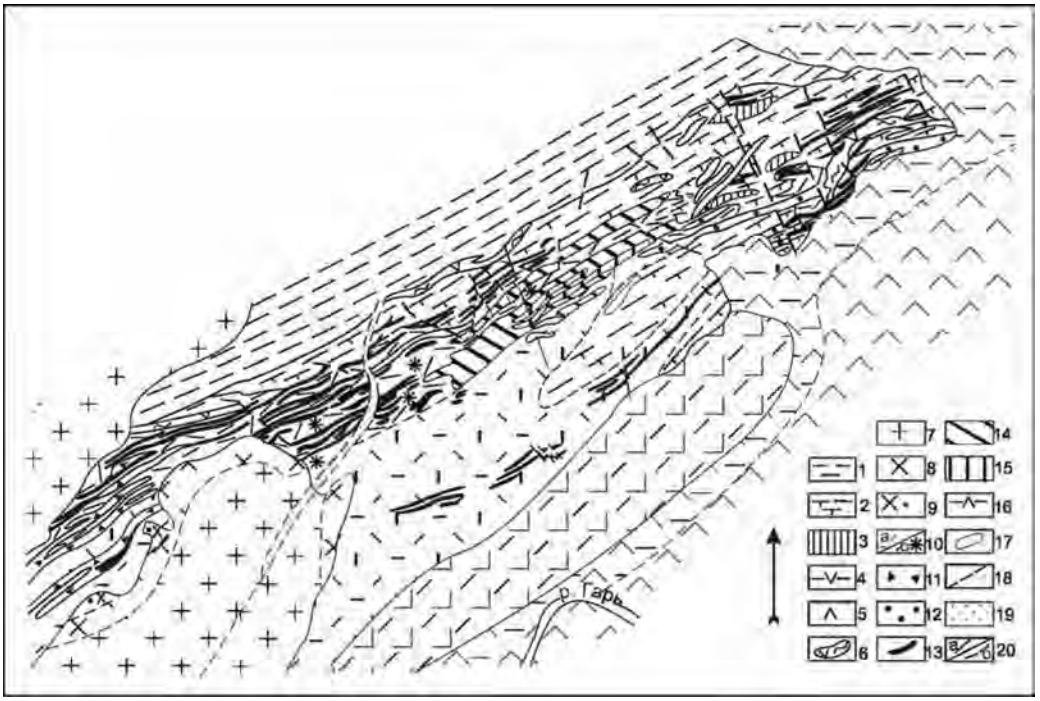


Рис. 7.28. Схематическая геологическая карта Гарьского железорудного месторождения, по А.П. Кисцу, Е.В. Егорову (1957 г.), Г.С. Нечкину (1972 г.).

1 – кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы; 2 – зеленосланцевые плагиоклазовые порфириты, туфы порфиров и туффиты; 3 – мраморизованные известняки; 4 – зеленосланцевые плагиоклазовые и роговообманково-плагиоклазовые порфириты; 5 – роговообманковые диориты; 6 – диоритовые порфириты (рудные дайки); 7 – микроклинизированные плагиограниты; 8 – кварц-микроклиновые автометасоматиты; 9 – гранат-микроклиновые околоскарновые породы; 10 – пироксен-скаполитовые, пироксен-гранат-скаполитовые околоскарновые породы (а), в том числе с вкрапленностью (б), содержащие 15–37 % Fe; 11 – пироксеновые, 12 – гранатовые экзоскарны; 13 – апоскарновые брекчиевидные, атакситовые и вкрапленные магнетитовые руды, Fe 20–50 %; 14 – полосчатые, Fe 20–40 %; 15 – массивные магнетитовые руды, Fe больше 50 %; 16 – пропилитизированные диориты; 17 – пострудные дайки диабазовых порфиритов; 18 – разрывные нарушения; 19 – зона дробления; 20 – геологические контакты установленные (а) и предполагаемые (б)

0,01 %, никель – до 0,02 %, марганец – до 1,16 %, трехокись хрома – до 0,03 % и пятиокись ванадия – до 0,01 %.

Технологическими исследованиями установлено, что все руды хорошо обогащаются методом магнитной сепарации. Запасы железных руд 388,8 млн т при средних содержаниях железа – 41,7 %, фосфора – 0,21 % и серы – 1,13 %; могут быть значительно увеличены путем изучения его флангов.

Рудопроявление Скарновое

Рудопроявление Скарновое приурочено к кольцевому ареалу скарнированных пород рифея (Омолонский кратонный террейн) вокруг небольшого штока умеренно кислых гранитов, K-Ar возраст которых 80 млн лет. В экзоконтакте штока карбонатные породы превращены в гранатовые, пироксен-гранатовые, везувиановые и пироксен-клиногумитовые скарны. Ширина кольцевого ареала в среднем около 600 м. По удалении от гранитов скарны сменяются околоскарновой зоной тремолит-волластонитовых мраморов (Фадеев, 1975). Во внутренней части скарнового пояса локализована кольцевая рудная зона шириной около 100–150 м, образованная многочисленными крутопадающими телами магнетитовых руд шириной 10–100 м и протяженностью 300–800 м. Длина этой зоны 2200 м и непрерывность ее подтверждается данными геофизических исследований. Рудные тела контролируются мелкими разрывными нарушениями и сложены преимущественно массивными магнетитовыми, кальцит-магнетитовыми и клиногумит-магнетитовыми агрегатами, реже полосчатыми. Массивные и полосчатые руды обычно окружены ореолом вкрапленных магнетитовых руд шириной до первых десятков метров. Температура формирования оруденения по данным декрепитации магнетита 560 °С (Л.П. Шпилько, А.П. Фадеев, 1973 г.).

Выделяются богатые, обычно кальцит-магнетитовые (51–58 % железа), и средние, скарново-магнетитовые (20–35 % железа), руды. Нередки друзовые обособления магнетита с октаэдрическими кристаллами размером в 1,5 см. Химический состав (в %)

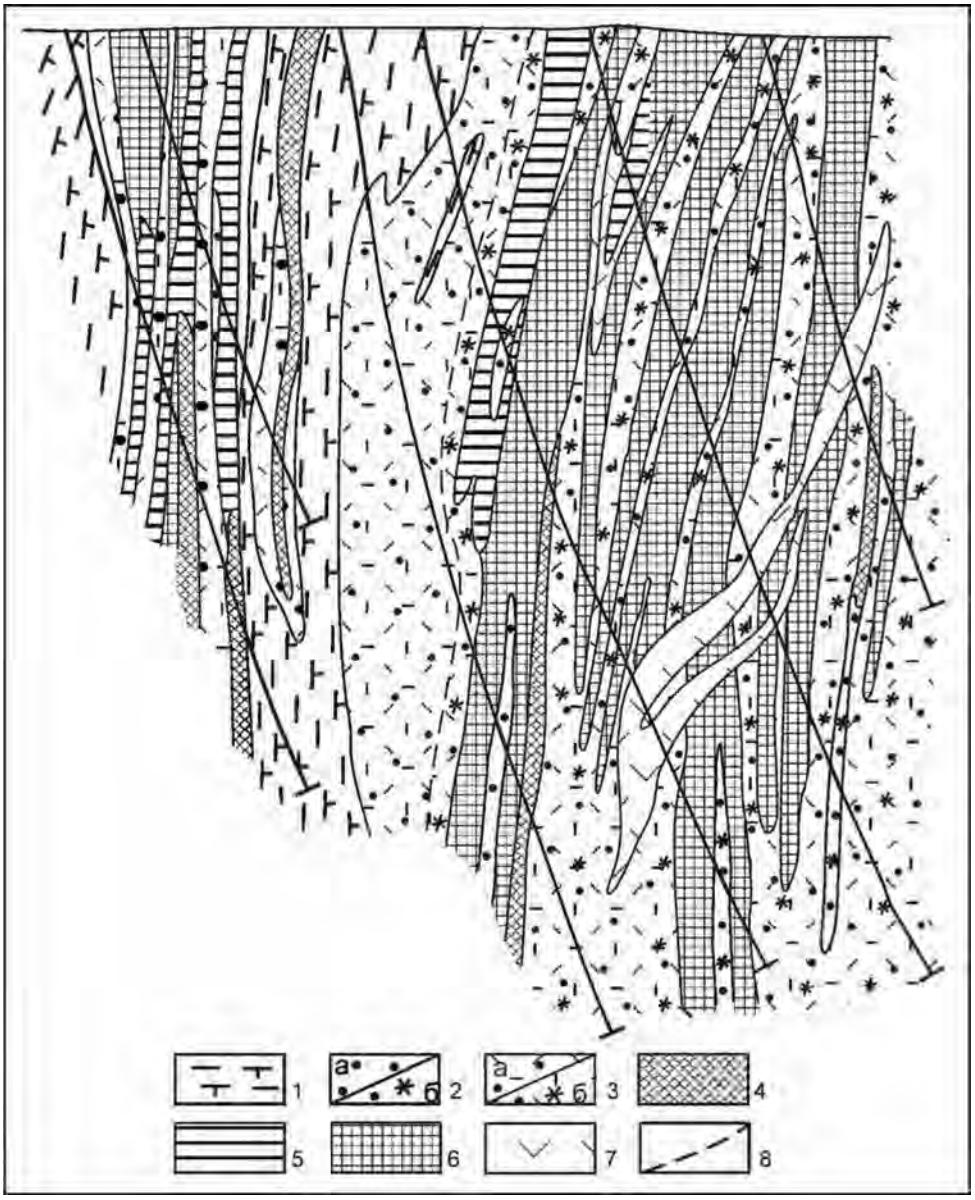


Рис. 7.29. Геологический разрез Гарьского железорудного месторождения, по Г.С. Нечкину (1972 г.).

1 – метаморфизованные вулканогенные породы; 2– гранатовые экзоскарны (а), в том числе с магнетитом (б), содержащие 15–20 % железа; 3 – гранат-скаполитовые околоскарновые породы (а), в том числе с магнетитом (б), железа 15–37 %; 4 – апоскарновые брекчиевидные, атакситовые, вкрапленные магнетитовые руды, железа 15–30 %; 5 – полосчатые магнетитовые руды, железа 20–40 %; 6 – массивные руды, железа больше 50 %; 7 – пострудные диабазовые порфириты; 8 – тектоническое нарушение

богатых руд, по данным А.П. Фадеева (1974 г.): SiO_2 – 7,78, TiO_2 – 0,16, Al_2O_3 – 3,29, Fe_2O_3 – 56,36, FeO – 15,53, MnO – 2,96, MgO – 11,0, CaO – 0,76, K_2O – сл.; P_2O_5 – сл., H_2O – 2,25. Из примесей следует отметить золото – 0,1–0,7 г/т, серебро – до 10 г/т (в одной пробе из кварц-сульфидной зоны установлено 424 г/т – пробирный анализ – Л.П. Шпилько, А.П. Фадеев, 1973 г.), цинк – 0,1–1 %, медь – до 1 % и молибден – 0,001–0,02 %. Содержание вредных примесей редко превышает серы – 0,08 % (до 0,17), фосфора – 0,15 % (Л.П. Шпилько, А.П. Фадеев, 1973 г.). Ресурсы руды по категории P_2 до глубины 200 м (25 рудных тел) 120 млн т (Л.П. Шпилько, А.П. Фадеев, 1973 г.; Чайцын, 1989 г.). Рудное поле сопровождается шлиховым ореолом магнетита, шеелита и золота – 0,2–2 г/м^3 (Л.П. Шпилько, А.П. Фадеев, 1973 г.). На флангах рудного поля установлены проявления горного хрусталя.

ОЛОВОНОСНЫЕ СКАРНЫ

Модельный тип описан по работам (Лисицын, 1984; Reed, Cox, 1986; Nokleberg et al., 2003). Этот тип месторождений включает два подтипа. Первый представлен ассоциацией оловянных, вольфрамовых и бериллиевых руд в скарнах, жилах, штокверках и грейзенах около интрузивных контактов между среднеглубинными гранитоидными массивами и известняками. Минералы месторождения включают касситерит, пирротин, магнетит и флюорит. Зональность проявляется в развитии грейзеновых изменений в эндоконтактовых зонах массивов, метасоматических андрадита, везувиана, амфиболов, хлоритов, хризоберилла и слюд в скарнах экзоконтактовой зоны.

Месторождения второго подтипа представлены метасоматическими телами преимущественно людвигит-магнетитового состава, развивающимися по известнякам и доломитам на контакте с гранитоидами. Людвигит слагает до 80 % объема рудных тел, а олово присутствует как изоморфная примесь в людвигите. Другие минералы представлены магнетитом, суанитом (Mg_2B_5O), ашаритом, котоитом, датолитом, анкеритом, монтицеллитом, флюобаритом, клиногумитом, кальцитом, периклазом, форстеритом, диопсидом, везувианом, бруситом, гранатом, аксинитом, флогопитом, шпинелью и тальком. Карбонатные породы, как правило, метасоматически изменены до пироксен-гранат-кальцитового скарна, который обычно, в свою очередь, изменен до грейзена, сопровождающего образование оловоносных скарнов. Магнезиальные и ассоциирующие известковые скарны обычно формируются около контактов гранитных плутонов сложной морфологии или в крупных ксенолитах карбонатных пород.

Типичные тектонические обстановки их формирования – это окраинно-континенальные магматические (гранитоидные) дуги, анатектические гранитоиды коллизионных зон или проявления внутриплитного гранитоидного магматизма в связи со сдвигами. На Востоке России к этому типу относится месторождение Каньон.

Месторождение Каньон

Рудные тела месторождения располагаются вдоль юго-западного контакта гранитов позднеюрского Большеканьонского массива с мраморизованными известняками перми, слагающими останцы его кровли (рис. 7.30). Из установленных 36 рудных тел промышленными являются 10. Пласто- и линзообразные залежи скарнов круто (45–85°) падают на запад или северо-восток и прослеживаются на 200–300 м. Мощность их от 0,5 до 20 м. Иногда отдельные тела на глубине сливаются, образуя мощные (более 30 м) залежи.

Скарны разнообразного состава: пироксен-гранатовые, аксинитовые, везувиановые и гранатовые. Они местами насыщены сульфидами и арсенидами (пиритом, арсенопиритом, леллингитом, пирротином, халькопиритом и сфалеритом). Касситерит образует отдельные кристаллы и гнезда (до 2–3 см) в ассоциации с мусковитом, арсенопиритом и кальцитом и приурочен к кварцево-мусковит-сульфидным участкам грейзенизированных скарнов. Кроме этих минералов отмечены датолит и данбурит и малайит. Кроме того, широко распространены кальцит, реже флюорит (в том числе и оптический). Помимо известных скарновых тел в гранитоидах установлены короткие кварц-турмалиновые и кварц-сульфидные жилы с крупнокристаллическим касситеритом. Спецификой формирования руд является наличие поздней постскарновой фазы, в результате которой скарны перекристаллизованы с образованием гигантокристаллических агрегатов геденбергита, аксинита и граната, представляющих исключительный коллекционный интерес. Содержание олова в разных рудных телах от 0,01 до 14 %, в среднем в промышленных рудных телах 1 %. Запасы составляют около 7000 т. Отмечаются повышенные концентрации Cd, Ga и In, а содержания Ag в рудах 2–3 г/т (Шпикерман, 1998).

Ar-Ar возраст месторождения по мусковиту из апоскарновых грейзенов с касситеритом 146 млн лет (Ньюберри и др., 2000).

ВОЛЬФРАМОНОСНЫЕ (±Mo, Au) СКАРНЫ

Модельный тип описан по работам (Беус, 1960; Кузнецов и др., 1966; Cox, 1986; Nokleberg et al., 2003). Этот тип месторождений представлен шеелитовой минерализацией в неизмененных или грейзенизированных известково-силикатных скарнах, которые развиваются по карбонатным или терригенно-карбонатным породам вдоль контактов интрудирующих их гранитоидных массивов. Скарны образуют неправильные по форме или жилообразные и пластообразные тела. Ассоциирующие с шеелитом минералы представлены молибденитом, пирротином, сфалеритом, борнитом, пиритом и магнетитом. Существуют шеелитовые скарны, содержащие рассеянные минералы W и шеелит-гельвиновые – с рассеянными минералами W и Be. Они обычно содержат гранат, везувиан, пироксен, эпидот, актинолит, флюорит, гельвин, шеелит, берилл, кварц, мусковит и редкие сульфидные минералы. Шеелит также встречается в кварц-топазовых и кварц-слюдистых грейзенах, формирующихся по скарнам.

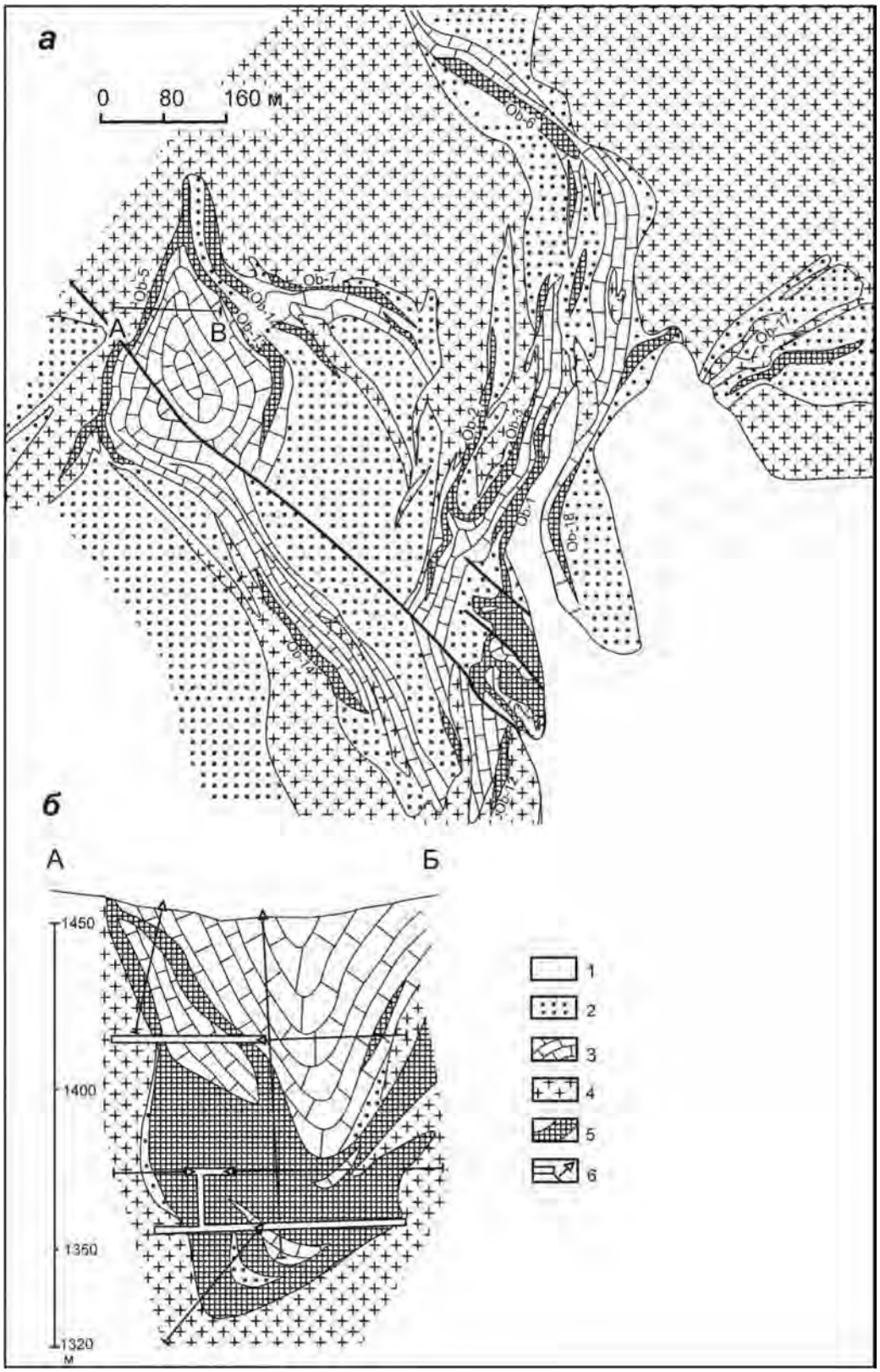


Рис. 7.30. Схема геологического строения (а) и разрез (б) месторождения Большой Каньон (по: В.К. Политов и др., 1981 г.): 1 – аллювий; 2 – роговики; 3 – мраморы; 4 – граниты; 5 – рудные тела; 6 – штольни и скважины

Типовые примеры месторождений этого типа – Восток-2 и Лермонтовское. Первое относится к крупному объекту (более 100 тыс. т) со средним содержанием WO_3 1,64 %, второе – к среднему (более 50 тыс. т) с содержанием WO_3 0,67–3,00 % (Ханчук и др., 1995). Руды месторождений комплексные с повышенными содержаниями Cu, Bi, Au, Ag и Te.

Месторождение Восток-2

Скарново-шеелит-сульфидное месторождение Восток-2 расположено в северной части Арминского рудного района Приморского края (рис. 7.31). Породы, вмещающие месторождение, представлены чередованием турбидитов и меланжевых – олистостромовых толщ мощностью первые тысячи метров, содержащих генетически разнородные и разновозрастные включения преимущественно палеоокеанических пород – девонских офиолитов, верхнепалеозойских и триасовых кремней, известняков и базальтов. В турбидитах и алевроаргиллитовом матриксе меланжа присутствуют остатки радиолярий средней юры (келловея)–начала мела. Для верхних структурных горизонтов толщи характерен флиш при почти полном отсутствии олистостром. На месторождении осадочные породы представлены преимущественно песчаниками, кремнистыми сланцами, алевролитами и известняками. Общая мощность толщи около 15 000 м.

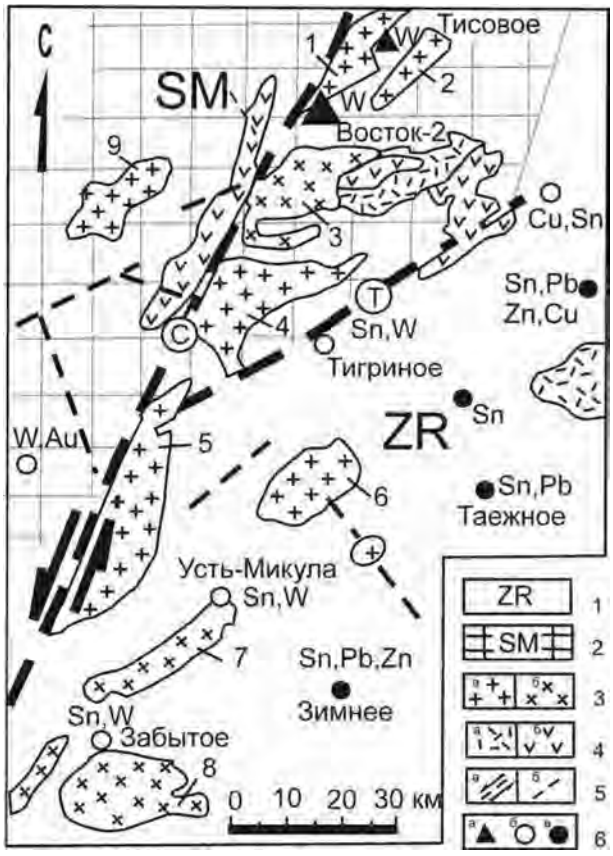


Рис. 7.31. Схематическая геолого-тектоническая карта северной части Арминского рудного района.

1 – триасово-юрская турбидит-олистостромовая толща (ZR – Журавлевско-Амурский террейн); 2 – верхнепермские осадочные породы (SM – Самаркинский террейн); 3 – тела (массивы) мезозойских (меловых) гранитоидов: а – диориты, монцдиориты, гранодиориты; б – граниты (массивы: 1 – Бисерный, 2 – Каялинский, 3 – Дальнинский, 4 – Излученский, 5 – Дальне-Арминский, 6 – Арминский, 7 – Усть-Арминский, 8 – Прииисковый, 9 – Момбиасанский); 4 – вулканические мезозойские (меловые) породы: а – кислые; б – средние; 5 – разломы: а – наиболее важные (Центральный Сихотэ-Алинский (С), Тигринский (Т)), б – менее важные; 6 – вольфрамовые и олово-вольфрамовые месторождения (и минерализация): а – скарновые, б – грейзеновые и касситерит-содержащие кварцевые жилы, в – гидротермальные кварц-касситерит-сульфидные жилы, метасоматические тела

Магматические породы северо-западной части рудного района, где расположено месторождение (рис. 7.32), представлены мезозойским дальнинским (татибинским) комплексом (альб–сеноман) (Иванова, 1975; Степанов, 1977; Левашов, 1991; Герасимов и др., 1994; Ханчук и др., 1995; Хетчиков и др., 1994, 1996, 1999; Руб и др., 1982; Крымский и др., 1997, 1998; и др.). Гранитоиды дальнинского комплекса образуют непрерывную петрохимическую серию гипабиссальных интрузивных тел, в составе которых выделяется три разновозрастные фазы: 1) амфибол-биотитовые гранодиориты, монцодиориты и адамеллиты (128 ± 16 млн лет), 2) амфибол-биотитовые и биотитовые граниты (111 ± 9 млн лет), 3) биотитовые лейкократовые граниты (98 ± 15 млн лет).

Гранитоиды соответствуют I-типу ильменитовой серии или промежуточному I-S-типу калий-натриевого и калиевого ряда. Начальные изотопные отношения Sr_0 от 0,7047–0,7048 до 0,70675.

По разным данным (Степанов, 1977; Кудрина, 1985; Силаев, 1985; Бороданов, Белов, 1998; Гвоздев, 2000), вольфрамовое оруденение локализовано на контакте гранитоидов (плагиогранитов, гранодиоритов и гранодиорит-порфиров) штока Центральный с мраморизованными известняками и ороговикованными алевролитами, сланцами, песчаниками олистостром (рис. 7.33). Морфология рудных тел обусловлена преимущественно строением пласта мраморов. Главное рудное тело представляет собой крутопадающую на северо-запад (50–88°) залежь, прослеженную по северо-восточному простиранию более чем на 600 м. Мощность рудоносного горизонта не более 70 м.

На месторождении выделено два основных типа руд: шеелит-кварцевые (20–30 %) и шеелит-сульфидные (70–80 %). В зависимости от минерального состава пород, по которым формируются руды, и по текстурным особенностям в типах руд выделяется несколько подтипов соответственно: 1) шеелит-мус-

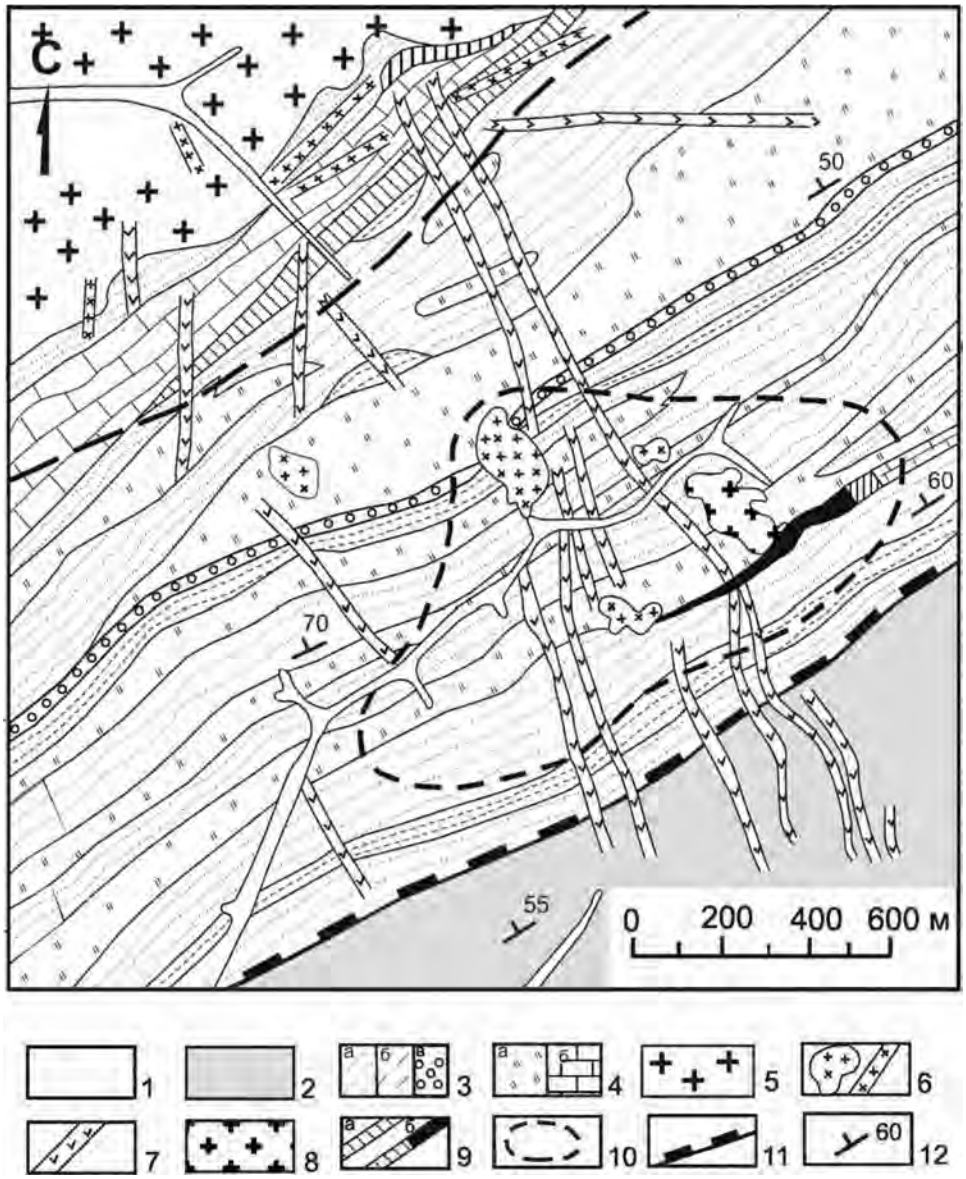


Рис. 7.32. Геологическая карта месторождения Восток-2, по А.Н. Ивакину, А.Е. Левшуку, А.Я. Гаазу и др. (1965 г.); упрощена с изменениями и дополнениями Г.Н. Степанова (1977), А.И. Ханчука (2000) и автора.

1 – четвертичные отложения; 2 – отложения кремнисто-сланцевой толщи с верхнеюрским матриксом; 3, 4 – отложения карбонатно-кремнисто-песчаниковой (Дальнинской) толщи со средне-верхнеюрским матриксом (3а – песчаники, 3б – алевролиты; 3в – конгломераты) и палеоокеаническими включениями (4а – среднетриасовые–нижнеюрские ленточные кремни, 4б – известняки карбона–перми ?); 5–8 – интрузивные породы; верхнемеловые: 5 – граниты Бисерского массива, 6 – штоки и дайки гранит-порфиров, пегматитов, аплитов, кварцевых порфиров, 7 – дайки диоритовых и диабазовых порфиритов; нижнемеловые: 8 – плагиограниты, гранодиориты штока Центральный; 9 – скарновые (а) и скарново-рудные (б) тела; 10 – граница распространения контактово-метаморфизованных (роговики, мраморы, кварциты) и гидротермально измененных (кварцево-слюдистые, кварцево-хлоритовые и др.) пород; 11 – граница между верхней и нижней частями аккреционной призмы; 12 – направление и угол падения слоев

ковит-кварцевые и шеелит-апатит-кварцевые (вкрапленные и массивные), 2) шеелит-пирротиновые (массивные) и шеелит-пирротин-скарновые (вкрапленные и массивные). Руды брекчиевой, прожилковой и полосчатой текстуры мало характерны, а шеелитовая минерализация распространена крайне неравномерно. Наиболее богатые шеелитом руды тяготеют к эндоконтакту гранитоидов.

В рудах месторождения установлено более 50 гипогенных минералов. Из рудных минералов

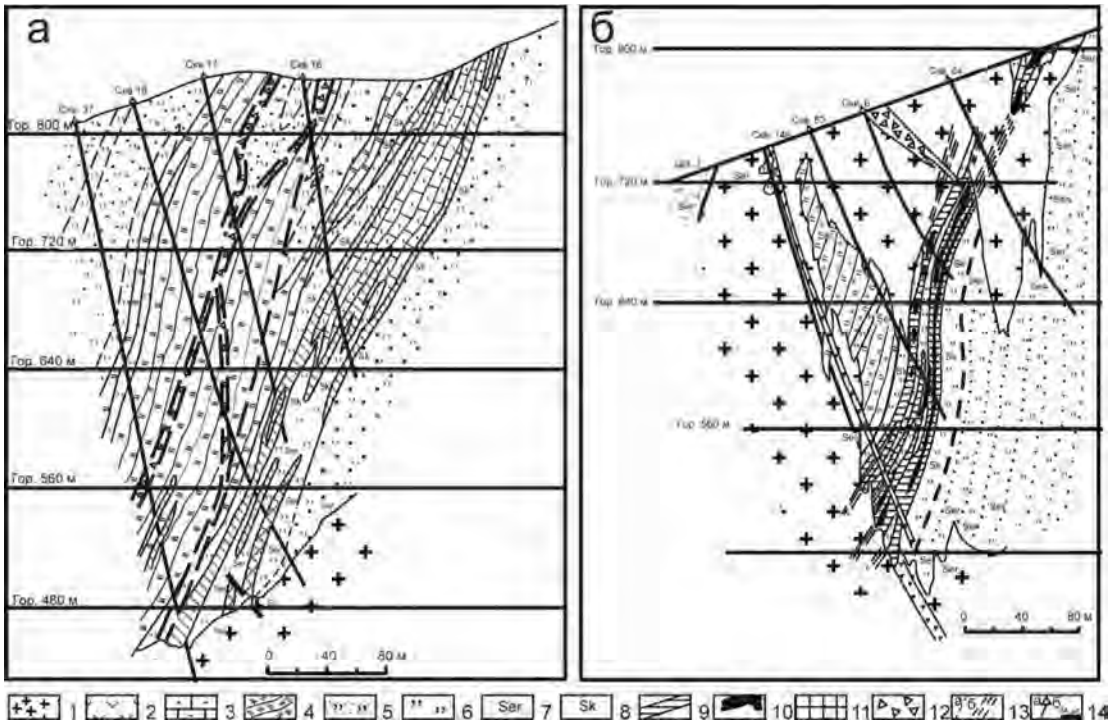


Рис. 7.33. Геологические разрезы через центральную (а) и северо-восточную (б) части месторождения Восток-2; по данным А.Н. Ивакина и др. (1965 г.); с исправлениями и добавлениями Г.Н. Степанова (1977) и автора.

1 – плагиограниты, гранодиориты Центрального штока; 2 – дайки диабазовых и диоритовых порфиритов; 3 – мраморизованные известняки, мраморы; 4 – кремнистые породы, вторичные кварциты; 5 – ороговикованные песчаники; 6 – биотитовые роговики; 7 – серицитизация и окварцевание; 8 – скарнирование; 9 – скарны с вкрапленностью сульфидов и шеелита (вкрапленные руды); 10 – массивные сульфидные руды с шеелитом; 11 – кварцево-шеелитовые руды с апатитом; 12 – зоны брекчий (иногда эксплозивных); 13 – разломы (а), границы фациальных переходов (б); 14 – скважины и их номера (а), штольни (б)

преобладают пирротин, халькопирит и шеелит, а арсенопирит, сфалерит, пирит, марказит, галенит, станнин и др. распространены мало. Сопутствующая минерализация представлена минералами висмута, сурьмы, свинца, теллура и др. (самородный висмут, висмутин, козалит, кобеллит, хедлейит, жозеит, золото и др.). Среди нерудных минералов преобладают пироксен, плагиоклаз, амфибол, слюды и кварц, а кальцит, волластонит, гранат, аксинит, везувиан и др. подчинены. Пироксены ферросалит-геденбергитового состава с содержаниями MnO до 3,38 %, гранат представлен гроссуляром. Среди амфиболов наиболее распространен актинолит, реже – куммингтонит. Плагиоклаз относится к андезину-лабрадору. Более основные плагиоклазы установлены в полевошпатовых метасоматитах. Среди слюд в роговиках преобладает биотит, а в грейзенах – мусковит. В шеелитах Г.Н. Степанов (1977) и Ю.Г. Иванов (1974) установили примеси ниобия (до 30 г/т), стронция (до 300 г/т) и молибдена (0,0060 – 0,0045 % MoO_3), а также сумму лантаноидов – до 0,072 % и иттрия – 0,017 %. Сфалериты относятся к железистым разностям (около 14 % FeO) с примесями марганца до 0,38 %, кадмия – до 1,82 %, индия – 0,0015 %.

Термобарогеохимическое изучение штока Центральный показало, что расплавные включения присутствуют только в гранодиоритах его центральной части и их нет в плагиогранитах, развитых по периферии. Температуры гомогенизации расплавных включений в кварце гранодиоритов от 860 до 910 °С, в составе флюидов преобладают соли натрия. Скарны кристаллизовались из щелочных растворов (pH 9–11) при 500–520 °С, кварц-шеелитовые руды – из слабокислых близнейтральных (pH 6–7) растворов при 420–350 °С. Изотопный возраст этих руд 114±6 млн и 112±4 млн лет с начальными изотопными отношениями (Sr_o) 0,70805±15 (Хетчиков и др., 1998). Минералы сульфидной стадии отлагались преимущественно из щелочных растворов (pH более 10) в восстановительной среде при температуре менее 350 °С (Степанов, 1977).

Криометрическим анализом включений кварца из руд месторождения установлено присутствие в них солей магния (только в скарнах), кальция и натрия. Соли калия характерны только для включе-

ний из рудного кварца, а двуокись углерода была установлена во всех образованиях (Хетчиков и др., 1991).

Изотопный состав кислорода в кварце магматических пород и руд указывает на глубинную природу этого элемента с вариациями $\delta^{18}O$ от 11 до 13,4‰. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатсодержащих пород и минералов указывает на формирование известняков в открытом морском бассейне (δ^{13} С от 2,4 до3,6 ‰), а ранних скарнов – в условиях относительно закрытой рудно-магматической системы (δ^{13} С от 2,3 до 0,0 ‰). В формировании поздних скарнов, кварцево-шеелитовых и сульфидных руд принимали участие глубинные флюиды (δ^{13} С от –0,5 до –13,0 ‰) (Гвоздев и др, 1999). Изотопный состав серы сульфидных минералов подтверждает востановительные условия их кристаллизции ($\delta^{34}S$ от –3,0 до –6,0 ‰).

Месторождение Лермонтовское

Скарново-шеелит-сульфидное месторождение Лермонтовское расположено в центральной части одноименного рудного узла (рис. 7.34) на северо-западе Приморского края и локализовано в верхнеюрско-нижнемеловой аккреционной призме (рис. 7.35).

Магматические породы в районе месторождения представлены несколькими интрузивными комплексами (Никифорова, 1966). К юрскому комплексу отнесены небольшие штоки и межпластовые тела пироксенитов и габбро. Раннемеловые гранитоиды слагают крупные массивы (Шивкинский и др.) и шток месторождения. С ними пространственно ассоциирует вся вольфрамовая минерализация района. Главные разновидности пород – средне-, крупнозернистые биотитовые, биотит-мусковитовые граниты, гранодиориты, реже – тоналиты (в краевых частях массивов), плагиограниты, гранит-порфиры и др. Гранитоиды крупных массивов и штока характеризуются повышенной глиноземистостью и близки к средним типам пород гранитной формации, но отличаются несколько меньшим содержанием щелочей и кремнезема. Калий в них преобладает над натрием. По данным М.Г. Руб с соавторами (1982), содержание Li_2O в породах колеблется от 0,0065 до 0,0087 %, Rb_2O – от 0,015 до 0,20 %, а вольфрама – от 1,16 до 14,4 г/т (Левашов, 1991). Rb–Sr возраст Шивкинского массива и штока соответственно 127±4,5 млн и 124–126±8 млн лет, первоначальные стронциевые отношения (I_o) – соответственно 0,70975 и 0,70946 (Хетчиков и др., 1998). Ранне-позднемеловой комплекс представлен вулканитами и субвулканическими телами среднего и основного состава (андезитами, андезито-базальтами и др). Позднемеловой ин-

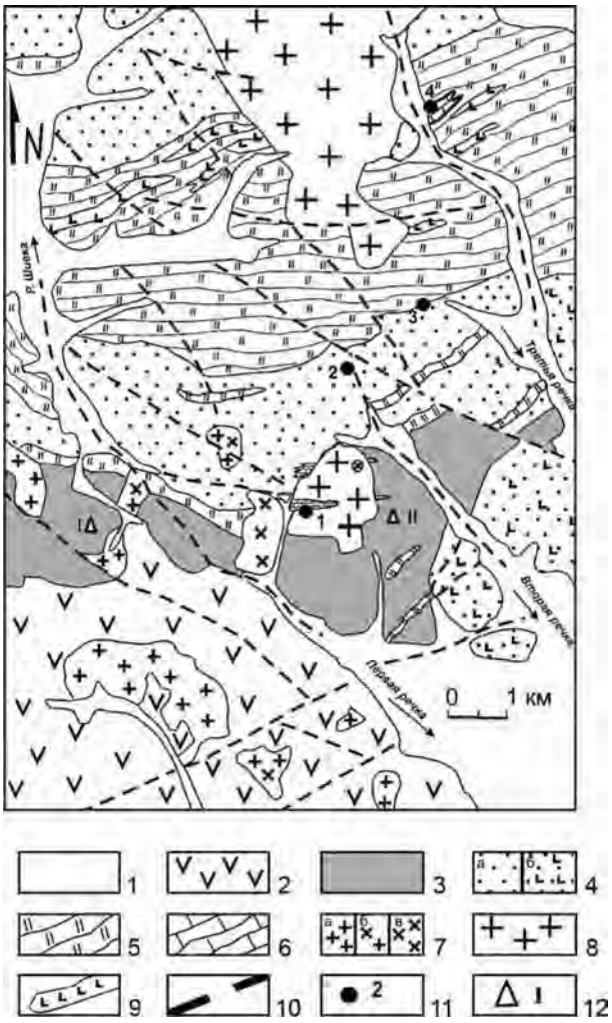


Рис. 7.34. Схематическая геологическая карта Лермонтовского рудного узла, по Ю.И. Максименко и др. (1974 г.), с добавлениями и изменениями.

1 – четвертичные отложения, 2 – альбские–нижнемеловые (?) вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения алчанской свиты (дацитовые, андезитовые порфириты и их туфы, туфолавы, алевролиты, песчаники, конгломераты); 3 – олистостромовая толща с нижнемеловым матриксом; 4 – средне-верхнеюрские–нижнемеловые (?) отложения култухинской свиты: (а – осадочные (песчаники, алевролиты), б – вулканогенно-осадочные (преобладают андезитовые порфириты, базальты, спилиты, туфы порфиритов, подчиненно распространены алевролиты, кремни, песчаники и др.); 5 – триасовые–средне-верхнеюрские отложения преимущественно кремнистого состава (мало распространены: песчаники, алевролиты, сланцы, известняки); 6 – верхнепермские олистолиты известняков; 7 – верхнемеловой интрузивный, субвулканический (самуро-бикинский; по И.К. Никифоровой (1966) комплекс: граниты (а), гранодиориты (б), диориты (в); 8 – нижнемеловой (васильевский; по И.К. Никифоровой (1966) интрузивный комплекс: тоналиты, гранодиориты, граниты; 9 – юрский (?) интрузивный комплекс: габбро, габбро-диориты и др.; 10 – разломы; 11 – месторождения и рудопроявления с вольфрамовой (шеелитовой) минерализацией: Лермонтовское (1), Домашнее (2), Ошанинское (3), Рубежное (4); 12 – точки наблюдения разрезов олистостромовой толщи: верховье р. Шивка (I), месторождение Лермонтовское (II)

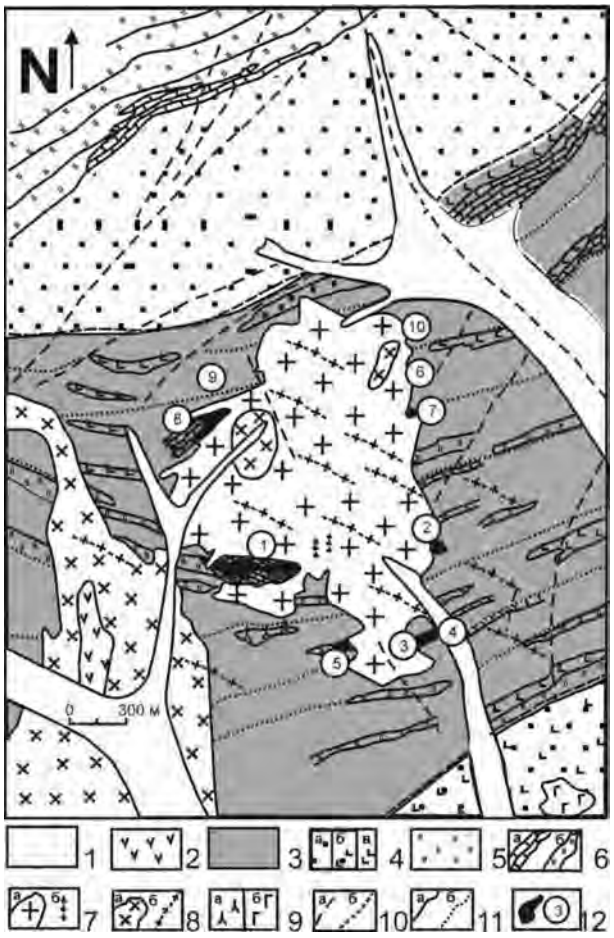


Рис. 7.35. Схематическая геологическая карта Лермонтовского месторождения, по П.В. Кораблинову и др. (1978 г.), О.П. Макарову и др. (1981 г.), с изменениями.

1 – четвертичные отложения; 2 – альбские вулканогенные образования среднего состава (андезиты, андезитовые порфириты и др.) алчанской свиты; 3 – олистостромовая толща с нижнемеловым матриксом; 4 – средне-верхнеюрские–нижнемеловые (?) отложения култухинской свиты: а – осадочные (песчаники, алевролиты, сланцы и др.); б – вулканогенно-осадочные; в – вулканогенные (базальты, туфобазальты, спилиты и др.); 5 – триасовые – средне-верхнеюрские отложения преимущественно кремнистого состава (мало распространены: песчаники, алевролиты, сланцы, известняки); 6 – верхнемеловые олистолиты известняков (а); кремней (б); 7 – интрузивные породы верхнемелового самуробикинского комплекса (диориты, гранодиориты и др.): а – штоки, масивы; б – дайки; 8 – интрузивные породы нижнемелового васильевского комплекса (тоналиты, гранодиориты, граниты и др.): а – штоки, массивы; б – дайки; 9 – интрузивные породы юрского (?) комплекса: а – габбро, пироксениты; б – диориты; 10 – разломы (а); границы олистостромовой толщи (б); 11 – геологические границы (а); границы горизонтов в олистостромовой толще (б); 12 – рудные залежи и их номера: 1 – Центральная; 2 – Норушка; 3 – Дружная; 4 – Нижняя; 5 – Слепая; 6 – Малютка; 7 – Молодежная; 8 – Северо-Западная; 9 – Орешек; 10 – Садко

трузивный комплекс представлен массивами и штоками габбро, диоритов, монцодиоритов, гранодиоритов, гранитов и др. Абсолютный возраст пород, по данным разных авторов, 64–108 млн лет.

Рудные тела месторождения (рис. 7.36) представляют собой метасоматические залежи пласто-, линзо- или гнездоподобной формы, локализованные в углублении кровли штока гранитоидов (залежь Центральная) или вблизи его контактов (залежи Норушка, Молодежная и др.). Протяженность рудных тел от 40 до 640 м при мощности от 1 до 78 м. Границы скарново-рудных тел нечеткие, с множеством апофиз и часто устанавливаются лишь по данным опробования. По минеральному составу, как и на месторождении Восток-2, можно выделить два основных типа руд: шеелит-кварцевые (30–40 %) и шеелит-сульфидные (60–70 %) с аналогичными подтипами. Первый тип тяготеет к корневым частям рудных тел. Их минеральный состав варьирует в широких пределах и часто зависит от состава пород, по которым они развиты. Так, руды с биотитом и большим количеством апатита (до 30 %) развиваются по гранитоидам, а руды с флогопитом – по диопсидовым скарнам. В обоих типах преобладают руды вкрапленной и массивной текстуры, на флангах Центральной залежи редко встречаются сульфидные руды с полосчатой текстурой (результат замещения скарнами и сульфидами карбонатно-кремнистой толщи полосчатого строения): чередование кремней и известняков. В рудных телах, сформированных по эндоконтакту штока гранитоидов, часто встречаются почти мономинеральные гнезда (до 2 м) с содержаниями шеелита более 70 %.

На месторождении установлено и изучено более 60 гипогенных минералов (Гвоздев, 1984). Из нерудных минералов преобладают пироксен (диопсид–геденбергит), кварц, слюды и амфибол (актинолит–тремолит). Реже встречаются гранаты (гроссуляр–андрадит), плагиоклазы, волластонит, везувиан, апатит, эпидот и др. Рудные минералы представлены пирротином и шеелитом, менее распространены арсенопирит, сфалерит, вольфрамит, халькопирит, минералы висмута, самородное золото и др. Пироксены, ассоциирующие с шеелитовой минерализацией, содержат MnO от 1,0 до 2,25 мас.%. Апатит представлен фторапатитом (1,41–3,96 мас.% F_2); вольфрамит – ферберитом с содержанием MnO до 2,58 мас.%. В шеелитах установлены примеси бериллия – до 1,7 г/т, скандия – до 1,7 г/т, иттрия – до 0,03 мас.%, лантана и церия – в сумме до 0,05 мас.%. Сфалериты месторождения содержат железо – от 8,41 до 12,14 мас.% и примеси марганца – до 0,28 мас.% и кадмия – до 1,30 мас.%. Низкожелезистые (5–6 мас.% Fe) сфалериты встречаются в парагенезисе с блеклыми рудами (фрейбергитом), в которых серебра от 20 до 49 мас.%.

Криометрическим анализом включений в кварце из гранитов штока месторождения установлено присутствие солей магния и натрия. Температура

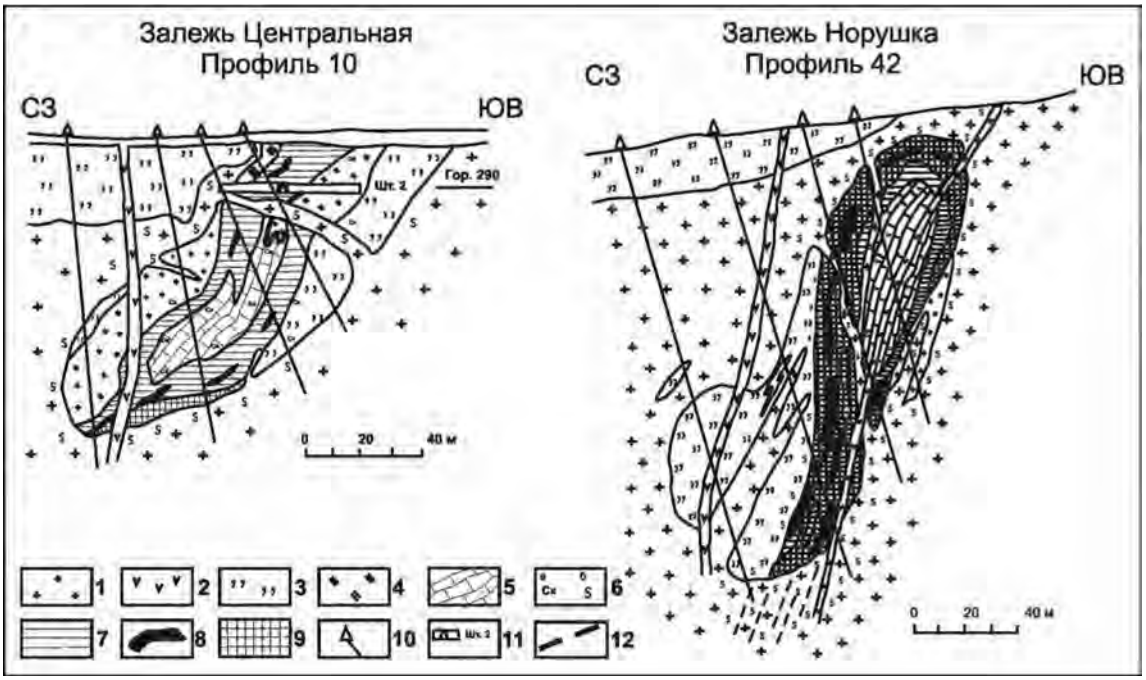


Рис. 7.36. Геологические разрезы Лермонтовского месторождения; по П.В. Кораблинову и др. (1978 г.); О.П. Макарову и др. (1981 г.), с изменениями.

1 – нижнемеловые гранодиориты, граниты штока месторождения; 2 – верхнемеловые дайки диабазовых и диоритовых порфиритов; 3 – роговики (кварц-биотитовые, часто с амфиболом, кордиеритом и др. по песчаникам, алевролитам, сланцам, спилитам); 4 – кремнистые породы; 5 – известняки, мраморы; 6 – метасоматические изменения пород: а – скарнирование (Ск); б – грейзенизация, окварцевание (S); 7 – шеелит-сульфидные руды преимущественно по пироксеновым скарнам с вкрапленной, густовкрапленной текстурой; 8 – шеелит-сульфидные руды с массивной текстурой; 9 – кварцево-шеелитовые руды с вкрапленной и массивной текстурами; 10 – буровые скважины; 11 – подземные горные выработки (штольни); 12 – разломы и зоны повышенной трещиноватости

гомогенизации расплавных включений 910–920 °С. Изотопный состав кварца ($\delta^{18}O$) изменяется от 11,1 до 13,8 ‰ и свидетельствует о глубинной природе расплавов.

Ранние ассоциации скарнов, судя по присутствию в них большого количества волластонита, кристаллизовались при температурах более 600 °С и pH растворов 10,0–10,5 (парагенезис гроссуляра с ферросалитом). По данным декрепитации температура образования пироксеновых скарнов с шеелитом не превышала 500 °С. Полевошпатовые метасоматиты и кварцево-шеелитовые руды кристаллизовались из слабокислых – близнейтральных (pH=6–8) растворов при температурах 450–360 °С. Данные криометрического анализа кварца указывают на присутствие в растворах солей натрия и редко – калия, а его изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O$) 15,3 ‰. Изотопный возраст этих руд близок к возрасту штока гранитоидов 122,9±1,3 млн лет с начальными изотопными отношениями (Sr_o) 0,7089±15 (Хетчиков, и др., 1998). Минералы сульфидной стадии отлагались преимущественно из более щелочных растворов (pH более 10) в восстановительной среде при температуре менее 350 °С (Гвоздев, 1984). Это подтверждается и изотопным составом серы (δ^{34} S от -1,5 до -3,5 ‰) сульфидных минералов (Гвоздев и др., 1999).

ЗОЛОТОНОСНЫЕ СКАРНЫ

Модельный тип описан по работам (Вахрушев, 1972; Theodore, Hammarstrom, 1991). Этот тип месторождений представлен прожилково-вкрапленной и гнездовой золото-сульфидной минерализацией, наложенной на гидротермально измененные известково-силикатные и магнезиально-силикатные скарны. Различные скарновые минералы развиваются по карбонатным и/или вулканическим породам вдоль интрузивных контактов с малыми интрузивами андезитов, диоритов, гранодиоритов, гранитов и гранит-порфиров. Месторождения, как правило, небольшие с рудными телами неправильной формы, но могут прослеживаться на значительную глубину. Руды обычно сложены гранатом, пироксеном, волластонитом, везувианом, магнетитом, эпидотом, актинолитом, кварцем, пиритом, халькопиритом, борнитом, сфалеритом и самородным золотом. Золото образуется одновременно или непосредственно после отложения сульфидных

минералов, иногда ассоциируя с пропилитовыми изменениями.

Скарны формировались в вулканогенно-карбонатных сериях, интрудированных габбро-диорит-гранитными комплексами в окраинно-континентальной или островодужной обстановке. Примером на Востоке России является небольшое месторождение Клин в Аяно-Майском районе Хабаровского края.

Золото-скарновое месторожение Клин

На месторождении развиты позднепротерозойские терригенно-карбонатные породы, прорванные крупным Ороченским массивом и силлами диорит-сиенитов. Золотое оруденение связано с эпидот-гранат-магнетитовыми скарнами, образующими кольцо длиной 3 км на абсолютных отметках 1200–1250 м. Канавами вскрыты рудные тела мощностью 4,6 и 5,2 м с содержанием золота 13,2 и 7,2 г/т соответственно. Кроме скарновых минералов в рудах отмечены золото, халькопирит, пирит, галенит, арсенопирит, малахит и лимонит. Золото в виде мелких пластинчатых зерен проволочковидной и октаэдрической формы величиной до 5 мм. Прогнозные ресурсы участка значительные.

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СКАРНЫ

Модельный тип описан по работам (Cox, 1986; Eckstrand, 1984; Nokleberg et al., 2003). Этот тип месторождений представлен известково-силикатными скарнами со сфалеритом и галенитом, развивающимися по карбонатным или терригенно-карбонатным породам вдоль интрузивных контактов с плутонами разного состава – от кварцевых диоритов до гранитов и от диоритов до сиенитов. Обогащенные полиметаллами скарны залегают дальше от интрузии, чем Cu- и Au-обогащенные скарны. Месторождение может локализоваться на существенном расстоянии от гранитной интрузии. Ассоциирующие с галенитом и сфалеритом минералы – пирит, халькопирит, гематит, магнетит, борнит, арсенопирит и пирротин. Месторождения варьируют от стратиформных скарнов, которые залегают параллельно слоистости карбонатных пород около контактов магматических тел, до несогласных тел, которые обычно развиты на литологических и структурных контактах на некотором расстоянии от магматических тел. Рудная минерализация может распространяться на глубину до 1 км. В некоторых случаях рудные тела контролируются кольцевыми разломами вулкано-тектонических депрессий.

Партизанское месторождение

Партизанское скарново-полиметаллическое месторождение расположено в Дальнегорском рудном районе Сихотэ-Алиня (рис. 7.37). Вмещающая месторождение олистострома состоит из терригенного матрикса (преимущественно алевроаргиллитового) и разновеликих пластин, глыб и обломков раннемеловых песчаников, триасово-юрских кремней и средне-позднетриасовых известняков. Размеры отдельных пластин известняков достигают 2–4 км по простиранию при мощности 200–800 м (Голозубов, Ханчук, 1995).

Большинство скарново-рудных тел Партизанского месторождения локализовано в зонах контакта крупного вертикально залегающего пластообразного олистолита известняков с облекающими его алевроаргиллитами и песчаниками и контролируется разломами (рис. 7.38). Часть рудных тел приурочена к контакту известняков и перекрывающих их позднемеловых вулканитов. Рудные залежи представляют собой крутопадающие и пологие жилы, линзовидные и трубообразные тела, сложенные скарнами с сульфидной минерализацией. Они прослежены горизонтами подземных горных выработок с интервалом 35–70 м до глубины около 600 м. Ниже, примерно на глубине 800 м, рудные зоны выклиниваются: здесь известняки почти не преобразованы, а алюмосиликатные породы заметно окварцованы, серицитизированы и биотитизированы. Скарново-рудные тела размещены на пересечениях контактов известняков и вмещающего их матрикса олистостромы или перекрывающих их вулканитов с разломами северо-западного простирания.

Скарново-полиметаллические месторождения Дальнегорского района не проявляют сколько-нибудь отчетливой связи с конкретными интрузивными телами. Только на северо-восточном фланге Партизанского месторождения на глубине около 1100 м вскрыта гранитная интрузия. По геохимическим особенностям граниты аналогичны интрузиям Дальнегорского комплекса. K-Ar возраст интрузии 63–64 млн лет.

Для Партизанского месторождения характерны предрудные и пострудные дайки субщелочных базальтовых порфиритов. Предрудные дайки, ориентированные меридионально, рассекают мезозойские складчатые комплексы меловой аккреционной призмы и приморские вулканиты. Их возраст 75–70 млн лет. Часть скарново-полиметаллических рудных тел приурочена к этим дайкам, локализуясь на их контактах с известняками или в них.

Пострудные дайки северо-западного простирания отчетливо пересекают скарново-полиметалличе-

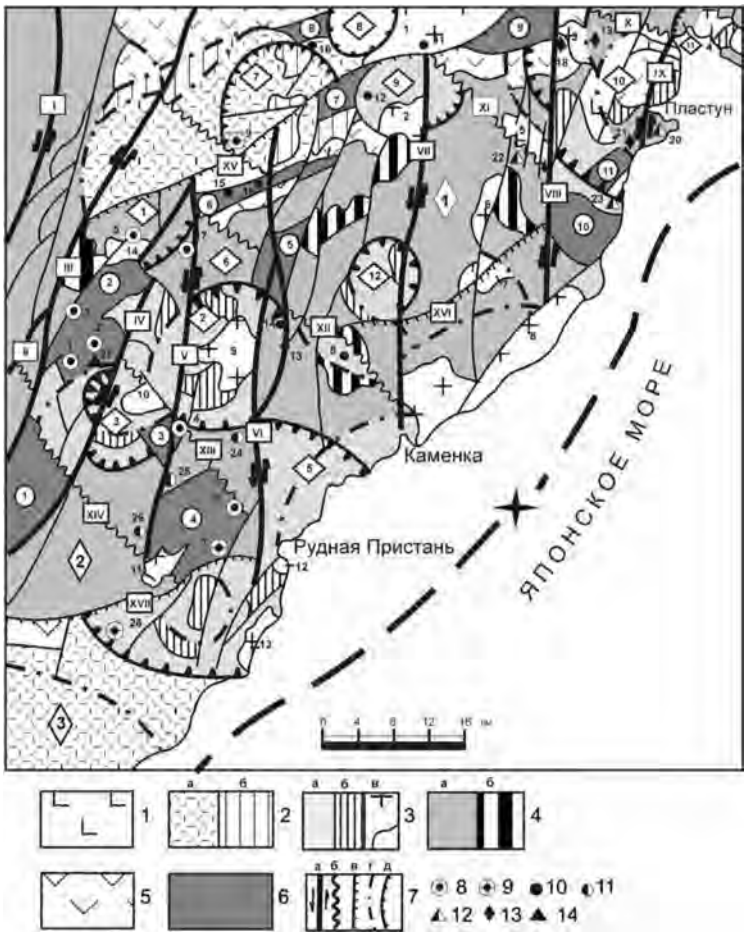


Рис. 7.37. Геолого-структурная схема Дальнегорского рудного района (по материалам Р.В. Короля, В.В. Ветренникова, Б.В. Кузнецова, В.А. Михайлова, с дополнениями автора).

1–5 – вулкано-интрузивные комплексы: кузнецовский базальт-липаритовый (1); богопольский трахилипаритовый (2) с покровными (*а*) и экструзивными (*б*) фациями; дальнегорский риодацитовый (3) с покровными (*а*), экструзивными (*б*) и интрузивными (*в*) фациями (цифры на схеме – массивы: 1 – Евлампиевский, 2 – Сарафанный, 3 – Утесный, 4 – Егоровский, 5 – Березовый, 6 – Олений, 7 – Кедровский, 8 – Опричнинский, 9 – Араратский, 10–27-го Ключа, 11 – горы Прямой, 12 – Бринеровский, 13 – Прибрежный, 14 – Николаевский); приморский риолитовый (4) с покровными (*а*) и экструзивными (*б*) фациями; синанчинский андезитовый (5) с вулканогенной молассой петрозуевской свиты; 6 – выступы доверхнемелового фундамента – фрагментов Таухинского террейна (цифры в кружках – блоки: 1 – Высокогорский, 2 – Дальнегорский, 3 – Садовый, 4 – Мономаховский, 5 – Лидовский, 6 – Аликовский, 7 – Черемуховый, 8 – Каменский, 9 – Джигитовский, 10 – Кедровский, 11 – Духовской); 7 – тектонические разрывы: *а* – глубинные разломы с левосторонним сдвигом: Восточный (I), Нежданковский (II), Дальнегорский (III), Горбушинский (IV), Монастырский (V), Мономаховский (VI), Шептунский (VII), Пластунский (VIII), Асташевский (IX), *б* – зоны растяжения: Джигитовская (X), Кедровская (XI), Смысловская (XII), Садовая (XIII), Тигровая (XIV); *в* – взбросо-надвиги: Черемшанский (XV), Опричнинский (XVI), Зеркальный (XVII); *г* – кольцевые разломы; *д* – границы вулкано-тектонических структур (цифры в ромбах): 1 – Николаевской, 2 – Триключевской, 3 – Солонцовой, 4 – Монастырской, 5 – Бринеровской, 6 – Довгалевско-Горбушинской, 7 – Кедровской, 8 – Озерковой, 9 – Сарафанной, 10 – Пластунской, 11 – Егоровской; цифры в вертикальных ромбах – поля игнимбритов больших объемов: 1 – Шептунское, 2 – Кисинское, 3 – Зеркальнинское); 8–14 – рудные формации: 8 – скарново-полиметаллическая, 9 – касситерит-сульфидная, 10 – серебро-полиметаллическая жильного типа, 11 – золоторудная,12 – медно-молибденовая, 13 – медно-порфировая, 14 – боросиликатная. Месторождения: 1 – Партизанское, 2 – Первое Советское, 3 – Верхнее, 4 – Садовое, 5 – Николаевское, 6 – Лидовское, 7 – Ново-Монастырское, 8 – Красногорское, 9 – Черемуховое (Большая Синанча), 10 – Каменное, 11 – Красноскальное, 12 – Сарафанное, 13 – Заветное, 14 – Арцевское, 15 – Кирилловское, 16 – Майминовское, 17 – Довгалевское, 18 – Безымянное, 19 – Елизаветинское, 20 – Якубовское, 21 – Пластунское, 22 – Оленье, 23 – Озерковское, 24 – Майское, 25 – Березовое, 26 – Пасечное, 27 – Дальнегорское боросиликатное, 28 – Кисинское. Пунктирной линией показано положение Берегового разлома с центром магматической активности (Король, Будник, 1975)

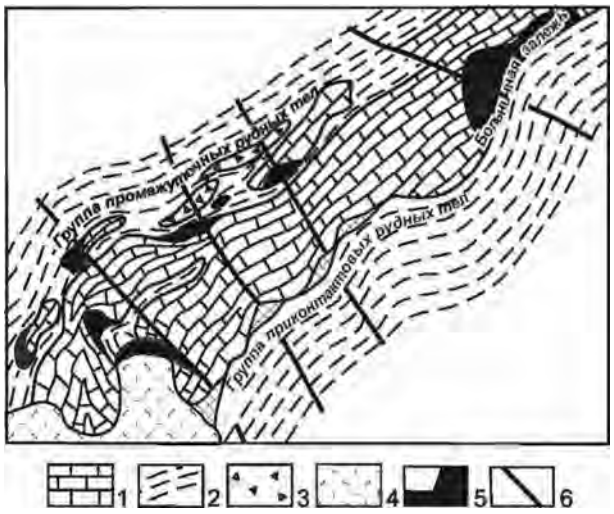


Рис. 7.38. Схематический геологический план горизонта +145 м Партизанского месторождения (по данным В.Н. Колесникова).

1 – триасовые известняки; 2 – раннемеловые алевролиты и песчаники; 3 – осадочные брекчии с обломками известняков и кремнистых пород; 4 – позднемеловые туфы кислого состава; 5 – рудные тела; 6 – малоамплитудные сбросы

ские тела. Возраст пострудных даек 57–66 млн лет (Баскина, 1982; Раткин, 1995). По соотношению с дайками и вулканическими породами возраст месторождения 68–57 млн лет. Глубина формирования месторождений, исходя из мощностей вулканических толщ, накопленных в центральной части Дальнегорского района ко времени скарново-полиметаллического рудообразования, не превышала 1 км. Общий вертикальный размах зон скарнирования около 600–700 м. Ниже зоны скарновых пород на всю глубину, доступную для изучения (около 1 км от поверхности), алюмосиликатные породы слабо грейзенизированы с образованием топаза, флюорита, мусковита и турмалина.

Скарны Партизанского месторождения сложены геденбергитом, гранатом, ильваитом, аксинитом, реже волластонитом, везувианом, флюоритом, кварцем и кальцитом. Главные рудные минералы – сфалерит и галенит, а второстепенные и редкие – халькопирит, арсенопирит, люцонит, пирит, марказит, пирротин, акантит, блеклые руды, сурьмяные сульфосоли серебра и свинца, сульфосоли висмута, интерметаллические соединения и самородные элементы (алларгентум, висмут, серебро, золото), теллуриды и сульфотеллуриды висмута (хедлейит, селенистый жозеит А), а также оксиды железа (магнетит, гематит).

Руды средне- и крупнокристаллические массивные, пятнистые, гнездово-вкрапленные и прожилково-вкрапленные. Характерны друзы сульфидов с кальцитом, кварцем, флюоритом и цеолитами, образованные в пустотах (гидротермальный карст).

Взаимоотношения рудных тел и текстурно-структурные особенности скарнов и руд позволили выделить два этапа эндогенной минерализации – скарново-полиметаллический и серебро-сульфосольный, в течение которых образовалось пять минеральных ассоциаций (в порядке последовательности их отложения): на раннем этапе – скарново-силикатная, кварц-арсенопиритовая, галенит-сфалеритовая, пирит (пирротин)–марказит-халькопиритовая, а на позднем – сульфосольно-галенит-халькопиритовая (Симаненко, 1997).

Минеральные ассоциации скарново-полиметаллического этапа широко распространены во всех рудных телах месторождения и всегда совмещены. Характерно постепенное изменение как видового минерального состава, так и состава отдельных минералов в вертикальном разрезе скарново-рудных тел.

Ассоциации серебро-сульфосольного этапа минерализации, как правило, проявлены или на флангах месторождения за пределами рудных тел, или в виде прожилков и гнезд в самых верхних частях рудных тел, где они выклиниваются. В последнем случае продукты позднего серебро-сульфосольного этапа совмещены с минеральным комплексом более раннего скарново-полиметаллического этапа минерализации.

Минералы скарново-силикатной ассоциации представлены геденбергитом, гранатом, аксинитом, ильваитом, реже волластонитом, везувианом, флюоритом, кварцем и кальцитом. В вертикальном разрезе рудных тел скарново-силикатная ассоциация представлена несколькими разновидностями, отражающими ее фациальную изменчивость. На глубине в составе скарнов наряду с доминирующим здесь геденбергитом присутствуют ильваит, гранат, флюорит, кварц, кальцит, реже везувиан и волластонит. Со стороны терригенных пород в скарнах отмечается аксинит. В средней части рудных тел развиты преимущественно геденбергитовые скарны с незначительным количеством граната, аксинита и кварца. Ильваита на этих уровнях нет. В верхней части рудных тел силикатных скарновых минералов намного меньше вплоть до полного их исчезновения. Эволюция химизма скарново-силикатной ассоциации наиболее ярко представлена в изменении состава геденбергита. Наиболее богатый железом геденбергит слагает прикорневые части рудных тел. По восстанию рудных тел железистость его постепенно убывает, но отчетливо растет марганцовистость: от 3 мас.% (горизонт -135 м) до 12 мас.% (горизонт +145 м). Аналогичным образом, но менее контрастно изменяются содержания железа и алюминия в гранате. Гранат на глубине существенно представлен андрадитом, а вверх по разрезу рудных тел он обогащается гроссуляровой составляющей.

Кварц-арсенопиритовая ассоциация сменяет скарново-силикатную и предшествует отложению полиметаллических руд на всех горизонтах рудных тел. Арсенопирит I образует рассеянную вкрапленность или гнездообразные скопления скелетных и гипидиоморфных кристалов как в скарнах, так и в кварц-кальцитовом агрегате предрудных метасоматитов верхних горизонтов месторождения. Сульфиды и сульфосоли более поздних минеральных ассоциаций замещают арсенопирит I и выполняют трещины в его раздробленных агрегатах. Содержание мышьяка в арсенопирите по восстанию рудных зон убывает от 47,49 до 45,65 мас.%. Кроме того, арсенопирит верхних горизонтов заметно обогащен сурьмой (до 0,24 мас.%).

Галенит-сфалеритовая минеральная ассоциация сменяет во времени кварц-арсенопиритовую. В прикорневой части Приконтактовых рудных тел в этой ассоциации доминирующий рудный минерал – сфалерит (до 95 % рудной массы), формирующий гнезда и массивные агрегаты в геденбергитовом, геденбергит-ильваитовом и геденбергит-гранат-ильваитовом скарне. Средняя железистость сфалерита в этой ассоциации не превышает 2 мас.%. Галенит образует мелкую прожилково-петельчатую вкрапленность в сфалерите и силикатном матриксе, а также входит в состав полифазных агрегатов разнообразных Ag-Pb-Bi сульфосолей, характерных для продуктивной ассоциации на глубине (Симаненко, 1998). Для всех морфологических типов галенита характерны повышенные содержания серебра и висмута с широкой вариацией их отношений. Блеклая руда в характеризуемой ассоциации образует мономинеральную вкрапленность в сфалерите или является составной частью мелких полиминеральных включений в сфалеритовом матриксе, срастаясь с халькопиритом, арсенопиритом II и самородным висмутом. В средней и верхней частях рудных тел в составе галенит-сфалеритовой ассоциации кроме главных рудных минералов – галенита и сфалерита – присутствуют халькопирит I и блеклая руда. Сфалерит незначительно преобладает над галенитом в рудных агрегатах средней части рудных тел и уступает галениту на верхних горизонтах. Средняя железистость сфалерита 3,5 % в средней части и 5 % в головной части рудных тел. Галенит характеризуется незначительными концентрациями примесей. Колебания содержаний серебра, сурьмы и висмута в галените на средних горизонтах составляют 0,023–0,033, 0,048–0,060 и 0,0036–0,075 % соответственно. В верхней части рудных тел концентрации Ag, Sb и Bi в галенитах не более 0,0008 %. Четко выражена изменчивость состава блеклых руд, проявленная в увеличении содержаний Sb, Ag и Fe в них при параллельном снижении роли Zn, Bi и Cu от корневых частей рудных тел к поверхности (Симаненко, 1999).

Пирит (пирротин)-марказит-халькопиритовая ассоциация сменяет во времени галенит-сфалеритовую. В ее составе доминируют дисульфиды и сульфиды железа и халькопирит II. На глубоких горизонтах в этой ассоциации развит пирротин, а на средних и верхних уровнях много пирита и марказита.

Минералообразование позднего, серебро-сульфосольного, этапа проявилось в верхних частях Второго Приконтактового тела, где на полиметаллические руды раннего этапа наложились минеральные агрегаты сульфосольно-галенит-халькопиритовой ассоциации, выполняющие небольшие трещины и межзерновые пространства среди ранних сульфидов либо цементирующие брекчированные участки полиметаллической руды. Характерной особенностью сульфосольно-галенит-халькопиритовой ассоциации является широкое развитие в ней минералов серебра (пираргирита, стефанита, акантита и фрейбергита), образующих в матриксе обильную вкрапленность главных сульфидов ассоциации – галенита II и халькопирита III. Вне скарново-полиметаллических тел минеральные ассоциации II этапа образуют мелкие существенно кварцевые жилы убогосульфидного типа с вкрапленностью минералов серебра.

Минералого-геохимическая зональность изучена на примере Второго Приконтактового тела. В его корневой части развиты преимущественно гранат-ильваит-геденбергитовые скарны. Второстепенные скарновые минералы – флюорит, аксинит, волластонит, кварц и кальцит. Содержание геденбергитового минала в пироксене превышает 80 %, а отношение $Fe^{3+}/\sum Fe$ по данным мессбауэровского анализа равно 0,14. Руды существенно цинковые, Pb/Zn<0,5. Главный рудный минерал – сфалерит. Другие рудные минералы – Ag-Bi-носный галенит, арсенопирит, тетраэдрит, халькопирит, магнетит, Ag-Pb-Bi-сульфосоли, теллуриды и сульфотеллуриды висмута, висмут самородный и пирротин.

Средняя часть рудного тела сложена существенно геденбергитовыми скарнами. Ильваит полностью отсутствует. Второстепенные скарновые минералы – гранат, аксинит, кварц и кальцит. Геденбергит обогащен марганцем. Содержание геденбергитового минала в пироксене 51,5 – 60,6 %. Отношение $Fe^{3+}/\sum Fe$ по данным мессбауэровского анализа 0,7–0,11. Руды галенит-сфалеритовые, Pb/Zn≈0,8. Главные рудные минералы – сфалерит и галенит. Другие рудные минералы – халькопирит, фрейбергит, тетраэдрит, пирит и марказит.

В верхней части скарнов почти нет. Преобладает кварц-кальцитовая порода. Руды сфалерит-галенитовые, Pb/Zn > 1. Главные рудные минералы – галенит и сфалерит. Другие рудные минералы – халькопирит, фрейбергит, стефанит, пираргирит, акантит, пирит и марказит.

Для определения температур минералообразования скарново-силикатной ассоциации изучались флюорит и геденбергит. Первичные включения во флюорите нижних частей Второго Приконтактового тела гомогенизировались при Т 430–435 °С, а в геденбергите – при Т 420 °С. Геденбергит со среднего уровня глубинности рудных тел кристаллизовался при 320–360 °С. Кроме того, установлено, что температура декрепитации «глубинного» геденбергита, ассоциированного с ильваитом, на 60–80 °С превышает температуру декрепитации мангангеденбергита со среднего уровня глубинности. Использование данных по увеличению содержания Mn в геденбергите по восстанию скарновой колонны в диаграмме (J.C. Burton et al., 1982) подтверждает существование выявленного температурного градиента.

Общий температурный интервал отложения продуктивной ассоциации по вертикали, исходя из данных исследования первичных включений в сфалерите, составляет 275–420 °С. Температуры гомогенизации первичных включений в сфалеритах свидетельствуют о постепенном снижении температуры в процессе формирования продуктивной ассоциации и о чрезвычайной близости начальных температур рудообразования конечным температурам формирования скарново-силикатной ассоциации. Независимо от глубины рудных зон, включения в железистой периферии зерен сфалерита гомогенизировались при более низких температурах, чем включения из низкожелезистых ядер. Анализ парагенезисов минералов висмута из прикорневой части Второго Приконтактового тела свидетельствует, что отложение самого раннего из них начиналось при температуре около 420 °С (Годовиков, 1972; Воган, Крейг, 1981).

Изотопный состав серы в сфалерите и галените также подтверждает выявленный характер температурного режима. Значение $\delta^{34}S$ из сфалерита корневых частей Второго Приконтактового тела (горизонт –135 м) +0,6 ‰, а вблизи поверхности эта величина достигает +0,9 ‰. То есть температурный градиент, по изотопным данным составлял около 25 °С на 100 м (Рай, Омото, 1977). Кроме того, для руд с горизонта +5 м, где сфалерит и галенит образуют равновесную ассоциацию, по результатам изотопного состава серы этих сульфидов была рассчитана температура их кристаллизации: 320–360 °С (при различии значений $\delta^{34}S$ сфалерита и галенита в пределах 1,9–2 ‰).

Формирование сульфосольно-галенит-халькопиритовой ассоциации II серебро-сульфосольного этапа, судя по присутствию в ее составе стефанита, который кристаллизуется при температуре ниже +175 °С (Чевычелов, 1981), протекало в низкотемпературных условиях.

Установлено отчетливое доминирование H_2O и CO_2 в составе флюидной фазы, закапсулированной в газово-жидких включениях ильваита и геденбергита глубоких горизонтов рудных тел. Согласно расчетам на основе компьютерной программы «Селектор», значения $lgfO_2$ варьируют в пределах: –30,57÷–31,7, свидетельствуя об относительно восстановительных свойствах скарнообразующих растворов. Гипсометрически выше, по пути следования растворов к палеоповерхности, летучесть кислорода незначительно снижалась. О понижении активности кислорода по мере продвижения гидротермального потока к поверхности свидетельствует и снижение степени окисленности железа в геденбергите: значения $Fe^{+3}/\sum Fe$ геденбергита изменяются по данным мессбауэровской спектроскопии (в процентном выражении) от 14,0 на глубине, где присутствует ильваит-гранат-геденбергитовый парагенезис, до 7,0 ближе к поверхности, где кристаллизовался только геденбергит.

Анализ состава флюидных фаз, закапсулированных в газово-жидких включениях сфалерита и галенита с различных уровней глубинности, подтверждает тенденцию уменьшения fO_2 по восстанию рудных тел. Об этом свидетельствуют и проведенные криометрические исследования газово-жидких включений в сфалерите (Симаненко, 1994). Было установлено, что углекислота во включениях в сфалерите из корневых частей рудного тела не содержит примесей других, более низкотемпературных газов, и ее тройная точка соответствует температуре –56,6 °С, а во включениях в сфалерите с верхних горизонтов рудного тела зафиксирована температура тройной точки: -61÷-65 °С. При охлаждении подобных включений в сфалерите до –600 °С на стенках вакуолей появляется бурое битумоподобное вещество. Предполагается, что в газовой фазе включений в сфалерите верхних горизонтов кроме углекислоты присутствовали и примеси углеводородов. Таким образом, обнаружение «восстановленных» газов в составе флюидов верхних частей рудного тела хорошо согласуется с установленным характером изменения фугитивности кислорода по вертикали гидротермальной колонны.

Изотопный состав сульфидов весьма чувствителен к изменению фугитивности кислорода и PH растворов. Приуроченность изотопно утяжеленных в отношении серы сфалеритов и галенитов именно к головным частям рудных тел свидетельствует об относительном снижении активности кислорода гидротерм при их движении к поверхности. Кроме того, отсутствие магнетита в продуктивной ассоциации на средних и верхних горизонтах и присутствие его небольших количеств на глубине также указывает на более высокий восстановительный режим в верхних частях рудоносной зоны. Однако в целом согласно полученным значениям $lgfO_2$ по вертикали рудоносной зоны продуктивная ассоциа-

ция формировались в относительно восстановительном режиме.

Значения $\delta^{18}O$ граната (+1,9÷-4,0 ‰) и геденбергита (-1,6 ‰) свидетельствуют, что скарнирующие магматические растворы были на 40–50 % разбавлены метеорной водой ($\delta^{18}O$ H_2O= 0,0 ‰) (Раткин, 1995). Изотопный анализ кислорода кальцита, ассоциированного с галенитом и сфалеритом продуктивной ассоциации, показал, что растворы были разбавлены метеорной водой по сравнению с периодом формирования собственно скарнов в еще большей мере. При этом изменение $\delta^{18}O$ кальцита от -1,0 до -2,4 ‰ по вертикали отражает возрастание доли метеорной составляющей в растворах близ палеоповерхности, где $\delta^{18}O$ флюида составляла в среднем в этот период -8,0 ‰.

Изотопный состав серы сульфидов скарновых месторождений Дальнегорского района близок метеоритному стандарту и имеет очень узкий интервал вариаций (в пределах 2,0 ‰). Гомогенность серы сульфидов следует связывать с единым магматическим источником. Учитывая тесную связь месторождений с субдукционными магматитами магнетитовой серии (Rye, Ohmoto, 1974), можно предполагать, что $\delta^{34}S$ флюида близка +5,0 ‰.

По изотопным особенностям свинца галенита полиметаллические руды I этапа однотипны с колчеданными месторождениями типа Куроко в Японии. Аналогичный изотопный состав рассеянного свинца имеют субдукционные вулканические породы Камчатки. Такого рода изотопный состав представляется смесью свинца субдуцирующихся океанических базальтов и свинца терригенных пород верхней коры (Раткин, 1995).

Галенит же из сереброносных прожилков, наложенных на ранние минеральные агрегаты, облегчен в отношении радиогенных изотопов, что указывает на уменьшение доли свинца верхнекорового происхождения. Выявленная разница в изотопном составе свинца галенитов не только подчеркивает разорванность во времени выделяемых этапов минералообразования, но также указывает на возможное различие ювенильных источников металлов полиметаллических и серебряных руд (Раткин, 1995).

Николаевское месторождение

Николаевское скарново-полиметаллическое месторождение расположено в западной части Дальнегорского района (см. рис. 7.37) и приурочено к краевой части Николаевской депрессии на ее границе с Дальнегорским горстом (Гарбузов и др., 1987). Вмещающие породы образуют два структурных этажа – нижний, сложенный осадочными породами среднегорского силинского комплекса, и верхний перекрывающий, образованный покровными фациями приморского и дальнегорского вулкано-плутонических комплексов (ВПК). Породы нижнего структурного этажа служат фундаментом полигенной вулканотектонической депрессии размером 26×8 км, вытянутой в северо-восточном направлении и осложненной локальными кальдерами проседания. В основании фундамента лежат плотные, часто мраморизованные известняки тетюхинской свиты мощностью 300–350 м, перекрытые горбушинской свитой, полимиктовыми брекчиями, песчаниками, алевролитами, кремниями, спилитами с линзами известняков, общей мощностью 320 м. На фундаменте с резким угловым несогласием лежат покровы стратифицированных вулканитов приморского ВПК, нижняя часть которого представлена мощной толщей агломератовых пирокластических брекчий (до1800 м), а верхняя – игнимбритами, туфами, туффитами, туфоалевролитами с турон-сантонскими растительными остатками, мощностью до 400 м. Комагматичны этим образованиям экструзии, дайки и небольшие штоки риолитов и гранит-порфиров. Завершают разрез стратифицированных вулканитов покровы андезитов и андезибазальтов дальнегорского ВПК мощностью до 150 м, прорванные самой крупной в рассматриваемой структуре Николаевской интрузией.

Интрузия площадью около 1,2 км^2 сложена габбро-диоритами, прорванными мелкими телами гранит-порфиров. Она является частью интрузивно-купольной структуры, выраженной гравитационной аномалией с отрицательными значениями силы тяжести – в центре и повышенными – на периферии. Интрузия приурочена к пересечению глубинного разлома с группой более мелких оперяющих разрывов. Контуры скрытого на глубине массива на поверхности прослеживаются дугообразными полями высоких сопротивлений пород (2000 Омм) и положительными магнитными аномалиями. Интрузия имеет этмолитовую форму с куполообразной кровлей, осложненной локальными выступами. Расстояние от кровли до современной поверхности по геофизическим данным 1600–1800 м. Предполагается, что интрузив формировался на глубине 2–2,5 км.

О кристаллизации магмы на незначительной глубине свидетельствует изменение структуры пород: от афировых массивных габброидов в нижней части эрозионного среза (горизонт – 220 и 420 м горных выработок) до мелкокристаллических порфировидных разностей вблизи поверхности. K-Ar возраст габбро-диоритов около 83 млн лет. Это первая фаза образования дальнегорского ВПК. Массив габбро-диоритов становился по модели кристаллизационной дифференциации в три стадии, во время которых образовались: 1) крупные сростки плагиоклаза An_{60-70} и порфировидные выделения пироксена, 2) среднезернистая основная масса, сложенная плагиоклазом

($An_{46–26}$), пироксеном (авгитом), кварцем и рудными минералами, 3) кварц-полевошпатовые гранофиры с роговой обманкой, биотитом и апатитом. Рудные минералы габбро-диоритов представлены магнетитом, ильменитом, включенным в авгит, пирротином и пиритом, замещающими магнетит и ильменит.

Габбро-диориты прорваны гранит-порфирами третьей фазы дальнегорского ВПК. Порфировидные выделения в них представлены крупными (до 0,5 см) гломеропорфировыми сростками плагиоклаза ($An_{25–30}$), кристаллами кварца, калинатрового полевого шпата и роговой обманки, погруженными в мелко- и тонкозернистую гранофировую основную массу. Кварц-полевошпатовые гранофиры нередко образуют «короны» (оторочки) вокруг гломеросростков плагиоклаза. Эффузивные фации дальнегорского комплекса комагматичны также экструзиям, являющимся, очевидно, корневыми частями покровов, и многочисленным дайкам диабазов и диоритов. Выпадение из состава пород Николаевской интрузии второй фазы развития дальнегорского ВПК, представленной гранодиоритами, адамеллитами и тоналитами, а из эффузивной части – дацитов, указывает на контрастный характер магматизма в рассматриваемой структуре. Магматические породы Николаевской вулкано-тектонической структуры отличаются от пород других вулканоструктур региона повышенной основностью, высоким содержанием суммарного железа, пониженным значением суммы щелочей, и для них типичны высокие концентрации рудных элементов, определяющих металлогенический профиль рассмотренной структуры.

К крупным линеаментам Николаевской вулкано-тектонической структуры относятся глубинные разломы Нежданковский, Главный, Широкий, Довгалевский; простирание их обычно субмеридиональное, падение крутое (70–80°) на северо- или юго-восток. Они трассируются зонами повышенной трещиноватости и дробления мощностью 25–250 м и часто являются гравиметрическими ступенями. К ним приурочены пояса даек, сопровождаемые зонами интенсивной гидротермальной переработки вмещающих пород. Эти разломы представляют собой сбросо-сдвиги с горизонтальной амплитудой перемещения блоков около 250 м и вертикальной – до 400 м. К более мелким разломам относятся дуговые и радиальные Пещерный, Дизельный, Андезитовый и Некковый.

Выделяются контактовые и секущие рудные тела (рис. 7.39). Контактовые тела – это плащеобразные залежи и линзы инфильтрационных скарнов, приуроченные с одной стороны к контакту горизонта известняков с перекрывающими их вулканитами (залежь Восток), а с другой – к контакту этих известняков с подстилающими вулканогенно-осадочными брекчиями (рудные тела Нижнее, Подызвестковое и Резервное); к ним же относятся сложные тела, приуроченные к отторгнутым от основного горизонта глыбам известняков (рудное тело Глыбовое). Секущие рудные тела (зоны Серебряная, Северо-Восточная и Северо-Западная) – это протяженные (1,5–2 км) жилы и прожилково-вкрапленные зоны мощностью 0,3–5 м, локализованные в покровах игнимбритов верхнего структурного этажа. На глубине 500–800 м они пересекают массивные скарново-сульфидные руды, при этом на контакте с жилами геденбергит интенсивно осветлен. Еще один морфологический тип представляют рудные тела, локализующиеся в некке риолитов и в зоне его экзоконтакта. Минерализация здесь проявлена в виде густой вкрапленности сульфидов, а также тонких прожилков, мелких гнезд и линз кварц-серицит-сульфидного состава вблизи контактов некка, а на удалении от некка она быстро затухает.

На месторождении известно более 60 минералов. Главный из них (до 90 % объема рудоносного скарна) – геденбергит. Агрегаты его обычно лучистые, короткостолбчатые и скрытокристаллические. С глубиной постепенно уменьшается содержание в минерале кремния, железа и натрия и увеличивается алюминия, трехвалентного железа и кальция. В минерале содержатся (в г/т): индий – 1,82, селен – 8,5, теллур – 1,8, талий – 1,3, галлий – 4,1 и германий – 10,7.

Другой распространенный минерал – кальцит, образующий несколько генераций. Он заполняет интерстиции между кристаллами геденбергита, часто образует хорошо ограненные кристаллы в форме тупого ромбоэдра в больших пустотах, а в жильных телах кальцит в ассоциации с кварцем выполняет от 10 до 60 % общего объема. Соотношение в нем Cao:MnO:FeO(MgO) представлено как: 1) 46:2:1(0,7); 2) 39:1,5:0(1); 3) 26:2:0,8(1). Менее распространены в рудах ильваит, гранат, флюорит, волластонит, диопсид, данбурит и датолит. В метасоматитах присутствуют альбит, хлорит, эпидот, пренит и мусковит.

Среди рудных минералов преобладает сфалерит – высокожелезистый (иногда более 15 %) марматит, слагающий до 5–8 % объема рудной массы. Первая генерация этого минерала образует крупные гнезда, прожилки и мономинеральные полосы в массе длиннолучистого геденбергита. Для него типичны полисинтетические двойники и обильная эмульсионная вкрапленность халькопирита и пирротина, рассредоточенная в зернах в виде коалесцентных полос, ориентированных по кристаллографическим направлениям. Сфалерит второй генерации кристаллизовался в жилах, где он ассоциирует с арсенопиритом, пирротином, серебросодержащими блеклыми рудами, а на нижних горизонтах жил отмечен парагенезис позднего сфалерита со станнином. Основными элементами-примесями в сфалерите являются кадмий (0,11–0,79 %), индий (0,011–0,11 %), марганец

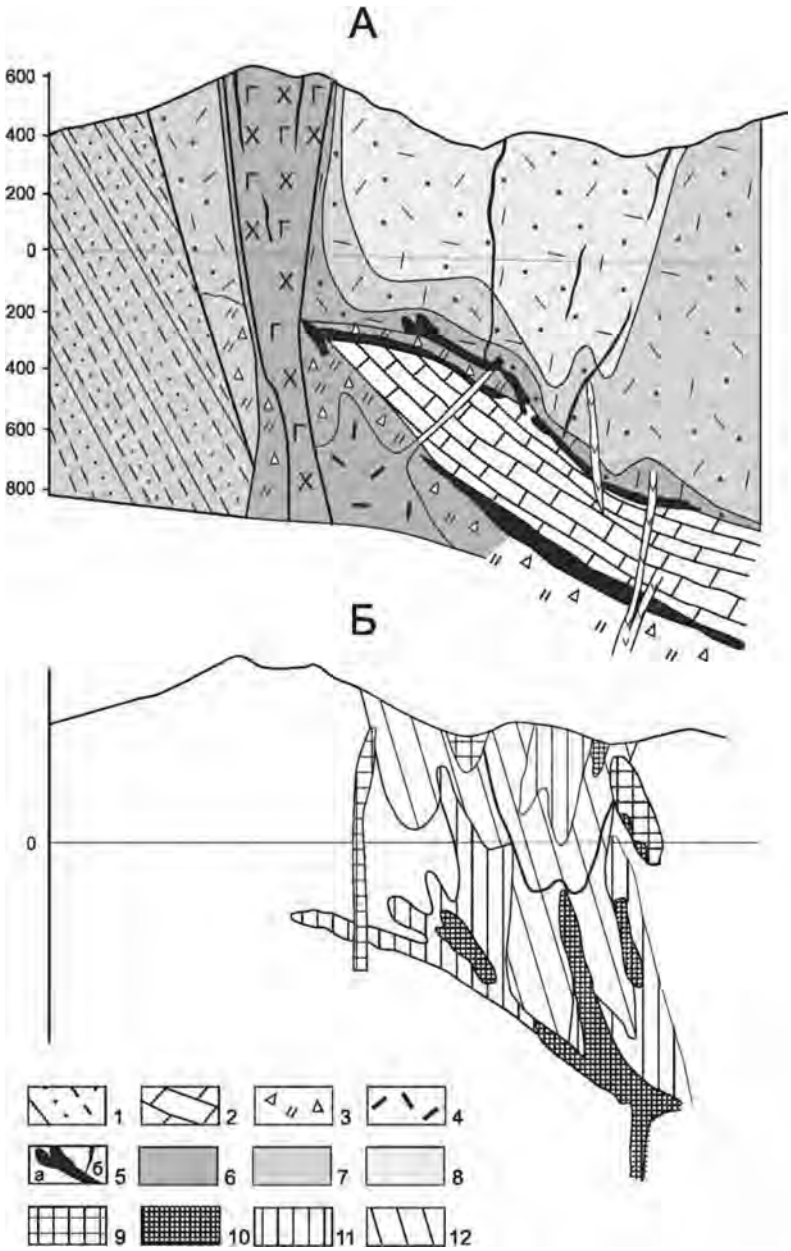


Рис. 7.39. Схемы метасоматической (А) и геохимической (Б) зональности Николаевского месторождения (разрез).

1 – терригенно-осадочные породы фундамента; 2 – олистолиты известняков; 3 – кремнистые брекчии; 4 – риолиты жерловой фации; 5 – рудные тела скарново-полиметаллического (а) и жильного (б) типов; фации метасоматически измененных пород: актинолит-хлорит-эпидотовая (6), эпидот-хлорит-серицитовая (7) и кварц-хлорит-гидрослюдистая (8); ореолы геохимических ассоциаций: Wo-Mo-Sn-Ag (9), Pb-Zn-Cu (10), Pb-Zn-Ag (11) и Pb-Ag-Sn (12)

(0,11–0,653 %), а также (в г/т) селен (до 7,1), теллур (3,3), германий (2,3) и олово (40). Установлено (Федчин, 1977), что в жилах содержание элементов-примесей с глубиной уменьшается, а в скарновых залежах, особенно в их центральных частях, увеличивается. Исследование структуры сфалерита выявило линейную зависимость параметра его элементарной ячейки α_o от содержания железа. Расчет по этому параметру парциального давления минералообразующих сред показал, что сфалерит на верхних горизонтах рудных залежей отложился при давлении $1 \pm 0{,}5$ кбар, а на нижних – $2{,}75 \pm 0{,}65$ кбар.

Другой распространенный минерал – галенит, занимающий до 4 % объема рудных тел, также обра-

зует две генерации. Галенит I первой генерации в ассоциации с арсенопиритом, сфалеритом и пирротином образует участки массивно-полосчатых руд или зоны густой вкрапленности и прожилкования. В минерале обычно присутствуют (в мас.%): висмут – 0,024, серебро – 0,040, сурьма – 0,037, а в галенитах залежи Нижняя содержания висмута и серебра на порядок увеличивается и составляет 0,63 и 0,14 % соответственно. В галените II второй генерации, выделенной в жильных телах, концентрация этих элементов еще больше и составляет (в мас.%): висмут-0,773, серебро – 0,309, сурьма – 0,01. Кроме того, в галенитах обеих генераций присутствуют (в г/т): селен – 12,5, теллур – 11,4, индий – 1,4, германий – 1,73 и таллий – 1,03. Их концентрации увеличиваются вблизи разломов и с глубиной. При статистической обработке результатов химического анализа для дуали Ag–Bi установлен значимый коэффициент парной корреляции; при этом уравнения линейной регрессии, связывающие между собой содержания висмута и серебра, имеют вид:

$Bi = 0{,}56Ag + 0{,}0021$; $Ag = 1{,}79Bi - 0{,}0037$
(для галенита I) и
$Bi = 1{,}62Ag - 2{,}82$; $Ag = 0{,}08Bi + 0{,}25$
(для галенита II).

Устойчивое преобладание висмута над серебром связано с присутствием твердого раствора α-матильдит ($AgBiS_2$)–галенит (PbS), стабильного при температуре не ниже 206 ± 5°C (Годовиков, 1966; Ненашева, 1975). Более высокие концентрации серебра в галенитах второй генерации могут быть обусловлены воздействием поздних гидротермальных растворов на ранние парагенезисы, что приводило к переотложению компонентов ранних минералов в виде новообразованных фаз (Колонин и др., 1982).

Менее распространены на месторождении пирротин, халькопирит, арсенопирит, пирит, станнин и антимонит. Особую группу составляют серебросодержащие парагенезисы минералов, отлагавшиеся в близповерхностных участках жильных тел. Здесь в парагенезисе с джемсонитом и буланжеритом обнаружены пираргирит, миаргирит, фрейбергит, андорит, диафорит, овихиит и акантит. Подобные жильные тела обнаружены только в рудном поле Николаевского месторождения и на других объектах рудного района не встречаются (Гарбузов и др., 1983).

На месторождении выделяют три типа руд: 1) скарново-сульфидный, 2) кварц-кальцит-сульфидный, 3) кварц-карбонатно-сульфидно-сульфосольный. Руды первого и второго типов обычно массивные, гнездово-вкрапленные и полосчатые, а содержание свинца и цинка в них с глубиной уменьшается. Типичными структурами для них являются гранобластовая, катакластическая, эмульсионная, идиоморфнозернистая и интерстиционная. В третьем типе различаются две разновидности: 1) серебро-висмутовые руды, с вкрапленной, гнездово-вкрапленной, реже массивной, брекчиевой, иногда друзовой текстурами, обособленные на глубоких горизонтах жильных тел, сложенные кварцем, кальцитом, анкеритом, сфалеритом, галенитом, пирротином и арсенопиритом; 2) сурьмяно-серебряные руды, слагающие верхние участки жил. В них уменьшается содержание сульфидов, но возрастает количество серебросодержащих сульфосолей, кварца, серицита, хлорита и гидрослюд.

Выделяется две стадии формирования руд: 1) скарново-сульфидная и 2) кварц-карбонатно-сульфидная. Минеральные парагенезисы первой стадии отлагались при 440–250°C (средний температурный градиент составлял примерно 10° на каждые 100 м). Минералы секущих жильных тел второй стадии отлагались по схеме: кварц → сульфиды → поздний кварц, кальцит → сульфосоли при 400–100°C. Пространственная обособленность двух типов оруденения обусловила проявление общей для месторождения ярусной зональности. В отдельных рудных телах отмечаются другие типы зональности: минерально-геохимическая, литогенная, температурная и метасоматическая. Так, вмещающие породы подверглись интенсивной метасоматической переработке, при этом особо интенсивно замещались известняки с образованием протяженных линз пироксенового и гранат-пироксенового скарна. В свою очередь, в кислых вулканитах, особенно над скарноворудными залежами, развиты фации пропилитов: кварц-альбит-серицитовая, кварц-хлорит-эпидотовая и эпидот-гидрослюдистая. Здесь же отмечаются локальные участки грейзенизации, развитой как продукт кислотного выщелачивания по ранее биотитизированным породам. В верхнем структурном этаже установлены также геохимические ореолы рассеяния свинца, цинка, серебра и других элементов.

Месторождение образовалось в позднемеловое–палеогеновое время в два этапа и связано со становлением диоритовых и лейкогранитных магм второй и третьей фаз развития дальнегорского вулкано-плутонического комплекса. Диоритовые магмы генерировали рудоносные флюиды, которые, взаимодействуя с известняками, сформировали тела инфильтрационных скарнов, а близповерхностные очаги кислых магм генерировали флюиды, обогащенные висмутом, серебром, оловом, сурьмой и летучими компонентами, из которых отлагались минеральные парагенезисы поздних жил, секущих скарны. Полихронность формирования – одно из главных отличий Николаевского месторождения от других схожих по формационной систематике объектов Дальнегорского рудного района.

Изучение изотопного состава серы сульфидов Николаевского месторождения выявило узкий диа-

пазон вариаций величины $\delta^{34}S$ (–0,1÷ +1,0 ‰) околометеоритного уровня, подчеркивая ее удивительно гомогенный состав (Раткин и др., 1977). Низкая дисперсия значений (38,03–38,190) установлена и для отношения $^{208}Pb/^{204}Pb$; они близки к дисперсии изотопного состава свинца вулканических пород. Согласно Герасимову с соавтоарми (1988), основным источником рудных компонентов скарново-полиметаллических месторождений Дальнегорского рудного района являлись вулкано-плутонические комплексы андезитовых магм при незначительном смешении мантийного и корового свинца.

МЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ С ЗОЛОТОМ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Модельный тип описан по работам (Cox, 1986; Сухов, Родионов, 1986; Евстрахин, 1988; Nokleberg et al., 2003). Этот тип месторождений представлен штокверковой и жильно-штокверковой минерализацией халькопирита, борнита, магнетита в порфировых интрузивах и одновозрастных вулканических породах. Состав вмещающих минерализацию интрузивных пород от тоналитов и монцогранитов до сиенитов и монцонитов. Одновозрастные вулканические породы включают дацитовые и андезитовые лавы и туфы. Высококалиевые, низкотитанистые вулканические породы (шошониты) также могут присутствовать. Халькопирит и борнит – главные рудные минералы, а к менее распространенным относятся магнетит, пирит, самородное золото, электрум, сильванит и гессит. Присутствуют также минералы платиновой группы. Жильные минералы представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, биотитом, серицитом и глинистыми минералами. Типична зональность крупнообъемных метасоматических изменений, выражающаяся обычно в развитии во внутренней зоне кварца, биотита, редко – калиевых полевых шпатов, хлорита, актинолита и ангидрита. В промежуточной зоне широко развиты серицитовые изменения. Для внешней зоны типична пропилитизация. Кварц-пирит-гидрослюдистые изменения поздней стадии распространены преимущественно в периферической зоне. Рудные тела, представляющие собой участки наиболее интенсивного развития прожилково-вкрапленной, прожилковой и жильно-прожилковой минерализации, обычно имеют форму цилиндра или колокола, осевая часть которого совпадает с вулкано-интрузивным центром. Наиболее обогащенные участки рудных тел приурочены к апикальным частям ассоциирующих штоков порфировых интрузивов.

Медно-порфировое месторождение Ночное

Медно-порфировое месторождение Ночное расположено в юго-восточной части Центрального Сихотэ-Алиня. В геологическом строении рудного поля принимают участие нижнемеловые песчаники, алевролиты, алевроаргилиты и реже гравелиты (Гаврилов, Мамаев, 1988). Породы смяты в крутые линейные складки северо-восточного простирания и прорваны штоком Ночной (1,8 км^2) гранит-порфиров. Шток и вмещающие его породы прорваны многочисленными дайками диоритовых порфиритов, гранит-порфиров, микродиоритов, аплитов и эксплозивных брекчий. Дайки имеют небольшую (до 2 м) мощность и прослеживаются по простиранию на несколько десятков метров.

Шток Ночной концентрически-зонален. Центральная его часть, или структурное ядро, диаметром до 700 м, сложена крупнопорфировыми гранит-порфирами. Среди полнокристаллической аллотриоморфнозернистой или гранофировой основной массы породы хорошо видны крупные (до 5 мм) полуокруглые порфировые выделения дымчато-серого кварца и желтовато-белого призматического плагиоклаза. Количество их меняется от 20 до 50 % объема породы. К периферии интрузива количество и размеры порфировых выделений полевых шпатов и особенно кварца заметно уменьшаются, а основная масса породы становится тонкозернистой, порой гипокристаллической. Внешняя часть интрузива сложена риолитами с очень тонкозернистой основной массой (Гаврилов, Мамаев, 1988).

На площади месторождения Ночное проявлены гидротермально-измененные породы (метасоматиты) нескольких типов, различающихся по минеральному составу, геохимическим особенностям, положению и отношению к оруденению (Гаврилов, Мамаев, 1988).

Метасоматиты грейзенового типа распространены преимущественно в центральной и южной частях штока гранит-порфиров, редко выходя в его эндоконтактовую зону. Наиболее высокотемпературная фация этих метасоматитов представлена кварц-мусковитовыми, иногда с сидерофиллитом, грейзенами, вмещающим достаточно многочисленные кварцево-слюдистые с флюоритом, касситеритом и молибденитом маломощные жилы и прожилки. Это массивные светло-серые, светлые грязно-зеленовато-серые, белесые мелкокристаллические породы с достаточно отчетливо диагностируемыми слюдами. Последние часто развиты в зальбандах кварцевых прожилков. Под микроскопом устанавливается, что порода состоит из равномерно распределенных чешуек мусковита (иногда сидерофиллита) и зернистого метасоматического кварца. Структура породы – лепидогранобластовая. Мусковит мелкочешуйчатый, чистый. Сидерофиллит по морфологии выделений не отличается от мусковита, но имеет светло-зеленую окраску. Зерна кварца обычно мутные, благодаря большому количеству газово-жидких и минеральных включений, часто подчеркивающих поверхности рос-

та. При замещении первичных порфировых выделений кварца гранит-порфиров образуются микрогнезда метасоматического кварца паркетной текстуры.

Участки грейзенизации окружены полями кварц-серицитовых метасоматитов (филлизитов), протягивающихся широкой полосой субширотного направления через центральную часть штока Ночной. В них сохраняется макроструктура исходной породы. Под микроскопом устанавливается много микрочешуйчатого серицита и гранобластового кварца. Микрочешуйчатый серицит обычно развивается по выделениям первичных плагиоклазов и калиевых полевых шпатов, иногда замещая их нацело, часто вместе с кварцем. Вокруг зерен первичного кварца в процессе метасоматоза образуются довольно толстые оторочки гранобластового кварца. Мелкокристаллический матрикс гранит-порфиров превращен в лепидогранобластовый кварц-серицитовый агрегат.

Во вмещающих шток терригенных породах и частично в эндоконтакте гранит-порфиров развиты метасоматиты биотит-сидерофиллитового состава. Зоны их развития образуют полукольцо вокруг штока гранит-порфиров, замыкающееся у западного экзоконтакта. Вполне вероятно его замыкание и в этой части, за пределами изученной территории. Наиболее интенсивно биотит-сидерофиллитовые метасоматиты проявлены в двух субширотных структурах (северной и южной), контролируемых серией субширотных разрывных нарушений и маломощных даек граносиенит-порфирового и сиенит-порфирового состава.

В южной рудоносной структуре биотит-сидерофиллитовые метасоматиты, формируясь по гранит-порфирам, включают две фациальные разновидности: внутреннюю сидерофиллит-биотитовую (с серицитом) и внешнюю биотит-серицит-хлоритовую. Сидерофиллит-биотитовые метасоматиты по гранит-порфирам представляют собой зеленовато-серую породу с сетчатым прожилкованием различной интенсивности. В шлифах устанавливается, что по всей массе породы развиты микрочешуйчатые биотит и серицит. При этом серицит распространен достаточно равномерно в породе, тогда как агрегаты микрочешуйчатого биотита образуют пятнистые скопления. Вкрапленники полевого шпата гранит-порфиров почти нацело пелитизированы и серицитизированы. Порода рассечена микропросечками, микропрожилками и тонкими прожилками кварц-биотитового или кварц-сидерофиллитового состава. Биотит в прожилках тонкочешуйчатый, желтый и светло-бурый, а сидерофиллит слабо-зеленоватый. Он выполняет интерстиции между зернами кварца и тяготеет к зальбандам прожилков.

Биотит-серицит-хлоритовые метасоматиты, формирующиеся по гранит-порфирам, визуально отличаются от сидерофиллит-биотитовых более светлым цветом. При микроскопическом изучении установлено, что по основной массе породы развит обильный микрочешуйчатый серицит и мелкие агрегаты биотита, замещенного хлоритом, а порфировые выделения плагиоклаза нацело замещены микрочешуйчатым серицит-хлоритовым агрегатом. Встречаются прожилки и гнезда эпидота, отдельные зерна актинолита и довольно обычны нитевидные кварцевые, кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые прожилки. Микрочешуйчатый серицит и грязно-зеленый хлорит в виде розеточных агрегатов тяготеют к задьбандам прожилков.

Биотит-сидерофиллитовые метасоматиты, формирующиеся в южной рудоносной структуре по терригенным породам, включают краевую биотит-серицитовую и центральную биотит-сидерофиллитовую фации. В зоне биотит-серицитовых изменений породы интенсивно серицитизированы, иногда с почти полным преобразованием исходного материала в кварц-серицитовый метасоматит с пятнистыми и гнездообразными выделениями биотита. В центральной части метасоматической колонки порода представлена пятнистыми биотит (сидерофиллит)-кварцевыми метасоматитами, содержащими рудные минералы. Порода содержит примерно равное количество новообразованного кварца и микрочешуйчатого биотита (сидерофиллита). Биотит встречается в виде просечек, гнезд, заполнения интерстиций между зернами кварца, а также в составе биотит-кварцевых прожилков с каймой мелкочешуйчатого биотита. Биотит и сидерофиллит по характеру выделений не различаются. Новообразованный кварц встречается либо в виде гнезд и пятен мозаичной структуры, либо в виде маломощных прожилков с серицитовой каймой толщиной до 5 мм.

В северной рудоносной структуре состав биотит-сидерофиллитовых метасоматитов мало отличается от такового в южной структуре, кроме того, что здесь в средней части колонки, формирующейся по терригенным породам, биотит-серицитовых изменений нет.

Вокруг зон биотит-сидерофилитовых и частично филлизитовых изменений развиты широкие поля полевошпат-эпидот-серицит-хлоритовых метасоматитов (пропилитов). Они представляют собой хлоритизированные и серицитизированные биотитовые роговики с кварц-полевошпатовыми и нитевидными кварцевыми прожилками, а также гнездообразными и пятнистыми выделениями карбоната и эпидота. Вдоль зальбандов кварц-полевошпатовых прожилков иногда отмечается микрочешуйчатый биотит в виде каймы мощностью 1–2 мм, постепенно сменяющейся в сторону от прожилка серицитом. Прожилки кварца сопровождаются тонкой (1–2 мм) каймой серицита. Местами в породе отмечается пятнистое окварцева-

ние. Вокруг зерен новообразованного кварца обычна кайма микрочешуйчатого серицита. По преобладающему минеральному составу среди пропилитов выделяются полевошпат-серицит-хлоритовая, карбонат-серицит-хлоритовая и эпидот-хлорит-кварцевая фации.

Локально на месторождении проявлены кварц-каолинит-гидрослюдистые метасоматиты, относимые нами к типу аргиллизитов. Они развиваются главным образом по дайкам риолитов в восточной части площади. Гломеропорфировые скопления плагиоклаза риолитов замещаются гидросерицитом и каолинитом. Основная масса породы также интенсивно каолинизирована. В ней иногда отмечаются мелкие пластинки гидромусковита.

Основную роль на месторождении играют четыре типа метасоматитов: грейзеновые, филлизитовые, биотит-сидерофиллитовые (калий-силикатные изменения) и пропилитовые. Они распределены в виде зон, последовательно сменяющих друг друга от некоего центра зональности, приуроченного к южной половине штока гранит-порфиров. В центре зональных ореолов находятся грейзены, окруженные зоной филлизитовых изменений, далее к периферии они сменяются калий-силикатными изменениями (биотититами). Внешнюю часть метасоматитов слагают пропилиты.

Метасоматическая зональность совпадает с рудной зональностью. В центре в связи с грейзенами и филлизитами проявлена молибденовая, вольфрамовая, флюоритовая и оловянная минерализация. В промежуточной зоне развито медное оруденение, ассоциирующее с биотит-сидерофиллитовыми метасоматитами. Внешний пропилитовый ореол является практически безрудным, за исключением частей, непосредственно примыкающих к зоне биотититов.

Приуроченность различного оруденения к разным типам метасоматитов проявляется также в геохимических характеристиках последних. Различия отмечаются не только в статистических параметрах распределения отдельных рудных элементов, но и в их геохимических ассоциациях, свидетельством чего могут быть коэффициенты парных корреляций между содержаниями рудных элементов. Грейзены и филлизиты, обладая в целом литофильным профилем оруденения, характеризуются значимыми положительными коэффициентами корреляции ($R \geq +0,5$) меди с молибденом и цинком, цинка с молибденом (филлизиты), серебра с оловом и свинцом (грейзены). Для биотит-сидерофиллитовых метасоматитов и пропилитов с сидерофильным профилем оруденения характерны значимые положительные коэффициенты корреляции цинка с молибденом, свинца с серебром и оловом, олова с серебром (биотититы) и цинка с молибденом (пропилиты).

Рудные образования месторождения локализуются в контурах зон метасоматитов. При этом молибденитовая с вольфрамитом, касситеритом и флюоритом минерализация приурочена к грейзенам и филлизитам, а медная – к зоне биотит-сидерофиллитовых изменений. Вместе с тем в метасоматитах нет прямой зависимости между интенсивностью метасоматических изменений и содержанием рудных компонентов.

Участки распространения сульфидной минерализации представляют собой рудный штокверк, имеющий в плане форму плавно изогнутой «пластины», конформной ядру штока Ночной и окаймляющей его с юга и с севера. Рудный штокверк представляет собой довольно густую сеть тонких различно ориентированных и сложно пересекающихся сульфидных или кварц-сульфидных прожилков, сопровождающихся мелкогнездовой и тонкой рассеянной вкрапленностью сульфидов меди, молибдена и вольфрамита. Галенит, сфалерит и касситерит встречаются спорадически.

В рудах месторождения установлено 19 рудных минералов (табл. 7.5). Халькопирит и борнит встречаются, как правило, вместе в виде пылевидной вкрапленности, гнездообразных скоплений и тонких (не более 1см) сложно ветвящихся, не выдержанных по простиранию прожилков. В борните часты характерные решетчатые структуры распада твердого раствора халькопирита. В халькопирите и борните в ряде случаев присутствует станноидит (?) в виде продуктов распада твердых растворов. В этой же минеральной ассоциации встречается сфалерит.

Обращает на себя внимание присутствие в некоторых случаях в составе борнита изоморфных примесей серебра до 0,2 %, а в составе халькопирита – индия до 0,1 %.

Ковеллин и халькозин развиваются, как правило, по борниту и реже по халькопириту. В отдельных случаях встречаются мономинеральные микропрожилки ковеллина. Молибденит в виде единичных чешуек и редких гнездообразных скоплений наблюдался в центральной части штока гранит-порфиров,

Таблица 7.5

Рудные минералы месторождения Ночное

Главные	Второстепенные	Редкие
Халькопирит	Магнетит	Арсенопирит
Борнит	Гематит	Самородный висмут
Молибденит	Пирротин	Виттихенит
Сфалерит	Пирит	Станноидит(?)
Касситерит	Марказит	
Ковеллин	Вольфрамит	
Халькозин	Флюорит	
	Самородная медь	

в зоне грейзеновых и филлизитовых изменений в кварцевых прожилках или в виде тонкорассеянной вкрапленности в породе. С ним ассоциируют вольфрамит и флюорит, а также касситерит, который вместе с тем распространен более широко и встречается еще и в экзоконтактовой зоне штока.

Медные руды северной и южной рудоносных структур несколько различаются между собой по минеральному составу. Если в южной постоянно присутствуют халькопирит, ковеллин и борнит, при заметном преобладании последнего, то в северной структуре большую роль играет халькопирит. Здесь часто встречаются также арсенопирит, пирротин и марказит в пирит-марказитовом агрегате, развивающемся по пирротину, а также самородная медь.

Меди в рудах от десятых долей процента до нескольких процентов, в среднем для полных конкретных сечений не более 0,6 %. Расчет статистических параметров показал, что в рудных пробах с содержанием меди более 0,1 % она имеет значимую положительную корреляцию (R=+0,37) только с серебром. Это хорошо согласуется с результатами расчета коэффициентов парных корреляций в биотититах, где коэффициент корреляции меди с серебром составляет +0,36. Значимая корреляция этих двух элементов объясняется вхождением серебра как изоморфной примеси в состав борнита.

Для оценки возраста оруденения и ассоциирующих с ним магматических пород, а также выявления возможных источников рудообразующих флюидов выполнялся изотопный анализ (Rb-Sr метод) по сериям проб, характеризущих меденосные биотитовые метасоматиты и гранит-порфиры штока Ночной, а также гранодиориты Бюленейского массива. Необходимо отметить, что нам не удалось определить возраст гранит-порфиров штока аналитическим путем вследствие широко проявленных их метасоматических изменений. Контроль по шлифам и химическим анализам показал, что все породы штока в той или иной мере затронуты данными процессами, особенно это касается входящих в их состав полевых шпатов и плагиоклазов – основных концентраторов стронция. Иными словами, первично-магматическая геохимическая система нарушена наложенными процессами, вследствие чего полученные аналитические данные с большим основанием следует относить к кварц-серицитовым метасоматитам по гранит-порфирам, а не к самим гранит-порфирам. Однако, используя известную методику (Brass, 1975), на основании этих данных мы определили расчетным путем модельный возраст формирования гранит-порфиров штока Ночной как 75 млн лет.

Rb-Sr возраст биотитовых метасоматитов составил 69±1 млн лет при начальном отношении изотопов стронция 0,71036. Кварц-серицитовые метасоматиты по гранит-порфирам на графике в изохронных координатах бблее разбросаны относительно линии регрессии, чем биотитовые метасоматиты. Это следствие нарушения изотопной системы с преимущественным выносом стронция гидротермальными растворами. Вместе с тем часть кварц-серицитовых метасоматитов по гранит-порфирам удовлетворительно укладывается на ту же изохрону, что свидетельствует об одновременном формировании зонально распределенных метасоматитов месторождения Ночное.

Обращает на себя внимание близость модельного возраста гранит-порфиров штока Ночной (модельный возраст 75 млн лет), монцонитоидов и гранодиоритов Бюленейского массива (74±4 млн лет, I_{Sr° = 0,70457±0,00019) и метасоматитов месторождения Ночное (биотит-сидерофиллитовые метасоматиты – 69±1 млн лет, I_{Sr° = 0,71036±0,00021; кварц-серицитовые метасоматиты – 66±1 млн лет, I_{Sr° = = 0,71073±0,00012). Это может рассматриваться как свидетельство генетического родства указанных образований, являющихся, вероятно, производными единой магматогенно-рудной системы.

В узких (до 15 м) линейных зонах гипергенеза, ограниченных пострудными нарушениями, широко развиты тонкие примазки и прожилки малахита и азурита. Благодаря яркой окраске указанных минералов они хорошо выявляются при геологических исследованиях, в то время как оруденелые метасоматиты, концентрирующие главный объем руды, обычно невыразительны, и поэтому им уделяется мало внимания.

МЕДНО-МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Модельный тип описан по работам (Сотников и др., 1977, 1985; Сухов, Родионов, 1986; Cox, 1986; Nokleberg et al., 2003). Этот тип месторождений представлен штокверками прожилков и жил кварца, халькопирита и молибденита в порфировых интрузиях или около них. Изверженные породы, с которыми ассоциирует оруденение, представлены кислыми и известково-щелочными разностями, слагающими преимущественно тоналитовые до монцогранитных массивы или штоки, интрудирующие магматические или осадочные породы. Обычны трубки и дайки брекчий (включая «галечные» брекчии). Прожилки и жилы сложены в основном кварцем и карбонатными минералами. Главные рудные минералы месторождений – халькопирит, молибденит, пирит, сфалерит, серебросодержащий галенит и золото. Минералы измененных зон представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, серицитом, биотитом и хлоритом. На глубоких горизонтах месторождений встречается ангидрит. Большинству месторождений свойственно зональное распределение различных гидротермально измененных пород.

Рассматриваемые месторождения широко распространены в Олойском металлогеническом поясе Олойско-Чукотского орогена, приуроченного к позднеюрско-раннемеловому Олойскому вулкано-плутоническому поясу (ОЛВП), в основании которого обнажаются палеозойские и раннемезозойские базитовые и ультрамафитовые комплексы. В той или иной степени медно-порфировое оруденение есть во всех горст-антиклинальных поднятиях ОЛВП. Проявления меди, ассоциирующие с золотом, локализуются в Баимском, Инняхском, Тополевском, Орловском и Эргунейском рудных узлах и районах.

Баимский рудный район

В геологическом строении района принимают участие смятые в пологие складки осадочно-вулканогенные морские отложения поздней юры, прорванные субвулканическими и интрузивными телами монцонитов, сиенитов, сиенито-диоритов, кварцевых монцонитов и дайками гранодиоритов (рис. 7.40). U-Pb возраст магматических цирконов южной части Егдыгкычского массива 141,8±2 млн лет. Вместе с тем обломки этих же сиенитов встречаются в вышележащих песчаниках и сланцах нижнего мела. Район отчетливо линейно зонален. В его восточной части выходят сиениты и монциниты, в которых размещены штокверки золотосодержащих медных и молибден-медных руд (месторождения Песчанка, Находка). С ними ассоциируют россыпи высокопробного золота. В западной части района среди верхнеюрских отложений известны многочисленные сульфидно-кварцевые и кварц-карбонатные жилы с золото-серебряным оруденением (месторождение Весеннее). С ними ассоциируют россыпи с низкопробным золотом.

Наиболее изучено *месторождение Песчанка* Баимского района (Очерки…, 1994; Шпикерман, 1998). Оно расположено в восточной части раннемелового Егдыгкычского монцонит-сиенитового плутона и приурочено к субмеридиональному дайкообразному телу сиенит-порфиров и кварцевых монцонит-порфиров. Рудный штокверк целиком охватывает это тело, повторяя конфигурации порфировой интрузии и частично захватывая вмещающие породы. В штокверке выделяется четыре рудных тела: Главное, Центральное, Северное и Восточное. Рудная минерализация локализована в кварц-серицитовых метасоматитах и представлена тонкими кварц-сульфидными прожилками и сульфидными вкрапленниками. Установлено пять минеральных ассоциаций (от ранних к поздним): кварц-пиритовая, кварц-молибденитовая, кварц-борнит-халькопиритовая, кварц-сфалерит-галенитовая и кварц-карбонатная. Главные рудные минералы – пирит, халькопирит, борнит, блеклая руда, молибденит, магнетит и самородное золото. Среднее содержание меди в обогащенной части штокверка 0,5 %. Сопутствующие компоненты – золото, серебро, молибден, элементы платиновой группы.

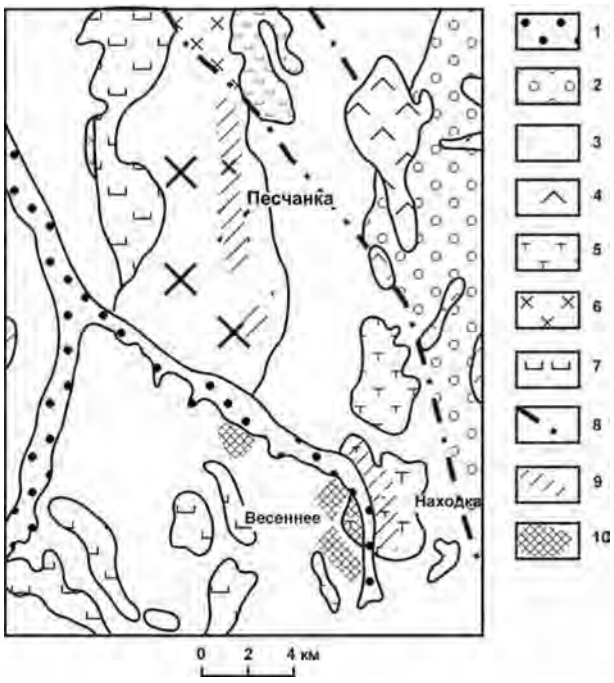


Рис. 7.40. Схема размещения оруденения Баимского рудного района (Шпикерман, 1998).

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – нижнемеловые континентальные отложения: песчаники, алевролиты с прослоями гравелитов, конгломератов, углей; 3 – верхнеюрские, преимущественно морские отложения: алевролиты, аргиллиты, песчаники, конгломераты, туфы и лавы различного состава; 4 – позднемеловые андезидациты; 5–7 – позднеюрские–раннемеловые субвулканические и интрузивные породы: 5 – трахидациты, трахириолиты, трахиандезиты, 6 – кварцевые сиениты, граносиенит-порфиры, кварцевые монциниты, монцонит-порфиры, 7 – габбро, монцодиориты, габбро-монциниты; 8 – крупные разломы; 9, 10 – рудоносные зоны: 9 – с медными и молибден-медными рудами, 10 – с золото-серебряными рудами

Южно-Омолонский рудный район

В этом рудном районе помимо золото- и железорудных месторождений докембрийского и палеозойского возраста широко развиты позднемеловые рудопроявления и месторождения порфирового типа. Наиболее изучено это оруденение в Вечернинском рудном узле. *Вечернинский рудный узел* локализован в восточной части Ольдянинского выступа архея, прорванного гранитоидами раннепалеозойского абкитского, среднепалеозойского булунского и мелового викторинского комплекса и осложненного корневыми частями вулкано-тектонических структур кедонского. Центральную часть узла занимает овальная интрузивно-купольная структура, фланги которой сложены кварцевыми диоритами и грано-

диоритами абкитского комплекса, а ядро – небольшими выходами позднемеловых гранитоидов предположительно викторинского комплекса. Они контролируют размещение Вечернинского и Хрустальненского рудных полей с молибденовым оруденением и поля Рыжик с золото-сульфидно-кварцевым оруденением. Первые представляют собой локальные порфировые системы, наложенные на вмещающие породы (архейские метаморфические, рифейские терригенно-карбонатные и девонские вулканогенные), а также на ранне- и среднепалеозойские плутонические комплексы. Рудный узел в целом сопровождается многочисленными пунктами минерализации и интенсивными ореолами молибдена (более 0,007 %), а также литохимическими ореолами молибдена, меди, золота.

Вечернинское рудное поле площадью около 12 км^2 контролируется штоком гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров площадью около 1,5 км^2, скорее всего относящимся к викторинскому комплексу позднего мела. В пользу этого свидетельствует их сходство с гранитоидами соседнего штока Южный (рудопроявление Скарновое), K-Ar возраст которых 80 млн лет. Этот шток прорывает архейские кристаллические сланцы, гнейсы и кварциты, а также терригенно-карбонатные породы позднего рифея (преимущественно нючалинской свиты). В апикальной его части сохранился реликт кровли, состоящий из вулканитов кедонской серии. В штоке выделяется несколько фаций с последовательностью внедрения: гранодиорит-порфиры, кварцевые монцонит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, субщелочные гранит-порфиры. По геологическим и геофизическим данным шток слабо эродирован, круто падает к югу и юго-западу, с куполовидной апикальной частью, осложненной небольшими апофизами и мелкими куполами и невскрытым близповерхностным северным флангом. Более поздними являются дайки и неправильной формы штокоподобные тела субщелочных кварцевых диорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров и меловых и палеогеновых базальтов.

Рудное поле располагается в зоне крупного субширотного разлома, состоящей из серии субпараллельных разломов, вертикальные перемещения по которым 50–120 м. Эти швы вместе с более древними разломами предопределяют блоковую структуру поля. В центральном, наиболее приподнятом, блоке со штоком субщелочных гранит-порфиров много трещин северо-восточного и северо-западного простирания. Северный и южный блоки опущены и заметно менее эродированы.

Гранитоиды штока интенсивно изменены. Пространственно зона метасоматитов кварц-серицитовой фации совпадает со штокверковой зоной в штоке гранит-порфиров. Кроме интрузива метасоматозом незначительно охвачены субвулканические риодациты и кварциты рифея, а также и архейские породы. Для метасоматитов типоморфны кварц (3–35 %), серицит–гидрослюда (3–50 %), пирит, а также более редкие хлорит, карбонат, эпидот, альбит и клиноцоизит. Метасоматические преобразования пород крайне неоднородны. Размещение фаций метасоматитов отчетливо зональное. В центре установлено кварцевое ядро – отдельные тела монокварцевой фации 200×50–60 м в виде цепочки северо-восточного простирания длиной около 2 км. Ядро вложено в кварц-серицитовую зону (протяженность отдельных полей до 100–1200 м при поперечнике 600–800 м и по падению до 500 м) неправильной эллипсовидной формы с неоднородным строением, в первом приближении повторяющую форму штока. В приконтактовой зоне штока развита кварц-сульфидная фация, достраивающая по вертикали кварц-серицитовую. Мощность ее до 200–400 м, а площадь распространения больше, чем у кварц-серицитовой. И, наконец, внешняя зона рассеянной пиритизации во вмещающих породах шириной 400–600 м. На северо-восточном фланге отмечаются гранат-пироксеновые скарны мощностью до 20–60 м среди мраморов заросшинской свиты рифея.

Рудоносный штокверк (количество кварцевых прожилков мощностью 1–4 мм, реже 10–30 см составляет 10–50 % объема породы) локализован в кварц-серицитовых метасоматитах, и частично в кварц-сульфидных. Он имеет сложную неправильную линейную «условно плитообразную форму» общей площадью около 1,5 км^2 (2–2,3 на 0,6–0,9 км), с вертикальным размахом 250–300 м. Строение штокверка неоднородное, участки наибольшей интенсивности прожилкования (до 50 % от объема) обрамляют кварцевые ядра, повторяя их линзовидную форму. Размеры их до 200–300 м. При переходе штокверка из гранит-порфиров во вмещающие породы он распадается на отдельные мощностью 10–30 м субпараллельные зоны ветвящихся прожилков и быстро затухает. Толщина прожилков от нитевидных до 5–10 см. Состав их в последовательности формирования: кварцевые с примесью хлорита, молибденит-кварцевые и молибденит-пирит-халькопирит-кварцевые. На них, особенно на верхних горизонтах, накладываются системы флюорит-карбонатных, флюорит-кварцевых и карбонатных прожилков с вкрапленностью сульфидов полиметаллов.

В метасоматитах и прожилках рудных минералов около 2–3 % – пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит, магнетит, ильменит, азурит и малахит. Молибденит в метасоматитах и прожилках образует лейсты, таблички и гнезда поликристаллических агрегатов, нитевидные прожилки с размерами выделений 0,02–0,4 мм (для агрегатов до 1 мм) и ассоциирует с халькопиритом. Пирит в виде мелкой вкрапленности кубических кристалликов и их агрегатов в

метасоматитах замещает магнетит. Пирит и полиметаллы более характерны в экзоконтактовой зоне штока – во внешней части ореола сульфидизации. Максимальные концентрации золота в рудах – 0,8 г/т, серебра – 86 г/т, молибдена – 0,6 %, меди, свинца и цинка – более 1 %, а примесь рения – до 0,3 г/т.

В штокверке выделено два в разной степени эродированных блока – восточный и западный. В западном блоке выявлено молибденовое с медью оруденение, образующее рудную зону со средним содержанием молибдена в 0,079 % на 350 м. Внутри этой зоны выделяются обогащенные участки мощностью до 11 м с содержаниями молибдена 0,14–0,2 %, и меди – обычно сотые доли процента, иногда до 0,5 %. В этой рудной зоне отмечены невыдержанные по морфологии кварцевые жилы мощностью 1,1–7,0 м пологого (до 25–30°), реже крутого (70–80°) залегания с запад-северо-западным падением, содержащие до 0,15–0,59 % молибдена. Максимальные концентрации молибдена характерны для центральной части штокверка в гранит-порфирах, а меди – для краевых частей при минимальной концентрации в центре. Предполагается эллипсовидная плитообразная форма этой рудной зоны. В ее верхних горизонтах повышены содержания золота (0,1–0,6), серебра (до 10,3 г/т), а также свинца и цинка (до 1 %).

Восточный блок более эродирован. Для него наиболее типичны кварцевые ядра метасоматитов и разрозненное разубоженное оруденение с содержаниями молибдена 0,013–0,016 % и меди до 0,1–0,2 % на мощности 25–90 м. Наиболее перспективные рудные тела локализованы в контакте штока гранит-порфиров и даже за его пределами, где преобладает вкрапленное оруденение. Общая мощность контактовой рудной зоны достигает здесь 160–180 м, а по падению она прослежена до 200 м. Средние содержания в корне скважин составляют для молибдена 0,032–0,45 %, меди – 0,05–0,23 %. В этом блоке в штокверке проявлена золото-серебряная с полиметаллами минерализация (до 0,8 г/т золота и 86 г/т серебра). Зона окисления мощностью 30–40 м состоит из малахита, азурита и редкого повеллита.

Северо-западный участок представляет интерес ввиду наличия слабо вскрытых и невскрытых апофиз гранит-порфиров в породах архея. Они сопровождаются кварц-сульфидной фацией метасоматитов и контрастными аномалиями молибдена и меди. На крайнем северо-востоке, на левобережье руч. Вечерний, отмечены также золото-серебряные проявления в виде штокверковоподобных прожилковых зон (3–15 прожилков на метр) с 18,6–24,8 г/т золота и 3,9–15,3 г/т серебра. По результатам оценочных работ рудопроявление отнесено к средним по размеру объектам.

МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВЫЕ (±W, Bi) МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Модельный тип описан по работам (Сотников и др., 1977, 1985; Покалов, 1992; Theodore, 1986; Ludington, 1986; Nokleberg et al., 2003). Этот тип месторождений представлен кварц-молибденитовыми штокверками в порфировых интрузивах и прилегающих к ним вмещающих породах. Порфировые интрузивы сложены породами от гранитов-риолитов с SiO_2>75 % до тоналитов, гранодиоритов и монцогранитов. Обычны радиальные по отношению к интрузиву кислые дайки и небольшие трубки брекчий. Главные рудные минералы – молибденит, пирит, шеелит и халькопирит, а к редким относятся касситерит, вольфрамит и тетраэдрит. Жильные минералы представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, биотитом, кальцитом и светлыми слюдами. В некоторых месторождениях повышены содержания фтористых минералов. Это особенно типично для месторождений, ассоциирующих с гранит-порфирами. Высокофтористые месторождения несут бóльшие объемы руды с более высокими средними содержаниями молибдена, чем низкофтористые, ассоциирующие с кварцевыми монцонитами. Зональность гидротермально измененных пород выражается в развитии калиевых изменений в центральных частях и пропилитовых – по периферии, иногда с филлизитовыми и аргиллизитовыми изменениями в промежуточных частях. Обильные кварцевые и кварц-полешпатовые жилы типичны для высокофтористых месторождений. В нижних частях рудных тел могут присутствовать грейзеновые изменения. Согласно минералогическим особенностям руд и тектонической обстановке локализации этот модельный тип месторождений может быть разделен на два подтипа: 1) месторождения с богатыми рудами и большими объемами рудной массы, связанные со штоками высокофтористых гранит-порфиров, относящихся к многофазным известково-щелочным гранит-риолитовым комплексам, формировавшимся в обстановке внутриконтинентального рифтогенеза, и 2) месторождения с относительно бедными рудами, связанные со штоками или массивами низкофтористых известково-щелочных гранитоидов, относящихся к дифференцированным монцогранитным комплексам, формировавшимся в обстановке окраинно-континентальной магматической дуги.

Молибден-порфировая минерализация Становика

На Востоке России к этому типу относится серия молибденовых рудных объектов в Становом плутоническом поясе. *Рудопроявление Бадис*, по данным Ю.П. Кастрыкина с соавтоарми (1976, 1978),

приурочено к эллипсовидному штоку раннемеловых гранодиорит-порфиров (122±6 млн лет) размером 1,2×2,5 км. Длинная ось штока ориентирована на запад-северо-запад. Шток прорывает архейские гранитизированные метаморфиты. Гранодиорит-порфиры и вмещающие породы секутся дайками гранодиорит-порфиров (100±5 млн лет) и диоритовых порфиритов (101±10 млн лет). В северной части он прорван трубообразным телом эксплозивных брекчий площадью около 0,3 км^2. Обломки в брекчиях представлены кварцем, порфировыми породами, реже – кристаллическими сланцами и гранито-гнейсами. Цементом служит мелкораздробленный материал того же состава. Брекчии содержат вкрапленность сульфидов, составляющих 5–10 % объема породы и представленных пиритом, халькопиритом и молибденитом. В южной экзо- и эндоконтактовой части штока известен кварц-молибденитовый штокверк, развитый по гранодиорит-порфирам и вмещающим породам и полукольцом охватывающий шток. Толщина прожилков в штокверке от 0,04 до 1–2 см. Иногда густота прожилков такова, что образуются монокварцевые породы. Ширина штокверка 0,3–0,5 км, частота прожилков в нем 10–50 на 1 м^2. В южной части штокверка выделяется субширотная прожилково-жильная зона мощностью около 200 м. В целом в рудопроявлении установлено несколько морфологических типов руд: штокверковые, жильные и брекчиевые. В штоке гранодиорит-порфиров и его экзоконтактов широко развиты биотит-ортоклаз-кварцевые метасоматиты, которые вблизи брекчиевого тела сменяются аргиллизитами. На рудном этапе, следующем после биотит-ортоклаз-кварцевого и аргиллизитового метасоматоза, различается несколько стадий: кварц-магнетитовая (с образованием прожилков и обособлений кварца и магнетита), продуктивная молибденит-кварцевая (вкрапленность и тонкие прожилки молибденита в кварце, примазки молибденита в измененных породах, рассеянная вкрапленность и отдельные гнезда пирита), кварц-пиритовая с халькопиритом и молибденитом (тонкие и нитевидные прожилки), полиметаллическая (рассеянная мелкая вкрапленность галенита, сфалерита, пирита, халькопирита, реже арсенопирита), барит-карбонатно-кварцевая (невыдержанные прожилки хрусталевидного кварца, кальцита и барита с блеклыми рудами, халькопиритом и пиритом в поле развития брекчий). К пострудному этапу отнесены дайки гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов, а также следующие за ними эпидотизация, пиритизация и, реже, флюоритизация пород. В молибдените рудопроявления установлен рений – 70–370 г/т.

Рудопроявление Выходное приурочено к эллипсовидному в плане штоку 800×600 м гранит-порфиров (105±5 млн лет), прорывающему мезозойские диорито-гранодиориты и нижнепротерозойские гранито-гнейсы. В эндоконтактах штока развиты жилы и прожилки аплитов. Гранит-порфиры и аплиты калишпатизированы и биотитизированы. На эти изменения накладывается серицитизация и пиритизация, особенно интенсивно проявленная вдоль зон повышенной трещиноватости. Кварц-молибденитовые прожилки образуют сложно ветвящуюся сеть среди серицитизированных пород с грубо субпараллельной ориентировкой прожилков, густота которых до 50–100 на 1 м^2. Молибденит в прожилках развит преимущественно вдоль их контактов, а среднее содержание молибдена в штокверке близко к промышленному. Отмечаются слабоповышенные концентрации вольфрама, олова и серебра. Молибденит содержит до 360–400 г/т рения.

Рудопроявление Ледяное находится в 3,5 км западнее Выходного в той же полосе малых интрузий северо-восточного простирания. Оно приурочено к субвулканическому штоку гранит-порфиров, прорывающему мезозойские диорито-гранодиориты. Шток сложной формы с многочисленными субширотными дайкообразными апофизами. Размеры монолитной части штока 170×200 м, а апофизы протягиваются на 200–250 м. Гранит-порфиры почти всегда пиритизированы и серицитизированы, а вдоль тектонических разрывов интенсивно окварцованы или содержат тонкие, различно ориентированные кварцевые прожилки с молибденитом и гнезда пирита. В экзоконтактах штока вмещающие породы пропилитизированы и рассекаются зонами дробления мощностью 0,5–2,0 м, несущими полиметаллическую минерализацию в виде вкрапленности, гнезд и линз галенита, сфалерита и пирита. В окварцованных и содержащих кварцевые прожилки гранит-порфирах молибдена 0,03 % и повышены концентрации вольфрама, олова, висмута и меди. В полиметаллических рудах свинца и цинка до 1,0 % каждого и, кроме того, Mo – до 0,033 %, W – до 0,001 %, Cu – до 0,02 %, Ag – до 26 г/т.

ОЛОВО-ПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Среди большого количества разнотипных месторождений олова Востока России особое место занимают рудные объекты, тесно ассоциирующие с субвулканическими интрузиями и локализующиеся в вулкано-тектонических структурах. Они содержат вкрапленное, прожилково-вкрапленное и жильное оловянное оруденение, локализующееся не только во вмещающих интрузивы терригенных или вулканогенных породах, но и преимущественно в самих субвулканических телах. Устанавливается тесная сопряженность во времени процессов магматизма и рудогенеза.

Термин «олово-порфировое месторождение» введен в геологическую литературу Р. Силлитоу

(Sillitoe et al., 1975), который показал, что на ряде боливийских месторождений участки рассеянной, штокверковой и брекчиевой оловянной минерализации в субвулканических штоках и их экзоконтактах обладают рядом черт месторождений порфирового типа. Позднее аналогичные объекты были описаны на Сихотэ-Алине (Родионов, 1984, 1988, 1990; Родионов, Родионова, 1981; Родионов, Макеев, 1983) и в других регионах.

Рассматриваемые объекты приурочены к очаговым субвулканическим магматогенно-рудным системам центрального типа и генетически связаны с вулкано-плутоническими ассоциациями латитовой серии. Рудная минерализация (вкрапленная, прожилково-вкрапленная, прожилковая и брекчиевая) приурочена к небольшим (до 2 км^2) субвулканическим штокам субщелочных порфировых пород. Рудовмещающие штоки формировались под вулканом на глубинах от 300 до 1000 м. Контакты штоков с вмещающими породами часто осложнены дайками и силлами. Зоны контактовых изменений очень узки, а метаморфизм – низких степеней.

Широко распространены эксплозивные и эксплозивно-гидротермальные брекчии, нередко несущие крупные запасы касситеритовых руд. Они не являются брекчиями разлома или тектоническими. Импульсы брекчирования и минерализации перемежались во времени.

Штоки и прилегающие вмещающие породы интенсивно гидротермально-метасоматически изменены. Наиболее типичные метасоматиты – кварц-серицитовые, но также распространены турмалиновые, кварц-хлоритовые, пропилитовые и аргиллизитовые. Распределение типов метасоматитов зонально. Касситеритовая минерализация, как правило, приурочена к зонам серицитовых изменений, хотя на ряде объектов выделяется оловоносное кварц-турмалиновое ядро либо зоны хлоритовых изменений с высокими содержаниями касситерита. Внешний ореол большинства рассматриваемых месторождений содержит пиритовую минерализацию. Зоны изменений и рудной минерализации обладают значительной вертикальной протяженностью (до 1000 м и более), и они не зависимы от жильных структур. На ряде объектов много жил с комплексной оловянно-полиметаллической минерализацией, образовавшихся после штокверкового и вкрапленного оруденения и секущих его.

Олово-порфировые месторождения известны на западной окраине Восточно-Сихотэ-Алинского вул-

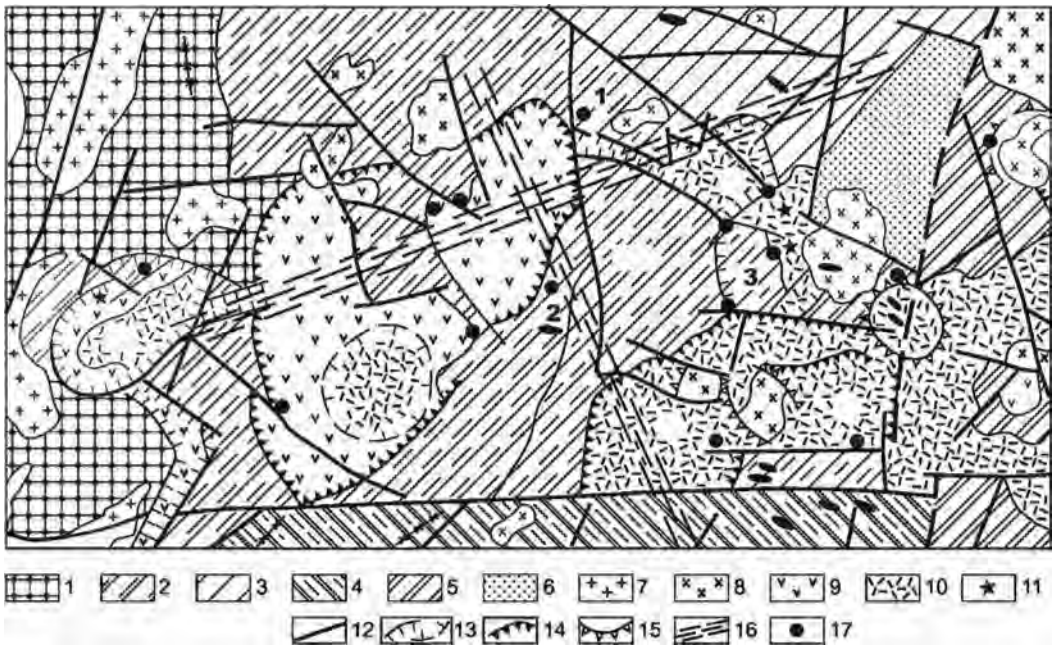


Рис. 7.41. Геолого-структурная схема Дальне-Валинкуйской вулкано-тектонической системы (составлено с использованием материалов Таежной ГРЭ ПГО).

1 – восточный фланг Самаркинского террейна (кремнисто-вулканогенно-терригенные олистостромовые комплексы, J_3); 2–4 – структурно-фациальные зоны центральной части Журавлевско-Амурского террейна (турбидитовые комплексы, K_1): 2 – Валинку-Тавасикчинская, 3 – Верхне-Бикинская, 4 – Арминская; 5 – западный фланг Кемского террейна (вулканогенно-терригенные островодужные комплексы, K_{1-2}); 6 – молассоидные комплексы наложенных впадин (K_2^1); 7, 8 – интрузивные массивы плутонических (7) и вулкано-плутонических (8) ассоциаций (K_2); 9, 10 – эффузивные комплексы преимущественно среднего (9) и кислого (10) состава (K_2–P_1); 11 – эруптивные жерла; 12 – главные разломы; 13–15 – границы локальных вулкано-тектонических структур: 13 – кальдеры и грабенообразные опускания, 14 – вулкано-тектонические депрессии, 15 – вулканические купола; 16 – зоны повышенной трещиноватости; 17 – олово-порфировые месторождения и рудопроявления (1 – Янтарное, 2 – Ледяное, 3 – Звездное)

канического пояса (Родионов, Макеев, 1983; Родионов, 1988, 1990). Ареалы олово-порфировых месторождений контролируются вулкано-тектоническими структурами, простирающимися к западу от вулканического пояса по системам субширотных зон повышенной трещиноватости и охватывающими большие площади. В Центральном Сихотэ-Алине в качестве одной из основных можно рассматривать субширотно вытянутую Дальне-Валинкуйскую сложно построенную вулкано-тектоническую систему (ВТС) с поднятым центральным блоком (рис. 7.41). Возраст слагающих ее пород, согласно разным авторам, от 70 до 46 млн лет. По петрохимическим особенностям породы наиболее близки латитовой серии, родоначальная магма которой может быть отнесена к калиевой ветви щелочной оливин-базальтовой (Таусон, 1977). Среди них пространственно тесно связаны с оловянной минерализацией субвулканические тела небольших размеров (0,1–2,0 км^2) штокообразной, лакколитообразной или более сложной формы. Слагающие эти тела порфировые породы относятся к щелочно-полевошпатовым риолитам или латитам и всегда сопровождаются полимиктовыми эксплозивными брекчиями, развитыми либо в экзо- и эндоконтактах порфировых интрузивов, либо в виде самостоятельных штоков и даек. В целом оловянное оруденение приурочено либо к периферии всей системы, либо к периферии поднятого центрального блока. Аналогичная закономерность устанавливается для подобных по строению, но более мелких по масштабам ВТС, входящих в состав системы.

Сложно построенные положительные и отрицательные вулканоструктуры площадью до 60 км^2 и более в целом играют рудораспределяющую роль, тогда как рудоопределяющее значение принадлежит осложняющим их более мелким кольцевым вулкано-тектоническим структурам диаметром от 1 до 4 км. При этом оловянное оруденение непосредственно приурочено к выходам среди осадочных пород или эффузивов субвулканических некков, штоков, лополитов и иных экструзивных тел (Родионов, 1988, 1990).

Распределение олово-порфировых месторождений относительно оловорудных объектов других типов на примере одного из районов Сихотэ-Алиня показал (Родионов и др., 1984), что в условиях приуроченности рудного района в целом к крупному своду олово-порфировая минерализация распространена по его периферии. По направлению к центру свода зона олово-порфировых объектов последовательно сменяется зонами касситерит-силикатно-сульфидных и, далее, касситерит-кварцевых месторождений и рудопроявлений.

Примерами олово-порфировых месторождений на востоке России являются Янтарное, Ледяное, Звездное и Мопау на Сихотэ-Алине, а также Хетинское в Магаданской области. Комплекс признаков дает основание отнести к этому же типу месторождение Хинганское, расположенное в юго-западной части Хингано-Охотского металлогенического пояса.

Месторождение Янтарное

Месторождение Янтарное приурочено к центральной части локальной кольцевой вулканоструктуры и пространственно ассоциирует со сложным субвулканическим некком трахиандезитов, риолитов и эксплозивных брекчий, интрудирующим нижнемеловые песчаники с мощными горизонтами гравелитов и конгломератов (рис. 7.42).

Трахиандезиты и риолиты относятся к субщелочному ряду. По петрохимическим характеристикам они близки латитовой серии. Брекчии представлены двумя разновидностями – собственно эксплозивными и эксплозивно-гидротермальными. Первые содержат до 35–40 % обломков, среди которых преобладают породы, обычно интенсивно измененные, и – меньше – обломки кристаллов кварца. Обломки пород обычно не более 1–2 см. Связующая основная масса почти полностью метасоматически преобразована в кварцевый, серицит-кварцевый, серицит-хлорит-кварцевый, кварц-хлоритовый или хлоритовый агрегаты.

Эксплозивно-гидротермальные брекчии слагают изометричные в плане и дайкоподобные тела в эксплозивных брекчиях и риолитах. Количество обломков 55–90 %, преимущественный их размер от 2–10 мм до 3–5 см и более. Представлены они слабоизмененными породами и метасоматитами, содержащими вкрапленность сульфидов (до 7–10 % объема обломка). Среди сульфидов преобладают пирит, халькопирит и сфалерит. Цементирующая масса полностью перекристаллизована и превращена в неравномернозернистый хлорит-кварцевый или хлорит-серицит-кварцевый агрегат. В отдельных случаях основу цемента составляют халцедоновидный кварц в ассоциации с хлоритом.

В плане участки развития эксплозивно-гидротермальных брекчий представляют собой близширотно удлиненные тела с неровными, прихотливыми очертаниями. В вертикальном разрезе тела эксплозивно-гидротермальных брекчий имеют узкую воронкообразную форму с многочисленными апофизами и ответвлениями в верхней, расширяющейся, части.

К-Ar возраст риолитов и эксплозивных брекчий (Сирина, Колесников, 1987) 63±2 млн лет. Ему соответствуют Rb-Sr возраст по оловоносным кварц-серицитовым метасоматитам – 53±3 млн лет (I_{Sr} = = 0,7066). Близкие значения получены по калиевому полевому шпату из касситерит-слюдисто-полевошпатовой руды (Сирина, Колесников, 1987), что может свидетельствовать о временной сопряженности

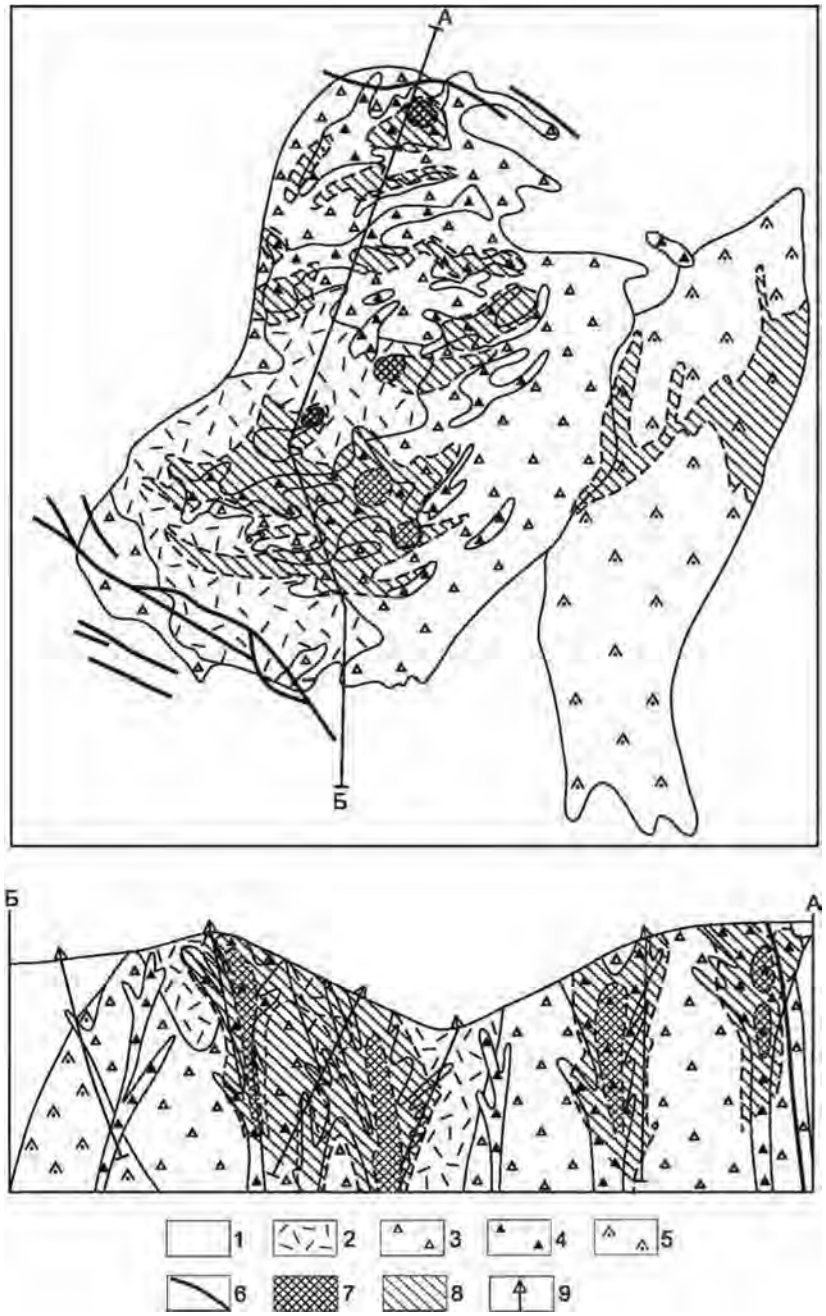


Рис. 7.42. Схема геологического строения месторождения Янтарное (составлено с учетом данных Таежной ГРЭ ППГО).

1 – осадочные породы; 2 – порфировые и стекловатые риолиты; 3 – эксплозивные брекчии; 4 – эксплозивно-гидротермальные брекчии; 5 – трахиандезиты; 6 – дайки диоритовых и диабазовых порфиритов; 7, 8 – зоны прожилковой, прожилково-вкрапленной и гнездовой минерализации: 7 – оловянной, 8 – медно-полиметаллической; 9 – скважины

времен формирования некка и метасоматических рудных тел.

Эксплозивное брекчирование на месторождении было тесно сопряжено с метасоматозом и рудоотложением, подтверждением чему помимо данных K-Ar и Rb-Sr методов служат, во-первых, наличие многочисленных обломков метасоматитов, иногда с видимой рудной минерализацией, в составе брекчий, во-вторых, интенсивные гидротермальные изменения, наложенные на брекчии. Выделяются следующие фации метасоматитов, наложенных на породы некка: альбит-серицит-кварцевые, кварц-серицито-

вые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-хлоритовые, хлоритовые, кварцевые и аргиллизитовые. Дополнительно выделяются локально развитые на глубоких горизонтах кварц-турмалиновые метасоматиты. Оловорудные тела ассоциируют с двумя разновозрастными группами метасоматических образований – альбит-серицит-кварцевыми и более молодыми, сложными по составу, породами с различным количественным соотношением трех основных минералов – кварца, хлорита и серицита.

Рудная минерализация месторождения представлена двумя морфологическими типами: метасоматическими прожилково-вкрапленными зонами (I тип) и жилами (II тип) при ведущей роли первого. Выделяются руды бессульфидные или малосульфидные оловянные (касситерит-полевошпатовые, касситерит-хлорит-серицитовые и касситерит-хлорит-кварцевые), олово-полиметаллические (галенит-сфалеритовые с тонкорассеянным касситеритом) и слабооловоносные цинково-медные (сфалерит-халькопирит-пиритовые с небольшим количеством станнина).

Различные по составу типы руд нередко очень тесно совмещены, что хорошо видно на северном фланге месторождения, где наряду с бессульфидными касситерит-хлорит-кварцевыми рудами встречаются участки, сложенные либо олово-полиметаллическими, либо цинково-медными рудами. Вместе с тем намечается определенная латеральная зональность минерализации. Так, к востоку и югу от центра некка заметно возрастает роль полиметаллических руд. Такая обобщенная схема зональности при детальном рассмотрении оказывается более сложной. Установлено, что участки с максимально проявленной собственно оловянной минерализацией тяготеют в большинстве случаев к центральным частям тел брекчий, а максимальные содержания меди и цинка связаны с их краевыми частями. При этом форма рудных тел оказывается достаточно сложной. У них нет четких геологических контактов, и они могут быть выделены только по результатам опробования.

Основным рудоконтролирующим фактором на Янтарном месторождении являются тела эксплозивно-гидротермальных брекчий. Имея форму расширяющихся в верхней части, сложно-ветвящихся крутых столбообразных или пластинообразных тел, они предопределяют и аналогичную форму рудных тел. Последние сильно удлинены в вертикальном направлении, изометричны в плане и расширяются в верхних частях. Олово в них распределено неравномерно, что предопределило чередование вдоль длинной оси рудных тел обогащенных и слабооруденелых участков. Именно это и было выявлено при разведке одной из рудных зон месторождения, представляющей собой обогащенную пологую верхнюю часть рудного тела. На глубину ее продолжает слабооловоносный участок, вскрытый на штольневом горизонте. Поскольку глубже продолжается тело эксплозивно-гидротермальных брекчий, есть основание считать, что ниже штольневого горизонта вновь могут быть обнаружены оловоносные зоны.

Температуры гомогенизации включений в кварце из кварц-хлорит-касситеритовых руд 360—400 °С (Родионов, Родионова, 1981; Родионов, 1984), а соответствующее минимальное давление, рассчитанное по методике В.Б. Наумова и С.Д. Малинина, 950 атм (Степанова, Степанов, 1977). Консерванты рудообразующих сред во включениях в продуктивном кварце Янтарного месторождения отличаются от аналогичных – касситерит-силикатных – объектов повышенными содержаниями калия, кальция и бикарбонат-иона, а отношение K/Na=0,86 (Степанова, Степанов, 1977; Моисеенко, Малахов, 1979). Включения в касситеритах описываемого месторождения отличаются более высокой долей водорода в газовой фазе, серы в группе анионов и аммония в группе катионов (Моисеенко, Малахов, 1979).

Месторождение Ледяное

Месторождение Ледяное расположено на северо-западной периферии центрального поднятого блока Дальне-Валинкуйской ВТС. Площадь месторождения сложена нижнемеловыми осадочными породами, среди которых выделяются алевролитовая, алевро-песчаниковая и песчано-гравелитовая толщи. Все породы имеют полимиктовый или полевошпатовый состав обломочной части с хлоритовым или хлорит-кремнистым цементом. Иногда в них отмечается примесь вулканогенного материала. Магматические образования представлены некком риолитов, занимающим центр локальной купольной структуры в западной части площади, и серией даек диоритовых порфиритов (рис. 7.43).

В структурном отношении участок расположен в антиклинальной складке северо-восточного простирания с крутыми углами падения слоев на крыльях. Складчатая структура осложнена разрывными нарушениями различного направления, из которых преобладают зоны трещиноватости и дробления северо-западного простирания. Преимущественно северо-западную ориентировку (345° и падение на восток под углом 60° и юго-запад – 70°) имеют и мелкие трещины в некке риолитов. Наряду с этими отчетливыми направлениями здесь проявились и близширотные трещины (56° и падение на юг под углом 60°). В целом ориентировка мелких трещин в некке достаточно отчетливо отражает его общую кольцевую структуру. В восточном направлении, при переходе во вмещающие осадочные породы, ориентировка мелких трещин несколько меняется. В бассейне руч. Ледяной наиболее распространены субмеридиональные трещины (350°) с крутыми падениями

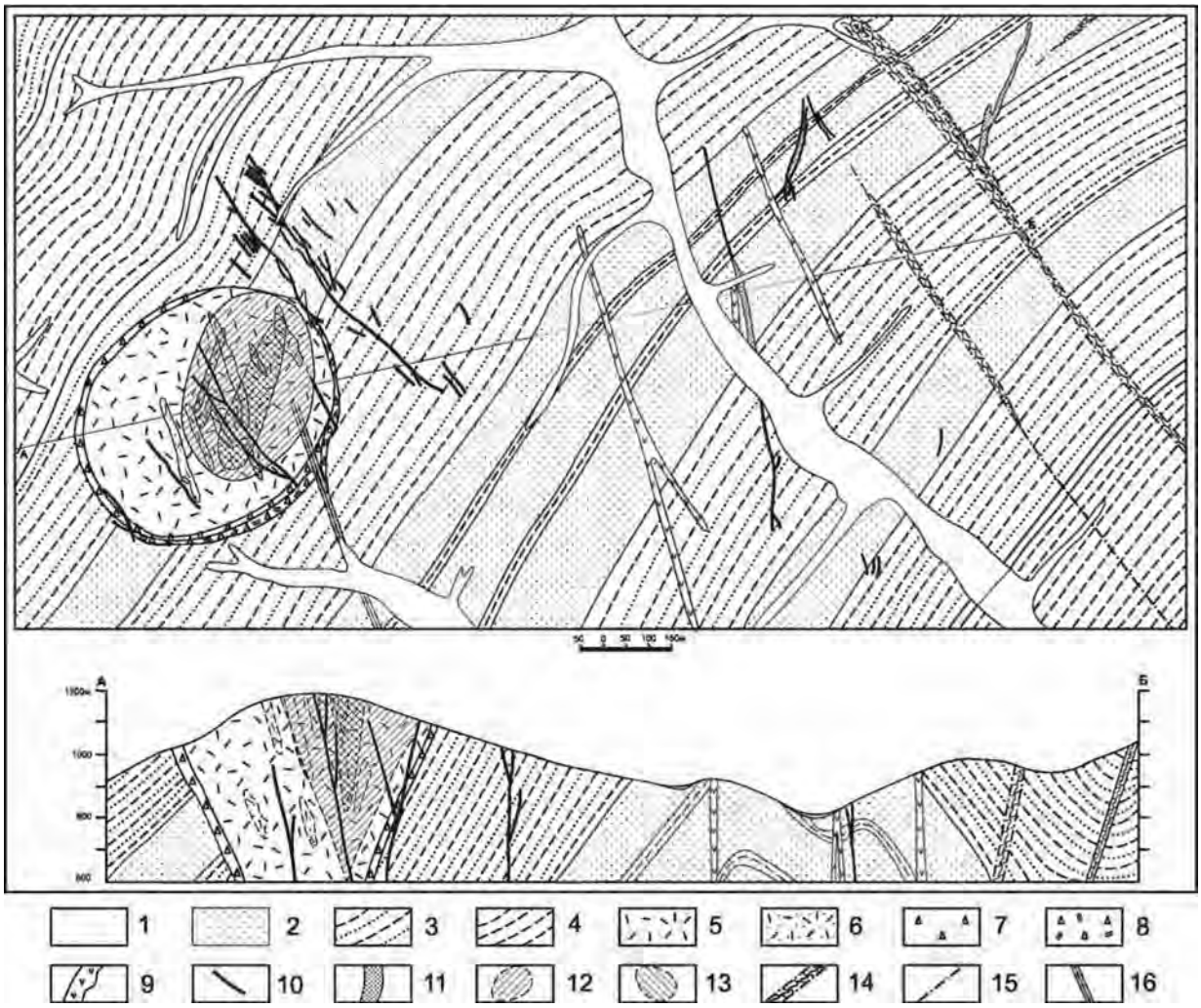


Рис. 7.43. Схема геологического строения месторождения Ледяное (составлено с использованием материалов Таежной ГРЭ ППГО).

1 – аллювий; 2–4 – осадочные породы: 2 – песчаники, 3 – алевропесчаники, 4 – алевролиты; 5, 6 – субвулканические риолиты некка: 5 – порфировые риолиты, 6 – участки порфировых риолитов, насыщенные обломками и ксенолитами стекловатых риолитов; 7, 8 – эксплозивные брекчии: 7 – эндоконтактовые, 8 – экзоконтактовые; 9 – дайки диоритовых порфиритов; 10 – рудные жилы; 11 – минерализованные зоны дробления; 12, 13 – зоны прожилково-вкрапленной минерализации с содержаниями Sn <0,2 % (12) и >0,2 % (13); 14 – неминерализованные зоны дробления; 15 – разломы; 16 – зоны повышенной трещиноватости

(60–70°) в ту или другую сторону. Наряду с этим сохраняются северо-западные трещины (320°), падающие на юго-запад под углом 70°. Изменение ориентировки трещиноватости нашло отражение в несколько различной ориентировке рудовмещающих структур. Если в западной части поля они имеют преимущественно северо-западную ориентировку (зоны Контактовая и Ветвистая), то восточнее они приближаются к субмеридиональным (зона Хлоритовая и Оперяющая). Вместе с тем в западном секторе участка также определенным образом проявилось, наряду с вышеуказанными, и близмеридиональное направление. Это нашло отражение в локализации наиболее обогащенных оловом участков некка и участков максимального сгущения прожилков в зонах Контактовой и Ветвистой в субмеридиональной полосе, протягивающейся от верховий руч. Шумный до приустьевой части верхнего правого притока руч. Кабарга.

Риолитовый некк на поверхности имеет форму эллипса размером 900×750 м, ориентированного длинной осью в северо-восточном направлении. В разрезе некк имеет форму опрокинутого конуса с падением контактов к центру под углами 65–70°. Экзоконтакт некка представлен слабосцементированными брекчиями осадочных пород без инъекций магматического материала. Особенно отчетливо эта зона фиксируется в южном и юго-восточном контакте, где ее мощность достигает 30 м. На участках, где нет экзоконтактовых брекчий, вмещающие осадоч-

ные породы слабометаморфизованы. Мощность зон контактовых изменений не превышает 5–10 см. Песчаники здесь пятнистые благодаря развитию скелетных образований кордиерита, размер выделений которого достигает 1 см. В центральной части наиболее крупных выделений развиты чешуйки хлорита, а к их периферии иногда тяготеют тонкие зерна касситерита. В эндоконтакте некка развиты ксенолавобрекчии риолитов, в различной степени (от 40 до 80 %) насыщенные обломками вмещающих осадочных пород, размер которых не более нескольких сантиметров. Эндоконтактовые брекчии почти по всей периферии некка образуют кольцеобразную зону.

Результаты изучения пород некка свидетельствуют, что его становление происходило в три фазы, когда образовались следующие породы:

I фаза – стекловатые и редкопорфировые риолиты, иногда слабофлюидальные, встречающиеся только в виде ксенолитов в породах более поздних фаз;

II фаза – порфировые риолиты, лавобрекчии и ксенолавобрекчии риолитов, слагающие основную часть некка;

III фаза – редкопорфировые флюидальные риолиты, слагающие в порфировых риолитах прожилки и дайки мощностью от 1–2 см до первых десятков метров.

Основной объем некка слагают порфировые риолиты, лавобрекчии и ксенолавобрекчии риолитов. В первых порфировые вкрапленники составляют от 20 до 35–50 % объема породы. Размер вкрапленников 0,1–3,5 мм, состав – кварц (50–60 %) и серицитизированные полевые шпаты (40–50 %). Основная масса породы кварц-полевошпатового состава криптокристаллическая до тонкозернистой. Она в значительной степени перекристаллизована и замещена серицит-кварцевым агрегатом гранобластовой структуры.

При изучении включений минералообразующих сред во вкрапленниках кварца порфировых риолитов наблюдались: 1) включения вулканического стекла с газовыми пузырьками и минералами-узниками; 2) включения остаточных рассолов-расплавов с твердой фазой, представленной силикатами; 3) существенно газовые включения с минералами-узниками, растворяющимися при T=400–410 °C; 4) первично-вторичные газово-жидкие включения с небольшим количеством минералов-узников и температурой гомогенизации 250—350 °C.

Брекчиевые породы некка содержат различное количество обломков (от 15 до 80 % объема породы). Среди них установлены окварцованные и серицитизированные риолиты, песчаники, алевролиты, а также единичные среднезернистые граниты, выходы которых на месторождении неизвестны. Связующая масса брекчий представляет собой криптокристаллический серицит-кварцевый агрегат. Наиболее широко брекчии развиты в эндоконтакте некка, образуя кольцевую зону мощностью до 30 м.

На месторождении известна серия рудных тел, представленных кварцевыми жилами, минерализованными зонами дробления и зонами прожилково-вкрапленной минерализации.

Жилы и зоны дробления развиты преимущественно за пределами некка среди терригенных пород. Выполнены они кварц-хлорит-касситеритовыми и кварц-сульфидно-касситеритовыми рудами. Отдельные, незначительные по мощности и простиранию кварц-сульфидно-касситеритовые жилы установлены и в некке риолитов, однако основной морфологический тип рудных зон здесь – прожилково-вкрапленный. Контуры таких зон устанавливаются лишь по результатам опробования. Визуально минерализованные зоны практически не отличаются от «безрудных» пород. Состав и строение их определяются наличием большого количества кварц-касситерит-серицитовых прожилков с лимонитом и редким хлоритом, а также вкрапленностью перечисленных минералов. Сопутствующие гидротермально-метасоматические изменения проявились в образовании мощных зон серицитизации и окварцевания с подчиненным развитием хлоритизации. Содержания олова в целом низкие, но выделяются отдельные, более обогащенные участки. Наиболее интенсивно минерализованная часть некка на поверхности может быть ограничена эллипсом, ориентированным длинной осью в близмеридиональном направлении.

Основными рудными минералами штокверковых руд в минерализованной части некка риолитов являются: касситерит, станнин, халькопирит, пирит, сфалерит и арсенопирит. Касситерит на месторождении Ледяное представлен различными формами. За пределами некка риолитов он встречается в виде призматических тонкоигольчатых кристаллов, а также округлых слабораскристаллизованных выделений. При этом тонкоигольчатый касситерит часто обрастает в виде неправильных щеточек сфероидальные образования касситерита. В кварцевых и кварц-сульфидных жилах касситерит встречается в виде короткопризматических мелких зерен размером в доли миллиметра. В штокверковых зонах некка установлены три генерации касситерита. Касситерит I встречается в виде агрегатной и зернистой вкрапленности в серицитовых метасоматитах. Размер агрегатов достигает 8 мм, а слагающих их зерен – от 0,005 до 0,2 мм. Агрегаты касситерита трещиноваты. В них касситерит ассоциирует с гидрослюдами и окислами железа, серицитом и реже кварцем. Касситерит II тесно связан с вкрапленниками кварца в кварц-серицитовых метасоматитах. В виде тончайшей вкрапленности (менее 0,03 мм) он приурочен к межзерновым границам кварцевых агрегатов. Касси-

терит III встречается в кварц-лимонитовых жилах в виде сравнительно крупных – до 0,5 см – изометричных зерен.

Станнин отмечен в виде аллотриоморфнозернистых зерен, реже идиоморфных слегка раздробленных кристаллов. Он распространен в рудах неизменно в ассоциации с другими сульфидами и, ассоциируя с ними, является относительно поздним, выделившись позднее арсенопирита и сфалерита, хотя с последним образует и близкоодновременные выделения. Например, встречаются вростки станнина в сфалерите, а также эмульсионные включения, приуроченные к определенным кристаллографическим направлениям и представляющие собой продукты распада твердых растворов. Позже станнина или по времени близко с ним выделялся халькопирит, о чем можно судить по коррозионным структурам, которые образует халькопирит, «разъедая» и замещая станнин.

Аллотриоморфные агрегаты халькопирита с неровными зазубренными краями слагают небольшие прожилки. Размер выделений халькопирита десятые доли миллиметра. В кварц-сульфидной ассоциации он кристаллизовался позже арсенопирита, о чем свидетельствуют коррозия и цементация раздробленного арсенопирита халькопиритом. Агрессивно халькопирит ведет себя и по отношению к станнину. Иногда халькопирит образует эмульсионную вкрапленность в сфалерите в виде микроскопических овальных зерен, а также линзовидные обособления, расположенные вдоль границ сфалеритовых зерен, а в отдельных случаях образующие сгущения и внутри них. По отношению к пириту халькопирит более ранний, о чем свидетельствует коррозия халькопирита пиритом.

Сфалерит встречается в относительно небольших количествах в виде аллотриоморфнозернистых агрегатов. Он часто содержит эмульсионные включения, образовавшиеся в результате распада твердого раствора, среди которых преобладает халькопирит, реже станнин, а иногда по межзерновым промежуткам распространяется ковеллин.

Арсенопирит наиболее ранний из сульфидов. Он распространен в минерализованных зонах неравномерно: в одних он главный сульфид, а в других – его сравнительно мало. Формы выделения арсенопирита самые разнообразные – от идиоморфных кристаллов с четкими гранями до аллотриоморфных зерен с зазубренными краями. Размеры зерен арсенопирита также самые различные: от пылевидной вкрапленности до зерен в несколько миллиметров. Он обычно образует идиоморфные, иногда раздробленные кристаллы. Арсенопирит замещается пиритом и халькопиритом. Арсенопирит более поздней генерации образует метакристаллы в станнине. Взаимоотношения арсенопирита с другими минералами сложные, что обусловлено длительным, а иногда и повторным его отложением.

Пирит – один из наиболее распространенных сульфидов на месторождении Ледяное. Формы выделения пирита самые разные. Это прожилки толщиной от десятых долей миллиметра до нескольких миллиметров, тонкая вкрапленность размером в сотые доли миллиметра, идиоморфные кристаллы с четкими гранями, а также аллотриоморфные зерна и агрегаты с зазубренными границами. Размер этих выделений колеблется от сотых долей миллиметра до нескольких миллиметров. Пирит – наиболее поздний сульфид, что отчетливо видно по его взаимоотношениям с другими сульфидами. В нем иногда встречаются включения кристаллов ильменита.

В кварце штокверковых кварц-серицит-кассеритовых руд отмечались включения водных истинных растворов. В основном включения неправильные, реже негативные, изометричные и трубчатые. Много взорванных и расшнурованных. Минералы-узники представлены легкорастворимыми солями, реже силикатами. Температура гомогенизации 290–382 °С. В одном случае в основании кристалла жильного кварца наблюдались включения остаточных рассолов-расплавов с явным преобладанием силикатной и газовой фаз над жидкой. Эти включения аналогичны включениям в порфировых вкрапленниках кварца риолитов. Частичная гомогенизация (флюидная часть) происходила при 356 °С. Остальные включения в этом же кристалле двухфазные газово-жидкие с температурой гомогенизации 300–328 °С.

Хинганское оловорудное месторождение

Хинганское оловорудное месторождение[1] расположено в риолитах, прорванных силлом гранит-порфиров (рис. 7.44), ниже которого в риолитах распространены более мелкие дайки и пологие тела гранит-порфиров, секущихся близмеридиональной дайкой порфиритов сложной морфологии. Рудная минерализация сконцентрирована в вертикальном трубообразном брекчиевом теле (рис. 7.45), интрудирующем вулканические и интрузивные породы. Обломки пород в брекчиях сцементированы тонкоперетертым материалом того же, что и обломки, состава либо гидротермальными образованиями. Тело брекчий, прослеженное до глубины 800 м, имеет четкие контакты с вмещающими породами и повсеместно интенсивно серицитизировано и хлоритизировано, а вмещающие его породы пропилитизированы.

Среди метасоматитов, представляющих раннюю постмагматическую стадию, преобладают предрудные кварц-серицит-хлоритовые часто с ран-

[1]Не все авторы данного раздела согласны с отнесением Хинганского месторождения к типу олово-порфировых.

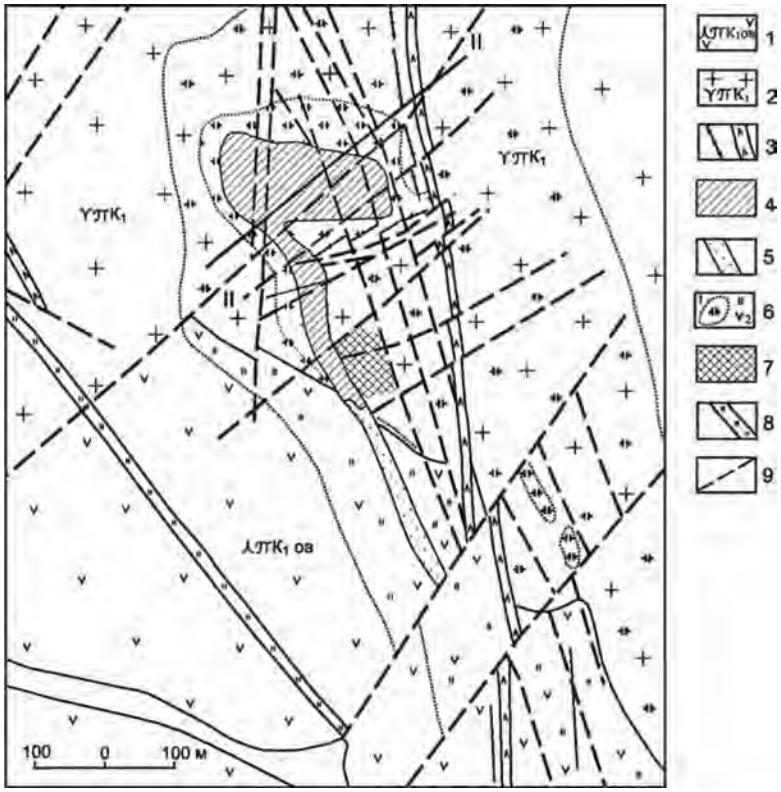


Рис. 7.44. Геологическая карта центральной части рудного поля Хинганского месторождения (Ван-Ван-Е и др., 1992).

1 – риолиты; 2 – гранит-порфиры; 3 – дайки порфиритов; 4 – брекчии гранит-порфиров; 5 – брекчии риолитов; 6 – хлоритизация и серицитизация гранит-порфиров (1) и риолитов (2); 7 – железисто-щелочные метасоматиты; 8 – серицит-кварцевые метасоматиты; 9 – тектонические нарушения

ним флюоритом, а на нижних горизонтах – кварц-серицитовые разности, с рудными прожилками. На южном фланге месторождения выявлены также предрудные обогащенные халькопиритом, борнитом и гематитом линзы железисто-щелочных – сидерофиллит-адуляровых (иногда с гранатом) и эгирин-адуляровых метасоматитов. На глубине 1300 м от поверхности скважинами вскрыты мусковит-топазово-кварцевые грейзены с убогой молибденовой минерализацией (Коростелев и др., 1994).

Рудные тела в брекчиях не имеют четких геологических границ и оконтуриваются только по данным опробования (рис. 7.46). Они представляют собой крутопадающие «рудные столбы», имеющие в поперечнике 20–50 м и протяженность по падению 300–400 м, в которых сгущаются жилы, прожилки и просечки, сложенные кварцем, флюоритом, хлоритом, касситеритом и другими минералами гидротермально-метасоматического парагенезиса. Всего в рудах и метасоматитах установлено более 80 минералов (Иициксон и др., 1959; Синяков, 1986; Лучицкая, 1989; Коростелев и др., 2000), из которых наиболее распространены кварц (30–60 %), флюорит (10–40 %), касситерит (до 15 %) и хлорит (8 %). Других минералов около 5 %, из них лишь 1–2 % сульфидов (рис. 7.47).

Рудный процесс подразделяется разными авторами по различным принципам. Так, Д.В. Рундквист (Иициксон и др., 1959) выделяет три последовательных парагенезиса: касситеритовый, сульфидный и безрудный (заключительный). Н.В. Огнянов (1986) кроме стадии предрудных метасоматитов выделил кварц-флюорит-касситеритовую и сульфидную, а Е.Я. Синяков (1988) – шесть стадий: флюоритовую, касситеритовую, хлорит-сульфидную, адуляр-каолинитовую, сидерит-кальцитовую и пиритовую, разделенных многократным подновлением брекчий с дроблением ранее образованных минералов, особенно флюорита, и формированием зонального касситерита, его частичным растворением и переотложением в виде каймы из новообразованных тонкоигольчатых разностей.

Среди типов руд выделены (Синяков, 1986) прожилковые, штокверковые и брекчиевые (Иициксон и др.,1959). Первые из них преобладают во вмещающих породах за пределами оловорудных тел и сложены главным образом кварцем с сульфидами. Штокверковые руды представляют собой густую

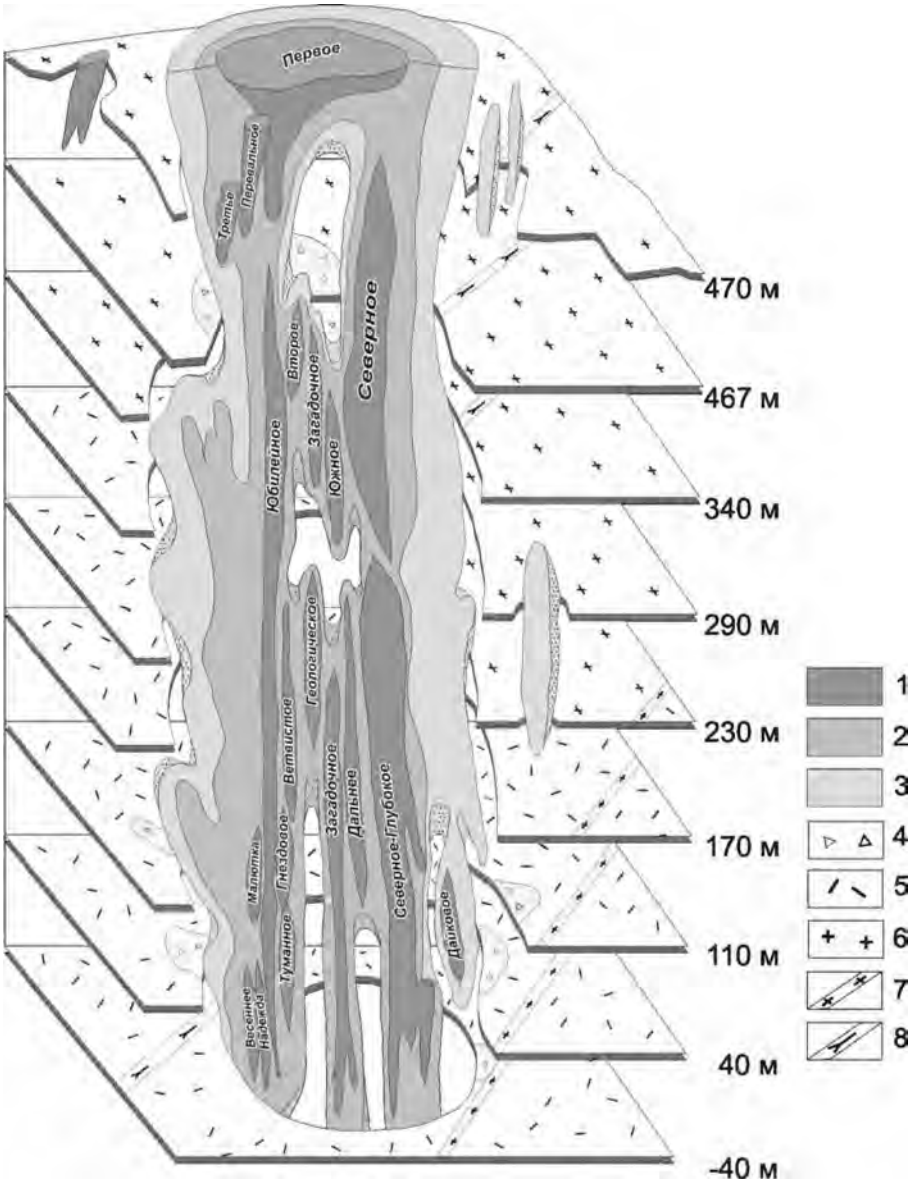


Рис. 7.45. Блок-диаграмма месторождения Хинганское (составил М.И. Копылов по материалам Хинганского ГОКа).

1–3 – содержания олова: 1 – >0,5 %, 2 – 0,5–0,1 %, 3 – <0,1 %; 4 – рудовмещающие эксплозивные брекчии; 5 – риолиты; 6 – гранит-порфиры; 7 – дайки кислого состава; 8 – дайки среднего состава

сеть прожилков во вмещающих метасоматитах и сопровождают брекчиевые руды, в которых обломки вмещающих пород и цемент брекчий рассечены трещинами, выполненными касситерит-флюорит-кварцевым или касситерит-хлоритово-кварцевым материалом. Состав рудных тел различается в основном количественными соотношениями сопровождающих касситерит хлорита, флюорита, серицита, адуляра и сульфидов.

Кварц, флюорит и хлорит формируются как в предрудных метасоматитах, так и на этапе рудообразования, что позволяет выделить не менее четырех их разновозрастных генераций.

Основная особенность флюорита Хинганского месторождения – присутствие РЗЭ, которые преимущественно накапливались в «рудном» флюорите, ассоциирующем с касситеритом, где сумма лантаноидов в среднем достигает 468 г/т, в то время как в «дорудном» и «пострудном» – 133,5 и 219,5 г/т соответственно (Лучицкая, 1989). Хлорит дорудных метасоматитов и заключительного этапа рудообразования – это главным образом пеннин и клинохлор, а в

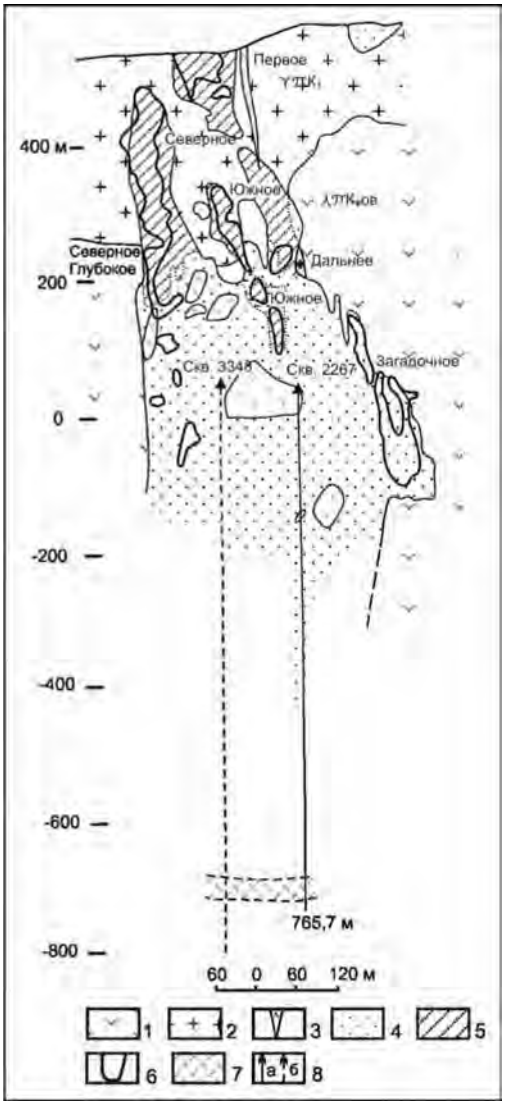


Рис. 7.46. Вертикальный разрез рудного поля Хинганского месторождения: профиль по скважинам 2267–3348 (составлено с использованием данных ДВПГО и Хинганолово) (Коростелев и др., 1994).

1 – риолиты, 2 – гранит-порфиры, 3 – дайки порфиритов, 4 – брекчии по риолитам, 5 – брекчии по гранит-порфирам, 6 – контуры рудных тел, 7 – грейзен, 8 – скважины (а – скв. 2267, б – проекция скв. 3348)

околорудных метасоматитах и в собственно рудном парагенезисе – тюрингит. Серицит, значительно уступающий по распространенности хлориту, характеризует внешние ореолы метасоматитов и реже встречается в составе руд в виде оторочек вокруг агрегатов касситерита и флюорита. Сидерит присутствует главным образом на участках, обогащенных сфалеритом и галенитом, и почти не встречен с арсенопиритом. Кальцит, часто с кварцем, хлоритом и флюоритом, слагает поздние, секущие руды основной стадии и прожилки. Значительно реже встречаются полевые шпаты, представленные главным образом адуляром, в срастании с которым иногда присутствуют альбит и анортоклаз. Апатит, относимый к числу редких и большей частью акцессорных минералов вмещающих пород, широко распространен в Геологическом рудном теле (не менее 10 % объема) и тесно ассоциирует с адуляром, что позволяет отнести его к гидротермальной разности. Нередко вместе с адуляром встречается каолинит, который некоторые исследователи (Иициксон и др., 1959; Синяков,1988; и др.) считают гипогенным. Однако отмечается и гипергенный каолинит, выполняющий пострудные трещины, где он ассоциирует с лимонитом и новообразованным пиритом.

Касситерит – главный рудный минерал – отлагался вместе с хлоритом, образуя в нем метакристаллы, флюоритом, серицитом и адуляром и реже в виде разноориентированных прожилков или цемента брекчий. В обогащенных сульфидами рудах (рудные тела Геологическое и Осеннее) касситерит образует две генерации: I – кристаллические формы и их сростки; II – субмикроскопические вростки в халькопирите, являющиеся продуктом распада заключенных в нем станнина и станноидита. В касситерите Хинганского месторождения повышены концентрации In, W, Sc и Nb (табл. 7.6).

Вольфрамита в рудных телах месторождения не более 100 г/т, хотя в отдельных штуфах содержание WO_3 достигает 7 мас.%. В рудах он тесно ассоциирует с касситеритом, порой замещая его, и сам корродируется и замещается сульфидами и шеелитом. В вольфрамите установлены (мас.%): WO_3 – 75,05; Fe_2O_3 – 23,20; MnO – 0,98; CaO – 0,06; Sc – 0,02; MgO – 0,06; TiO_2 – 0,09; SiO_2 – 0,51; сумма – 99,97, что позволяет отнести его к фербериту, обогащенному скандием.

Во всех рудных телах в переменных количествах присутствуют сульфиды и сульфосоли. Наиболее ранний из них – арсенопирит, образующий две генерации. Преобладающий арсенопирит I образует рассеянную вкрапленность и небольшие гнезда в кварце, содержащем касситерит, и корродирован другими сульфидами. В нем встречены микровключения широко распространенного на верхних горизонтах леллингита. В арсенопирите I низкие содержания кобальта (3–5 г/т), относительно невысокие – висмута (100–380 г/т) и не обнаружены никель и сурьма, характерные для месторождений касситерит-силикатной формации (см. табл. 7.6). Арсенопирит II слагает мелкие (не более 0,1 мм) призматические зерна, иногда собранные в секториальные двойники.

Сфалерит обнаружен во всех рудных телах, образуя прожилки, гнезда и рассеянную вкрапленность в хлоритовых метасоматитах и совместно с галенитом и халькопиритом – в кварц-сидеритовых прожилках, секущих касситеритсодержащие руды. Мак-

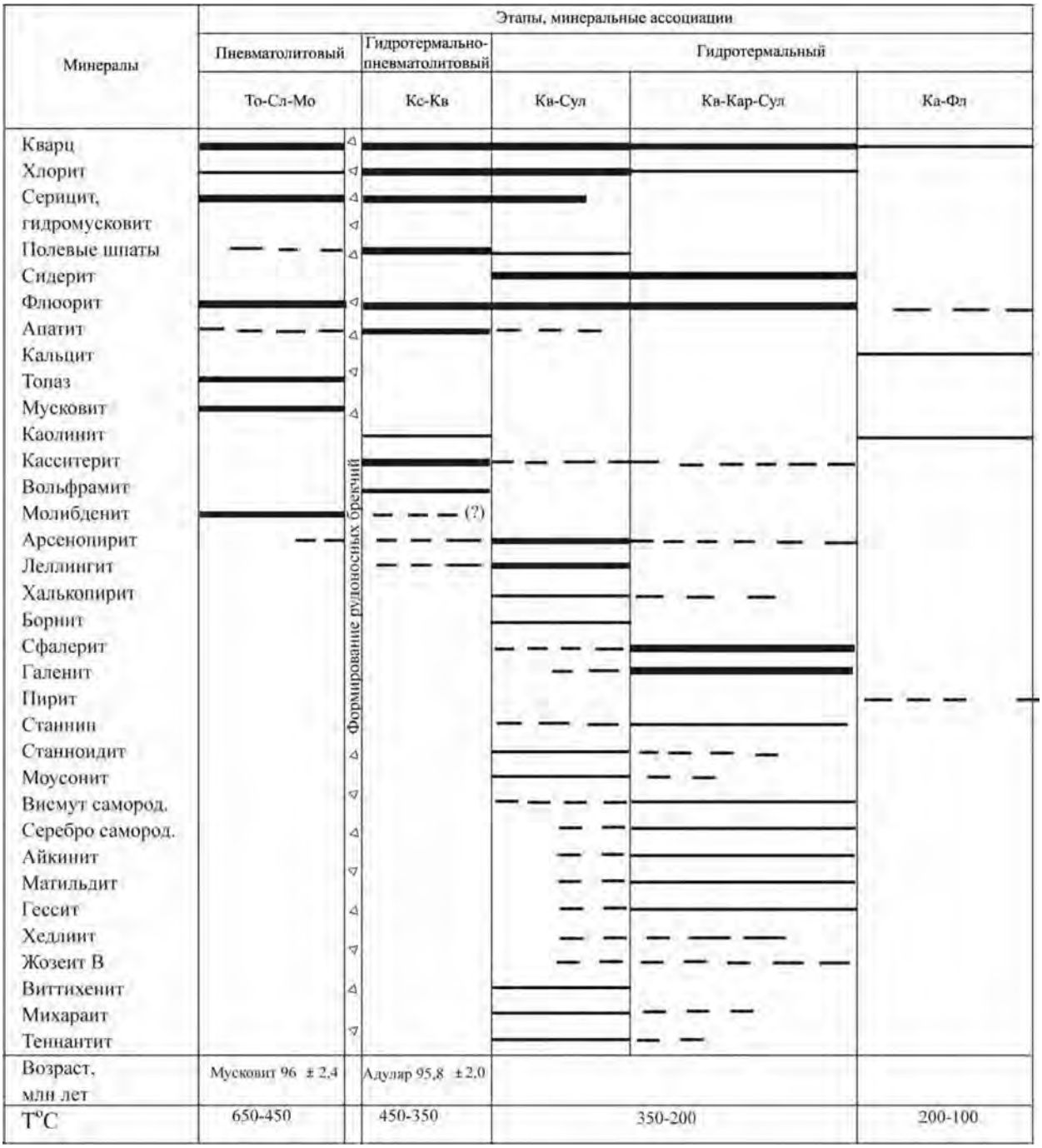


Рис. 7.47. Парагенетическая схема рудообразования Хинганского месторождения.

Возраст – по: Ishichara et al., 1997; То – топаз, Сл – слюда, Мо – молибденит, Кв – кварц, Кс – касситерит, Сул – сульфиды, Кар – карбонаты, Ка – кальцит, Фл – флюорит

симальные содержания его установлены в богатых сульфидами Геологическом (6,49 мас.% Zn), Юбилейном и Загадочном (0,48–3,76 мас.% Zn) рудных телах. Он имеет крайне низкую железистость (0,48–2,07 мас.%), относительно мало индия и близкие к стандартным для сфалерита содержания кадмия. В сфалерите присутствуют эмульсионная вкрапленность халькопирита и станнина, каплевидные включения галенита и корродированные зерна арсенопирита I.

Галенит тесно ассоциирует со сфалеритом в обогащенных последним рудных телах. Реже он наблюдается в срастании с халькопиритом. Установлены также мирмекитовые срастания мелких зерен га-

Таблица 7.6

Распределение элементов-примесей в касситерите Хинганского месторождения (г/т)

Номер пробы	Место взятия (рудное тело, горизонт)	In	Sc	W	Nb	Cr	V	Ti	Be	Zr
КП-2428	Северное-Глубокое, гор. 110 м	650	36	1100	31	3	3	240	3,8	10
КП-2429	–"– гор. 110 м	500	11	1100	69	4	5	210	3	10
ДС-48	–"–, гор. 80 м	480	16	3800	50	3	5	170	3,1	10
ДС-49	–"– гор. 80 м	280	20	1400	170	–	13	810	1,9	13
ДС-50	–"– гор. 80 м	320	23	2500	89	–	24	860	4	11
КП-2430	Юбилейное гор. 100 м	560	14	1500	18	5	2	150	3	10
КП-2402	–"–, гор. 40 м	600	22	1700	50	3	6	1600	1,7	19
КП-2406	–"– гор. 40 м	530	20	1700	43	–	6	920	2,4	10
КП-2422	Геологическое гор. 120 м	250	71	660	700	–	36	2300	0,9	25
КП-2423	–"– гор. 120 м	230	46	930	420	–	44	2300	1,2	24
КП-2425	Дайковое гор. 110 м	460	20	1800	72	–	19	1500	1	26
КП-2426	–"– гор. 110 м	320	18	1000	51	–	20	1100	1,7	18
КП-2427	–"– гор. 110 м	830	20	880	310	–	69	44000	0,7	42
КП-2529	Ветвистое гор. 170 м	400	23	880	140	5	15	1600	1,3	25
КП-2580	–"– гор. 170 м	160	22	660	200	6	28	2200	0,6	35

Примечание. Количественный спектральный анализ выполнен в ДВГИ; аналитики Л.И. Азарова, В.И. Сеченская, В.Н. Залевская. Та – ниже предела чувствительности. Прочерк – не обнаружено.

ленита с халькопиритом, самородным висмутом и айкинитом. В галение Хинганского месторождения много висмута и серебра, частично связанных с микровключениями самородного висмута, айкинита, висмутовых сульфосолей, самородного серебра (см. табл. 7.6). Среди микровключений установлена минеральная фаза с соотношением Bi:Ag = 1:1, указывающая на присутствие в галените твердого раствора матильдита.

Халькопирит менее распространен в рудах, чем ассоциирующие с ним галенит и сфалерит, хотя на верхних горизонтах месторождения халькопирит и вместе с ним борнит слагали «меднорудные тела» (Ициксон и др., 1959). В нем обнаружены микровключения арсенопирита, сфалерита и галенита, эмульсионная вкрапленность сфалерита и станнина, субграфические вростки станноидита, а также субмикроскопические зерна касситерита – продукта распада станнина и станноидита. Халькопириту свойственны низкие концентрации Ag, Bi и In и высокие – Sn (1300–2100 г/т).

Борнит – редкий минерал и отмечен только в рудном теле Северное-Глубокое в срастании с халькопиритом и сфалеритом, хотя, как указывалось выше, входил в состав богатых медных руд на верхних горизонтах месторождения.

Сульфиды железа – пирит и пирротин – крайне редки в рудах Хинганского месторождения и встречаются только в богатых сульфидами рудных телах в виде микровключений, главным образом в сфалерите и халькопирите. Гипергенный пирит встречен в позднем каолините.

Сульфостаннаты меди, железа и цинка – редкие минералы месторождения, но представляют характерную группу, свойственную лишь субвулканическим условиям формирования руд. Моусонит – самый редкий из сульфостаннатов, образует мелкие (не более 0,01 мм) округлые выделения в борните или покрывает тонкими каемками его зерна. Станноидит распространен шире, чем моусонит, и образует зерна (до 1 мм) по периферии сульфидов, особенно на контакте халькопирита и сфалерита или в виде субграфических включений в халькопирите. Микрозондовым анализом в станноидите установлено (мас.%): Cu – 40,2–37,12, Fe – 12,16–10,57, Zn – 3,51–3,90, Sn – 17,58–19,11, S – 29,93–28,99.

Станнин по распространенности не уступает станноидиту и часто находится в срастании с ним. Чаще он ассоциирует со сфалеритом, образуя оторочки вокруг его зерен и эмульсионную вкрапленность, подчеркивающую внутреннюю структуру сфалерита.

Блеклая руда, как и сульфостаннаты, ассоциирует со сфалеритом, халькопиритом и борнитом, образуя в них микропрожилки и вкрапленность или окружая зерна тонкими оторочками. Микрозондовым анализом установлено, что блеклая руда относится к мышьяковой, богатой железом и цинком разности – теннантиту (Cu–41,15, Fe–5,16, As–20,85, Zn–3,50, Pb–0,43, Ag–0,29, Bi–0,31, S–27,25, сумма – 99,04 мас.%).

Молибденит относится к малораспространенным минералам. Он встречается в виде кварц-молибденитовых прожилков в обломках брекчий с

касситерит-кварцевым цементом, а также с кварцем, реже с полевым шпатом в зонах грейзенизации на глубоких горизонтах месторождения. Концентрация молибдена в рудных телах обычно от 4 до 9 г/т, а в Загадочном рудном теле достигает 16,55 г/т. Еще более высоки содержания молибдена (100–200 г/т) в квершлаге Дальний (горизонт 40 м), вскрывшем на подходе к дайке порфиритов зону кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов с прожилковой кварц-сульфидной (галенит-сфалерит-висмутовой) минерализацией.

Минералы висмута и серебра по парагенезисам и приуроченности к определенным типам руд объединяются в три ассоциации (Демашов и др., 1990): 1) галенит-сульфовисмутовую (висмут- и серебросодержащий галенит, айкинит и висмут самородный), которая наблюдается в сростках со сфалеритом, реже с халькопиритом, 2) теллуридно-висмутовую (висмут самородный, хедлейит, жозеит B и гессит), распространенную в касситерит-кварцевых, касситерит-флюоритовых, реже сульфидных рудах, 3) виттихенит-борнитовую (висмут самородный, виттихенит, михараит и самородное серебро), которая обнаруживается реже, чем две предыдущие, в ассоциации с борнитом, халькопиритом, сфалеритом и теннантитом.

Рассматривая стадийность формирования оловянных руд Хинганского месторождения, большинство исследователей приходит к мнению о близости времени образования брекчий и отложения рудного вещества в сложных тектонических условиях. В то же время наличие в брекчиях обломков пород с кварц-молибденитовыми прожилками позволяет выделить самостоятельный молибденовый этап минерализации, предшествующий формированию оловоносных брекчий и близкий ко времени формирования топазово-слюдяных грейзенов нижних горизонтов месторождения (Коростелев и др., 1994). Таким образом, формирование месторождения предполагается по следующей схеме (см. рис. 7.47): грейзенизация → кварц-молибденовая минерализация → образование брекчий → оловорудная минерализация → сульфидная минерализация.

Об относительной близости времени формирования молибденовой и оловорудной минерализации свидетельствует K-Ar датирование (Ishihara et al., 1997), показавшее близость возрастов мусковита из молибденитсодержащих грейзенов (96,5 ± 2,4 млн лет) и адуляра из ассоциации с касситеритом (95,8 ± ± 2,0 млн лет). Эти данные не противоречат более ранним определениям K-Ar возраста гидротермальных минералов (Каталог…, 1977).

По данным многих исследователей (Ициксон и др., 1959; Грушкин, Хельвас, 1974; Лучицкая, 1988; Хетчиков и др., 1993; Коростелев и др., 1994), на начальном этапе становления месторождения происходило интенсивное преобразование большого объема пород в тектонически подготовленной зоне рудного поля под воздействием существенно газовых эманаций, обогащенных фторидами, хлоридами и углекислотой, а также калием и магнием, что привело к образованию ассоциаций раннего существенно пневматолитового этапа – кварц-слюдяно-топазовых грейзенов (температурный режим 600–450 °C) и молибденит-кварцевой минерализации. Оловянные руды отлагались из пневматолитово-гидротермальных растворов в условиях повторного перепада давлений со вскипанием рудообразующих растворов при 450–350 °C. Сульфиды поздних генераций – касситерит, флюорит и карбонаты отложились из гидротермальных растворов (350–200 °C). Формирование месторождения завершилось при циркуляции остывающих (200–100 °C) гидротермальных растворов, участвовавших в преобразовании ранних, наименее устойчивых парагенезисов. Смена агрегатного состояния растворов и последовательное понижение температур сопровождалось неоднократными перепадами давления от 1500 до 50 бар, изменением концентрации хлоридно-углекислотных растворов от 45–50 до 5–10 мас.% (в пересчете на хлорид натрия) и их кислотно-щелочных характеристик от кислых и слабокислых на раннем этапе до близнейтральных на этапе отложения оловянных руд и слабощелочных-щелочных на заключительной стадии формирования месторождения. На сложность состава минералообразующих растворов указывают Т.М. Сущевская с соавторами (2002), отметившие повышенную роль K по сравнению с Na при «равных соотношениях хлорида с фторидом, а к концу стадии и с бикарбонатом» (с. 1349). Изучение изотопного состава кислорода и водорода позволило этим авторам сделать выводы о глубинной магматической природе флюида при осаждении касситерита и широком участии метеорных вод в минералообразовании.

ЗОЛОТО-СЕРЕБРО-КВАРЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения этого типа (Горячев, 1998, 2003) встречаются как непосредственно в перивулканической зоне краевых вулкано-плутонических поясов, где они часто приурочены к небольшим интрузивным телам пестрого состава или интрузивно-купольным структурам, так и на значительных расстояниях от них в зонах глубинных разломов в связи с тыловодужным магматизмом (чукотские ареалы и Яно-Колымский пояс). Спецификой жил этого типа является их повышенная сереброносность (приблизительно равные соотношения серебра и золота в рудах), относительно низкая пробность золота и тесная структурная приуроченность к интрузивным поро-

дам или зонам роговиков. В отличие от эпитермальных вулканогенных золото-серебряных месторождений рудные тела этого типа представлены кварцевыми жилами небольшой протяженности (редко до 200 м), кулисообразно группирующимися в жильные зоны или системы жил близкой ориентировки, которые сопровождаются околожильными изменениями фаций, переходных от березитов к аргиллизитам, и ореолами тонковкрапленной арсенопиритизации и пиритизации. Другая особенность – их более молодой возраст относительно оловянного и аккреционного золото-редкометалльного оруденения. Жильный кварц преимущественно друзовидный или кристаллически-зернистый, для него типичны признаки формирования в условиях малых глубин (Горячев, 1992). Другие жильные минералы не характерны (за исключением кальцита). Жилы сложены пирит-арсенопирит-кварцевой, золото-сульфоантимонитовой и каолинит-кальцитовой минеральной ассоциацией. В арсенопиритах типоморфной примесью является сурьма, а для блеклой руды – серебро. В золото-сульфоантимонитовой ассоциации типичны сульфосоли серебра. Околожильные изменения представлены малоглубинными метасоматитами аргиллизитового и переходного от аргиллизитов к березитовому типов. Вертикальный размах оруденения достигает 500 м.

Школьное месторождение

Школьное месторождение локализовано в штоке, сложенном интрузивными породами двух фаз внедрения (Горячев, 1998): 1) диоритов, кварцевых диоритов и 2) гранодиоритов, адамеллитов, реже гранитов (рис. 7.48). Породы обеих фаз рассекаются дайками гранит-порфиров, диоритовых порфиритов и базальтов. Гранитоиды относятся к породам нормальной щелочности калинатровой серии (K_2O/Na_2O – 1,1–2,6). K-Ar и Ar-Ar возраст их по данным биотитам 152–146 млн лет, U-Pb – 150 млн лет (Moll-Stalkup et al., 1995). Породы интрузива вмещают также золото-редкометалльно-кварцевые жилы, для которых типична жила № 6. В ней наряду с арсенопиритом, леллингитом, висмутовыми теллуридами и сульфотеллуридами установлены самородное золото и мальдонит. Оруденение расположено на фланге месторождения и пересекается дайкой андезибазальтов, возраст которой 119 млн лет. Золото-кварцевые жилы месторождения секут все интрузивные тела и являются одними из наиболее молодых образований с возрастом около 100 млн лет (Горячев, 1998). С ними ассоциируют метасоматиты березит-аргиллизитового ряда, насыщенные тонкой пирит-арсенопиритовой вкрапленностью, которые нередко развиты автономно. Жильное оруденение наложено на кислые дайки и, вероятно, на средние и основные. Однако встречена и дайка основного состава, K-Ar возраст которой 119 млн лет, рассекающая метасоматиты с K-Ar возрастом 124 млн лет.

Основные рудные тела месторождения представляют собой субширотные линзовидные кварцевые жилы мощностью до 1 м, кулисообразно сменяющие друг друга по падению и образующие главную жильную зону № 1 и серию небольших жил по ее периферии. Они часто независимы от зон метасоматитов. Протяженность кварцевых жил–линз первые сотни метров по простиранию и падению. Они сложены крупнозернистым, нередко друзовидным или шестоватым молочно-белым кварцем, в котором отмечена мелкая вкрапленность, реже – гнезда фрейбергита и золота. Меньше развиты пирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, сурьмяные и серебряные сульфосоли: джемсонит, буланжерит, пираргирит и др. Рудные минералы образуют полосовидные сгущения в кварце; концентрация их не более 1–3 %. Из-за того, что один из главных минералов руд – фрейбергит (16–25 % Ag), золото-серебряное отношение в рудах близко к 1. Золото отличается средней пробой 730–880 ‰, которая волнообразно меняется с глубиной (Горячев, 1992), а иногда отмечается и низкопробная (до 600 ‰) ограниченно распространенная его разновидность. Руды весьма богатые, особенно на верхних горизонтах, где среднее содержание Au около 50 г/т. На глубине несколько сотен метров концентрация золота в них снижается вдвое. За пределы штока золотое оруденение практически не выходит, в роговиках установлены только поздние антимонит-кварцевые жилы, секущие отдельные рудные тела и тяготеющие к зоне Южного разлома. Сами золото-кварцевые жилы секутся жилами друзовидного кварца, с которым ассоциирует антимонит.

ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-КВАРЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Модельный тип описан по работам (Горячев, 1998, 2003). Эти объекты относятся к штокверковому типу золото-редкометалльного оруденения, локализованного как в апикальных частях раннемеловых гранитных и гранодиоритовых плутонов, так и в надынтрузивных зонах невскрытых или только вскрывающихся эрозией гранитоидных плутонов. Руды представляют собой тонкопрожилковые кварцевые, турмалин-кварцевые и эпидот-кварцевые штокверки с сульфидной минерализацией до 10 %, представленной ранней арсенопирит-леллингитовой и поздней золото-висмут-сульфотеллуридно-теллуридной ассоциациями, типичными для золото-редкометалльного оруденения (Гамянин и др., 1998). Минерализация сопровождается весьма контрастными вторич-

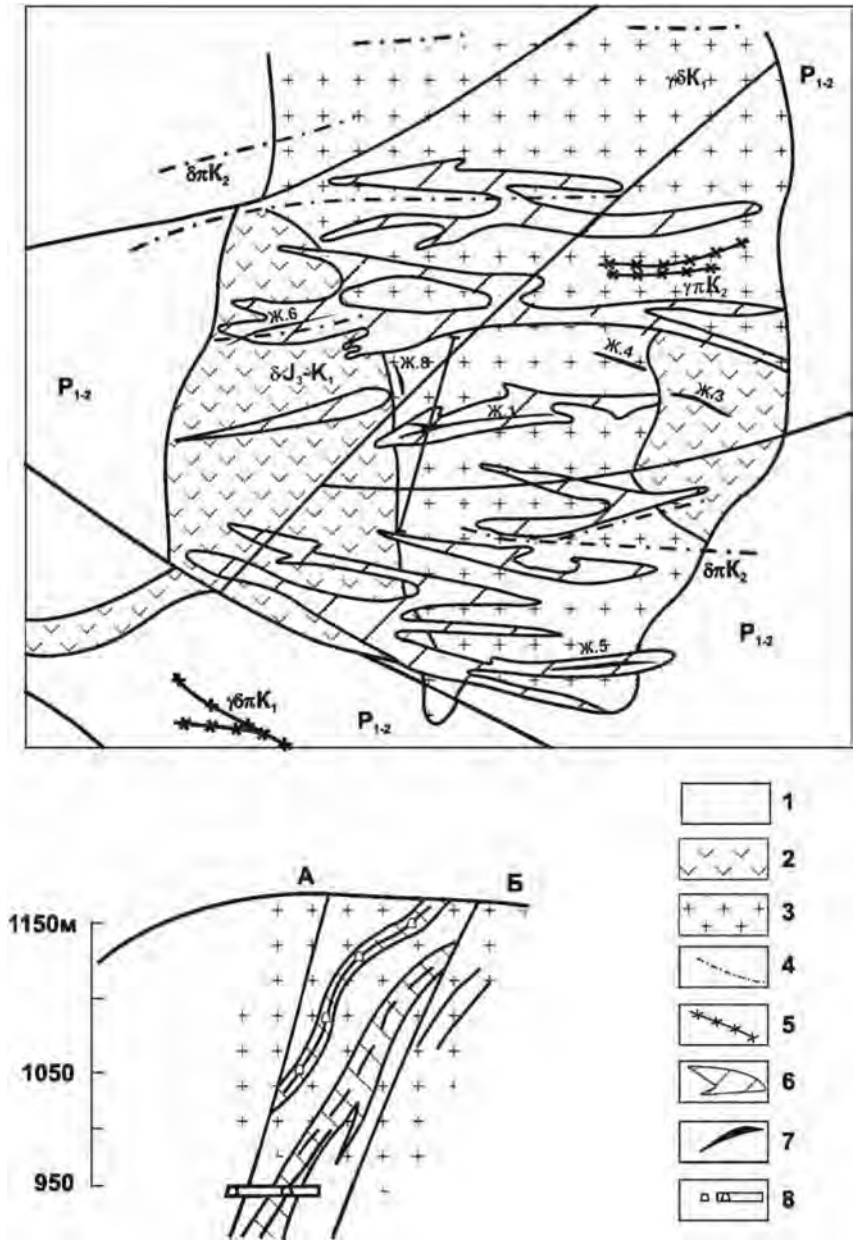


Рис. 7.48. Схема геологического строения месторождения Школьное (Очерки..., 1994).

1 – осадочные породы перми; 2 – диориты; 3 – гранодиориты и граниты; 4, 5 – дайки: диорит-порфиритов (4) и гранит-порфиров (5); 6 – зоны метасоматитов; 7 – золото-серебро-кварцевые жилы (ж. 6 – золото-редкометалльно-кварцевая жила); 8 – горные выработки (на разрезе)

ными ореолами золота, мышьяка, висмута, серебра и вольфрама. Содержания золота в рудах колеблются в широких пределах (0,1–100 г/т), в среднем составляя 2–5 г/т. Оценочные ресурсы объектов превышают 100 т металла.

Общим для всех месторождений этого типа несомненно является положение в надынтрузивной зоне или в апикальных частях массивов гранитов. На месторождениях широко развит околорудный метасоматоз: грейзенизация и березитизация (Мякит, Тэутэджак, Чистое, Басугуньинское, Лево-Дыбинское и Охотско-Кухтуйское), окварцевание, хлоритизация, полевошпатовые изменения (Эргелях, Чистое, Малыш, Тэутэджак, Басугуньинское и Халали) и эпидотизация (Тэутэджак), которые сопровождаются заметной сульфидизацией (пирротин, арсенопирит). Метасоматиты обладают повышенной золотоносностью (0,5–3,0 г/т). Общим для рассматриваемых ме-

сторождений также является и геохимический спектр руд, представленный в основном Au, As, Bi, W и Te. Иногда повышена концентрация олова (десятки–сотни граммов на тонну).

Важную роль в формировании метасоматических сульфидных рудных тел играет складчатая структура рудных полей и литологический состав вмещающих пород надынтрузивных зон. Во всех указанных случаях, за исключением локализации в гранитоидах (Тугучак, Делянкир, Искатель, Басугуньинское, Курумское), мы имеем дело с относительно полого залегающими осадочными толщами, либо моноклиналями с углами падения пород в 15–20° (Чистое, Мякит, Малыш, Лево-Дыбинское, Эргелях, Улахан-Тас и Лево-Хурчанское), либо мульдообразными синклиналями с углами падения 10–20° (Тэутэджак). Таким образом, помимо собственно интрузивно-купольных поднятий важную роль играют складчатые образования, и наиболее благоприятными для штокверкового оруденения следует считать своды брахиантиклинальных структур с гранитами в ядрах.

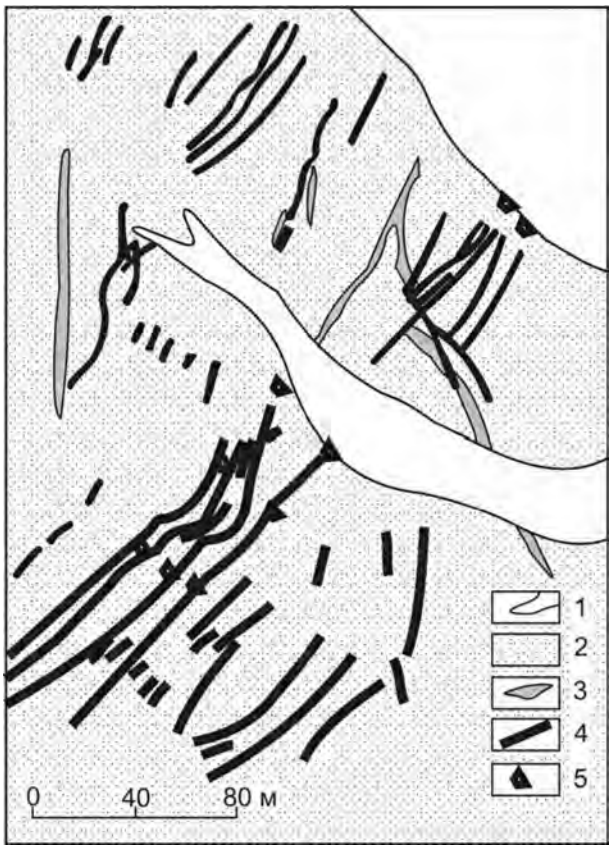


Рис. 7.49. Схема геологического строения месторождения Чепак (по П.И. Скорнякову, 1951 г.)

1 – аллювиальные отложения; 2 – ороговикованные отложения триаса; 3 – дайки гранодиорит-порфиров и порфировидных гранодиоритов; 4 – рудные жилы; 5 – горные выработки

Трещинная тектоника играла важную роль в локализации жил при формировании интрузивно-купольной структуры, поскольку она определяла тектонические условия возникновения штокверков. Роль разрывной тектоники возрастала только на пострудном этапе, когда происходили перемещения крупных блоков и сохранялись (захоронялись) или, наоборот, денудировались рудные тела. В случае, если разломная тектоника проявилась в период рудообразования, условий для формирования объемных штокверковых месторождений не создавалось, и возникали объекты с компактными и более богатыми рудами, локализованными в оперяющих сколовых трещинных зонах.

Месторождение Чепак

Месторождение Чепак – одно из наиболее детально разведанных (П.И. Скорняков, 1951 г., не опубл.). Месторождение представлено серией кварц-арсенопирит-леллингитовых жильных тел (основных – 10) протяженностью до 300 м (рис. 7.49). Жилы имеют сложную морфологию и нередко метасоматические нерезкие границы. В общем они субпараллельны друг другу, однако в деталях простирание их заметно различается. Известны и жилы поперечного простирания по отношению к главному направлению жил. Мощность жил 0,1–1,5 м, а падение крутое – 60–90° на северо-запад. Содержания золота в разных рудных телах от 0,1 до 100 г/т; в них выделяются крутопадающие узкие рудные столбы протяженностью до 50 м и более. В составе жил резко преобладают арсенопирит и леллингит (до 90 %), кварц (до 80 %), реже встречаются пирит, пирротин и очень редко – шеелит, золото, висмут, висмутин, теллуриды и сульфотеллуриды висмута. Рудные тела сопровождаются ореолами слабовыраженной грейзенизации и интенсивной арсенопиритизации в роговиках. Они пересекают дайки гранодиоритов и гранит-порфиров. K-Ar возраст измененных гранит-порфиров 122 млн лет, а Ar-Ar по мусковиту из рудной жилы – 146,5 млн лет. Золото мелкое до тонкодисперсного. Три небольшие технологические пробы показали, что в арсенопирите до 108 г/т золота, а доля свободного золота – 9,4 %, золота в сростках (первое цианирование) – 63,5 %, «ржавого» золота (второе цианирование) – 10,5 %, золота в сульфидах – 14,7 % и золота в породе – 5 % (И.П. Сорокин, 1951 г.). При этом оказалось, что чем больше проба, тем больше в ней содержится золота (61,4 кг, 166 кг и 273 кг и соответственно 1,1 г/т, 2 г/т и 5,8 г/т). В рудах помимо золота и мышьяка (до 23 %) установлены вольфрам, висмут, кобальт, серебро и ряд других элементов (Горячев, 1998). Месторождение разведано пятью горизонтами штолен до глубины 200 м.

Месторождение Малыш

Месторождение Малыш входит в состав Дубач-Бейчинского рудного поля и располагается в борту Сеймчано-Буюндинской впадины в 40 км к юго-востоку от р. Колыма; приурочено к северному экзоконтакту только начавшего вскрываться Среднеканского (Березовского) диорит-гранодиоритового массива, сопровождаемого серией даек диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров (Горячев и др., 2003). Вмещающие породы представлены сильно ороговикованными (до пироксеновых фаций) песчано-сланцевыми породами нижней юры. Общая последовательность формирования магматических и рудных образований на месторождении следующая: 1) дайки гранодиорит-порфиров с графитом и гранатом, явно дорудные, 2) внедрение гранит-порфиров, как апикальных производных гранитного массива, расположенного на глубине, с чем связано ороговикование осадочных пород рамы, 3) формирование метасоматического и прожилкового оруденения и 4) внедрение даек «порфиритов» с ксенолитами гранитов, явно пострудных, поскольку не содержат рудной минерализации. Ксенолиты полнокристаллических гранитов в порфиритах канавы 511 свидетельствуют о неглубоком залегании кровли массива.

Рудная минерализация представлена многочисленными кварцевыми прожилками, установленными по всему месторождению (штокверк). На этом фоне выделяются линейные зоны преимущественно северо-западного простирания наиболее интенсивного прожилкования (где количество жильной массы достигает более 20 %), вскрытые в канавах. В них массивные и пятнистые метасоматически неравномерно измененные роговики, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и диорит-порфириты вмещают многочисленные кварц-сульфидные прожилки и просечки. Прожилки невыдержанные по простиранию, ветвящиеся и пересекающиеся. Мощность их колеблется от нитевидных до 5–15 см. Иногда выделяется одно преобладающее направление, которому субпараллельны наиболее мощные прожилки, а иногда прожилки разноориентированы. Состав прожилков: кварц-полевошпат-мусковит-арсенопиритовые, кварц-мусковит-сульфидные, кварц-хлорит-сульфидные, кварц-сульфидные с содержанием сульфидов от 10 до 70 %, сульфидные. Сульфидные просечки, как правило, тонкие – до 2–3 мм, сложены в основном игольчатым арсенопиритом и крайне не выдержаны по простиранию. Количество безрудной массы в жилах до 15–20 %. В местах сгущения прожилков вмещающие породы изменены до кварц-хлорит-сульфидных метасоматитов. На северном фланге толщина прожилков уменьшается, и наиболее типичны прожилки и просечки до 0,5 см.

Помимо штокверкового прожилкования в роговиках установлены также послойные и секущие линзо-, гнездо-, желвакообразные и пластовые тела кварц-сульфидных метасоматитов. Больше всего их в центральной и северо-восточной частях месторождения. Эти метасоматиты четко литологически контролируются маломощными мелкозернистыми песчаниками. Кварцевого прожилкования при этом почти нет, и крайне редко отмечаются нитевидные просечки. Роговики изменены до кварц-сульфидных, кварц-хлорит-сульфидных метасоматитов, с содержанием сульфидов (преимущественно арсенопирита, леллингита, меньше пирита и висмутовых минералов) от 5 до 80 %. Мощность пластовых тел десятки сантиметров, реже до 3 м.

Таким образом, на рудопроявлении выявлено два типа рудных тел: 1) кварцевые прожилки с арсенопиритом и леллингитом в роговиках и дайках гранитоидов; 2) хлорит-мусковит-полевошпат-кварцевые метасоматиты по ороговикованным песчаникам в роговиках с вкрапленностью арсенопирита (местами до 80 %). По всей видимости, эти два типа рудных тел – типоморфный признак изучаемого большеобъемного золото-редкометалльного мегаштокверкового оруденения надынтрузивных зон, поскольку именно такие рудные тела установлены и на рудопроявлении Чистое Бурхалинского рудного поля (Горячев и др., 2003), и на расположенном неподалеку от месторождения Малыш месторождении Чепак.

Золото ассоциирует с арсенопиритом и леллингитом, образуя мелкие включения в них, иногда в ассоциации с минералами висмута. В целом в составе установлены арсенопирит, пирротин, халькопирит, леллингит, самородный висмут, три фазы сульфотеллуридов висмута (жозеиты?) и самородное золото. Жильные минералы – кварц, хлорит, мусковит, калишпат, турмалин и флюорит. Эти минералы и обусловили элементы-примеси в составе руд (табл. 7.7). Исследования элементов-примесей в арсенопиритах показало их высокую золотоносность (от 7 до 167 г/т), высокие содержания висмута и повышенные концентрации сурьмы, а спорадически – меди, кобальта и свинца. Высокие золотоносность и содержание висмута обусловлены тончайшей вкрапленностью самородного золота и висмута в арсенопирите, видных под микроскопом. Первые данные по изотопному составу серы арсенопирита из рудных прожилков показали существенное преобладание в нем легкой серы (-7,4÷-12,0‰), подобно другим золото-редкометалльным месторождениям позднеюрско-раннемелового возраста (Горячев, 2003).

На месторождении выявляются элементы минеральной зональности с появлением высокотемпературных ассоциаций минералов – турмалин-кварцевых жил на самых нижних уровнях долин. Здесь же в жилах с высокими содержаниями золота были установлены и минералы висмута.

Таблица 7.7

Элементы-примеси в представительных пробах руд месторождения Малыш (в г/т)

Элемент	К-504-320 м	К-505-400 м	К-504-275 м	К-502-100 м	К-504-187 м	К-504-310 м
B	67	48	87	50	73	21
Pb	1,9	1,5	2,5	22	2,6	0,5
As	2,46%	0,93%	1,56%	0,87%	2,72%	22,6%
W	0,3	1,8	2,4	1,0	2,7	150
Ge	1,9	1,5	2,1	0,76	2,5	8,1
Bi	36	9	58	37	103	217
Mo	0,75	0,15	1,0	1,1	0,52	3,2
Sn	5,6	6,0	15	4,2	43	51
Li	43	42	76	13	48	–
Cu	15	7,2	17	15	61	247
Zr	48	40	44	31	73	125
Ag	0,33	0,07	0,73	4,4	1,35	3,1
Zn	14	12	17	14	20	59
Ni	2,7	1,5	10	5,3	14	10
Co	7,5	3,5	13	30	28	29
Au	–	–	–	–	4,6	16

Примечание. Спектральный анализ выполнен в лаборатории геохимии СВКНИИ ДВО РАН, прочерк – ниже чувствительности анализа.

новлены и минералы висмута. Турмалиновые грейзены, насыщенные вкрапленностью арсенопирита (до 60 %), на левобережье руч. Малыш наряду с указанными фактами позволяют предположить существование здесь центра гидротермальной активности всей рудно-магматической системы месторождения или места расположения его корневой части. Ранее нами (Горячев, 1998; Ньюберри и др., 2000) был получен по мусковиту из канавы 505 с интервала около 400 м Ar-Ar возраст – 147 млн лет. K-Ar возраст кварц-мусковитового агрегата из этой же канавы, полученный в лаборатории СВКНИИ, 146 млн лет.

Исходя из изложенного, можно заключить, что месторождение Малыш представляет собой сочетание штокверковых зон и метасоматических субсогласных тел в надынтрузивной зоне только начинающего вскрываться гранитного плутона. Об интрузивно-купольной структуре месторождения свидетельствует изучение трещиноватости роговиков и даек, согласно которому на месторождении заметно преобладают субмеридиональные трещины с падением на запад (40 % трещин), но выделяются и субширотные трещины с падением на север и юг (Горячев и др., 2003).

Большая компетентность даек, где концентрируется максимальное количество прожилков, привела к приуроченности к ним рудных столбов с содержаниями золота до 40 г/т. Однако основной объем руды – это объемный штокверк и сульфидно-вкрапленные руды в роговиках с низкими (1–3 г/т) содержаниями металла. Вкрапленное оруденение характерно именно для роговиков, а не для гранит-порфиров даек. С учетом более чем стометрового вертикального среза в рельеф и данных бурения вертикальный интервал оруденения более 300 м.

СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ (±Cu, Ag, Au) ЖИЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Модельный тип описан по работам (Миронов и др., 1989; Nokleberg et al., 2003). Этот тип месторождений представлен кварц-карбонатно-сульфидными жилами или штокверками, ассоциирующими с гипабиссальными телами гранитоидов, интрудирующих вулканические, осадочные и метаморфические породы. Интрузии, варьирующие от известково-щелочных до щелочных диоритов, гранодиоритов, монцонитов и монцогранитов, слагают небольшие массивы или рои даек. Некоторые месторождения контролируются разломами вдоль контактов между вмещающими породами и гранитоидными интрузивами. Рудные тела от пластообразных до жильных или линзовидных. Рудные минералы – самородное серебро, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, тетраэдрит, арсенопирит, аргентит, минералы Ag-сульфосолей, самородное золото и другие, более редкие, сульфиды меди и олова. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатом, баритом и флюоритом. Рудная зональность выражена в преимущественном развитии свинцово-цинковой минерализации с подчиненным количеством золота и серебра на глубине, серебро-золотой с небольшим количеством свинца и цинка – на средних горизонтах, а собственно серебро-золотой минерализации – на верхних уровнях. Сходная зональность проявлена и по горизонтали. Гидротермальные изменения выражаются в

развитии широких пропилитовых зон и узких филлизитовых и аргиллизитовых зон.

Южное свинцово-цинковое месторождение

Южное свинцово-цинковое месторождение – пример месторождений этого типа. Оно локализовано в ядре крупной синклинальной складки (рис. 7.50), сложенной валанжинскими и готерив-альбскими терригенными отложениями с линзами кремней, туффитов и глинисто-кремнистых пород с примесью пирокластики. Осадочные породы интрудируются штоком кварцевых диоритов и дайками кварцевых диоритов, диоритовых и диабазовых порфиритов.

На месторождении известно около десятка рудных жил и минерализованных зон, из которых промышленная только жила № 4, содержащая серебро-свинцово-цинковые руды (с золотом и оловом). Главные рудные минералы – сфалерит, галенит и пирротин. Реже встречаются арсенопирит, халькопирит, джемсонит, буланжерит, менегинит и блеклая руда (Казаченко, 1979). Из редких минералов присутствуют самородная сурьма, гудмундит, дискразит (Бортников и др., 1975), овихиит (Свешникова, 1979), Ag-тетраэдрит, фрейбергит, диафорит, сульфоантимонит свинца и серебра $AgPb_9Sb_6S_{18,5}$, аурostибит, сурьмянистое золото и др. (Казаченко, 1979; Kazachenko et al., 1979). Иногда встречаются пираргирит, аргентит, пирит, магнетит и касситерит. В состав рудного тела



Рис. 7.50. Схема геологического строения площади Южного месторождения (по Н.А. Носенко и др., с некоторыми изменениями).

1 – алевролиты с примесью туфогенного материала, туфоалевролиты, кремнисто-глинистые породы и кремнисто-пелитовые туффиты нижней пачки валанжинского яруса; 2 – песчаники и алевролиты верхней пачки валанжинского яруса; 3 – песчаники готерив-альбского яруса; 4 – дайки диабазовых порфиритов; 5 – дайки диоритовых порфиритов; 6 – дайки кварцевых диоритов; 7 – кварцевые диориты; 8 – меланократовые кварцевые диоритовые порфириты; 9 – рудные жилы и минерализованные зоны: установленные (а) и предполагаемые (б); 10 – разрывные нарушения установленные (а) и предполагаемые (б); 11 – элементы залегания геологических границ

став рудного тела входит комплекс редких марганцевых минералов и минеральных разновидностей – бустамит, клинопироксен, родонит, пироксмангит, пиросмалит, кнебелит, гранат альмандин-гроссуляр-спессартинового ряда, пирофанит, манганаксинит и севергенит, марганецсодержащий карбонат, марганцовистые амфиболы тремолит-ферроактинолитового ряда, даннеморит, бементит и марганцовистый гизингерит (Kazachenko et al., 1979; 1981). Кроме перечисленных минералов и кварца встречаются сфен, циркон, апатит, ломонтит, марганецсодержащий хлорит, биотит, датолит, пумпеллиит и др. (Казаченко, 2002).

Основными металлами, представляющими практический интерес, являются свинец, цинк, а также серебро, содержание которого иногда «ураганное» – до 33 кг/т. Кроме того, руды содержат олово (первые десятые доли процента), а также золото (0,1–13,64 г/т). Среднее содержание золота в верхней, наиболее мощной, части жилы 2,12 г/т. Ниже, где мощность резко уменьшается, оно менее 1 г/т. Основной минеральной формой свинца является галенит. Некоторая часть свинца присутствует в виде сульфоантимонитов (джемсонита, буланжерита, менегинита, диафорита, овихиита и др.), встречающихся реже и в меньшем количестве. Цинк сосредоточен главным образом в сфалерите. Кроме того, этот элемент в виде небольшой изоморфной примеси постоянно присутствует в блеклой руде и в диафорите.

Минералы серебра более многочисленны. Кроме пираргирита, акантита и миаргирита известен ряд редких серебросодержащих минералов – Ag-тетраэдрит, фрейбергит, диафорит, дискразит, овихиит и сульфоантимонит $AgPb_9Sb_6S_{18,5}$ (табл. 7.8).

Наиболее распространена блеклая руда, содержащая до 30,58 мас. % серебра. Этого минерала мно-

Таблица 7.8

Состав минералов золота и серебра

Минерал	Номер образца	Cu	Sb	S	Fe	Pb	Au	Ag	Zn	Сумма
Золото	Б/н		3,17				98,08			101,25
Ауростибит	Б/н		59,77				41,27			101,04
Соединения золота с серебром и сурьмой	185		32,51				46,77	20,72		100,00
			34,97				53,22	12,16		100,35
			35,00				50,58	13,68		99,26
			43,54				33,01	25,22		101,77
			24,05				55,17	18,01		97,23
Блеклая руда	185	25,35	28,06	23,45	5,60			16,03	0,50	98,93
	302	23,61	27,62	22,63	3,56			20,06	0,15	97,64
	213	25,67	28,53	22,79	3,54			17,73	0,16	98,42
	244а	27,35	28,10	22,23	3,42			16,26	0,46	97,82
	69	24,68	28,15	22,75	3,77			21,41	0,16	100,92
	287	2246	27,52	22,16	3,90			22,41	0,15	98,30
	125	28,50	28,54	24,18	3,74			16,51	0,29	101,76
	71	22,35	27,69	22,27	4,95			22,58	0,59	100,43
	293	21,06	25,29	21,72	3,81			25,20		97,08
	296	21,59	26,91	23,04	3,79			23,88	0,10	99,31
	295	19,52	28,16	22,46	3,63			28,58	0,54	102,89
	74–276	Не опр.	26,96	21,42	4,92	0,46		24,56	Не опр.	78,38
	171	16,63	26,92	21,48	5,53			30,58	0,51	101,65
Акантит	293	0,84	0,16	12,84	0,23			85,98		100,05
Диафорит	284	0,11	26,09	18,94	0,18	28,47		22,99	3,20	99,98
Сульфо-антимонит свинца и серебра	171		22,59	18,69		56,81		3,45		101,54
			22,33	18,19		54,76		4,07		99,35
			22,05	18,58		54,39		4,04		99,06
			22,20	18,34		54,70		4,07		99,31
			22,30	18,23		54,24		3,86		99,63
			22,71	17,92		54,38		3,93		98,94
Дискразит	71		23,62	0,08				73,21		96,91
Миаргирит	185	1,93	42,35	22,05	0,08			35,76		102,17

го, и именно с ним, по-видимому, связана большая часть серебра в рудах месторождения. Акантит встречается часто, но, вероятно, он всегда вторичен, возникший по фрейбергиту. Диафорит известен совместно с фрейбергитом, менегинитом, гудмундитом и арсенопиритом, а также в виде удлиненных выделений в сфалерите. Сульфоантимонит $AgPb_6Sb_9S_{18,5}$ в значительном количестве наблюдался в срастании с карбонатом, галенитом, джемсонитом и фрейбергитом. Пираргирит отмечался в виде немногочисленных богатых гранями кристаллов совместно с пренитом, манганаксинитом, манганактинолитом, гранатом и пирротином. Дискразит встречается редко, ассоциирует с фрейбергитом и другими минералами. На месторождении широко распространен галенит, содержащий до 0,24–0,50 мас.% серебра. Постоянное присутствие Ag свойственно арсенопириту (сотые доли процента) и сфалериту (сотые и десятые). Золото встречается в самородном виде (Au – 98,08; Sb – 3,17 мас.%) и в ауростибите (Au – 41,27; Sb – 59,77; ∑ 101,04). Оба минерала образуют включения в менегините, ассоциирующем с фрейбергитом, миаргиритом, сфалеритом, галенитом и самородной сурьмой. Кроме самородного золота и ауростибита в рудах встречаются микроскопические выделения соединений золота, серебра и сурьмы (см. табл. 7.8). Олово присутствует в виде касситерита, ассоциирующего с марганцевыми силикатами, преимущественно с кнебелитом. Кроме того, некоторая его часть сосредоточена в гранате (до 0,48 мас.% и, вероятно, более). Олово входит в структуру этого минерала, что, очевидно, снимает вопрос о его извлечении.

Околожильные гидротермально измененные породы делятся на приконтактовые, расположенные на контакте с жилой № 4, и на более или менее удаленные от нее, названные хлорит-полевошпат-кварцевыми (или пропилитоподобными) и серицит-кварцевыми породами (Казаченко, 1979).

Приконтактовые метасоматические породы сложены аксинитом, гранатом, калиевым полевым шпатом, амфиболом, биотитом, эпидотом, хлоритом, турмалином, датолитом, серицитом и кварцем. В них встречаются парагенезисы с ломонтитом, пумпеллиитом, клинопироксеном и другими минералами, характерные для метабазитов, метаморфизованных при средних и низких значениях температуры, общего и флюидного давления. Это обстоятельство, очевидно, связано с влиянием вмещающих отложений, среди которых присутствуют породы, близкие по химизму к магматическим породам основного состава. Минеральные ассоциации и наиболее типичные случаи строения зональности околожильных измененных пород подробно рассмотрены ранее (Казаченко, 1977, 1979, 2002). Хлорит-полевошпат-кварцевые породы слагают серии зон мощностью десятки сантиметров, реже первые метры. Зоны приурочены к системам субпараллельных маломощных трещин, выполненных манганактинолитом, кварцем, карбонатом, калиевым полевым шпатом, манганаксинитом, пирротином, сфалеритом и галенитом. Системы таких прожилков сочленяются с жилой под острым углом. В местах сочленения мощность прожилков возрастает, увеличивается количество сульфидов и манганактинолита и появляется обилие граната. На верхних горизонтах жила залегает в серицит-кварцевых породах, сохранивших признаки первоначальной структуры, содержащих кроме серицита и кварца рудные минералы и карбонат. Немного биотита, турмалина, граната, пироксенов, хлорита и калиевого полевого шпата. Гранат и пироксены слагают тонкие прожилки. Серицит-кварцевые породы не обнаруживают видимой связи с системами трещин.

Нижняя часть метасоматитов представлена грейзенизированными породами и грейзенами с топазом, молибденитом, флюоритом, турмалином и бериллом, развитыми в приконтактовой части интрузии порфировидных гранитов и в терригенных породах ее выступа (шток Лагерный). Выше развиты пропилитовые изменения (хлорит-полевошпат-кварцевые породы) и жилы, в зонах повышенной трещиноватости. Одна из них – жила № 4, верхняя часть которой залегает в гидротермальных породах серицит-кварцевого состава (рис. 7.51).

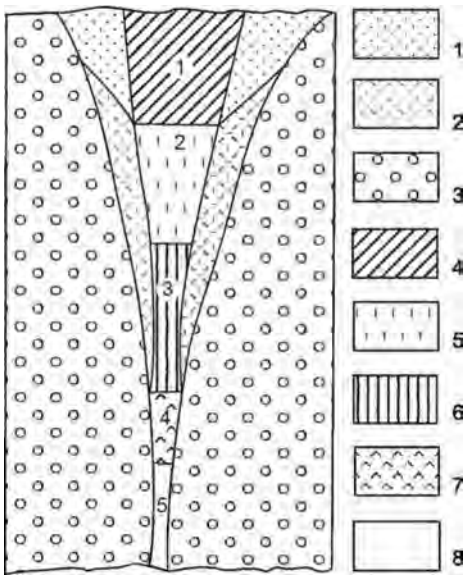


Рис. 7.51. Схематическое изображение вертикальной текстурно-минералогической зональности Южного месторождения.

1–3 – породы серицит-кварцевые (1), хлорит-полевошпат-кварцевые (2), ороговикованные (3); 4–8 – текстуры: ритмично-полосчатая (4), сложная полосчатая и ритмично-полосчатая (5), грубополосчатая (6), вкрапленная (7) и массивная (8). Цифрами на схеме обозначены минеральные зоны: галенит-сульфосольно-карбонатная (1), сфалерит-галенит-карбонатная (2), пирротиновая (с актинолитом) (3), арсенопирит-кварцевая (4), кварцевая (5). Марганцевые силикаты широко развиты в зонах 1 и 2

Мощность жилы непостоянна. Руды массивные, прожилково-вкрапленные, полосчатые, ритмично-полосчатые, брекчиевые, брекчиево-кокардовые и фестончатые, но преобладают полосчатые и ритмично-полосчатые. Между текстурами руд и их минералогией существует взаимосвязь. Массивной, прожилково-вкрапленной или грубополосчатой текстурой обладают, как правило, арсенопирит-кварцевые, арсенопирит-пирротиновые или существенно пирротиновые руды. Полосчатые руды сложены в основном пирротином и сфалеритом, пирротином, сфалеритом, галенитом и карбонатом, реже пирротином, сфалеритом и кварцем. Ритмично-полосчатая текстура характерна для руд, богатых карбонатом и сульфосолями. Массивные, прожилково-вкрапленные и грубо полосчатые текстуры слагают небольшие участки. В более мощных участках распространены руды сложной полосчатой, ритмично-полосчатой, брекчиево-кокардовой и фестончатой текстур. Последовательность образования руд разных минеральных типов, устанавливаемая по наложению одних ассоциаций на другие, отвечает последовательности формирования полос в том же сечении жилы. Более поздние полосы, приуроченные, как правило, к зальбандам жилы, содержат обломки материала более ранних, приуроченных к центральной ее части; или же материал более поздних полос присутствует и в более ранних в виде ветвящихся мелких зон, прожилков, гнезд и т. п.

Марганцевые силикаты слагают самостоятельные полосы в рудах фестончатой и брекчиево-кокардовой текстуры. Последние развиты в раздувах, где вместе с сульфидными, кварцевыми и карбонатными полосами цементируют обломки более ранних руд и вмещающих пород.

Минеральный состав и текстурные особенности жилы № 4 изменчивы. На нижних горизонтах она преимущественно кварцевая. Выше наряду с кварцем заметную роль играет арсенопирит. Еще выше жила обогащена пирротином. Здесь еще встречается арсенопирит, однако в меньшем количестве, появляются карбонат и сфалерит. Этот интервал по восстанию сменяется богатым сфалеритом, в котором заметна роль галенита. Самая верхняя часть жилы богата галенитом и сульфосолями. Можно выделить следующие зоны (снизу вверх): кварцевую, арсенопирит-кварцевую, пирротиновую, сфалерит-галенит-карбонатную и галенит-сульфосольно-карбонатную. Безводные марганцевые силикаты встречаются от верхних горизонтов рудного тела вплоть до арсенопирит-кварцевой зоны. Однако основное их количество приурочено к сфалерит-галенит-карбонатной и особенно к галенит-сульфосольно-карбонатной зонам, т. е. к самой верхней части жилы № 4. На нижних и средних горизонтах жилы, вплоть до галенит-сфалерит-карбонатной зоны, ее мощность невелика и постепенно увеличивается снизу вверх. Жила, как правило, состоит из одной-трех более или менее мощных полос, причем снизу вверх строение постепенно усложняется. Выше пирротиновой зоны мощность жилы резко возрастает, и она сложная полосчатая и ритмично-полосчатая. Здесь же появляются фестончатые и брекчиево-кокардовые участки, богатые марганцевыми силикатами.

В распределении безводных марганцевых силикатов установлена вертикальная минеральная зональность. На средних горизонтах распространены пироксен и бустамит. Несколько выше преобладают родонит и пироксмангит, а в самой верхней части жилы – кнебелит, хотя довольно часто он встречается и на средних горизонтах. Вертикальная зональность характерна и для гидроксилсодержащих марганцевых минералов, которые с безводными марганцевыми силикатами обычно находятся в реакционных взаимоотношениях. Пироксен-бустамитовой зоне отвечает развитие манганактинолита, родонит-пироксмангитовой – даннеморита, кнебелитовой – пиросмалита и бементита. С глубиной содержание фаялитового минала в кнебелите и кальциевость граната по восстанию жилы в целом понижаются (Kazachenko et al., 1979). Зональное распределение характерно и для околожильных измененных пород. На нижних и средних горизонтах (до галенит-сфалерит-карбонатной зоны включительно) развиты хлорит-полевошпат-кварцевые породы, а выше – серицит-кварцевые.

Температурные условия формирования парагенезисов с безводными марганцевыми силикатами определены по родонит-бустамитовому и гранат-родонитовому геотермометрам. Температура кристаллизации родонит-бустамитовой (± гранат, клинопироксен) ассоциации около 500 °С. Гранат-родонитовая (± пироксмангит) ассоциация кристаллизовалась в температурах 400–500 °С. Для парагенезисов с участием хорошо окристаллизованных амфиболов тремолит-ферроактинолитового ряда (и, таким образом, парагенезисов с рудными минералами) получены значения температуры, укладывающиеся в интервале 200–350°. Парагенезисы приконтактовых метасоматических пород, кристаллизовавшиеся при рудоотложении, имеют близкий интервал значений температуры – от 230 (по присутствию ломонтита и хлоритовому геотермометру) до 350° (манганактинолит, гранат и эпидотсодержащие ассоциации) (Казаченко, 2002). Верхним горизонтам свойственно чередование в сечении жилы высокотемпературных марганцево-силикатных и низкотемпературных кварц-карбонатно-сульфидных полос.

КАССИТЕРИТ-СИЛИКАТНО-СУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Модельный тип описан по работам (Kim, Shin, 1966; Радкевич, 1968; Лугов и др., 1972; Онтоев, 1974; Семинский, 1980; Togashi, 1986; Nokleberg et al., 2003). Этот тип месторождений состоит из линейных минерализованных зон, жил, штокверков с касситеритом, вольфрамитом, шеелитом и различными сульфидными минералами. Среди жильных минералов наиболее распространен кварц в ассоциации с сидерофиллитом, турмалином, серицитом и хлоритом. Рудные тела локализуются либо в экзоконтактовой зоне гранитоидных массивов, либо на некотором удалении от них во вмещающих породах – осадочных, вулканических или метаморфических. Состав ассоциирующих интрузивных пород варьирует от габбро до гранодиоритов и гранитов. Более основные разности слагают ранние фазы гранитоидных интрузий, а более кислые – поздние, непосредственно предрудные. Месторождения обычно включают многочисленные простые и сложные жилы и минерализованные зоны дробления и трещиноватости, которые контролируются крупными линейными разломами или приурочены к различным элементам концентрических или радиальных разломов, развившимся в процессе формирования вулкано-плутонических комплексов. Обычны линейные штокверковые зоны. В редких случаях на глубоких горизонтах месторождений устанавливаются небольшие зоны грейзенов, ранних этапов формирования месторождения. Рудные минералы – касситерит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, пирит, пирротин, шеелит, вольфрамит, флюорит, самородный висмут, аргентит, самородное золото, висмутин и сложные сульфосоли. К жильным минералам относятся кварц, турмалин, серицит, хлорит, а также редкие мусковит и полевой шпат. Типичные минеральные ассоциации околорудных изменений – кварц+турмалин, кварц+сидерофиллит, кварц+серицит и кварц+хлорит. Типична вертикальная зональность с развитием малосульфидных минеральных ассоциаций на глубоких горизонтах месторождений и многосульфидных – на верхних горизонтах. Примерами месторождений этого типа являются Арсеньевское и Солнечное.

Арсеньевское месторождение

Арсеньевское месторождение расположено в западной части Кавалеровского рудного района Приморья (Родионов, 2005; Родионов и др., 1988). Площадь месторождения слагают раннемеловые (апт-альбские) терригенные породы (рис. 7.52), мощность толщи которых составляет около 2000 м. Пликативные структуры на площади месторождения представлены Арсеньевской – антиклинальной и Лужкинской – синклинальной складками. Оси их, при северо-восточном простирании, полого (10–20°) погружаются к юго-западу, а крылья осложнены складками более высоких порядков. Среди разломных структур выделяются лево- и правосторонние сдвиги, надвиги, взбросы, а также структуры растяжения – раздвиги, сбросы. Сдвигам и раздвигам принадлежит главенствующее значение в структурном контроле распределения магматических пород и рудных тел.

Магматические породы месторождения проявлены преимущественно в виде дайковых свит, относящихся к трахиандезит-монцонитовой и андезит-диоритовой ассоциациям, сформированным в альб-туронский, сеноманский и палеогеновый этапы (Поповиченко, 1989).

Альб-туронский этап представлен штоками монцодиорит-порфиров и редкими дайками трахиандези-базальтов (рис. 7.53), относящихся к березовско-араратскому магматическому комплексу, подробно охарактеризованному в работах (Гладков, 1982, 1988; Поповиченко, 1989; Гоневчук, 2002; и др.).

С сеноманским этапом связано формирование мощных и широко распространенных даек гранодиорит-порфиров и очень редких – гранитов и риолитов. Гранодиориты и граниты присутствуют также в виде обломков в эксплозивных брекчиях палеогенового этапа. Возраст их составляет 80±5 млн лет (K-Ar по биотиту) (Гоневчук, 2002) и 76±4 млн лет (K-Ar по породе) (Томсон и др., 1996). Эти породы относятся к угловскому вулкано-плутоническому комплексу.

Палеогеновый этап магматизма представляют дайки высокоглиноземистых андезитов, андезибазальтов, дайки и субвулканические тела ультракалиевых риолитов, трубообразные тела эксплозивных брекчий, преобладающие в центральной части рудного поля.

На месторождении подземными горными выработками была вскрыта дайка калиевых риолитов, содержащая рудные обособления касситерит-сульфидного состава, ориентированные по флюидальности. На этом же месторождении описана дайка андезибазальтов, содержащая первично-магматические шлировые шарообразные и овоидные включения с касситеритом (Некрасов, Попов, 1990).

Руды Арсеньевского месторождения сосредоточены в двух близширотных рудоносных структурах и главным образом в свите близмеридиональных (север-северо-западных) жил. Первую близширотную структуру представляют зоны (с севера на юг): Широтная, Старушка, Турмалиновая, Новая, Третья, которые локализуются в полосе около 400 м в северной части месторождения; вторую – зоны Дорожная-1 и Дорожная-2, ограничивающие с юга наиболее продуктивную часть месторождения (см. рис. 7.52).

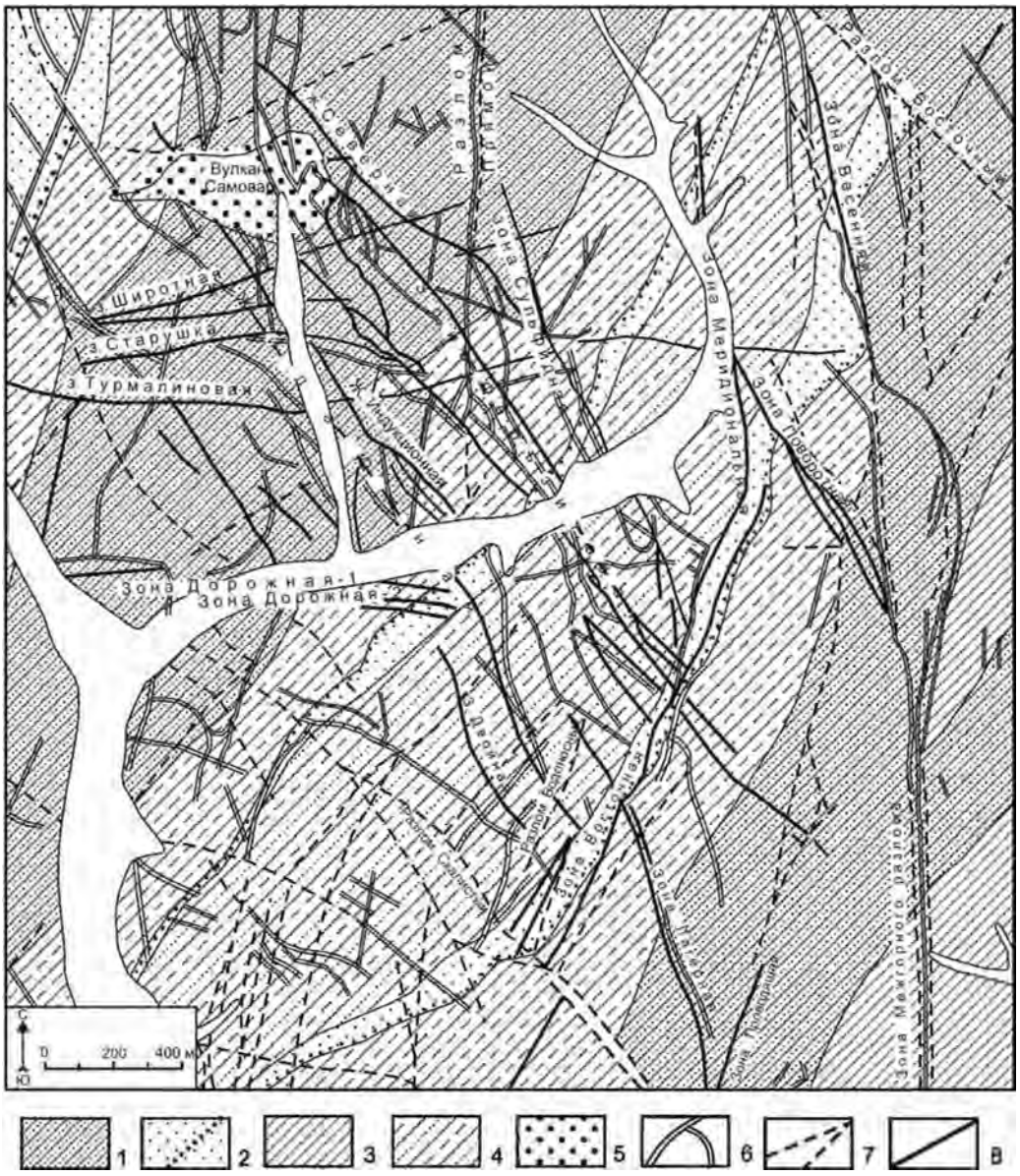


Рис. 7.52. Схематическая геологическая карта Арсеньевского месторождения (по материалам ПГО «Приморгеология»).

1, 2 – лужкинская свита (K_1): 1 – алевропесчаники нижней пачки, 2 – песчаники и конгломераты верхней пачки; 3, 4 – светловодненская свита: 3 – алевролиты верхней подсвиты, 4 – песчаники нижней подсвиты; 5 – лавы, лавобрекчии, туфобрекчии риолитов; 6 – дайки разного состава; 7 – разломы; 8 – рудные жилы и зоны

Главными в жильной серии являются жилы Южная (63 % утвержденных запасов олова), Первая (18 %), Индукционная (14 %), Февральская (5 %), сконцентрированные в полосе шириной около 300 м в зоне левостороннего сдвига (Уткин, 1989; Неволин, 1995). Наряду с ними на глубине открыты многочисленные дополнительные жилы – Первая, Вторая, Подружка, Находка и др. Главная жильная серия, при большой (до 3000 м) протяженности по простиранию и на глубину (до 1000 м), контролируется сближенными трещинами отрыва северо-западного простирания (320–340°) и крутого (ок. 70°) северо-восточного падения. На глубине 800–1000 м в прикорневых горизонтах происходит объединение рудоконтролирующих структур в линейный штокверк с жильно-прожилковыми и прожилково-вкрапленными рудами.

В широтных структурах (полоса минерализации шириной до 400 м, протяженностью по простиранию более 1000 м) главные рудные тела локализуются в минерализованных зонах дробления. Наиболее изученная из них зона Турмалиновая. На самых верхних

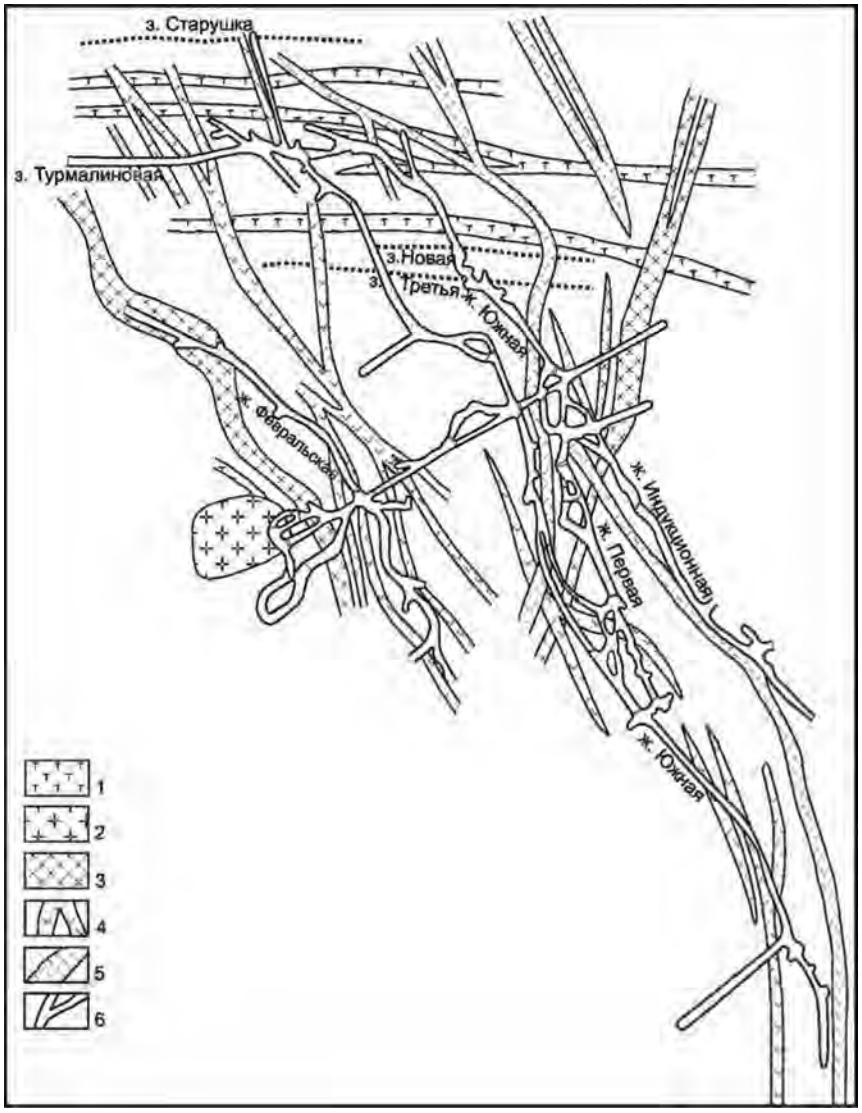


Рис. 7.53. Пространственно-временные взаимоотношения магматических пород Арсеньевского месторождения на горизонте IV (по данным Хрустального ГОКа).

1 – трахибазальты, 2 – монцодиорит-порфиры, 3 – гранодиорит-порфиры, 4 – высокоглиноземистые андезиты, 5 – ультракалиевые риолиты, 6 – горные выработки

горизонтах (до 100 м от поверхности) ее слагают кварцевые хлорититы и хлоритизированные песчаники, вмещающие жилы и прожилки кварца с сульфидами. Зона осложнена многочисленными жилообразными телами меридионального направления. Состав этих жил и основной зоны тождественный. Главными рудными минералами являются сфалерит и галенит; арсенопирит и халькопирит выступают в роли главных только на локальных интервалах; пирротин, пирит и другие сульфиды являются подчиненными. Содержания олова в зоне невысокие.

На глубоких горизонтах зону Турмалиновую слагают минерализованные турмалиновые метасоматиты. Мощность ее здесь варьирует от 0,5 до 12 м (средняя 2,5 м), падение крутое (до вертикального) южное. Текстура руд от прожилковой (призальбандовые части) до брекчиевой, местами массивной. Прожилковую структуру создают арсенопирит, халькопирит и пирротин, слагающие многочисленные прожилки в кварцевых турмалинитах. В массивных рудах центральной части значительно возрастает роль сфалерита и галенита при переменной насыщенности другими сульфидами. Форма обломков турмалинитов в брекчиевых и прожилковых рудах, их повышенная плотность, наряду с наблюдаемой полосчатостью сульфидов, свидетельствуют о метаморфизме руд. Признаки метаморфизма руд с переотложением сульфидных минералов наблюдаются

повсеместно. Этим объясняется нахождение катаклазированного арсенопирита, разложение пирротина, станнина, других сульфостаннатов с образованием характерных структур распада. Смена типа минерализации позволяет предположить, что на приповерхностных горизонтах широтных структур, контролирующих на глубине раннюю минерализацию, получают развитие руды второго этапа.

Рудные тела главного (второго) этапа – субмеридиональные жилы – слагает кварц, сопровождаемый флюоритом и карбонатом. В призальбандовой части кварцевых жил находится касситерит; а на удалении от зальбандов к центральной части – сульфиды (арсенопирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, пирит) и разные по составу минералы сульфосольной ассоциации. Осевую часть жильных тел обычно занимает поздняя, нередко доминирующая, кварц-карбонатная минерализация. Околорудный ореол кварц-хлоритовых метасоматитов обычно имеет зональное строение – с приближением к жилам степень метасоматического преобразования нарастает и непосредственно вдоль контакта жил прослеживается хлоритовая зона с наложенным касситеритом – ранним минералом жильных тел.

Вещественный состав жильных тел по простиранию и падению значительно меняется. На верхних горизонтах в северной части рудного поля ведущим жильным минералом является флюорит и только на небольших интервалах – кварц и карбонат. Среди сульфидных минералов преобладают арсенопирит, сфалерит и халькопирит; другие сульфиды при повсеместном развитии только местами образуют локальные скопления и определяют рудную составляющую жил. Касситерит и гюбнерит, относящиеся по количеству к подчиненным минералам, характеризуются очень неравномерным распределением. Кварцевые хлорититы относительно широкое развитие имеют на участках расщепления рудных жил.

В южной части жильные тела имеют преимущественно кварцевый состав, а на отдельных отрезках их около зальбандов находится касситерит, сопровождаемый хлоритом. Сульфиды в жилах имеют подчиненное значение, отделены от касситерита кварцем и представлены ассоциацией (временная последовательность) пирротин–халькопирит–сфалерит–галенит–пирит. Карбонат, ассоциирующий с сульфидами, присутствует в рудах повсеместно, а флюорит в небольших количествах отмечается на локальных отрезках жил.

На более глубоких горизонтах (до 500 м от поверхности) в сложении жил участвуют кварц и сульфиды, а на отдельных участках в роли главных жильных минералов выступают флюорит и карбонат. Кварцевые хлорититы сопровождают жилы на всем протяжении, образуя околожильный ореол. В призальбандовой части жил и прожилков в ассоциации с хлоритом концентрируется, при неравномерном распределении, касситерит. В центральной части кварц-касситерит-сульфидных жил совместно с поздним кварцем, карбонатом и цеолитами обычно локализуется гюбнерит. Из сульфидных минералов наиболее равномерно распределяются в жилах арсенопирит, халькопирит и сфалерит; галенит, пирротин, пирит и в особенности сложный комплекс сульфосольных минералов только на локальных участках образуют значительные скопления.

На удалении более 500 м от поверхности жильные тела сменяются рудными зонами, затем происходит объединение этих зон в линейный штокверк преимущественно кварц-хлорит-серицитового состава с жильно-прожилковой и прожилково-вкрапленной минерализацией. Степень метасоматического преобразования пород в штокверке очень изменчива и значительно возрастает на участках сгущения жильно-прожилковой кварцевой (с мусковитом) минерализации. Здесь в метасоматитах появляются топаз и турмалин, с кварцем ассоциируют касситерит, арсенопирит, халькопирит, редко молибденит, висмутин, пирит.

В целом минерализация глубоких (корневых) горизонтов рудных жил приобретает черты проявлений касситерит-кварцевой формации. Содержание олова здесь невысокое и значительно меняется в разных частях линейного штокверка.

Практически все олово, по запасам которого месторождение отнесено к уникальным, присутствует в форме касситерита (на долю растворимых форм приходятся первые проценты). Главным в рудах является касситерит первой (ранней) генерации, который в жилах концентрируется в призальбандовой части, а в брекчиевых рудах – около обломков кварц-хлоритовых метасоматитов в кварце. Поздние, повторные, генерации касситерита, в том числе колломорфной разновидности, имеют подчиненное развитие.

По химическому составу касситерит Арсеньевского месторождения мало отличается от касситерита других месторождений данного типа. Тем не менее в сравнении с касситеритом, например, Комсомольского района он менее обогащен железом, вольфрамом, цирконием, ниобием при концентрации индия на порядок, а скандия – примерно в 2 раза выше (табл. 7.9). Наиболее высокие содержания индия установлены в колломорфной разновидности касситерита, а касситерит в рудных телах среди даек риолитов обогащен ниобием и индием.

Главными сульфидными минералами, обеспечивающими комплексность оловянных руд, являются (во временной последовательности) халькопирит, сфалерит и галенит.

Медную составляющую в рудах месторождения представляет халькопирит, содержащий повышен-

Таблица 7.9

Зональность оруденения Арсеньевского месторождения (главная жильная серия)

Горизонты (глубина от поверхности, м)	Структурная	Метасоматическая		Геохимическая околорудных метасоматитов	Рудная		
		Дорудные метасоматиты	Околорудные метасоматиты	Бор, г/т	Фации оруденения	Типы оловянной минерализации	Типы сульфидной минерализации
Верхние (до 200)	Единичные жилы	Прожилковые пропилитовые	Карбонатно-гидрослюдистые	50	Сульфосольно-сульфидная	Касситерит-сульфидная	Сульфосольная, Pb-Bi-Ag, полиметаллическая
Средние (до 600)	Жильно-прожилковые зоны	Пропилитовые	Кварц-хлоритовые	200	Сульфидно-оловянная	Касситерит-силикатная	Полиметаллическая, колчеданная
Нижние (до 1000)	Линейный штокверк с прожилково-вкрапленным оруденением	Кварц-биотитовые	Кварц-турмалин-мусковитовые	500	Олово-молибденовая	Касситерит-кварцевая	Колчеданная, висмут-молибденовая

Горизонты (глубина от поверхности, м)	Рудно-геохимич., г/т		Минералого-геохимическая, г/т												
			Касситерит			Халькопирит			Сфалерит			Галенит			
	Mo	Ag	In	Sc	Nb	In	Ag	Bi	Mn	Cd	In	Ag	Bi	Sb	Mo
Верхние (до 200)	2	200	60	27	8	441	625	110	4000	3000	610	1500	3000	200	10
Средние (до 600)	10	100	90	21	18	475	583	140	2000	2200	130	1100	2000	500	15
Нижние (до 1000)	20	50	100	25	22	629	480	140	1000	1800	130	800	1300	400	20

Горизонты (глубина от поверхности, м)	Агрегатное состояние, состав растворов	С, мас.%	Термобарогеохимическая		
			T°C		Давление, атм.
			руд	касситерита	
Верхние (до 200)	Гидротермальные бикарбонат-хлоридно-натровые	До 10	300–100	350	100–150
Средние (до 600)	Гидротермальные натрово-хлоридные	До 30	400–200	400	150–300
Нижние (до 1000)	Гетерогенные с преобладанием хлорида натрия	До 60	500–300	450	300–450

ные концентрации серебра и индия. В разведанной части месторождения запасы меди составляют более 70 тыс. т при среднем содержании 0,73 %. С глубиной содержание меди в рудах направленно понижается от 1,2 до 0,30 % на вертикальном интервале около 500 м. Главные жилы месторождения содержат медь в количестве: Южная – 1,26 %, Индукционная – 2,0 %, Февральская – 1,52 % (на верхнем горизонте) и 0,07 %, 0,25 % и 0,21 % (на глубине 300 м).

Наиболее важные элементы-примеси в халькопирите – индий, серебро, висмут и сурьма. Индий присутствует в количестве 485 г/т. Погоризонтное распределение его в халькопирите (IV гор. – 441 г/т, VI – 450, VII – 500, VIII – 475, IX – 505, X – 629 г/т) позволяет говорить о выраженной тенденции повышения концентраций с глубиной. Наибольшее обогащение индием халькопирита отмечается на глубоких горизонтах южного фланга жилы Индукционная. При среднем содержании по месторождению около 500 г/т здесь его концентрации достигают 2000 г/т. Одновременно повышается содержание индия в сфалерите (960 г/т при среднем содержании 400 г/т).

Содержание серебра в халькопирите составляет 594 г/т при колебаниях от 200 до 2000 г/т и закономерном уменьшении от 700 до 500 г/т на вертикальном интервале 800 м. Наиболее высокие содержания установлены в халькопирите северной части жильной серии, где также достаточно представительна сульфосольная серебросодержащая минерализация.

Висмут в халькопирите присутствует в количестве от 0,003 до 0,08 % (0,0125 % среднее) при общей концентрации в сульфидных рудах жильной серии примерно в 2, а в зонах – в 5 раз выше. Главные

жилы по этому признаку не различаются; остается он также неизменным по простиранию и падению жил.

Сурьма – четвертый элемент, постоянно присутствующий в халькопирите: содержание ее составляет 0,005 % при концентрации в рудах до 0,05–0,1 %.

Сфалерит в жильных рудах Арсеньевского месторождения (кроме цинка, запасы которого составляют около 200 тыс. т) несет все запасы кадмия и значительную часть индия. Среднее содержание цинка в рудах – 2,1 %. В северной (разведанной) части месторождения его запасы составляют более 230 тыс. т. Различия жил по содержанию цинка в рудах значительны: ж. Южная – 3,2 %, ж. Индукционная – 5,5 %, ж. Февральская – 2,3 %. С глубиной на вертикальном интервале около 500 м содержание понижается в 4 раза.

Сфалериты месторождения относятся к марматитовой разновидности с железистостью от 8 до 18 %. Ведущими элементами-примесями в них являются марганец (от 0,05 до 1,0 %), кадмий (от 0,06 до 0,8 %; среднее – 0,24 %) и индий (от 0,002 до 0,180 %; среднее – 0,0406 %). По простиранию жильной свиты содержание марганца уменьшается от 0,4 % (северная часть жил) до 0,1 % (центральная часть) и затем повышается до 0,25 % (южная часть); с глубиной – уменьшается от 0,5 до 0,05 % на вертикальном интервале 500 м.

Галенит в рудах месторождения в количественном отношении уступает сфалериту (примерно в 4 раза) и халькопириту (в 2 раза). Наблюдается обогащенность свинцом северных интервалов жил и обедненность – центральной части. На указанных интервалах жил, в свою очередь, выделяются участки с разной концентрацией этого металла. Запасы свинца в разведанной части месторождения составляют более 80 т при среднем содержании 1,2 %. С глубиной при заметном повышении концентраций свинца (примерно в 2 раза на вертикальном интервале 300 м) на средних горизонтах выделяются участки с преимущественным развитием свинцовых руд, сопровождаемых сульфосольной минерализацией. Основными элементами-примесями в галените являются серебро (1342 г/т при колебаниях от 200 г/т до 8 кг/т), висмут (2133 г/т; от 50 г/т до 25,0 кг/т) и сурьма (427 г/т), находящиеся в виде включений самостоятельных минералов. Значительные вариации содержаний серебра и висмута связаны с присутствием в рудах серебро-висмутовых сульфосолей, находящихся в тесной парагенетической связи с галенитом. В распределении серебра выявлено незначительное уменьшение его концентрации с глубиной (IV гор. – 1477 г/т, VIII гор. – 1167 г/т, X гор. – 1109 г/т) и по простиранию жил с севера на юг.

Распределение висмута в галените обычно коррелирует с серебром только в блоках, обогащенных этими элементами. Кроме изоморфной примеси в галените висмут присутствует в рудах в составе висмуто-серебряных сульфосолей и собственно висмутовых минералов (висмутин, висмут самородный). На вертикальном интервале 300 м его содержание в галените уменьшается от 0,3 до 0,1 % при колебаниях на разных по глубине горизонтах от 0,9 до 0,03 %.

Сурьма в галените при среднем содержании 0,042 % по глубине распределяется относительно неравномерно (г/т): IV гор. – 0,0284, VIII – 0,052, IX – 0,0493, X – 0,0394. По простиранию жильной серии с севера на юг наблюдается незначительное понижение количества сурьмы.

В корневой (штокверковой) части жильной свиты выделяется золото-висмут-молибденовая минерализация грейзенового типа.

Концентраторами серебра, висмута и сурьмы в рудах Арсеньевского месторождения кроме рассмотренных являются сульфосольные минералы, объединенные по комплексу признаков в две обособленные группы: одна представлена серебро-висмут-сурьмяным парагенезисом в широтных зонах первого рудного этапа, другая – родственными серебро-свинцово-висмутовыми и теллур-серебро-висмутовыми парагенезисами в жилах близмеридиональной серии второго рудного этапа.

Состав серебро-висмут-сурьмяной минерализации широтных рудоносных зон определяют свинцово-сурьмяные сульфосоли – менегинит, буланжерит, джемсонит и сурьмяно-висмутовые сульфосоли ряда лиллианит-густавит-андарит, сопровождаемые пираргиритом, гудмундитом.

Серебро-свинцово-висмутовую минерализацию в рудах главной жильной серии представляют серебросодержащие свинцово-висмутовые сульфосоли ряда лиллианит-густавит, козалит, серебро-висмутсодержащий галенит, аллоклазит, самородный висмут и золото; в теллур-серебро-висмутовую ассоциацию входят самородный висмут, сульфотеллуриды висмута, теконфельдит, икунолит, висмутин, аллоказалит, золото (проба 530–702 в отличие от пробы 802–849 в предыдущей ассоциации).

В качестве минералогической примеси в рудах постоянно присутствует вольфрамит. Кроме того, вольфрам фиксируется в касситерите (0,14–0,54 % WO_3). Основная часть вольфрама связана в гюбнерите поздних кварц-халцедон-карбонатных жил и во времени следует за сульфидными и сульфосольными минеральными ассоциациями в сопровождении цеолитов и пирита. Известны находки гюбнерита, входящие в состав поздней кварц-карбонатной ассоциации. Подсчитанные запасы трехокиси вольфрама в северной части месторождения до глубины 500 м от поверхности составляют около10 тыс. т при среднем содержании 0,51 %, что сопоставимо со средними по масштабу вольфрамовыми месторождениями.

Из широкой гаммы жильных минералов отметим флюорит, который по распространенности занимает одно из первых мест, а по содержанию на отдельных отрезках является основным жильным минералом. Он присутствует в оловянных, сульфидных и вольфрамовых рудах главным образом в зернистых агрегатах; обычны также плотные и шестоватые его разновидности с гнездами кристаллов кубического и октаэдрического габитуса. При общем преобладании бесцветного флюорита широко проявлены фиолетовая, зеленая, розовая и пятнистоокрашенная его разновидности. В изменении вещественного состава жил и зон, распределении рудных компонентов, составе и геохимии жильных и рудных минералов, а также флюидных включений в них фиксируются некоторые закономерности, обусловленные особенностями генезиса Арсеньевского месторождения. Из важнейших среди них в первую очередь отметим наличие двух типов метасоматитов.

Кварц-турмалиновые метасоматиты развиты почти исключительно в северной части месторождения, где связаны с широтными рудоносными структурами первого этапа. Менее представителен турмалин в западной части месторождения, где он в парагенезисе с хлоритом слагает околорудные метасоматиты и сопровождает касситерит в кварцевых жилах.

Кварцевые хлорититы с кварцевыми жилами, несущими основную рудную касситерит-сульфидную минерализацию второго этапа, доминируют в центральной части месторождения. В южной части, на флангах жильных тел, связанных с фельзитовыми дайками, широко развиты кварц-серицитовые метасоматиты – фациальный аналог кварцевых хлорититов в кислых породах.

На самых глубоких горизонтах месторождения в корневой части жил и субширотных метасоматических тел хлорититы и турмалиниты сменяются кварц-мусковитовыми метасоматитами грейзенового типа. Хлорита и турмалина здесь немного.

На геохимическом уровне метасоматическая зональность наиболее отчетливо проявлена в распределении бора. В широтной полосе минерализации раннего этапа бора примерно в 2 раза больше по сравнению с его концентрацией в околожильных ореолах. При этом в Турмалиновой зоне бора от 0,05 % на глубине 100 м, до 0,5 % на глубине 800 м, а в окружении жил – от 0,005 % до 0,015 % на вертикальном интервале 400 м при одновременном расширении обогащенных бором участков. Жилы по сравнению с околожильными метасоматитами обеднены бором, но и в них с глубиной содержание этого элемента повышается от 0,0005 до 0,003 % на интервале 500 м. На глубине более 800 м борные ореолы широтных зон и меридиональных жил объединяются в один, который окружает рудную минерализацию с прожилково-вкрапленными рудами грейзенового типа в составе штокверка.

Зональность в распределении главных типов руд (второй этап) в целом аналогична в пределах всего месторождения и каждой конкретной жилы. В центральной по простиранию части главной жильной серии преобладают руды кварц-касситеритовой стадии, с севера и юга последовательно обрамляющиеся по простиранию касситерит-сульфидными и сульфидными рудами сульфидной, а затем поздней кварц-флюорит-карбонатной стадий. Вкрест простирания к западу и востоку оловянные руды сменяются существенно сульфидными, а по падению проявлена вертикальная зональность со сменой вольфрамовых руд сульфидными, а затем оловянными.

Олово-сульфидная минерализация раннего этапа, преобладающая в широтной рудоносной полосе, изучена неполно, и выводы по ее зональности предварительные. С глубиной в этих зонах существенно серебро-висмуто-сурьмяная минерализация сменяется олово-сульфидной с серебром и далее – существенно медно-висмут-молибденовой.

На элементном (геохимическом) уровне зональность наиболее ярко прослеживается на примере молибдена: в центральной части рудоносного блока на вертикальном интервале 1000 м содержание его направленно повышается с глубиной в 10 раз (от 2 до 20 г/т).

Вторым элементом, чутко реагирующим на глубину рудолокализации, является серебро. Наиболее обогащены серебром руды широтной полосы – 175 г/т в зоне Турмалиновая и только 80 г/т в жиле Южная и 125 г/т – в жиле Индукционная (на глубине 400 м). С глубиной в прямой связи с изменением сульфидности руд содержание серебра направленно понижается и в жилах, и в зонах.

Зональность установлена и в распределении элементов-примесей в отдельных минералах (см. табл. 7.9).

Некоторые параметры рудообразования реконструируются по результатам анализа флюидных включений в минералах. В широтной полосе оруденения (I этап, зона Турмалиновая) на верхнем горизонте (≈150 м от поверхности) образование кварцевых турмалинитов фиксируют температуры 370–325 °С, олово-сульфидной минерализации – 345–180 °С. Глубже по падению на 100 м начальные температуры формирования метасоматитов повышаются до 410 °С, на глубине 200 м – до 430 °С, а для олово-сульфидных руд достигают 400 °С. В целом по падению зоны Турмалиновая повышение температур образования турмалинитов на интервале 800 м составляло около 100 °С, а олово-сульфидной минерализации – не менее 50°С. По отдельным сохранившимся фрагментам руд раннего этапа образование кварц-турмалиновых метасоматитов в самой ранней его стадии происходило при температурах 430–475 °С, а олово-сульфидной ассоциации – при 370–400 °С.

Общий фон температурного поля главной жильной серии на поверхности с преобладающим развитием сульфидных руд определяют температуры от 300 до 200 °С. На глубине 200 м температурные условия минерализации определяют касситеритовые руды: их температуры фиксируются в интервале от 360 до 380 °С с локальным повышением до 400 °С; сульфидные отрезки жил имеют температуры до 350 °С, а вольфрамовые – до 250°С. На горизонте 500 м неоднородность температурного поля усиливается. В нем выделяются три участка оловянных руд с температурами формирования 400–450 °С, разделенные интервалами комплексных олово-сульфидных руд с температурами от 400 до 300 °С. На глубине 1000 м в неоднородном температурном поле фиксируются температуры 450–500 °С.

Таким образом, вертикальная температурная зональность минерализации хорошо выражена: на интервале примерно 1000 м по падению, с рудами жильного типа – на поверхности, жильно-прожилкового – на глубине 500 м и штокверкового – на глубоких горизонтах повышение температур образования рудных тел составляет более 200 °С. Сульфидные руды сменяются оловянными при температурах 350–360 °С.

Гетерогенные растворы во включениях – их постоянная особенность, связанная с активной тектонической обстановкой во время формирования месторождения.

Реконструкция геологических, в том числе рудообразующих, процессов показывает, что формирование Арсеньевского месторождения в основном связано с проявлением двух рудно-магматических этапов: ранне-позднемелового и палеогенового. В раннем мелу (альбе–сеномане) произошло становление трахиандезит-монцонитовой ассоциации (березовско-араратский комплекс с радиологическим возрастом 114–95 млн лет; Гоневчук, 2002), которая слагает крупнейший в Кавалеровском районе Березовский массив. На этом этапе сформировались субширотные структуры месторождения, вмещающие дайки трахиандезитов и метасоматические зоны кварцевых турмалинитов с жилами олово-сульфидных руд. Руды этого этапа принадлежат пяти последовательно сменяющим друг друга минеральным ассоциациям: 1) кварц-турмалиновой, 2) силикатов марганца (скарноидов), 3) арсенопирит-пиритовой; 4) халькопирит-пирротиновой полисульфидной со сфалеритом, станнином и сульфостаннатами, а местами с обильным магнетитом, 5) галенит-сфалеритовой с сульфосолями Sb, Ag и Pb с вероятным возрастом 93–95 ± 8 млн лет (Томсон и др., 1996).

Начало второго этапа, по представлениям большинства исследователей, фиксируется дайками диоритовых порфиритов и фельзитов с возрастом 65–52 млн лет, и в непосредственной связи с которыми следуют эоценовые (50–46 млн лет) кварц-хлорит-касситерит-сульфидные жилы (Поповиченко, 1989, 1992; Некрасов, Попов, 1990; Томсон и др., 1996). Формирование связанных с этим этапом рудных тел жильной серии происходило в три стадии: кварц-касситеритовую, сульфидную и кварц-флюорит-карбонатную (Геология, минералогия и геохимия…, 1980). Ведущие минералы первой стадии – хлорит, касситерит, кварц и арсенопирит I, второй – кварц, флюорит, пирротин, сфалерит, галенит, станин и арсенопирит II и третьей – кварц, флюорит и карбонаты.

В целом предлагаемая модель рудно-магматической системы Арсеньевского месторождения подтверждает выводы о последовательности и взаимосвязанности формирования магматических пород и двух главных типов оруденения (Гладков и др., 1981; Финашин, 1986; Рудоносность…, 1988). При этом, однако, мы не исключаем, что на месторождении по разным причинам не выявлены и не охарактеризованы рудные образования позднемелового, главного на многих месторождениях района, этапа, который фиксируется в магматической ассоциации гранодиорит-порфирами с K-Ar возрастом около 80 млн лет и гранитами даек и ксенолитов в брекчиях с K-Ar возрастом 76–80 ±5 млн лет (Томсон и др., 1996; Гоневчук, 2002), предположительно новогорского комплекса. Вольфрамовая (оловянно-вольфрамовая) минерализация может фиксировать самый поздний этап палеоценового рудообразования, широко, но не интенсивно проявленный в связи с экструзивными образованиями богопольского комплекса.

Месторождение Солнечное

Месторождение Солнечное Комсомольского рудного района (Дубровский и др., 1979) (рис. 7.54) расположено среди юрских терригенных пород, интрудированных позднемеловыми гранитоидами, на пересечении субширотного Силинского и субмеридионального Солнечного разломов. Последний, прослеженный почти на 16 км, вмещает зону Главная Солнечного месторождения (рис. 7.55). Основная часть рудных тел локализована к северу от Силинского разлома в осадочных породах позднеюрского возраста, а некоторые – непосредственно в зоне разлома. К югу от этого разлома рудные тела залегают как в терригенных, так и интрузивных породах. На севере рудоносная структура выходит в верхнемеловые вулканогенно-осадочные породы и перекрывается олигоценовыми базальтами. Особенности геологического строения, магматизма и оруденения Комсомольского рудного района описаны в многочисленных публикациях, в том числе в монографиях (Руб и др., 1962; Изох и др., 1967; Геология, минералогия и геохимия…,1971; Дубровский и др., 1979; Гоневчук, 2002; и др.).

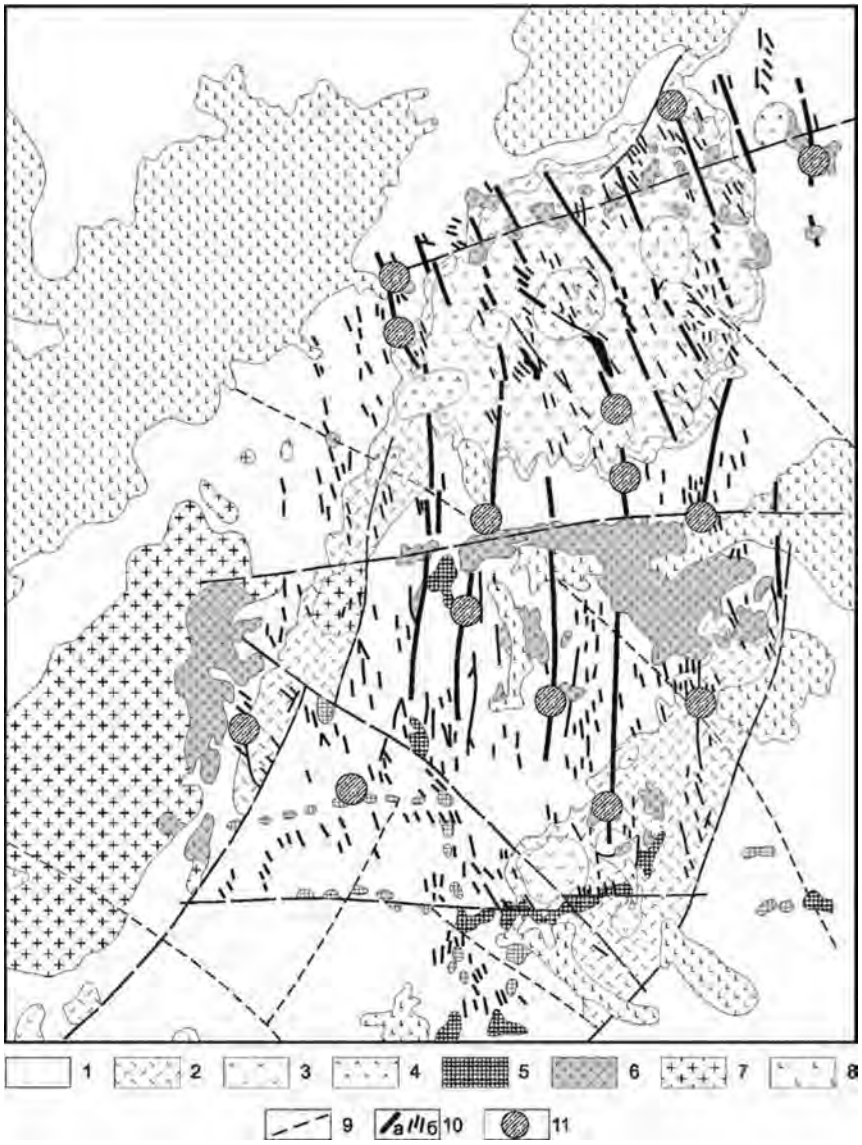


Рис. 7.54. Геолого-структурная схема Комсомольского рудного района (Геология..., 1986, с упрощениями).

1 – юрско-раннемеловой аккреционный комплекс; 2–7 – позднемеловая вулкано-плутоническая ассоциация: 2 – вулканиты преимущественно кислого состава, 3 – вулканиты преимущественно среднего состава, 4 – субвулканические сооружения преимущественно андезитового состава, 5 – гранитоиды пурильского комплекса, 6 – гранитоиды силинского комплекса (диорит-гранодиорит-гранитная формация), 7 – граниты чалбинского комплекса; 8 – неогеновые платобазальты; 9 – разломы; 10 – рудоконтролирующие структуры главные (а) и второстепенные (б); 11 – месторождения олова

Структурно Солнечное месторождение представляет линейную жильно-штокверковую зону в метаморфизованных терригенных породах, расположенную над гребневидным выступом гранитоидной интрузии (см. рис. 7.54). В экзоконтактовой зоне интрузива локализованы рудоносные в различной степени участки зоны Главной: Северо-Восточный, Северный, Центральный, Силинский, Южный и Дальний (см. рис. 7.55).

Оловянная минерализация в зоне Главная приурочена к интервалам близмеридионального простирания: Северо-Восточному, Центральному и Дальнему. В Силинском, Северном и Южном интервале оловорудных тел с промышленным содержанием не выявлено.

Зона Главная сложена кварц-турмалиновыми метасоматитами (рис. 7.56), окруженными кварц-серицитовыми породами и рассеченными преимуще-

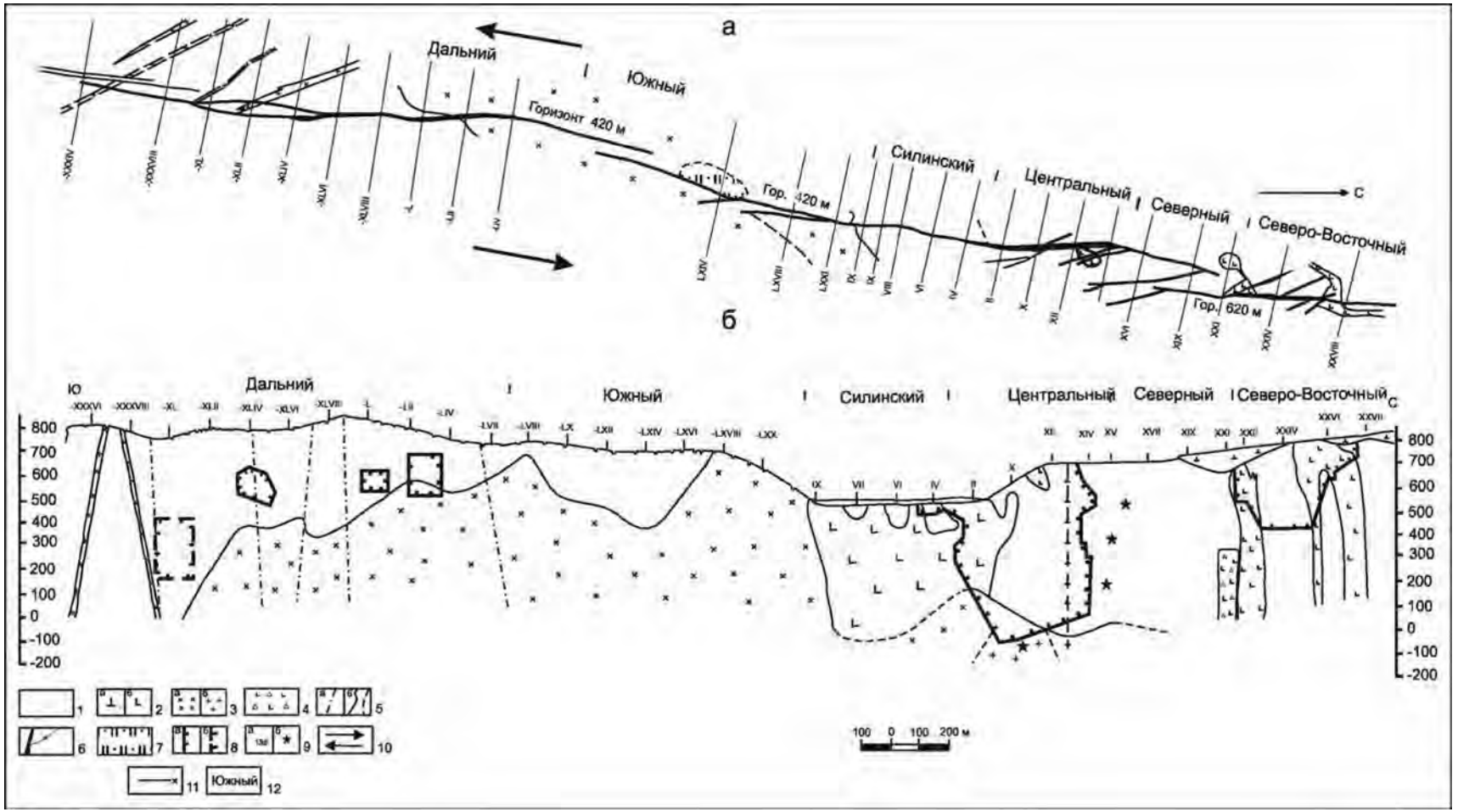


Рис. 7.55. План (а) и проекция на вертикальную плоскость (б) зоны Главная Солнечного месторождения (по материалам Комсомольской ГРЭ ДВПГО и Солнечного ГОКа).

1 – терригенные породы (песчаники, алевролиты); 2 – базальты (а), кварцевые диоритовые порфириты (б); 3 – гранодиориты (а), граниты (б); 4 – эруптивная брекчия; 5 – разрывы (а), геологические контакты (б) установленные (сплошная линия) и предполагаемые (пунктир); 6 – зоны кварц-турмалиновых метасоматитов; 7 – кварцевые метасоматиты; 8 – контуры промышленных рудных тел: установленные (а) и предполагаемые (б); 9 – буровые скважины и их номера (а); молибденит (б); 10 – направление движения блоков вдоль Солнечного разлома; 11 – геологические профили и их номера; 12 – интервалы зоны Главная

ственно в осевой части продольными жилами и разноориентированными прожилками кварца с касситеритом, иногда с вольфрамитом и арсенопиритом. Более поздние кварц-сульфидные (галенит-сфалерит-пирротиновые со станнином) жилы и прожилки прослеживаются на всем протяжении зоны, преимущественно на средних по восстанию горизонтах. Они рассечены подчиненными кварц-карбонатно-сульфидными прожилками. Наиболее поздние – кварц-кальцитовые прожилки. На Центральном и Северо-Восточном интервалах, на пересечении мощных, иногда импрегнированных касситеритом, жил кварца и более поздних кварц-сульфидных жил, образуются раздувы мощностью до 115 м. Морфология зоны осложняется апофизами, причленяющимися к ней со стороны лежачего (Центральный интервал) и висячего (Северо-Восточный) боков. Наиболее сложная морфология зоны в гранитах (см. рис. 7.55). Здесь, наряду с крутопадающими жилами и прожилками турмалинитов, выявлена серия пологих касситерит-кварц-турмалиновых и касситерит-кварц-хлоритовых жил и прожилков, слагающих штокверк мощностью до 20 м, ориентированный параллельно пологой кровле интрузии.

На интервалах с более низким содержанием олова – Дальнем, Южном, Силинском и Северном минерализация представлена маломощными касситерит-кварцевыми прожилками. На отдельных участках здесь довольно широко распространена кварц-сульфидная минерализация.

Жильные минералы представлены главным образом турмалином, кварцем и серицитом, меньше – хлоритом и карбонатами. Турмалин и кварц слагают мощные метасоматические зоны и жилы, составляющие основу оловоносных зон. Серицит и хлорит – продукты метасоматического преобразования вмещающих пород во фронтальной части турмалиновых метасоматитов. Жильный кварц и карбонаты тесно связаны с рудной минерализацией. Их последовательные генерации или модификации сопровождают рудные минералы на всем протяжении формирования месторождения.

Рудные минералы представлены главным образом касситеритом, арсенопиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, пиритом и пирротином, а вольфрамит, станнин, шеелит и буланжерит менее распространены. Редкими являются самородные висмут и серебро, пираргирит, висмутин, блеклая руда, менегенит, висмутовый джемсонит и магнетит. В обширной группе гипергенных минералов зоны окисления главенствуют гидроокислы железа (гидрогетит и гематит), часто с примесью пиролюзита, карбонаты (церуссит) и сульфаты (ярозит и плюмбоярозит).

Главные рудные минералы насыщены редкими и рассеянными элементами, входящими в их кристаллическую решетку (In, Sc в касситерите, In в сфалерите) или образующими микровключения самостоятельных минеральных фаз (самородные серебро и висмут, висмутин, матильдит и пираргирит в галените, сфалерите, халькопирите и других минералах). Особый интерес представляют выявленные в халькопирите и арсенопирите повышенные содержания платины (Коростелев и др., 2001).

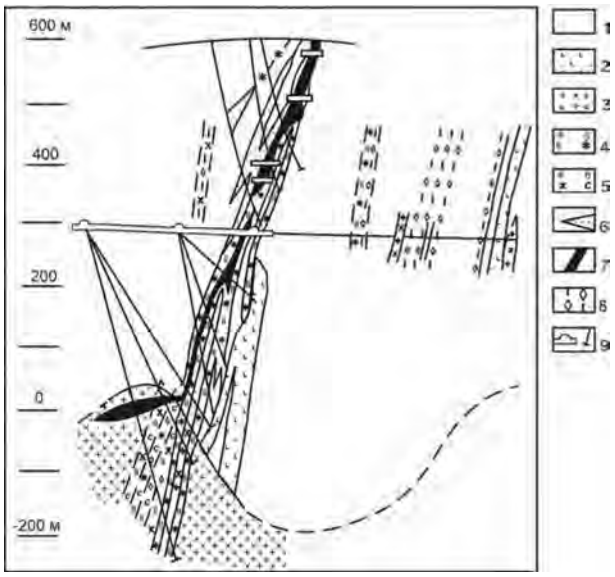


Рис. 7.56. Разрез через центральную часть месторождения Солнечное (по материалам Комсомольской ГРЭ ДВПГО и Солнечного ГОКа).

1 – породы юрского терригенного комплекса; 2 – диоритовые порфириты (кварцевые диориты); 3 – граниты и гранодиориты силинского комплекса; 4–6 – метасоматиты: 4 – кварц-турмалиновые (а – кварц, б – турмалин), 5 – кварц-хлорит-мусковитовые (а – хлорит, б – мусковит); 6 – кварциты; 7 – участки, насыщенные жильным кварцем с касситеритом; 8 – визуально наблюдаемый по керну скважин в гранитоидах минерал – молибденит; 9 – подземные горные выработки и скважины

Молибденовая минерализация, развитая на глубоких горизонтах Солнечного месторождения, локализована в многочисленных трещинах северо-западного простирания в лежачем боку зоны Главная (интервал Центральный) и в телах эруптивных брекчий висячего бока (интервал Северо-Восточный) (Коростелев и др., 1998). Морфологически она представляет удлиненный штокверк. Интенсивность молибденовой минерализации увеличивается по мере приближения к кровле гранитной интрузии и возрастания степени ороговикования вмещающих пород.

Кроме кварца, полевых шпатов (ортоклаза, альбита и андезина) и биотита в жилах установлены топаз, карбонаты (анкерит и кальцит), флюорит, ортит, рутил, а рудные минералы кроме молибденита и арсенопирита представлены леллингитом, шеелитом, иногда халькопиритом и пиритом, самородным висмутом, висмутином, козалитом, сульфотеллуридами

(жозеитом А и В), теллуридами висмута (хедлиитом) и самородным золотом (Коростелев и др., 1998). Касситерита в молибденовых рудах нет, а олова не более 80 г/т. В молибдените присутствуют микровключения минеральных фаз, содержащих Nb до 2,2 мас.%, Re, Os, и сложных Os – Tl фаз (наноминералов).

Исследования флюидных включений показывают, что месторождение формировалось в условиях последовательного понижения температуры и смены состава рудообразующих растворов (рис. 7.57). Первый гидротермально-пневматолитовый (молибденовый) этап характеризуется наиболее высокой температурой гомогенизации (до 450 °С), сложным хлоридно-натриево углекислотным составом и агрегатным состоянием первичных включений в минералах (твердая фаза – до 50 % объема и газовая – до 90 %). Второй (оловянный) этап происходил при температурах 410–320 °С из хлоридно-натриевых высококонцентрированных гидротермальных растворов (твердая фаза – до 30 % объема и газовая – до 40 % объема). Он завершился отложением значительного количества сульфидов.

Как показали Т.М. Сущевская с соавторами (1990) и В.Г. Гоневчук (2002), предрудная кварц-турмалиновая ассоциация формировалась при $lgfO_2$ –35,0, а главная продуктивная – $lgfO_2$ –34,0. Изменение окислительно-восстановительного состояния системы в процессе минералообразования подтверждается изменением изотопного состава $\delta^{18}O$ и δD флюидов (Сущевская и др., 1989), что позволяет предполагать их смешение с метеорными водами в зоне разгрузки.

Изучавшие изотопный состав серы Г.Д. Загряжская и В.А. Гриненко (1981) указывают на единый глубинный источник серы молибденовой и оловянной минерализации Солнечного месторождения, отмечая при этом облегченный состав $\delta^{34}S$ молибденита и ассоциирующего с ним арсенопирита. Полученные нами дополнительные материалы уточняют приведенные ими данные и показывают широкий разброс $\delta^{34}S$ этих минералов, в которых наряду с облегченной серой присутствует и «тяжелая» – глубинная.

В процессе рудообразования выделены три этапа (см. рис. 7.57). Ранний постмагматический (Дубровский, Аракелянц, 1973) этап формирования кварцевых турмалинитов с незначительным содержанием олова связан со становлением кварцевых диоритов – гранодиоритов (95–86 млн лет). Следующий гидротермально-пневматолитовый этап – молибденово-редкометалльный (86 млн лет) связан с поздними интрузиями гранодиорит-гранитного состава (85 млн лет) (Ishihara et al., 1997). Он проявился не столь интенсивно, как предыдущий и последующий, и отличается от них высокой активностью фтора, что привело к образованию в составе молибденитсодержащих кварц-полевошпат-биотитовых жил и прожилков фторапатита, топаза и значительных количеств флюорита. Гидротермальный – главный оловорудный этап завершал процесс постмагматического минералообразования и был связан с остаточным гранитоидным очагом, сформировавшимся при кристаллизации гранодиоритов и гранитов предыдущего этапа, индикаторами которого могут быть турмалиновые граниты.

КОБАЛЬТ-СЕРЕБРО-АРСЕНИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Данный модельный тип описан по работам (Горячев, 1999, 2003; Гамянин и др., 2003). Этот тип оруденения выделен нами впервые из-за его минерало-геохимического своеобразия. Комплексные месторождения олова, кобальта, висмута, серебра, селена и теллура широко распространены в Сеймчанском районе, образуя ареал площадью около 400 км^2 в бассейне среднего и нижнего течения р. Верина (месторождения Верхне-Сеймчанское, Ветвистое, Волочек и Ветровое). Оруденение представлено серией субмеридиональных крутопадающих жил и зон кварц-хлоритового и кварц-турмалинового состава с арсенидами и сульфоарсенидами кобальта и никеля. Они тесно ассоциируют с веринским комплексом даек и малых интрузий, образующих свиту субмеридионального простирания в восточном экзоконтакте Каньонского гранитного массива и прорывающих его (Соколова, 1956). Ar-Ar возраст гранитов Каньонского массива 146 млн лет (Ньюберри и др., 2000). Рудные тела рассекают дайки и небольшие штоки гранит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров веринского комплекса – самых молодых магматических образований района. Вмещающими породами служат песчано-сланцевые отложения позднего триаса, ранней и средней юры. Месторождения характеризуются большим количеством рудных тел (Верхне-Сеймчанское – 17 и Волочек – около 40), протяженность которых от 100 до 1500 м, а мощность – от сантиметров до 9 м, при средней 0,7 м. Большинство рудных тел субмеридиональные крутопадающие и прослежены по вертикали на 450 м. Для них характерны брекчиевые, друзовидные, крустификационные, полосчатые текстуры и тонкозернистые структуры рудных агрегатов. В отдельных случаях известны колломорфные агрегаты хлорита и кварца. Все это свидетельствует не только о малой глубине формирования руд (Соколова, 1956), но и о сложной тектонической истории рудообразования с резкими перепадами давлений.

Особенность состава руд – большое число минералов, из которых только эндогенных более 50

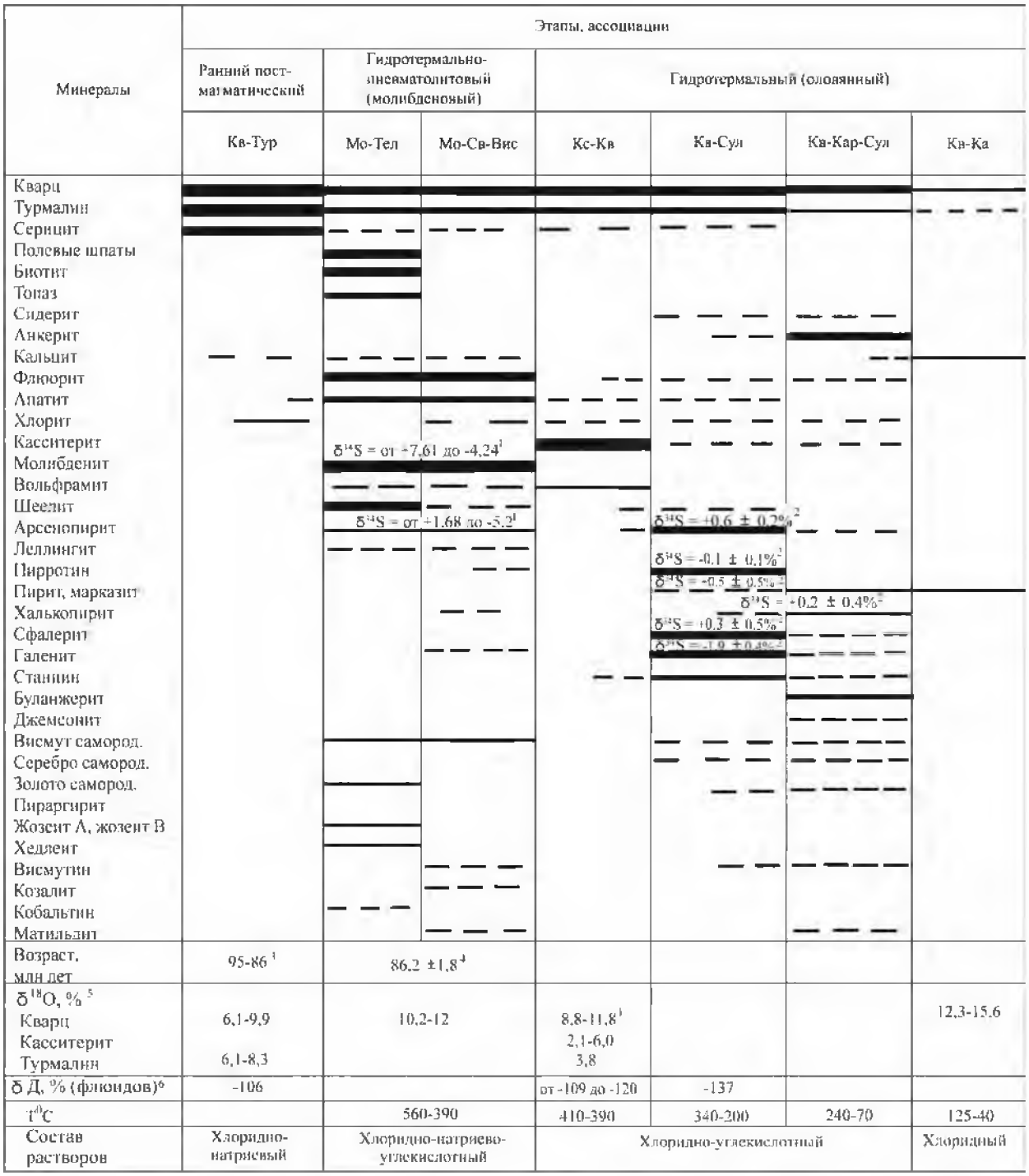


Рис. 7.57. Парагенетическая схема Солнечного месторождения

Цифры на схеме: 1 – анализы выполнены в ИГЕМ; данные: 2 – по: Закряжская-Гриненко, 1981; 3 – по: Дубровский, Аракелянц, 1973; 4 – по: Ishihara et al., 1997; 5 – по: Сущевская и др., 1990; 6 – по: Сущевская и др., 1991. Кв – кварц, Тур – турмалин, Мо – молибденит, Тел – теллур, Св – свинец, Вис – висмут, Кс – касситерит, Сул – сульфиды, Кар – карбонаты, Ка – кальцит

(Синдеева, 1959; Соколова, 1956). Преобладают кварц, турмалин и хлорит, в заметных количествах встречаются кобальтин, шмальтин, арсенопирит, пирит, пирротин, глаукодот, скуттерудит, мусковит, кальцит, аксинит и адуляр. Менее распространены хлоантит, герсдорфит, раммельсбергит, висмутин, гуанохаутит, сфалерит, галенит, халькопирит, гессит, тетраэдрит, самородный висмут, флюорит, сидерит,

эпидот, циркон, ксенотим и апатит. Очень редко встречаются золото, креннерит, миллерит, станнин, канфильдит, аргиродит, тетрадимит, тиманнит, брейтгауптит, беегерит, никелин, прустит и пираргирит. Они отлагались в течение четырех стадий минерализации (Грачева, Крылова, 1959), нередко образуя несколько генераций. Ранняя метасоматическая кварц-хлорит-турмалиновая стадия сопровождает жильную турмалин-хлорит-кварц-сульфоарсенидную – главную олово-промышленную. Третья полисульфидно-кварцевая стадия с флюоритом и минералами серебра, селена и висмута – сереброносная. С ней связаны околожильная серицитизация, карбонатизация и сульфидизация. Четвертая кварц-кальцитовая стадия с флюоритом – пострудная. На отдельных месторождениях отмечается вертикальная зональность минерализации: на верхних горизонтах преобладают хлорит-кварцевые рудные жилы, а на нижних – кварц-турмалиновые. Сложный минеральный состав обусловил и комплексную геохимию оруденения. По нашим данным, среднее содержание серебра в рудах около 200 г/т (в отдельных случаях до 500), много мышьяка (до 15 %), кобальта (до 3 %), никеля (до 0,50 %), цинка (до 2,25 %), свинца (до 0,27 %), висмута (до 1,5 %) и, что необычно, циркония (до 0,16 %). В рудном концентрате отмечается золото до 145 г/т (Синдеева, 1959). Этот тип оруденения может быть полигенным.

Верхне-Сеймчанское месторождение

Верхне-Сеймчанское месторождение типично и наиболее изучено. Оно детально разведано по простиранию на несколько километров, на глубину 450 м и существенно отработано (Грачева, Крылова, 1959; Очерки..., 1994). Оруденение локализовано среди юрских и триасовых песчано-сланцевых отложений, прорванных дайками гранодиорит-порфиров и штоками гранодиоритов и гранит-порфиров. Вмещающие породы образуют синклинальную складку, осложненную асимметричными изоклинальными второстепенными складками. Они разбиты серией разломов различной протяженности и ориентировки. Основным рудоконтролирующим разломом является Главный разлом северо-восточного простирания. Ведущие рудные тела месторождения причленяются к нему под острым углом преимущественно в висячем (четыре рудных тела) и реже (одно тело) в лежачем боку. Рудные тела локализованы в трещинах отрыва, реже – скола и простираются преимущественно в северо-восточном, реже северо-западном или субмеридиональном направлениях с крутым падением на северо-запад и юго-восток. Они обычно протягиваются на сотни метров, реже более 1 км, а по простиранию и по падению – на первые сотни метров. Мощность их непостоянна, часты раздувы до 1 м и пережимы до 1 см, нередки апофизы (Грачева, Крылова, 1959). Они обладают сложным строением. Обычно это зоны дробления вмещающих пород, сцементированные жильным (кварц-хлорит-турмалиновым) материалом. В таких зонах отмечаются и кварцеворудные жилы, число которых с глубиной резко уменьшается. Кроме таких тел, имеющих промышленное значение, на месторождении развиты метасоматические тела с бедными рудами.

Средний минералогический состав руды: 97–98 % жильных минералов, 0,6 % кобальтина и глаукодота, 0,1 % эритрина, по 0,4 % пирита и пирротина, 0,5 % окислов железа, 0,05 % минералов висмута, 0,08 % арсенопирита, по 0,02 % галенита и сфалерита, 0,04 % халькопирита и 0,01 % минералов селена и теллура. Из минералов кобальта установлены также шмальтин и скуттерудит (Демин, 1949). Кобальтин – главный минерал руд. Он образует вкрапленность, гнезда и прожилки в жильной массе. Часто цементирует обломки измененных вмещающих пород. Руды сформированы в четыре стадии минерализации (Демин, 1949; Грачева, Крылова, 1959): раннюю – метасоматических изменений (кварц-хлорит-турмалиновую); вторую – турмалин-хлорит-кварц-сульфоарсенидную (главная промышленная), преимущественно жильного выполнения; третью – полисульфидно-кварцевую с флюоритом (наиболее интенсивно проявлена на нижних горизонтах месторождения) и, вероятно, минералами селена и теллура; четвертую – пострудную стадию, представленную халцедоновидным кварцем, кальцитом и флюоритом.

Околожильные изменения выражены слабо (их мощность десятки сантиметров, реже 1–2 м) и представлены турмалинизацией, хлоритизацией, окварцеванием и меньше серицитизацией, карбонатизацией и сульфидизацией. Последние более поздние, наложенные на первые (Грачева, Крылова, 1959), что позволяет предполагать формирование руд в два этапа: ранний – собственно кобальтовый и поздний – полисульфидный. С глубиной в рудах хлорит сменяется турмалином и уменьшаются концентрации кобальта, а мощность рудных тел не меняется. Содержание Co в рудах 0,014–2,5 %, Bi – 0,02–0,75 %, Se – 3–37 г/т, Te – сл.–24 г/т, Au – до 5 г/т, Ag – до 450 г/т. Запасы руд 821 т, а добыто 744 т. В рудном узле известно еще три рудопроявления – Ветровое (0,08–2,3 % Co, до 0,5 % Bi, примесь Au, Ag, Se, Te), Волочек и Ветвистое – с легкообогатимыми рудами.

Аналогичного типа оруденение известно и в Сеймчано-Арманском районе Северного Приохотья. Оно приурочено к экзоконтактовой зоне Лево-Сеймчанского гранитоидного массива и представляет собой серию кварц-хлоритовых жил и зон с кобальтовой минерализацией (Умитбаев, 1986). Главный рудный минерал – кобальтин, реже встречаются кобальтсодержащий арсенопирит (в отдельных жилах

он – главный) и глаукодот. Типичны минералы висмута, а из жильных – турмалина, флюорита и карбоната. В отдельных жилах бассейна р. Армани установлены также селеновые минералы (Демин, 1949).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛЮМИНИЯ В НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТАХ

Проявления глинозема связаны с нефелиновыми сиенитами раннепалеозойского (537 млн лет) анмандыканского комплекса щелочных пород Омолонского кратонного террейна. Основная часть этого вида минерального сырья представлена высокоглиноземистыми разностями щелочных пород второй и третьей фаз комплекса. Вторая фаза представлена лейкократовыми щелочными и нефелиновыми сиенитами, а третью фазу составляют слюдяные нефелиновые и содалит-нефелиновые сиениты. Породы соответствуют щелочным и фельдшпатоидным сиенитам, характеризуются значительным содержанием щелочей и высокой глиноземистостью и принадлежат к калиевой серии. Рассматривая эти породы как источники минерального сырья, можно выделить ряд рудопроявлений в плутонах щелочных пород, из которых наиболее значимы *проявление Молькаты* и *Анмандыканский массив*. Нефелиновые сиениты второй фазы Молькатского массива занимают площадь около 8 км^2 и образуют вытянутые, реже изометричные тела. Количество глинозема (по данным 4 анализов) 20,3–23,05 %, кремнезема – 56,86–61,09, оксидов калия и натрия – 13,21–14,65, окиси железа – 1,67–2,61 %. Ресурсы глинозема составляют около 150 млн т (А.В. Чайцын, 1989 г., не опубл.). В Анмандыканском массиве многочисленные линзовидные и пластообразные тела нефелиновых сиенитов концентрируются в приконтактовой зоне массива. Ресурсы глинозема составляют около 300 млн т.

НИОБИЙ-ЦИРКОНИЙ-РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В СИЕНИТАХ

Модельный тип описан по работам (Коваленко и др., 1985, 1995; Владыкин, 1983; Андреев и др., 1994; Коваленко, Ярмолюк, 1995; Nokleberg et al., 2003; Когарко, 1999, 2002). Этот тип месторождений представлен массивами щелочных гранитных пород, содержащих ниобий-цирконий-редкоземельные минералы. Минерализация обычно приурочена к апикальным частям интрузивных массивов и связана с сильно фракционированными магматическими фазами, включая щелочные пегматиты. Рудные тела локализуются в 1) эндоконтактах щелочных плутонов, состоящих из метасоматически измененных щелочных сиенитов (нордмаркитов), и 2) вулканических щелочных породах (комендите, пантеллерите, щелочном трахидаците, трахириолите и трахибазальте), интрудированных редкоземельно-альбитовыми нефелиновыми сиенитами. Рудоносные гранитоиды состоят из калиевого полевого шпата, кварца, альбита, арфведсонита, эгирина, флюорита, и различных редкоземельных минералов, таких как элпидит, гитинцит, циркон, полихлор, монацит, REE флюокарбонат, полилитионит и др. Вторичные минералы – эпидот, ортоклаз и постмагматический альбит. Месторождения обычно вмещаются микроклин-альбитовыми гранитами и метасоматическими породами, состоящими из кварца, альбита, пироксена и микроклина. Кварц-эпидотовый метасоматит содержит циркон, фергусонит, алланит, чевкинит и титанит. Акцессорные минералы включают амфибол, магнетит, циркон, эпидот, ильменит, флюорит, берилл, чевкинит, пирит и галенит.

Ниобий-циркониевые месторождения Приморья

Ниобий-циркониевые месторождения известны в южной части Приморья (Залищак, 1978). *Месторождение Соболиха (Иденгу)* вмещается юрской олистостромой – переслаивающимися алевролитами и песчаниками с глыбами и обломками песчаников, кремнистых пород и базальтов. Эти породы прорваны серией мелких интрузий щелочных сиенитов сложной формы, являющихся апофизами залегающего на глубине крупного интрузивного массива, что подтверждается данными бурения. В широкой зоне экзоконтакта вмещающие осадочные породы превращены в роговики, по которым развиты марганцево-железисто-альбитовые, биотит-амфибол-альбитовые, рибекитовые и эгириновые метасоматиты.

Рудная зона представлена минерализованными метасоматитами и вместе со щелочными сиенитами представляет собой тело неправильной формы площадью 0,35 км^2, вытянутое субширотно (Залищак, 1966). Комплексное оруденение распространено до глубины 500 м. Ниобиевая минерализация связана с ильменорутилом, образующим очень тонкую (0,01–0,03 мм) вкрапленность в метасоматитах. Содержание Nb_2O_5 в ильменорутиле 16,8 %. Сопутствующие элементы – редкие земли иттриевой и цериевой групп в монаците, ксенотиме, апатите и др. Распределение полезных компонентов в рудной зоне невыдержано.

Средние содержания элементов в рудных зонах: Nb_2O_5 – 0,13 % (колебания 0,05–0,9 %), Y – 0,03 % (0,02–0,27 %), Ce_2O_3 – 0,13 % (0,07–0,64 %), La – 0,07 %, Σ TR – 0,3 % (до 1,77 %).

Площадь *месторождения Шумное (Погское)* сложена позднеюрской-раннемеловой олистостромой, представленной алевролитами и алевропесчаниками с прослоями песчаников. В матриксе присут-

ствуют крупные обломки и глыбы кремней, песчаников, кристаллосланцев, кремнистых пород и базальтов. Осадочные породы прорваны плитообразным массивом нефелиновых сиенитов, вытянутым в северо-восточном направлении на 6 км при ширине 0,5–0,7 км (Залищак, 1978). Массив имеет крутые контакты с падением на северо-запад. В массиве распространены жилы трахитоидных нефелиновых сиенит-порфиров и бостонитов. Весь интрузивный массив интенсивно альбитизирован и хлоритизирован, кроме того, развиты зоны метасоматических альбититов. Последние располагаются кулисообразно и представляют собой рудные тела, вытянутые в северо-восточном направлении. Протяженность их 0,1–2 км, а мощность – от 10 до 150 м. Переходы к альбитизированным сиенитам постепенные. Рудоносность обусловлена присутствием лопарита, пирохлора, циркона, сфена и апатита. Выделено 4 типа руд: альбитизированные серицитизированные сиениты, альбитизированные и хлоритизированные сиениты, пегматоидные сиениты и альбититы. Два последних типа наиболее обогащены ниобием, но относительно мало распространены.

Основной полезный компонент – ниобий, содержание Nb_2O_5 колеблется от 0,1 до 0,85 %, среднее по месторождению 0,12 %. Содержание пятиокиси тантала незначительно – от 0,002 до 0,025 %, а среднее – 0,007 %. Соотношение Ta:Nb=1:17. Значимым попутным компонентом является цирконий, среднее содержание по месторождению ZrO_2 – 0,45 %. Месторождение относится к группе пирохлор-цирконие-вых в альбититах. Основной носитель ниобия – пирохлор образует мелкие кристаллы (0,01–0,3 мм), присутствующие либо в виде мелкой вкрапленности, либо по тонким трещинам в породе. Редкие земли (до 40 % от общего количества) содержатся в лопарите, а часть в апатите.

Поперечное месторождение вмещается девонской риолитовой толщей, состоящей из собственно риолитов, постепенно сменяющихся трахириолитами и реже встречаются лавобрекчии риолитов и дациты. Риолиты интенсивно изменены щелочным метасоматозом. Вулканиты перекрыты пермскими песчаниками, алевролитами и неогеновыми базальтами.

Тантал-ниобиевая минерализация локализована в щелочных полевошпатовых метасоматитах, развивающихся по кулисно расположенным дайкообразным телам, сложенным своеобразными сиенитоподобными породами – лейкократовыми разновидностями трахириолитов существенно полевошпатового состава (микроклинового и микроклин-альбитового) с незначительным количеством эгирина и арфведсонита.

Дайкообразные рудные тела характеризуются сложным и неоднородным строением, выражающимся частой перемежаемостью метасоматических пород различного состава и крайней неравномерностью в распределении рудной минерализации. Выявлены две основные рудные зоны, вытянутые в северо-восточном направлении. Длина их соответственно 870 и 230 м, мощность – 30 и 25 м, а распространение на глубину 500–230 м. Рудные зоны четковидные с пережимами, падение их крутое до вертикального. Распределение минерализации неравномерное, руды тонковкрапленные (0,1 мм и мельче). Содержание полезных компонентов: Nb_2O_5 – от сотых долей до 1–3 %, среднее по зонам – 0,6 и 0,3 %, среднее содержание Ta_2O_5 – 0,018 %. Помимо ниобия как основного компонента в весьма повышенных количествах присутствуют цирконий и редкие земли. Содержание ZrO_2 – 0,6–1,7 %, в редких случаях до 3 %, среднее – 1,0 %, а Σ TR – 0,22 %. С глубиной интенсивность редкометалльной минерализации возрастает, но распределение компонентов неравномерное.

Основные минералы – концентраторы редкометалльной минерализации: ниобия и тантала – колумбит, пандаит и баотит при очень низком содержании в них Ta и высоком Nb; циркония – циркон и циртолит. Кроме собственных минералов ниобий содержится в ильмените, бруките и рутиле. Редкие земли концентрируются в монаците, ортите и апатите.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНОАЛТАЙСКОГО (КУРОКО) ТИПА

Модельный тип описан по работам (Яковлев, 1978; Singer, 1986; Nokleberg et al., 2003). Этот тип месторождений представлен залежами Zn-Pb-Cu сульфидов, локализованными среди морских вулканогенно-осадочных толщ кислого или среднего состава. Рудные тела представлены стратиформными залежами массивных руд и штокверковыми зонами. Стратиформные залежи массивных руд обычно овальные в плане и располагаются над штокверковыми зонами, которые, как правило, воронкообразны и локализуются в силицифицированных риолитах. Снизу вверх месторождение сложено следующими зонами: 1) кремнистая штокверковая руда (пирит–халькопирит–кварц), 2) «желтая» руда (стратиформный пирит–халькопирит), 3) «черная» руда (стратиформный сфалерит–галенит–халькопирит–пирит–барит), 4) баритовая руда и 5) тонкие слои железистых кремней. Также могут присутствовать линзовидные или неправильные залежи гипса и (или) ангидрита. Главные рудные минералы месторождения – пирит, сфалерит, галенит и халькопирит. В подчиненном количестве отмечаются теннантит, тетраэдрит, борнит, электрум, штромейерит, аргентит, самородное серебро и энаргит. Жильные минералы включают барит, гипс, ангидрит, кальцит, доломит, кварц, хлорит и серицит. Вмещающие породы на нижних гори-

зонтах и вдоль висячего борта рудных залежей интенсивно гидротермально изменены. Зоны серицитовых, монтмориллонитовых и Mg-хлоритовых метасоматитов обрамляют стратиформные залежи. Со штокверками ассоциируются кварцевые, серицитовые и Mg-хлоритовые метасоматиты. Месторождения этого типа широко распространены на северо-востоке Японии и на Рудном Алтае. На Востоке России пока единственным относительно хорошо изученным объектом рассматриваемого типа является мелкое месторождение Валентиновское на Курильских островах.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МАРГАНЦЕВО-ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Модельный тип описан по работам (Eckstrand, 1984; Синяков, 1988; Варенцов, Рахманов, 1978; Koski, 1986; Nokleberg et al., 2003). Этот тип месторождений представлен пластовыми или линзообразными скоплениями магнетит-гематитовых и/или браунит-хаусманит-родохрозитовых руд в вулканогенных и осадочных комплексах. Среди вмещающих пород наиболее типично переслаивание сланцев, кремней, яшм, известняков, морских базальтов, туфов разного состава, спилитов, кремнистых кератофиров и граувакк. Вмещающие мафитовые вулканические породы отличаются от толеитовых базальтов более высоким содержанием K, Na и Ti. Наиболее благоприятны для локализации руд толщи с преобладанием кремнисто-терригенных пород при подчиненном количестве вулканогенных. Рудные тела могут располагаться как вблизи, так и на значительном удалении от экструзивных центров в подводных вулканических поясах, связанных с системами глубинных разломов и рифтовых зон. Главные минералы месторождения – магнетит, гематит, сидерит, Mn сидерит, браунит, хаусманит, родохрозит, пирит и пирротин. Иногда руды содержат железо-марганцевые минералы сложного состава. Характерно широкое развитие оксидов марганца и железа в верхних частях месторождений и вдоль разломов. К числу ассоциирующих минералов относятся кварц, различные силикаты и карбонаты железа и марганца, хлорит, амфибол, биотит, полевой шпат и халькопирит.

Марганцево-железорудные месторождения Удско-Шантарского бассейна

На Востоке России вулканогенно-осадочные марганцево-железорудные месторождения широко распространены в Удско-Шантарском бассейне. Вмещающие их породы представлены сложным вулканогенно-осадочным комплексом, в котором выделяются устойчивые породные ассоциации: вулканогенно-известняковая, известняково-кремнистая, вулканогенно-кремнистая, кремнистая, сланцево-кремнистая и кремнисто-терригенная. Вулканические породы представлены эффузивами и субвулканическими телами, принадлежащими группе габбро-базальта (диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами, вариолитами, шлаково-стекловатыми породами основного нормального натриевого состава и их калиевыми разновидностями), вулканогенно-обломочными породами основного состава (туфобрекчиями, пепловыми туфами, шальштейнами, туфопелитами). Осадочные породы – яшмы, кремни и преимущественно кварцево-полевошпатовые песчаники с вулканомиктовым материалом, алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы, хемогенные и органогенные известняки, а также доломиты. В различных частях вулканогенно-осадочного комплекса соотношение слагающих его пород весьма непостоянно. Железорудные горизонты приурочены в основном к ассоциациям с кремнистыми породами. Во всех породах комплекса, в том числе и осадочных, повышены содержания титана, щелочей и железа.

Диабазы и спилиты железоносных комплексов недонасыщены кремнекислотой (меньше 48–50 %), вулканиты железоносных комплексов близки островодужным сериям низкощелочного типа. В них понижена глиноземистость (чаще всего ниже 15 %), а железистость основных и даже более кислых вулканитов высока (около 10 % и выше). Особенно показательно высокое содержане в породах продуктивных комплексов двуокиси титана (больше 2 %, часто и выше) и преобладание K_2O над Na_2O в породах конечных стадий развития эффузивной серии.

Железорудные месторождения и рудопроявления Удско-Шантарского бассейна образуют три полосы, протягивающиеся вдоль него. Полосы рудоносных отложений имеют разную протяженность и выделяются на фоне довольно широко распространенных рудопроявлений. Между проявлениями, заключенными в этих полосах, есть различия по типу рудовмещающих парагенезов пород, составу руд и по формационной принадлежности рудоносных горизонтов. Характерной особенностью главным образом железоносного вулканогенно-осадочного комплекса Удско-Шантарской зоны являются также марганцеворудные и фосфоритоносные тела, которые тяготеют к карбонатсодержащим фациям.

Самая северная полоса имеет собственное название – Ир-Галамская. Она прослеживается по месторождениям Ирскому и Мильканскому и ряду рудопроявлений. Полоса совпадает с поднятием вдоль северного борта зоны. Рудоносные горизонты принадлежат вулканогенно-кремнистой и сланцево-кремнистой формациям. Типичные породы парагенеза – эффузивно-пепловый туф–руда–сланец и яшма–руда–сланец. Состав руд разнообразен, преобладают

гематит-магнетитовые и магнетитовые. Средняя полоса проявлений приурочена к выдержанной полосе кремнистых отложений, протягивающейся вдоль осевой линии Удско-Шантарской зоны севернее осевого продольного поднятия. Рудные пласты залегают среди яшм, кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, редко содержащих песчаники. В разрезах нет вулканических пород, это – кремнистая формация или существенно кремнистые пачки в составе вулканогенно-кремнистой или сланцево-кремнистой формации. Состав руд также разнообразен, но преобладают гематитовые или гематито-магнетитовые. Южная полоса проявлений включает месторождения Галамское и Итматинское и лежит севернее предполагаемого южного продольного поднятия. В рудном горизонте обычны парагенезы кремнистых и терригенных пород, встречаются туфы основного состава, диабазы и спилиты. Проявления лежат в вулканогенно-кремнистой формации в месте смены ее кремнисто-терригенной или сланцево-кремнистой. Руды имеют преимущественно магнетитовый состав, что объясняется воздействием гранитных интрузий.

Выделенные три полосы проявлений отражают три типа фациальных обстановок формирования железорудных тел: в наибольшей близости к зоне вулканизма (северная полоса), в наиболее удаленной от продуктивной зоны вулканизма и наиболее глубоководной области (средняя полоса) и на умеренном удалении от зоны вулканизма в месте сопряжения вулканического и осадочного терригенного процессов (южная полоса). Железные руды залегают в наиболее дифференцированных частях формаций вулканогенно-кремнистого ряда и не встречаются в ряду вулканогенно-известняковых формаций. Рудные горизонты являются фациальными разновидностями одного стратиграфического уровня. Железные и марганцевые руды принадлежат единому горизонту в вулканогенно-осадочном комплексе, залегающему в основании палеозойских отложений. В более поздних, средне- и верхнепалеозойских, преимущественно терригенных, отложениях встречаются лишь маломощные вулканогенно-кремнистые прослои со слабой минерализацией. В вулканогенно-осадочном комплексе находятся многочисленные пласты и линзы железных, марганцевых руд и фосфоритов. Наиболее распространены железорудные месторождения и проявления. Железные руды образуют семь месторождений крупного и среднего размера – Мильканское, Итматинское, Галамское, Ирское, Курумское, Гербиканское, Южно-Гербиканское – и более 300 рудопроявлений. Вулканогенно-осадочные марганцевые руды представлены одним Ир-Нимийским месторождением и несколькими десятками рудопроявлений.

Мильканское месторождение (рис. 7.58) наиболее крупное, запасы которого до глубины 500 м оценены предварительно в 620 млн т, а с учетом больших глубин и флангов они могут составить 2,7 млрд т.

Железорудные тела месторождения тяготеют к пестроцветным яшмам, кремнисто-глинистым и глинистым сланцам и диабазам. Они пластообразные и линзообразные и простираются в северо-восточном направлении, падая под углом 70°. Сложный рудный горизонт представлен четырьмя рудными телами средней мощностью 140, 130, 60 и 60 м, протяженность которых 600–900 м, причем наиболее крупные прослежены магнитометрией более чем на 6 км. Кроме указанных рудных тел на северо-западном фланге месторождения по данным магнитометрии намечается четыре рудные залежи протяженностью от 350 до 750 м. Руды существенно магнетитовые и магнетит-гематитовые; по текстурным особенностям выделяются сланцеватые, полосчатые, массивные и вкрапленные разности; преобладают полосчатые руды, полосчатость которых обусловлена чередованием тонких (2–4 мм) рудных и безрудных прослоев. Руды тонко- и мелкозернистые. Величина зерен магнетита 0,02–0,05 мм. Кроме магнетита и гематита в рудах отмечаются гетит и другие гидроокислы железа и марганца, а нерудная часть представлена стильпномеланом, хлоритом, глинистым и слюдисто-кремнистым веществом, кварцем и редко амфиболом. Среднее содержание растворимого железа 28,14 % (25–40 %), железа общего – 30,9 %, марганца – 2,08 % и фосфора – 0,27 %.

Аналогичны в целом геологические особенности и состав вмещающих отложений и руд Итматинского, Гербиканского, Южно-Гербиканского, Галамского, Ирского и Курумского месторождений. В железных рудах двух полос (северной и южной) всегда в переменных количествах присутствует марганец, однако в южной полосе его среднее содержание выше, чем в северной, причем с юго-запада на северо-восток оно увеличивается. Так, на Итматинском месторождении среднее содержание MnO 2,14 %, на Галамском – 7,02 %, а в некоторых пробах до 17 %. Марганец обычно присутствует в железных рудах в виде изоморфной примеси в магнетите или же образует железо-марганцевые карбонаты (олигонит и сидерит), реже встречается в виде родохрозита.

Марганцевые руды в районе распространены гораздо меньше, чем железные. В настоящее время известно одно марганцевое месторождение – *Ир-Нимийское* (рис. 7.59). Оно состоит из нескольких участков (Джаводинский, Охотничий, Сюрприз, Лысый, Заоблачный, Ветвистый, Буреломный и Иллиурэк), отстоящих друг от друга на расстоянии до 10 км. Марганцевые руды локализуются в основном в различно окрашенных кремнистых породах – яшмах и кремнистых сланцах. Рудные залежи линзо-

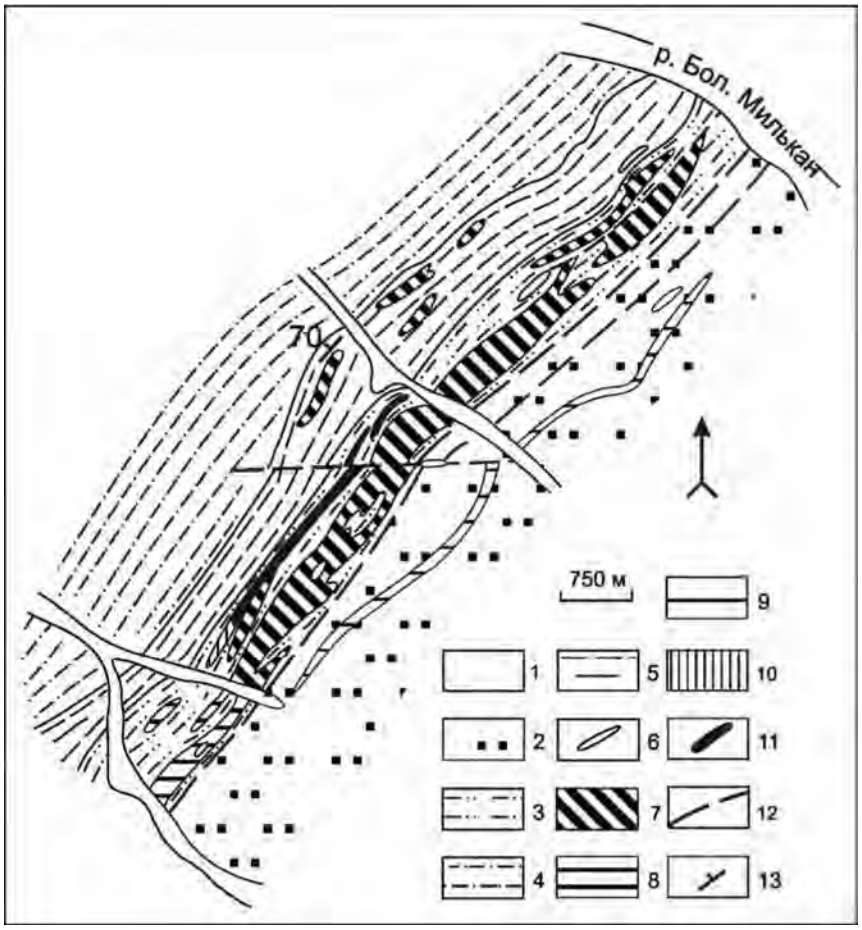


Рис. 7.58. Схематическая геологическая карта Мильканского железорудного месторождения (по Э.Л. Школьнику и др., 1966 г.).

1 – четвертичные отложения; 2–5 – нижнекембрийские отложения: 2 – песчаники с подчиненными прослоями яшм и кремнисто-глинистых сланцев, 3 – разноцветные яшмы, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, алевролиты, тела измененных диабазов, линзы известняков, 4 – разноцветные яшмы с подчиненными прослоями песчаников, кремнисто-глинистых сланцев, 5 – яшмы цветные с подчиненными прослоями кремнисто-глинистых и глинистых сланцев; 6 – дайки микродиоритов и диоритовых порфиров; 7 – залежи железных руд, заверенные горными выработками; 8 – рудные тела, выделенные по данным наземной магнитометрии и геологической съемки; 9, 10 – маркирующие горизонты: 9 – яшмы среди песчаников, 10 – известняки; 11 – измененные диабазы, диабазовые порфириты и их туфы; 12 – тектонические нарушения; 13 – элементы залегания

видные, реже пластообразные. Размер их невелик: длина не более первых сотен метров, а мощность меняется на коротких расстояниях, достигая в отдельных пересечениях 15–20 м, обычно же она равна 2–5 м. По текстурным особенностям руды подразделяются на массивные и линзовидно-слоистые, преобладающие. Они окисные (браунитовые и гаусманитовые), окисно-карбонатно-силикатные (гаусманит-родохрозит-родонитовые) и карбонатно-силикатные (родохрозит-родонитовые). Преобладают браунитовые и гаусманит-родохрозит-родонитовые руды. В браунитовых массивных рудах Mn – 42–54 %, Fe – 1–1,8 % и P – 0,03–0,06 %, в линзовидно-слоистых – марганца от незначительных количеств до 32 %, а железа и фосфора такое же, как в массивных. Среднее содержание марганца в рудах месторождения 22,44 %.

Железо-титан-ванадиевые месторождения в андезито-базальтовых комплексах

Модельный тип описан по работам (Cox, 1986; Власов, 1977). Рассматриваемые месторождения представлены преимущественно магнетитовыми рудными телами в вулканитах. Вмещающими служат базальтовые, андезитовые и трахитовые лавы и туфы, а иногда – субвулканические интрузии того же состава. Вмещающим вулканитам свойственны пор-

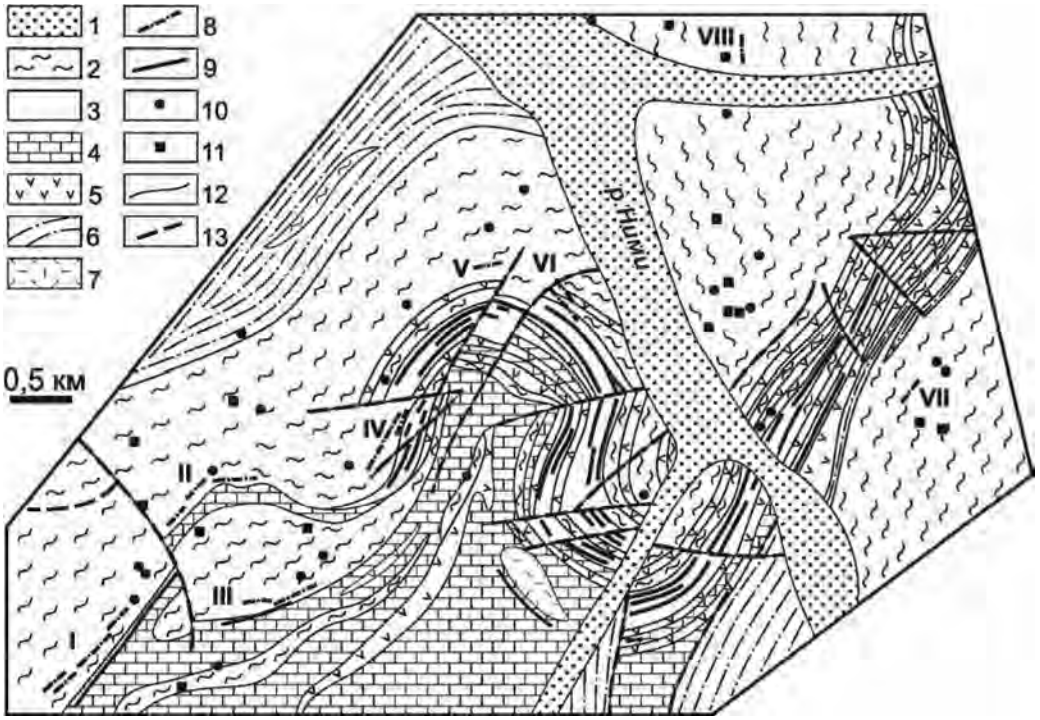


Рис. 7.59. Схематическая геологическая карта Ир-Нимийского месторождения (по В.Г. Антипенко и др., 1973 г.).

1 – четвертичные породы нерасчлененные; 2–5 – нижнепалеозойские толщи: 2 – разноцветные яшмы с прослоями и линзами кремнисто-глинистых сланцев, туффитов и зеленокаменных эффузивов, 3 – окварцованные карбонатные породы, 4 – карбонатные породы (известняки, доломитизированные известняки, доломиты), 5 – зеленокаменные эффузивы и их туфы; 6 – верхнепалеозойские песчаники и алевролиты с подчиненными линзами и прослоями кремнистых пород и известняков; 7 – фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры позднемелового возраста; 8 – тела марганцевых руд, вскрытые канавами (вне масштаба); 9 – фосфатоносные горизонты; 10 – находки марганцевых руд; 11 – находки железных руд; 12 – тектонические нарушения.

Римскими цифрами обозначены номера участков: I – Джаводи, II – Буреломный, III – Заоблачный, IV – Охотничий, V – Сюрприз, VI – Лысый, VII – Ветвистый, VIII – Иллиурэк

фироафанитовые текстуры до тонко- и среднезернистых равномернозернистых. Лавы иногда обладают амигдалоидными текстурами. Рудная минерализация встречается в виде массивных залежей брекчиевого выполнения или штокверково-жильных зон. Рудные тела могут быть как пластообразными, ориентированными согласно контактам вмещающих пачек вулканитов, так и жилообразными, секущими по отношению к этим контактам. Наиболее рапространенные рудные минералы – магнетит и апатит. Присутствуют также титаноильменит, сфен и редкие пирит, халькопирит, халькозин и ковеллин. Минеральные ассоциации зон околорудно измененных пород включают актинолит, диопсид, андрадит, биотит, кварц, альбит, андезин, калиевый полевой шпат, скаполит, эпидот и карбонаты. Более редки турмалин, хлорит, барит и флюорит.

Возраст месторождений в Тихоокеанском кольце варьирует от позднего мезозоя до голоцена. В Швеции (месторождение Кируна) и в США (штат Миссури) возраст подобных месторождений оценивается в 1300–1500 млн лет. Коренные месторождения часто сопровождаются титаномагнетитовыми россыпями.

Железо-титан-ванадиевая минерализация Курил и Камчатки

На Востоке России современные и древние морские пляжевые титаномагнетитовые россыпи широко распространены вдоль Тихоокеанского побережья, особенно в прибрежной зоне Курильских островов и Камчатского полуострова, а также на побережье Татарского пролива. Источником Fe-Ti-V-содержащих минералов в россыпях служили вулканиты, включающие вкрапленный ванадий, содержащий титаномагнетит.

Нами были детально исследованы железо-титан-оксидные минералы из различных по кремнекислотности и специфике вулканизма островодужных комплексов Большой Курильской гряды (БКГ), которые являются россыпеобразующими объектами.

В базальтах и андезито-базальтах раннемиоценового «зеленотуфового» вулканического комплекса

БКГ среди акцессориев преобладает титаномагнетит. Иногда он является существенной составляющей основной массы обломков лавобрекчий (до 4 %). Размер зерен достигает 0,1 мм. Форма их изометричная, кубическая и ромбоэдрическая, нередки и скопления зерен. В андезитах титаномагнетит распространен преимущественно в основной массе обломков (до 4,5–6,0 %). Зерна довольно мелкие (до 0,02 мм), форма их ромбовидная, и нередки срастания этих зерен. Fe-Ti-оксиды в дацитах и риодацитах комплекса в основном ассоциируют с темноцветными минералами и плагиоклазом. Как правило, они не больше 0,1 мм, так же как мелкодисперсный титаномагнетит, распыленный в основной массе породы.

В туфах основного и среднего состава Fe-Ti-оксиды в основной массе встречаются редко, размеры их не превышают 0,25 мм в поперечнике и представлены они титаномагнетитом. В некоторых зернах титаномагнетит срастается с силикатами. Размеры отдельных зерен в скоплениях достигают 1 мм. Форма их неправильная. Иногда по периферии минералы окружены размытой пленкой гидроокислов железа. Титаномагнетиты в кислых туфах менее 0,01мм и рассредоточены преимущественно в основной массе породы. В обломках зерна титаномагнетита до 0,2 мм, гомогенные, с четкими краями, в основной массе андезитов – мелкие, с тонкими пластинками структур распада, многочисленными включениями силикатов как сферической, так и неправильной формы, с трещинами, заполненными силикатной массой. В дацитах титаномагнетиты встречаются в виде включений более 0,4 мм в пироксенах, а также очень мелко распылены в базисе породы. Они изобилуют тонкими пластинками структур распада и иногда образуют скопления.

По данным микрозондового анализа содержание TiO_2 в титаномагнетитах колеблется от умеренных до высоких значений (7,32–19,55 %). Титаномагнетиты базальтов «зеленотуфового» вулканического комплекса характеризуются низким содержанием титана (0,3–2,2 %), а также термофильных элементов Ni (до 150 г/т), Co (до 370 г/т) и Cr (до 630 г/т), при несколько повышенной роли V (от 1900 до 4800 г/т).

Железо-титан-оксиды в базальтах позднемиоценового «флишоидно-пемзового» комплекса представлены точечными выделениями титаномагнетита до 0,02 мм в основной массе породы и мелкими скелетными образованиями. С повышением кремнекислотности до 53 % доля титаномагнетита увеличивается до 3–4 %. Иногда встречаются скопления зерен и их сростки.

В базальтах с низкой кремнекислотностью (<50 % SiO_2) неправильные зерна титаномагнетита не более 150–300 мкм встречаются в основной массе. С повышением кремнекислотности от 53 % и выше кристаллы титаномагнетитов приобретают более ровные очертания и правильную изометричную форму. Состав зерен, как правило, гомогенный. Структуры распада отмечаются в крупных изометричных зернах. Тонкие (до 1 мкм) ильменитовые ламмели обычно очень редки. В кристаллах титаномагнетита отмечаются включения плагиоклазов.

Титаномагнетиты андезитов «флишоидно-пемзового» комплекса преимущественно гомогенны, и в крупных кристаллах содержат включения плагиоклаза и пироксена. Иногда эти включения крупные и редкие, а в некоторых случаях они приурочены к центру зерен. Силикаты заполняют трещины в титаномагнетитах. В витрофировой основной массе андезитов магнетиты редки. В дацитах и риодацитах зерна-вкрапленники титаномагнетитов невелики (до 0,2 мм), а в основной массе распространена мелкая магнетитовая «сыпь».

Содержание TiO_2 в ферритах-оксидах комплекса увеличивается от основных к кислым от 8,5 до 15,03 %, а в магнетитовой «сыпи» оно ниже, чем в крупных кристаллах титаномагнетита из основной массы той же породы. Концентрация Al_2O_3 в титаномагнетитах «флишоидно-пемзового» комплекса сравнительно невысока и изменяется незначительно (от 1,8 до 2,5 %). От базальтов к риолитам его содержание падает.

С ростом кремнекислотности андезитов титаномагнетиты содержат больше Mn (от 1400 до 4100 г/т). Содержание Cr, V, Ni и Co в исследованных образцах мало отличается от их концентрации в базальтах (Cr – до 360 г/т; V – до 2200, в одном случае до 2900 г/т; Co – до 230 г/т; Ni – до 130 г/т).

Ферриты-оксиды дацитов и риолитов также, как правило, высокомарганцовистые, и все особенности, присущие Fe-Ti оксидам в породах комплекса с меньшей кремнекислотностью, в них проявляются еще более отчетливо. В кислых дифференциатах комплекса повышены содержания Zn (до 1900 г/т в дацитах из обнажения на берегу оз. Серебряное), а также Sn (до 27 г/т в дацитах отмели Баклан).

Железо-титан-оксидные минералы базальтов и андезито-базальтов плиоценового «базальтоидного» структурно-формационного комплекса представлены преимущественно магнетитом. Кристаллы раннего магнетита в основной массе изометричные, близкие к округлым (размером 0,2×0,4 мм), реже – октаэдрические. Очертания некоторых зерен причудливо изрезаны, со следами резорбции. К ранним образованиям относятся и включения титаномагнетита в плагиоклазах и амфиболах размером до 0,1 мм. Крупные кристаллы титаномагнетита с неровными очертаниями содержат включения плагиоклаза и пироксена. Часто они образуют скопления и сростки.

В пироксенах включения титаномагнетита редки, и размер их не превышает 0,2 мм. Во многих об-

разцах пироксен-плагиоклазовых базальтов ферритов-оксидов нет, а иногда в основной массе есть скелетные выделения титаномагнетита. Поздние – мелкозернистые – титаномагнетиты распространены в основной массе равномерно в отличие от крупных, приуроченных к участкам с преобладанием фенокристаллов. Мелкие зерна остроугольные, прямоугольные, ромбовидные и неправильные. Преобладают размеры от 0,01 до 0,03 мм. Иногда кристаллы образуют сростки.

В андезитах зерна титаномагнетита до 0,1 мм равномерно распределены в основной массе. В гломеропорфировых сростках титаномагнетит несколько крупнее (0,1–0,5 мм).

В вулканических образованиях «базальтоидного» комплекса, отличающихся слабой дифференцированностью и постоянством состава, титаномагнетиту не свойственно большое разнообразие форм выделения и химического состава. Кристаллы его с ровными очертаниями, изометричные либо октаэдрические. Состав зерен гомогенный, пластинки структур распада очень тонкие и едва различимы при увеличении в 500 раз лишь в некоторых кристаллах, что свидетельствует о хорошей сохранности кристаллов.

Как в базальтах, так и в их туфах, преобладающих в базальтоидном вулканическом комплексе, магнетиты и титаномагнетиты содержат титан в среднем от 1,8 до 6,1 мас.%, и его концентрация растет с увеличением содержания SiO_2 в породах.

В породах «андезитового» вулканического комплекса преобладают титаномагнетиты. В базальтах железо-титан-оксидные минералы представлены преимущественно титаномагнетитом, а в тыловой части островной дуги встречаются хромшпинелиды. Титаномагнетитов в основной массе до 5–6 % объема породы. Размер их зерен не более 0,1 мм. Форма их преимущественно правильная, нередки скопления зерен. В андезито-базальтах Fe-Ti-оксиды представлены титаномагнетитом, изредка магнезиоферритом. Их общее количество не превышает 7 %. Зерна довольно мелкие и не превышают 0,02 мм. Форма их чаще неправильная и в породе много срастаний.

Внешне кристаллы титаномагнетита в андезитах довольно разнообразны – от скелетных до изометричных и хорошо ограненных. Кристаллы неправильной формы имеют волнистые очертания, реакционную кайму и прорастания силикатов по трещинам на значительную глубину. Многие зерна включают силикаты. Строение от гомогенного до изобилующего пластинками распада различной толщины – от едва различимых при больших увеличениях до очень крупных.

Титаномагнетиты базальтов содержат титана немного (от 5,3 до 10,4 мас.% TiO_2), а глиноземистость их весьма высокая (от 3,8 до 8,8 мас.% Al_2O_3). Концентрации MnO весьма выдержаны – от 0,43 до 0,76 %, окиси магния – от 2,2 до 5,3 мас.%, а Cr_2O_3 – от 0,06 до 7,67 мас.% и выше. Высокое содержание Cr_2O_3 в породах приводит к образованию не только высокохромистых титаномагнетитов, но и хромшпинелидов и хромитов.

Титаномагнетиты вулкана Алаид, расположенного в задуговой зоне, выделяются высоким содержанием хрома (до 8800 г/т) и других примесных элементов (Co – от 180 до 320 г/т, Ni – от 93 до 430 г/т, V – от 1800 до 3500 г/т).

В андезито-базальтах вулканов Фусса, Черный Брат, Руруй, Атсонупури и Стокап состав титаномагнетитов более разнообразен. Содержания TiO_2 6,85–14,97 мас.%, концентрация Al_2O_3 более умеренная, чем в базальтах (2,43–4,20 мас.%), а по MgO, MnO и Cr_2O_3 менее выдержана.

В андезитах «андезитового» комплекса типичны Fe-Ti-оксиды лавовых потоков вулканов Кудрявый и Меньшой Брат. TiO_2 в них 7,67 – 25,34 мас.%, Al_2O_3 сравнительно мало (0,79 – 3,89 мас.%), MnO – 0,19–0,53 %, MgO – от 1,69 до 4,45 мас.%, а Cr_2O_3 в большинстве образцов 0,11–0,15 мас.%.

В Fe-Ti-оксидах андезитов вулканов Кудрявый и Меньшой Брат содержания титана повышены – от 3,7 до 9,9 мас.%, ванадия – от 2500 до 6100 г/т, кобальта – до 380 г/т, никеля – до 620 г/т, а цинка, меди и олова – до 900, 1400 и 31 г/т соответственно.

Титаномагнетиты в дацитах из кальдер содержат немного хрома (от 65 до 230 г/т). В титаномагнетитах дацитов купола вулкана Менделеева его значительно больше – до 9100 г/т, и они являются концентраторами ванадия (до 11500 г/т). Сравнительно высоки содержания цинка и олова (до 970 и 21 г/т соответственно).

В породах вулканических комплексов БКГ минералы гемоильменитовой серии твердых растворов встречаются значительно реже, чем титаномагнетиты. Даже при незначительном окислении ульвошпинель переходит в ильменит, образуя мирмекит из магнетита и ильменита. Ильменит слагает в породах как самостоятельные зерна в основной массе и включения во вкрапленниках, так и пластинки распада твердых растворов и имеет различный химический состав. Преимущественно это мелкие (до 0,06 мм) таблитчатые кристаллы, распределенные в основной массе пород. Содержание TiO_2 38,2–47,8 %, FeO – от 44,31 до 55,04 %. В ильмените флишоидно-пемзового комплекса понижена концентрация MgO (менее 2,5 мас.%) и значительны колебания MnO (от 0,63 до 1,56 %).

В островодужных комплексах на поверхность выведены эффузивные и пирокластические породы – исходный источник питания промежуточных и конечных россыпей. Содержание свободного обломоч-

ного и кристаллического сросткового титаномагнетита в вулканогенных породах от 1 до 6 %. Абразивные клифы, вырабатываемые в таких породах, поставляют рудный материал для россыпей «черных» песков.

Вездесущий титаномагнетит образует концентрированные россыпи в особых случаях. Главным фактором выступает наличие подходящих коренных источников. В нашем случае – это пирокластические породы среднего – основного состава с вкрапленным титаномагнетитом, составляющим 2 % и более объема породы (50 кг/м^3). Рудная пыль размерностью 0,05 мм и менее, характерная для риолитов, игнимбритов, дацитов и ассоциирующих с ними пирокластитов, россыпей не образует.

Титаномагнетитовые россыпи тихоокеанских окраин России накапливались в различных морфолитодинамических условиях. При абразии перерабатывались коренные источники, сильно отличающиеся по составу. На о-ве Итуруп выявлено, что все они могут быть отнесены к прибрежно-морским россыпям. Кроме того, установлена четкая зависимость минералогического и химического состава россыпей от состава коренных источников.

В зависимости от типов коренных источников морфогенетический ряд титаномагнетитовых россыпей разделяется на три подтипа, которые были замечены при первых же работах на о-ве Итуруп (Чалых, Чупиков, 1967; Гриценко, 1967): 1) пироксен-плагиоклазовые, образовавшиеся при абразии нижне-среднечетвертичных туфов и пемз, а также, в очень малой степени, эффузивов (месторождения Ручарское, Рейдовское и Ветровское); 2) полевошпатовые граувакки, сформировавшиеся при абразии туфогенно-осадочных образований (проявления Канонерское, Океанское, Курильское, Куйбышевское, Зеркальный Пляж); 3) вулканограувакки, образованные эксплозивной вулканической деятельностью (проявления Лесозаводское и Одесское).

Наибольший интерес представляет первый подтип. Это полосы песков, вытянутые вдоль берега. От моря вглубь острова всегда можно выделить следующие прибрежно-морские морфологические образования: пляж, береговые валы низких аккумулятивных террас, марши и лагунные образования. Практически в верхней части россыпи повсеместно начинаются от подножья ранне-среднечетвертичных либо верхнечетвертичных терасс.

Прибрежно-морские россыпи распределены на трех уровнях высокого стояния береговых линий, соответствующих позднеплиоценовой, позднеплейстоценовой и голоценовой трансгрессиям, и на нескольких (от двух до пяти) абразионных линиях регрессивных фаз. На современных пляжах и в их подводной части реализовалась схема россыпеобразования, присущая трансгрессирующему морю, с переслаиванием пустых и шлиховых прослоев, а в надводной – регрессирующему, с большой ролью эоловых процессов.

Минеральный состав титаномагнетитовых россыпей однороден. Рудная составляющая представлена преимущественно титаномагнетитами и ильменитами. Нерудные минералы россыпей – пироксены, полевые шпаты и кварц. Кроме них немного эпидота, лимонита, роговой обманки, гематита, апатита, рутила, пирита, турмалина, мартита, циркона, барита и диаспора.

Титаномагнетит, как преобладающий компонент в песках, составляет от 10–15 до 70–90 %, а в среднем около 20 %. Обычно его зерна не более 0,25 мм. Поверхность минерала кавернозная. Характерно присутствие почти во всех зернах тонкой оболочки вулканического стекла толщиной в сотые и тысячные доли миллиметра. Химический состав минералов изменяется даже в пределах одной россыпи, особенно в отношении полезных компонентов. По данным анализа бороздовых проб содержание в песках железа от 14 до 46 %, двуокиси титана – от 1,6 до 8 %, а пентоксида ванадия – от 0,03 до 0,08 %. Из вредных примесей в концентратах присутствует двуокись кремния (6,5–52,6 %), фосфор (0,027–0,292 %) и общая сера (0,002–0,116 %), а из легирующих элементов кроме ванадия – марганец (MnO 0,28–0,88 %).

Типовым объектом и «визитной карточкой» региона в целом может служить *Ручарская россыпь* на о-ве Итуруп (Охотоморское побережье, Ветровой перешеек).

Морской пляж протянулся на 13 км вдоль зал. Простор в виде полосы шириной 40–50 м, подверженной волноприбойному воздействию. По форме поперечного профиля в пределах месторождения развиты в основном пляжи односклонные неполнопрофильные, примыкающие к абразионным уступам, сложенным устойчивыми к абразии породами миоцен-плиоценовой рыбаковской свиты или среднечетвертичными слаболитифицированными отложениями пемзового состава. На месторождении морские пески пляжа обычно переходят в эоловые дюны, являясь источником питания пляжа, уклон которого обычно находится в пределах 0,03–0,06, возрастая в приливно-отливной зоне до 0,1 %.

Мощность песков 1,5–2,5 м, а высота дюн, примыкающих к пляжу, от 5 до 35 м. Площадь распространения эоловых песков в северной части перешейка Ветровой около 4 км^2. Мощность их от первых метров до 30–35 м. Содержание магнетита и титаномагнетита максимальное в так называемых черных песках, расположенных в краевых частях месторождения. Преобладают же серые пески, которые составляют 98 % общих запасов Ручарского месторождения.

ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫЕ ЭПИТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Модельный тип описан по работам (Berger, 1986; Mosier et al., 1986; Park et al., 1988; Sillitoe, 1993; Юргенсон, Грабеклис, 1995; Hedenquist et al., 1996; Родионов, Ханчук, 1997; Nokleberg et al., 1997, 2003). Этот тип месторождений представлен полого и крутопадающими кварцевыми жилами, штокверками и зонами прожилково-вкрапленной минерализации, в основном в вулканических породах, относящихся преимущественно к субаэральным близповерхностным известково-щелочным вулкано-плутоническим комплексам андезидацит-риолитового состава. Кроме того, могут присутствовать порфиритовые дайки шошонитов или щелочные породы в случае развития магматогенно-рудных систем на континентальной коре мощностью более 20 км и в островных дугах. Выделяется два основных подтипа месторождений – малосульфидные золото-серебряные эпитермальные и высокосульфидные золоторудные эпитермальные.

Для руд малосульфидных золото-серебряных эпитермальных месторождений характерно присутствие электрума, самородного золота, а также небольших количеств пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, тетраэдрита, арсенопирита, теллуридов золота и пираргирита. Жильные минералы представлены кварцем, адуляром, кальцитом и халцедоном. Мелкозернистый халцедоноподобный кварц, который постепенно переходит в халцедон, встречается в виде листоватых и тонкослоистых коллоформных агрегатов. Характерны текстуры выполнения жил. Для зон околорудных изменений типичны иллит и смектит.

Главные рудные минералы высокосульфидных золотых эпитермальных месторождений – самородное золото, пирит и энаргит, которые встречаются в виде вкрапленности в жильном кварце и в кварц-алунитовой зоне околорудных измененных пород. К числу менее распространенных рудных минералов относятся разнообразные теллуриды, ковеллин, теннантит, тетраэдрит, халькопирит, сфалерит и галенит. Этот подтип месторождений характеризуется присутствием сульфосолей – энаргита и люцонита, а также теннантита. Жильные минералы представлены в основном кварцем, алунитом, каолинитом, пирофиллитом, диаспором, иллитом и баритом.

В отдельных случаях Au-Ag эпитермальные жильные месторождения могут локализоваться в вулкано-тектонических грабенах, связанных с продольными сдвигами. Они иногда тесно ассоциируют с месторождениями порфирового типа. Для них характерны надрудные зоны кислотного выщелачивания и окварцевания, вплоть до образования вторичных кварцитов. Месторождения связаны с кислыми вулканическими центрами, развитыми над осадочными породами или древними вулканическими и плутоническими породами. Геодинамическая обстановка формирования месторождений интерпретируется как континентальная окраина, связанная с субдукцией, или островная дуга, которая обычно находится в пределах 100 км от активных вулканических фронтов. Магматизм, связанный с субдукцией, и ассоциирующаяся ним гидротермальная активность со временем сдвигаются в сторону желоба.

Карамкенское месторождение

Карамкенское месторождение приурочено к восточной окраине Арманской вулканоструктуры, расположенной в центральной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, в междуречье Ола и Армани. По данным Л.Б. Хрусталевой (Красильников и др., 1971), рудоносные тела локализуются в вулканогенной полукольцевой структуре проседания типа кальдеры, внутренняя часть которой заполнена позднемеловыми кислыми вулканитами, а внешняя, приподнятая, – позднемеловыми вулканогенно-осадочными и вулканогенными отложениями преимущественно среднего состава. К зоне дуговых разломов приурочены субвулканические интрузии андезитов, андезидацитов и риолитов, образующие сложное пластовое тело полукольцевой формы. Оно полого, под углом 30–40°, погружается в направлении к центру вулканоструктуры, подчеркивая ее воронкообразную форму. На севере к нему примыкают две интрузии ранне-позднемелового возраста: западная – плагиогранит-порфиров и восточная – гранодиорит-порфиров, которые предположительно имеют пластовую форму и полого погружаются на юг (рис. 7.60).

Рудное поле месторождения располагается во внешнем приподнятом блоке вулканоструктуры. Оно представляет собой зону измененных пород, сформированную на предрудном этапе, в которой выделены формации низкотемпературных пропилитов и гидротермальных кварцитов, а также установлена четкая вертикальная и горизонтальная фациальная зональность метасоматитов (Еремин, 1974).

Рудные тела адуляр-кварцевого, карбонат-кварцевого и кварцевого состава – это жилы выполнения, реже системы маломощных трещин. Жилы близмеридиональные северо-восточного простирания, круто (75–80°) падают на северо-восток, их мощность 0,6–3,0 м, а протяженность 500–600 м.

Рудных минералов не более 0,5–1,0 % жильной массы. При относительно убогой рудной минерализации она отличается большим разнообразием минеральных видов – более 60 (Некрасова, 1972), часто не превышающих десятых долей миллиметра. Они обычно рассеяны в жильной массе либо образуют

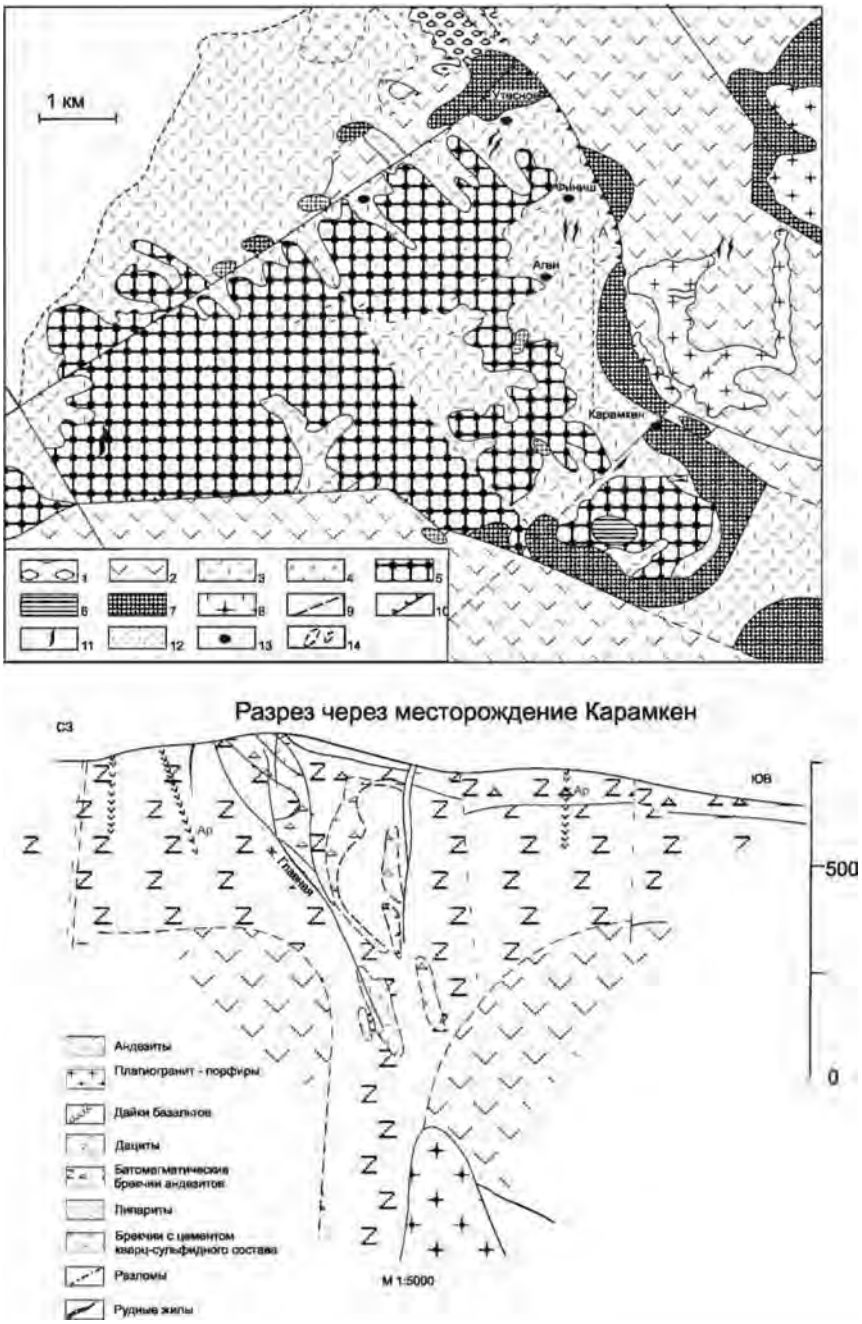


Рис. 7.60. Схема геологического строения Карамкенского рудного узла (Очерки…, 1994).

1–4 – альб-сеноманские отложения: 1 – терригенные песчаники и конгломераты, 2 – андезито-базальты, 3 – липарито-дациты и липариты, 4 – гранодиориты; 5–8 – туронские образования: 5 – покровные липариты, 6 – липариты жерловой фации, 7 – субвулканические интрузии и экструзии липаритов, 8 – граниты массива Сфинкс; 9 – разломы; 10 – тектонические границы вулканоструктуры; 11 – адуляр-кварцевые жилы; 12 – ороговикование; 13 – рудные проявления золото-серебряной минерализации; 14 – ксенолиты кислых вулканитов

линейные скопления, параллельные зальбандам. Наиболее распространенные минералы – кварц, адуляр, пирит, сфалерит, халькопирит, канфильдит, фрейбергит, теннантит, науманнит, псевдополибазит, электрум и самородное серебро. Индикаторами олово-серебряного оруденения являются широкое развитие оловянно-серебряной сульфосоли – канфильдита, повсеместное развитие на более глубоких гори-

зонтах станнина, а на глубинах 400–500 м касситерита, дающего здесь содержание олова в рудах до 3,0 % и ассоциирующего с минералами серебра.

Золото определяет промышленную ценность карамкенских руд и представлено электрумом с различной пробностью от 650 до 570 ‰, кюстелитом 250–130 ‰ и самородным серебром, содержащим до 3,5 мас.% Au. В составе золотосодержащих фаз установлены: Se – до 2,2 мас.%, Hg – до 0,2 мас.% и Cu – до 1,6 мас.%. Высока селенистость минералов серебра: селенистый полибазит (Se – 3,1 мас.%), селенистый канфильдит (Se – 5,0–11,0 мас.%), а с глубиной содержание селена в рудах резко падает. По особенностям минерального состава и геологической позиции месторождение Карамкен сходно с месторождением Потоси. Золото-серебряное отношение в рудах 1:3, иногда достигает 1:100. Из руд месторождения извлечено более 30 т золота. Расположенное вблизи Карамкена месторождение Колхида, рудные тела которого локализованы в риолитах, является существенно серебряным, содержание золота здесь редко превышает 1 г/т, а золото-серебряное отношение 1:200–1:400.

Родниковое месторождение

Родниковое месторождение – это главный рудный объект одноименного рудного поля, расположенного в Елизовском районе Камчатской области. В состав рудного поля входят кроме Родникового месторождения (юго-восточная часть) также рудопроявления Карбонатное (северо-восточная часть) и Вилючинское (западный фланг).

Рудное поле (рис. 7.61) приурочено к полукольцевой вулканогенной морфоструктуре диаметром около 8 км, которая соответствует Вилючинской вулкано-тектонической структуре. Рудное поле располагается на пересечении субмеридиональной Южно-Камчатской системы рудоконтролирующих сбросов с системами северо-восточных разломов (крайний северо-западный фланг Мутновского регионального разлома) и субширотной Карымчинской зоной повышенной проницаемости.

В структурном отношении месторождение приурочено к зоне сочленения южных секторов Центрально-Камчатского и Восточно-Камчатского вулканических поясов с Малко-Петропавловской зоной поперечных сбросо-глыбовых дислокаций. Особая роль в локализации оруденения принадлежит системе субмеридиональных сбросов – важнейшей региональной структуре Южной Камчатки. Именно к пересечению этих разломов с Карымчинской широтной зоной повышенной проницаемости приурочены реликты вулкано-тектонической структуры, в которой локализовано месторождение.

Наиболее древние вмещающие породы обнажены в береговых обрывах Вилючинской и Жировской бухт и в среднем-нижнем течении р. Вилюча. Они представлены интенсивно дислоцированными вулканитами и вулканогенно-осадочными отложениями олигоцен-миоценового возраста, связанными с островодужной стадией развития Центрально-Камчатского вулканического пояса. На северо-востоке они прорваны кварцевыми граносиенитами саранного гранитного комплекса.

Средний структурный ярус представлен плиоценовым комплексом субвулканических тел – от андезитов до липаритов – различной формы и размера. К этому комплексу условно относится крупное интрузивное тело габбро–габбро-диоритов, в котором локализованы главные жильные зоны Родникового месторождения. Не исключено, что речь идет о гранитоидах Ахомтенского или Саранного массивов, ставших ареной плиоцен-плейстоценовой вулканической деятельности. К эффузивно-пирокластическим фациям могут быть отнесены отложения, известные в верховьях рек Вилюча и Паратунка. Палеовулканические реконструкции позволяют рассматривать названные породы в качестве элементов сравнительно глубоко эродированной вулканической постройки, промежуточный очаг которой выведен на поверхность.

Выше залегает верхний структурный ярус – четвертичные вулканиты самого молодого – Восточно-Камчатского вулканического пояса. Они представлены среднеплейстоценовыми игнимбритами вулкана Горелый (мощность которых на юго-западном фланге месторождения до 100 м) и верхнеплейстоцен-голоценовыми андезито-базальтами Вилючинского вулкана (северо-восточная часть месторождения). Южный фланг месторождения перекрыт риолитами и туфами от липаритов до андезибазальтов.

Рудовмещающие породы – габбро и габбро-диориты до диоритов слагают в центральной части месторождения единое тело сложного строения, с фациальными переходами от мелкозернистых меланократовых разностей в приконтактовых частях до полнокристаллических лейкократовых – в центральных. В эндоконтактных зонах они содержат много ксенолитов вмещающих пород, шлировидные обособления кислых дериватов и отличаются брекчиевыми текстурами с обломками меланократовых пород. Породы регионально пропилитизированы с образованием эпидот-хлорит-актинолитовой и хлорит-карбонат-эпидотовой ассоциаций.

Вторичные изменения, связанные с эволюцией палеогидротермальной рудообразующей системы, представлены четырьмя минеральными ассоциациями: гидрослюда-серицит-каолинитовой, кварц-гидрослюда-серицитовой с адуляром, кварцевой и адуляр-кварцевой. Особенностью адуляра из жильных зон и метасоматитов является его зональное строение с обогащением отдельных зон барием (до 2,5–3,6 мас.% BaO). В целом по мере приближе-

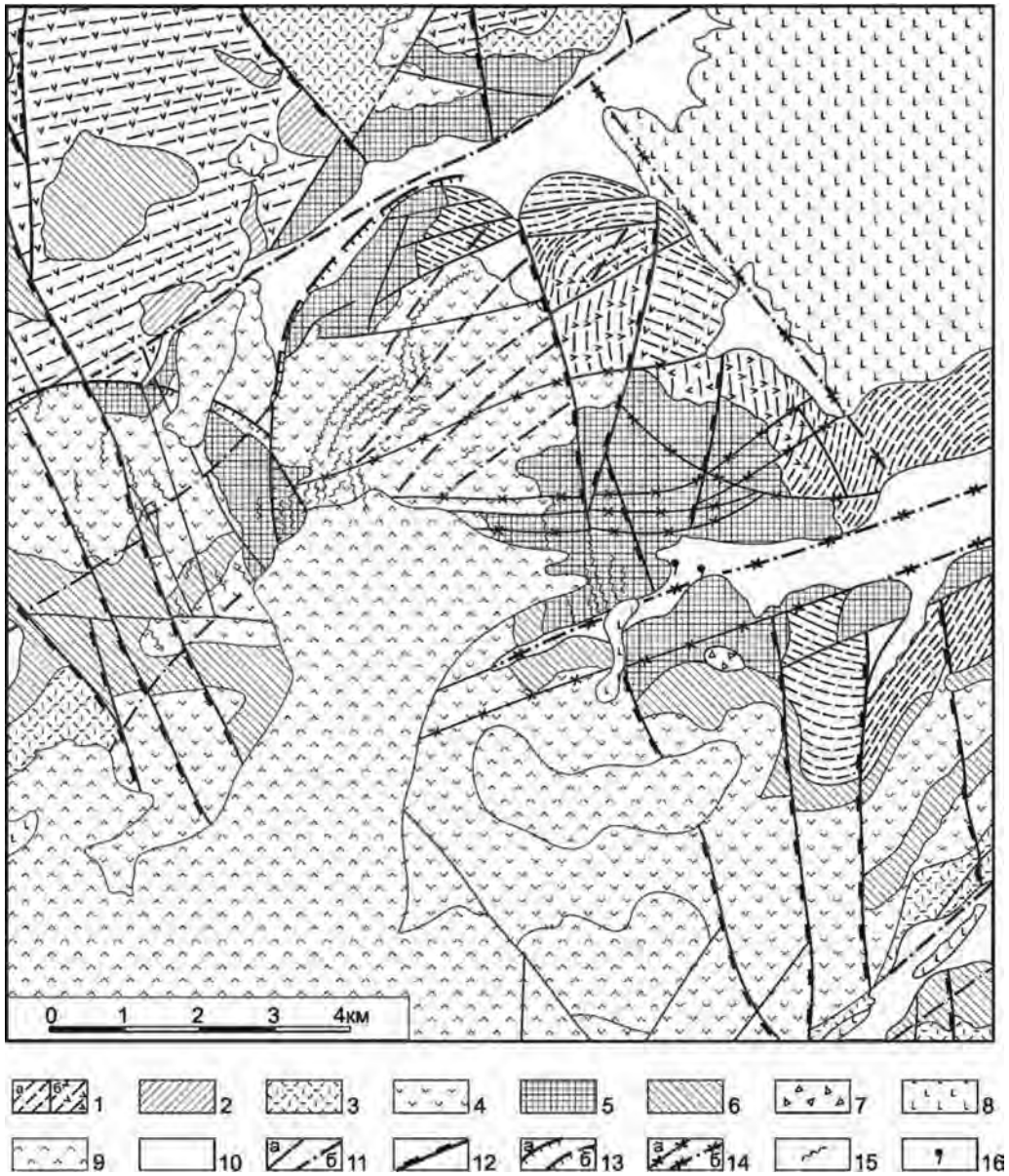


Рис. 7.61. Структурная схема Родникового рудного поля.

1–3 – дорудный комплекс: 1 – вулканогенно-осадочные (а) и вулканогенные (б) островодужные образования (P_1-N_1), 2 – интрузивные и субвулканические тела (P_1-N_1), 3 – дациты, риодациты, игнимбриты, туфы (N_1^3-N_2); 4–7 – рудовмещающий комплекс (N_2): 4 – эффузивно-пирокластические образования, 5 – интрузивные габбро, габбро-диориты, 6 – субвулканические тела риолитов и андезитов, 7 – эксплозивные брекчии; 8, 9 – пострудный вулканогенный комплекс (Q_{II}-Q_{IV}): 8 – базальты, андезиты, 9 – андезито-дациты, дациты, риолиты; 10 – рыхлые отложения (Q_{II}-Q_{IV}); 11 – сбросы системы Мутновского разлома (а – установленные, б – предполагаемые); 12 – Южно-Камчатская система рудоконтролирующих сбросов; 13 – разломы, ограничивающие Родниковую и Быстринскую ВТС (а – установленные, б – предполагаемые); 14 – пострудные неотектонические разломы (а – установленные, б – предполагаемые); 15 – кварцевые жилы; 16 – современные термальные источники

ния к рудным телам увеличивается содержание K_2O, H_2O, S, SiO_2 и Hg при выносе Al_2O_3, Na_2O и CaO.

Рудные тела месторождения представлены серией разнообразных жил кварц-карбонатного состава, объединяемых в Родниковую жильную зону, приуроченную к субмеридиональному, с падением, близким к вертикальному, разлому сбросо-сдвигового характера, который прослеживается за пределами месторождения. Амплитуда его вертикальной составляющей до 350 м. Сочетание субмеридиональных разрывных нарушений с северо-восточными и северо-западными обусловило сложное строение жильной зоны. Она представляет собой главную крутопадающую под углом 80–90° на запад стволовую

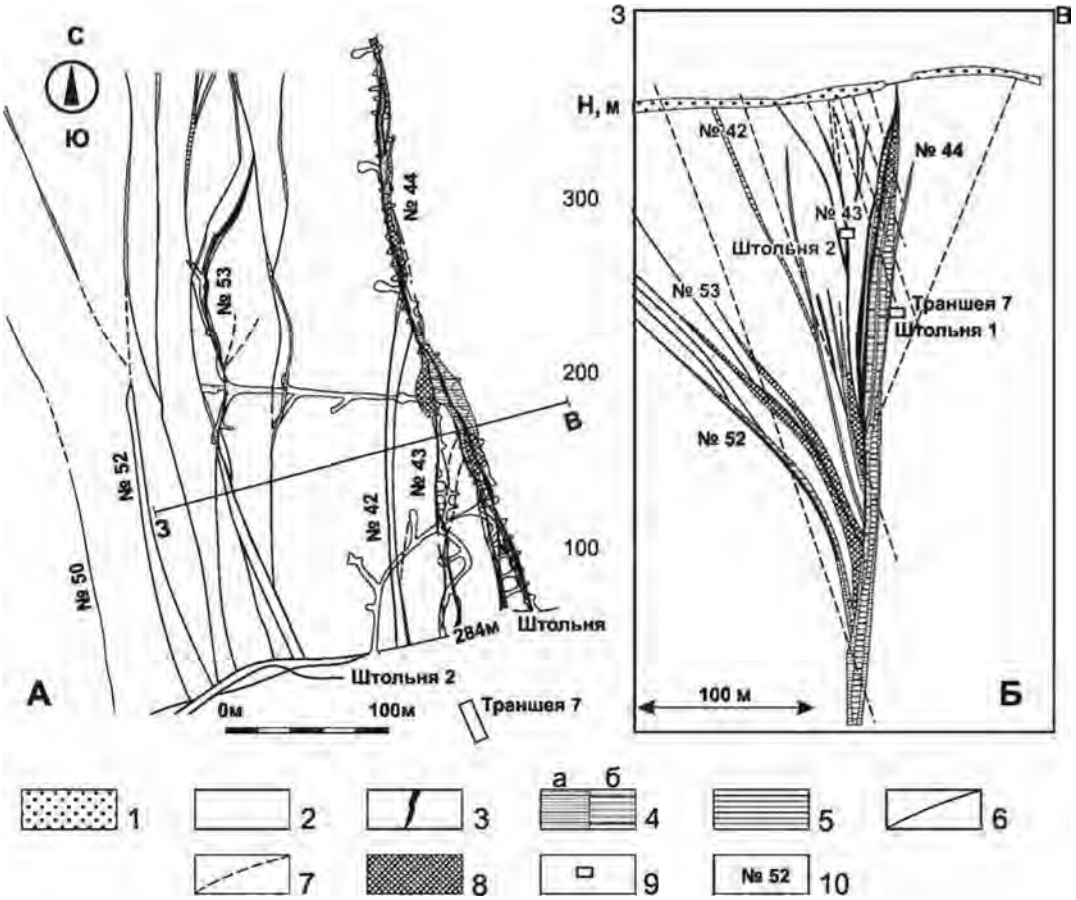


Рис. 7.62. План (А) и разрез (Б) месторождения Родниковое.

1 – современные рыхлые отложения; 2 – рудовмещающие вулканиты; 3 – рудные тела; 4,5 – мощные жилы, выполненные преимущественно кальцитом (а) с небольшой примесью кварца (б) (4) и преимущественно кварцем с небольшим количеством кальцита (5); 6 – сопутствующие кварц-кальцитовые жилы; 7 – безрудные кварцевые жилы; 8 – эксплозивные брекчии, 9 – канавы, 10 – номера жил

жилу (№ 44) и серию более мелких – оперяющих (№ 42, 43, 52 и 53) с углами падения 45–80° на восток (рис. 7.62). Они имеют кулисообразное строение с флексуроподобными изгибами. Мощность продуктивных рудных тел от 0,4 до 8,4 м при протяженности от 100 до 1430 м. По вертикали отдельные рудные тела достигают 230 м.

Жилы 42–44 выходят на поверхность на склонах по левому берегу р. Вилюча между штольнями 1, 2. Мощность жильной зоны до 100 м, она прослежена на расстоянии более 2 км. Вертикальный размах оруденения не менее 350 м (см. рис. 7.62). С глубиной строение зоны упрощается, жилы сливаются в одну стержневую, с вертикальным падением. На правом берегу р. Вилюча она перекрыта мощным (до 60 м) чехлом рыхлых, оползневых образований и четвертичными пирокластическими отложениями и риолитами. Буровые скважины пересекли серию маломощных жил и прожилков.

Руды месторождения представлены кварц-карбонат-адуляровыми жилами, в которых рудных минералов не более 3–5 %. Тем не менее встречаются отдельные небольшие гнезда и линзы в жилах, где сульфидов и сульфосолей до 10–25 %. Распределение золота и серебра в рудах крайне неравномерное. Коэффициент вариаций золота от 130 до 150. Содержания золота от 0,1 до 130–140 г/т (в отдельных бонанцах встречены ураганные концентрации – 300–1200 г/т) при средних 2,5–30,5 г/т. Среднее соотношение золота к серебру 1:10. Концентрации серебра меняются от 1–2 до 300–700 г/т при средних величинах 150–200 г/т.

Текстуры руд – полосчатые, колломорфно- и крустификационно-полосчатые, массивные, брекчиевые и брекчиевидные (рис. 7.63).

Руды имеют сравнительно простой минеральный состав (табл. 7.10). Главные жильные минералы – кварц, кальцит и в подчиненных количествах – адуляр. Рудные минералы образуют мелкие скопления, линзы-микрополоски и представлены самородным золотом, аргентитом, минералом типа стибиопирсеита-арсенополибазита, агвиларитом, науманни-

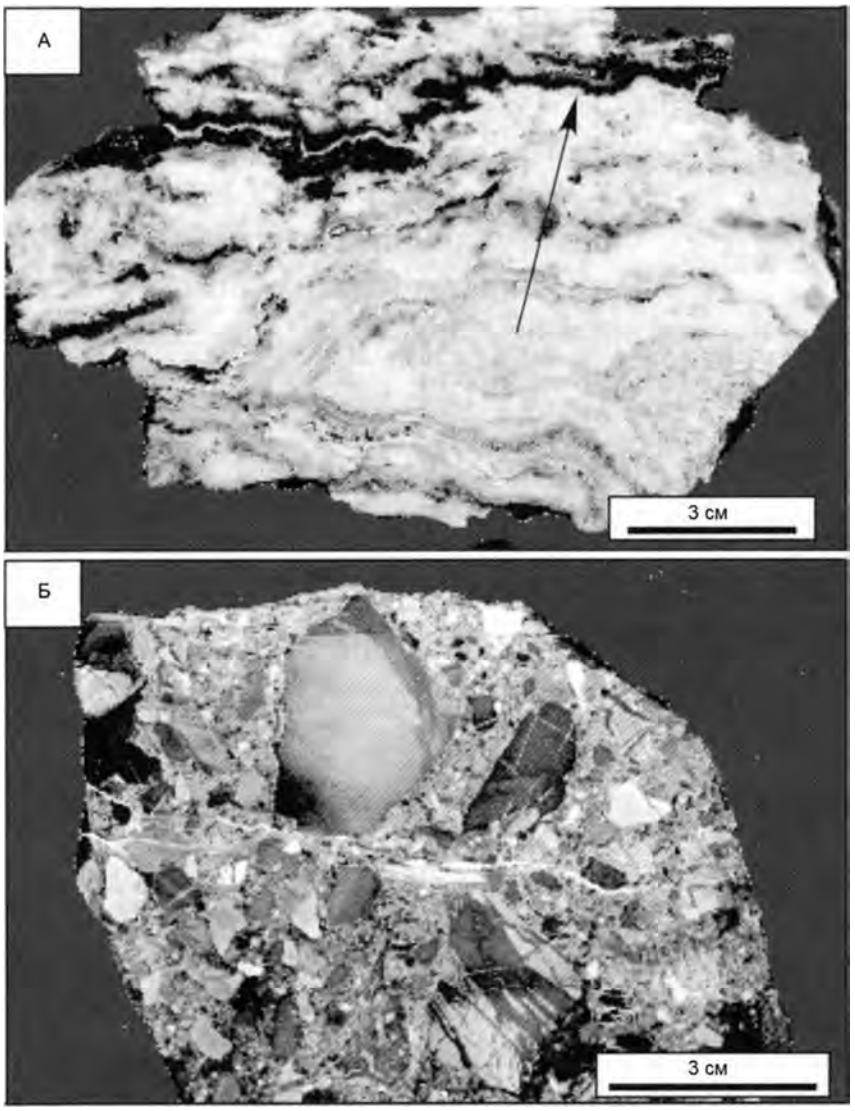


Рис. 7.63. Фотографии представительных образцов руд месторождения Родниковое.

А – кварцевая жила с высокими содержаниями золота и серебра (жила № 44). Б – гидротермальная брекчия (жила № 44)

том, блеклой рудой с переменным содержанием серебра, очень редким минералом – ленаитом и сульфидами. Самородное золото – электрум, как правило, мелкое (от 5–10 до 50–100 мкм) и отличается сложным неоднородным составом и микроструктурой. Содержание серебра в одном выделении самородного золота от 27,5 до 65,5 мас.%. Обычно это дендритовидные агрегаты с элементами мозаичного строения. Отдельные участки выделений стибиопирсеит-арсенполибазита и аргентита обогащены селеном. На юго-западном и восточном фланге известно несколько рудных столбов, где количество сфалерита, галенита, пирита и халькопирита достигает 30–40 %. Обычно пирит образует вкрапленность в зонах экзоконтактов жильных зон, а в рудах его количество резко уменьшается. Он имеет зональное строение, выраженное наличием зон, обогащенных мышьяком.

Неоднородное, как правило, зональное строение большинства минералов руд – отличительная черта Au-Ag месторождений Южной Камчатки.

Продуктивные ассоциации месторождения формировались при температурах 150–250 °С как из истинных, так и коллоидных растворов путем свободного жильного выполнения, которые сопровождалось вскипанием растворов и гидротермальными взрывами с брекчированием и метасоматическим замещением, осцилляцией и реювенацией рудообразующей среды на глубинах около 170 м ниже уровня палеогрунтовых вод. Рудоотложение было полистадийным, и выделяется не менее шести стадий. По

Таблица 7.10

Минеральный состав руд Родникового месторождения

Рудные		Нерудные	
Пирит	FeS_2 (As – 0–6,8)*	Кварц	SiO_2
Сфалерит	ZnS (Cd – 0–0,5)	Кальцит	$CaSO_3$
Галенит	PbS	Опал	SiO_2
Халькопирит	$CuFeS_2$	Адуляр	$KAlSi_3O_8$ (Ba – 0–3,7)*
Стибиопирсеит–арсенполибазит	$(AgCu)_{16}$ $(AsSb)_2S_{11}$ (Se – 0–5,2)*	Альбит	$NaAlSi_3O_8$
Аргентит	Ag_2S (Se – 0–5,9)*	Серицит	
Акантит	Ag_2S	Бейделлит	
Тетраэдрит–теннантит	$(CuFe)_{12}(AsSb)_4S_{13}$ (Zn, Ag – 7–8)*	Монтмориллонит	
Ленаит	$AgFeS_2$	Иллит	$KAl_2Si_3AlO_{10}(OH)_2$
Штернбергит	$AgFe_2S_3$	Каолинит	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
Ялпаит	Ag_3CuS_2	Хлорит	$(Mg,Fe,Al)_{12}(SiAl)_8O_{20}(OH)_{10}$
Стефанит	Ag_5SbS_4	Ангидрит	$CaSO_4$
Гессит	Ag_2Te	Апатит	$Ca_3(PO_4)_2$
Клаусталит	PbSe	Флюорит	CaF_2
Агвиларит	Ag_2S		
Ходрушит	$Cu_8B_{12}S_{22}$		
Висмутин	Bi_2S_3		
Арсенопирит	FeAsS		
Тетрадимит	Bi_2Te_2S		
Халькозин	Cu_2S		
Ковеллин	CuS		
Самородное золото	Au (Au – 34,5–72,5)*		
Самородное серебро	Ag		
Киноварь	HgS		

*Пределы вариаций, в мас.%.

изотопным данным серы сульфидов, углерода и стронция карбонатов жильных рудных зон источник вещества был глубинным мантийным. Возраст продуктивного рудообразования в соответствии с геологическими данными и по результатам определения абсолютного K-Ar возраста по жилам № 42, 43 и 44 (0,9–1,1 млн лет) позднеплиоценовый–раннеплейстоценовый. При этом вмещающие магматические породы габбро-диоритового ряда значительно древнее – от 12,1 до 3,76 млн лет (Чащин 2001).

В районе месторождения гидротермальная деятельность продолжается в настоящее время и представлена серией термальных источников.

Минеральные ассоциации первичных продуктивных жил, оказавшиеся в таких «горячих» зонах воздействия современных гидротермальных растворов, вовлекаются в процессы взаимодействия вода–порода (руда) с образованием новых, ранее не известных на месторождении, фаз. Так, на стибиопирсеит-арсенполибазитовых агрегатах с включениями самородного золота нарастают тонкие (до 2–3 мм) корки с кристаллами прустита, ксантоконита, пирита, кварца и адуляра. Сами агрегаты разрушаются с появлением мирмекитоподобных выделений самородного золота и алтаита, а также тонких срастаний трудно диагностируемых минеральных фаз, в составе которых установлены Tl, Bi, Sb, As, Se, O и S.

Характерной особенностью таких «горячих зон» является резкое увеличение содержаний ртути в новообразованных минералах и измененных породах. На образцах сульфидных руд Мутновского и Кумрочского Au-Ag месторождений, в которых заведомо не было сульфосолей типа пруста-пираргирита, помещенных в горячую зону № 1, в течение 14 мес отложились агрегаты прустита.

Родниковое месторождение по своим геолого-структурным, минералого-геохимическим особенностям и возрасту (1,1–0,9 млн лет) может быть сопоставлено с японскими эпитермальными месторождениями типа Хишикари (1,25 – 0,66 млн лет) и Корую (1,2–0,8 млн лет).

Многовершинное месторождение

Многовершинное месторождение расположено в Улской вулкано-плутонической структуре у северного окончания Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса в области пересечения региональных разломов меридионального, северо-восточного и широтного направлений. Оно ассоциирует с локаль-

ным гравитационным минимумом и располагается в зоне высоких градиентов магнитного поля. Размеры рудного поля 9×11 км, а структура его двухъярусная (рис. 7.64). Нижний ярус образован складчатыми осадочными породами поздней юры–раннего мела (песчаниками, аргиллитами, алевролитами). Верхний структурный ярус представлен преимущественно палеоценовыми жерловыми и субвулканическими вулканитами – брекчиевыми лавами пироксеновых и роговообманковых андезитов, андезитами и андезидацитами.

Оба структурных комплекса прорваны крупным (500 км) Бекчи-Ульским массивом гранитоидов, у северо-западного контакта которого расположено месторождение. Массив представлен порфировидными роговообманковыми гранитоидами, гранодиорит-порфирами, гранитами и монцогранодиоритами раннеэоценового возраста. Это высокомагнитные существенно калиевые гранитоиды с высокими коэффициентами окисленности железа и повышенной общей щелочностью. Вторая фаза внедрения представлена лейкократовыми и пегматоидными гранитами. Некоторые геологи выделяют четыре (Залищак, 1978) или шесть (Пискунов и др., 1990) фаз внедрения. Кровля массива полого наклонена на северо-запад и под рудным полем находится на глубине 1200 м. На контакте с гранитоидами песчано-глинистые породы превращены в пироксен-полевошпатовые роговики, кварц-кордиеритовые и кварц-биотитовые, а вулканиты – в кварц-биотитовые и альбит-эпидот-актинолитовые породы.

В юго-западной части рудного поля эрозией вскрыты эоценовые штоки (0,2×1 км) кварцевых диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров, возможно сателлитов Бекчи-Ульского массива. Кроме того, вулканиты и гранитоиды прорваны большим количеством даек диоритовых порфиритов, андезитов, базальтов и более поздних гранит-порфиров. Дайки в основном крутопадающие, но в центральной части рудного поля известны пологопадающие дайки гранит-порфиров. Мощность даек от 1–2 до 25 м, а возраст – эоцен-олигоценовый.

Все вулканические породы рудного поля изменены до пропилитов (эпидот-хлоритового, амфибол-биотит-эпидотового и карбонатно-эпидот-хлоритового состава), березитов и аргиллизитов. Серицит-кварцевые изменения окаймляют существенно кварцевые породы, представляющие собой жилы, жилообразные тела и штокверковые зоны, залегающие в вулканических и осадочных породах и вмещающие промышленные золоторудные тела. Возраст кварцевых тел палеоценовый, и они пересекаются интрузиями гранитоидов. В призальбандовых частях иногда развиты кварц-адуляровые метасоматиты. В эндо- и экзоконтакте Бекчи-Ульского массива известны кварц-мусковитовые и турмалин-кварц-мусковитовые грейзены. Кварц-турмалиновые породы образуют зоны мощностью 1–3 м, пересекающие гранитоиды и кварцеворудные тела. Редко встречающиеся кварц-полиметаллические жилы (кварц, кальцит, пирит, галенит, сфалерит и халькопирит) также пересекают золоторудные тела и содержат повышенные количества серебра (5–254 г/т).

Золоторудные тела в жильных и штокверковых зонах выделяются опробованием. Выявлено несколько десятков рудных тел. Среди них наиболее продуктивны Верхнее, Центральное (рис. 7.65, 7.66) и Промежуточное-I, Южное и Валунистое. Наиболее хорошо изучены рудные тела Верхнее и Центральное, принадлежащие единой рудоносной зоне. Они представлены мощными жилами кварца, простирающимися на СВ при крутом (70–85°) падении на СЗ. Вмещающие породы – гидротермально измененные брекчиевые лавы и туфы андезитов, а на глубоких горизонтах – песчано-глинистые породы нижнего мела. Общая протяженность залежей около 3 км. Вертикальный размах оруденения около 500 м. Поперечными разрывами рудоносная зона разбита на блоки с правосторонним смещением до нескольких десятков метров. Рудные тела прорваны многочисленными дайками различного состава.

В целом рудные залежи сложены мелкозернистым массивным метасоматическим кварцем с примесью (1–2 %) сульфидов. Такой кварц слабозолотоносен. Промышленные рудные тела обычно образованы серым полосчатым (колломорфным) тонкозернистым кварцем с адуляром и тонкозернистыми сульфидами (до 5 %) либо кварцем брекчиевой текстуры. Видимое золото встречается редко. Кварцевые залежи в целом имеют сравнительно четкие контакты с вмещающими породами. В последних обычно развиты переходные зоны прожилкового окварцевания мощностью до нескольких метров. Такие призальбандовые породы иногда являются рудой. В верхних частях кварцевых тел редко наблюдаются апофизы. Жильные минералы в рудах (в %): кварц – до 95, адуляр – до 20, серицит – до 10, а также незначительная примесь турмалина, эпидота, хлорита и галлуазита. Рудные минералы – пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, реже аргентит, фрейбергит, пираргирит, алтаит, петцит, гессит, висмутин и бурнонит, редко – касситерит, вольфрамит, киноварь, магнетит и гематит. Вторичные минералы – борнит, халькозин, ковеллин, куприт, малахит, скородит, пироморфит, смитсонит, англезит, лимонит и окислы марганца.

Золото образует желтые и зеленовато-желтые выделения (0,01–0,2 мм) в виде комочков, дендритов, пластинок и проволочек. Проба его от 750 до 850 и более. Самородное золото обычно встречается в пустотах выщелачивания сульфидов вместе с гидроокислами железа, скородитом, пироморфитом и

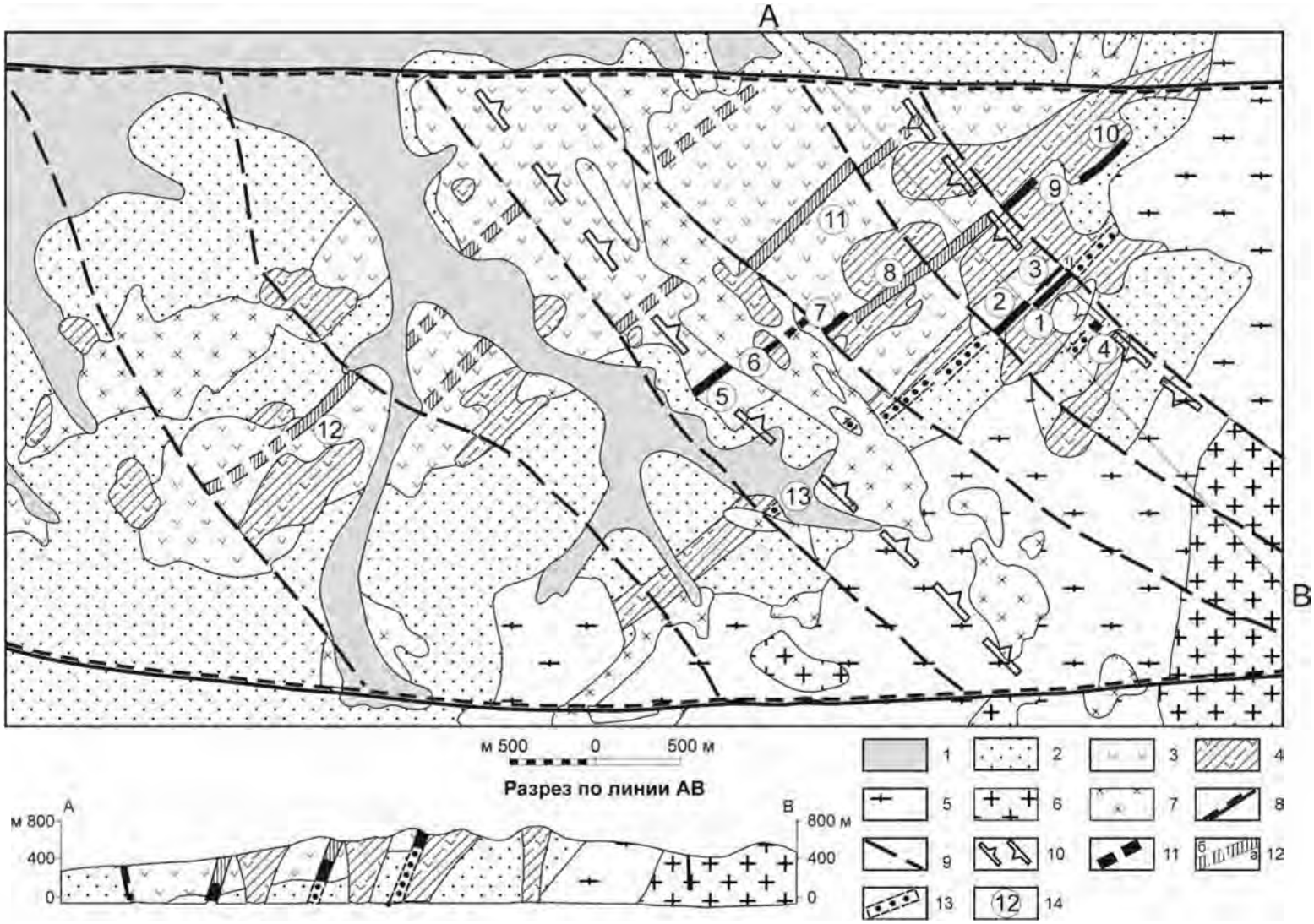


Рис. 7.64. Геолого-структурная схема рудного поля Многовершинного месторождения (Е.П. Хохлов, 1973 г.).

1 – аллювий (Q); 2 – осадочные породы (J_3-K_1); 3 – вулканические породы среднего состава (P_1); 4 – субвулканические породы среднего состава (P_1); 5 – гранодиориты (P_2); 6 – граниты (P_2); 7 – гранодиорит-порфиры (P_2); 8 – региональные разломы; 9 – другие разломы; 10 – зоны интенсивного развития среднепалеогеновых даек разного состава; 11 – рудные зоны, обнажающиеся на поверхности; 12 – рудные зоны, не выходящие на поверхность: а – установленные, б – предполагаемые; на разрезе – надрудные горизонты; 13 – эродированные рудные зоны; на разрезе – подрудные горизонты; 14 – рудные тела: 1 – Верхнее, 2 – Центральное, 3 – Оленье, 4 – Водораздельное, 5 – Промежуточное, 6 – Южное, 7 – Фланговое, 8 – Северное, 9 – Тихое, 10 – Валунистое, 11 – Медвежье, 12 – Салали, 13 – Кварцевая Сопка

малахитом. Оно образует мелкую вкрапленность в кварце, а в сульфидах наблюдается в виде пылеватых налетов и дендритов по трещинам, что указывает на некоторое его перераспределение в условиях гипергенеза. Теллуриды (гессит, алтаит и петцит) находятся в срастании с галенитом, халькопиритом, сфалеритом и блеклой рудой. Редко они присутствуют в кварце в виде выделений 0,003 – 0,1 мм. Отмечаются сростки гессита с мелким (0,001–0,002 мм) золотом.

Кварцевые залежи с обеих сторон окаймлены серицит-кварцевыми оторочками мощностью до 15 м. Это светло-серые тонкозернистые породы, содержащие неравномерную вкрапленность пирита и тонкие разноориентированные кварцевые и кварц-пиритовые прожилки. Содержание золота в серицит-кварцевых породах до десятых долей, редко до целых граммов на тонну. В зальбандах рудных тел и за их пределами иногда встречаются секущие руду линзы и прожилки турмалин-кварцевых пород с серицитом, ортоклазом и альбитом, содержащие золото до 1 г/т.

Отношение золота к серебру в рудах месторождения от 1:1 до 1:4.

СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ (±Au, Sb) ЭПИТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Модельный тип описан по работе (Nokleberg et al., 2003). Месторождения этого типа представлены кварц-сульфидными жилами и минерализованными зонами дробления в породах различного состава, интрудированных мафитовыми дайками. Рудные тела месторождений прослеживаются по простиранию и падению на сотни метров при мощности отдельных тел первые десятки метров. Главные рудные минералы месторождений – галенит, арсенопирит, стибнит, минералы Ag и подчиненные халькопирит, сфалерит, киноварь и пирит. Жильные минералы – кварц, сидерит, халцедон, каолин, кальцит, барит и флюорит. Околорудные изменения представлены ассоциацией кварц+халцедон+каолинит+хлорит. Месторождения формируются в три стадии: кварц-сульфидную, кварц-флюоритовую, кварц-карбонатную.

Месторождение Дукат

Месторождение Дукат является уникальным по строению и истории геологического развития примером месторождений этого типа на Востоке России. Оно весьма значительно по запасам и не имеет аналогов среди сереброрудных месторождений мира. Его детальное описание приведено в монографии (Константинов и др., 1998), и ниже дается лишь краткая характеристика как типового объекта в основном по материалам (Серебро…, 1989; Очерки…, 1994).

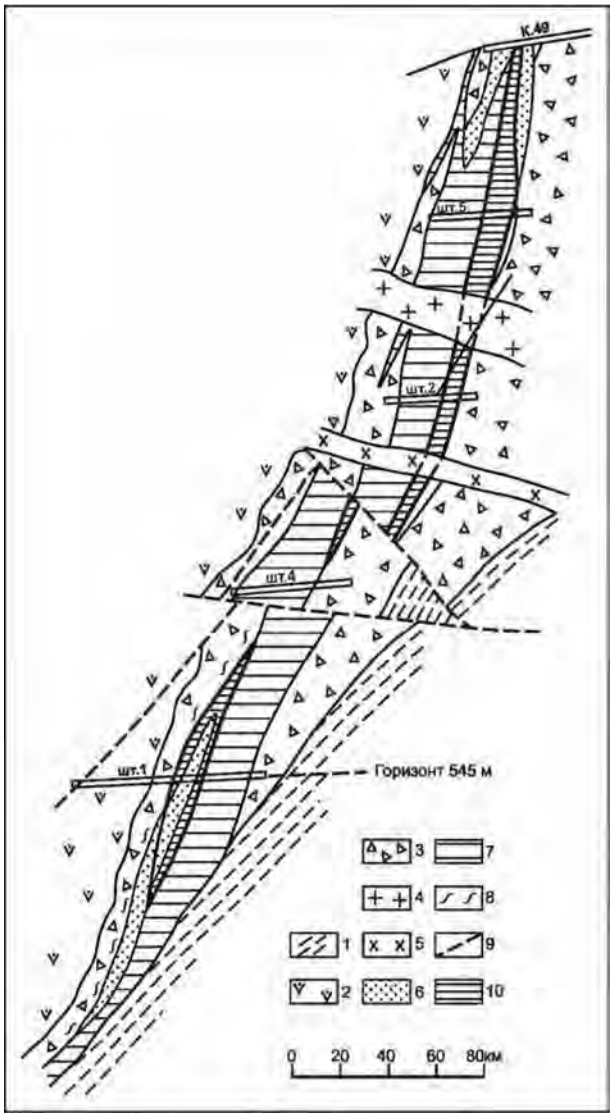


Рис. 7.65. Разрез через рудное тело Верхнее Многовершинного месторождения (по С.Н. Косову).

1 – осадочные породы; 2 – лавобрекчии пироксеновых андезитов; 3 – лавобрекчии роговообманковых андезитов; 4 – гранит-порфиры; 5 – диоритовые порфириты; 6 – серицит-кварцевые и карбонат-серицит-кварцевые метасоматиты; 7 – кварцевые жилы; 8 – штокверковые зоны; 9 – разломы; 10 – контур промышленного оруденения

Рудный узел месторождения расположен в вулканической депрессии, в междуречье Балыгычана и Сугоя, а собственно месторождение локализовано в вулкано-интрузивном куполе, расположенном в центральной части этой депрессии (Бростовская и др., 1974; Серебро…, 1989). Купол сложен покровами и экструзивными телами средне-мелкопорфировых и афировых высококалиевых риолитов, фельзориолитов, игнимбритов и их туфов раннемелового возраста, связанных с проявлениями субщелочного глубинного риолито-базальтового магматизма. Широко

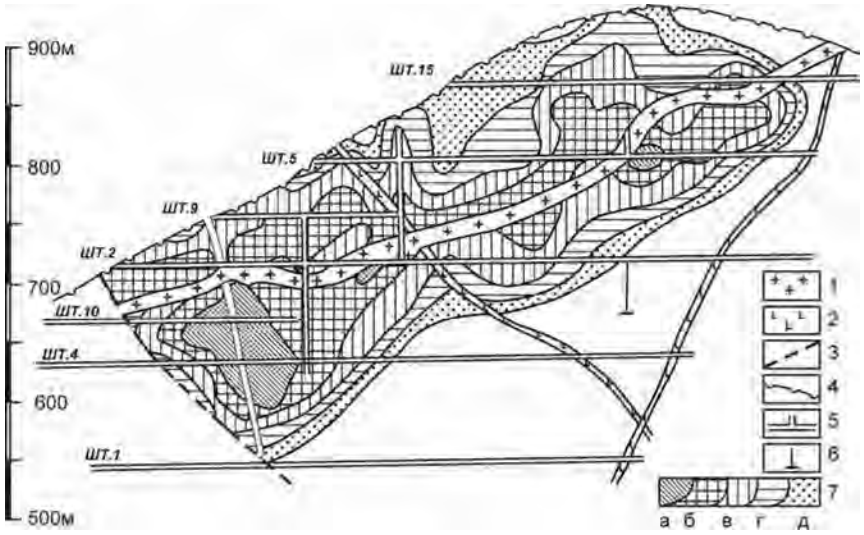


Рис. 7.66. Проекция на вертикальную плоскость Верхнего рудного тела месторождения Многовершинное (по С.И. Косову).

1 – гранит-порфиры; 2 – диоритовые порфириты; 3 – разломы; 4 – канавы; 5 – подземные горные выработки; 6 – буровые скважины; 7 – содержания золота от высоких до низких (а–д)

распространены субвулканические тела и дайки биотитовых риолитов, гранит-порфиров и невадитов, комагматичных позднемеловым игнимбритам. На глубине 1000–1300 м скважинами подсечены позднемеловые субщелочные граниты, аналогичные по петрохимическому составу гранитоидам охотского комплекса. Калий-аргоновый возраст гранитов 76–101 млн лет, а рубидий-стронциевый – от 86 до 110 млн лет при весьма различных первичных отношениях изотопов стронция от 0,7026 до 0,7100 (Котляр, Русакова, 2004). Все магматические проявления пересечены дайками базальтов, условно мел-раннепалеогенового возраста.

Вулкано-интрузивный купол, вмещающий оруденение, имеет размер 5×8 км. Он вытянут в меридиональном направлении и со всех сторон ограничен тектоническими нарушениями, вдоль которых на многих участках наблюдаются следы его обрушения по наличию кластолав, лавобрекчий, резких уступов и перегибов в рельефе. Юго-западная и западная части купола резко приподняты, а в направлении от центра на восток-северо-восток он ступенчато погружается под молассу и андезитовую толщу (рис. 7.67, 7.68).

Рудные тела месторождения приурочены к зонам повышенной трещиноватости северо-западного простирания и представлены двумя структурно-морфологическими типами: жильным и жильно-штокверковым. В первом случае это типичные жилы выполнения, не выдержанные по мощности, с резкими раздувами и пережимами. Простирание их северо-восточное – 10–20°, реже северо-западное, а падение крутое – 60–80° на северо-восток. Жилы совместно с апофизами располагаются свитами. Протяженность жил достигает 500–1000 м. Второй морфологический тип – жильно-штокверковые зоны, представляющие собой интенсивно измененные брекчированные вулканиты, рассеченные кварц-адуляровыми жилами и густой сетью тонких прожилков. Мощность таких тел достигает нескольких десятков метров, строение их неоднородно. Ведущим элементом являются кварц-адуляровые «стволовые» жилы, которые определяют линейный характер зон и постепенно сменяются прожилково-метасоматическими образованиями, мощность которых достигает 20–30 м по обе стороны кварц-адуляровых тел.

История формирования месторождения длительная и сложная: ранний этап ее связан с вулканической деятельностью, а поздний – с внедрением плутона. Эта последовательность зафиксирована в метасоматитах и парагенезисах руд. С ранним этапом связаны окварцевание, адуляризация и гидрослюдизация вмещающих пород и образование сначала полисульфидного, а затем кварц-адуляр-хлоритового парагенезиса руд. С поздним этапом – гематитизация и эпидотизация вмещающих пород, а также образование во вмещающей толще линз гранат-магнетитового состава и жил более пологого залегания (угол падения 30–45°) родонит-родохрозитового состава с гельвином и гранатом, пересекающих жилы раннего парагенезиса.

Возраст оруденения Дукатского месторождения разными авторами трактуется по-разному – от раннемелового 123–109 млн лет (Котляр, Русакова, 2004) до позднемелового (Ньюберри и др., 2000).

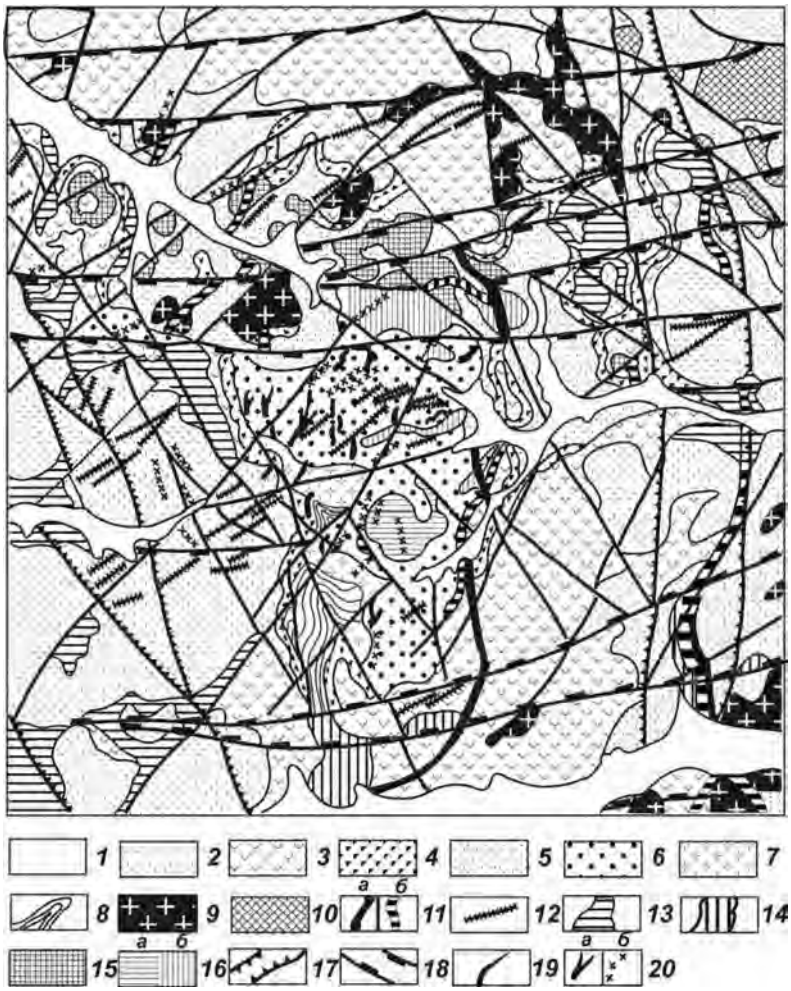


Рис. 7.67. Схема строения Дукатского рудного поля (Серебро…, 1989).
1 – рыхлые отложения; верхнемеловые вулканиты наяханской (2) и таватумской (3) свит; 4 – лаво- и туфобрекчии, туфоконгломераты основания вулканических покровов; 5 – нижнемеловые осадочные отложения омсукчанской свиты; 6 – нижнемеловые покровы игнимбритов, липаритов и туфотерригенных образований аскольдинской свиты; 7 – экструзии липаритов аскольдинской свиты; 8 – песчаники и сланцы верхнего триаса; 9 – позднемеловые субвулканические и гипабиссальные интрузивы липаритов, невадитов, гранит- и гранодиорит-порфиров; 10 – позднемеловые интрузивы диоритов и диоритовых порфиритов; 11 – позднемеловые дайки гранит-порфиров (а) и фельзит-порфиров (б); 12 – дайки базальтов мел-палеогенового возраста; субвулканические тела и экструзии: 13 – липаритов (аналогов наяханской свиты), 14 – дацитов, 15 – андезитов и андезитовых порфиритов (аналогов таватумской свиты), 16 – невадитов, аналогов аскольдинской свиты (а) и липарито-дацитов (б); зоны глубинных разломов: 17 – Омсукчанская, 18 – Буюндино-Гижигинская, 19 – прочие разломы; 20 – кварц-хлорит-адуляровые и кварц-родонит-родохрозитовые жилы и зоны прожилкования (а), хлоритизации и окварцевания (б)

Спектр рудных минералов, установленный в жилах и жильных зонах, необычайно широк – более 80 минеральных видов. Наиболее распространены пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пиролюзит, акантит и золотосодержащее самородное серебро (3–15 мас.% Au).

Из минералов серебра в рудах преобладают акантит и самородное серебро, позволяющие относить месторождение к серебро-акантитовому минеральному типу. Золото-серебряное отношение от 1:250 до 1:1000.

Одной из главных минералогических особенностей является наложение позднего более высокотемпературного парагенезиса со скарноидной гельвин-гранат-бустамитовой ассоциацией на ранний кварц-адуляровый. Это привело к интенсивному термальному метаморфизму раннего серебряного парагенезиса, регенерации его сернистых соединений, а так-

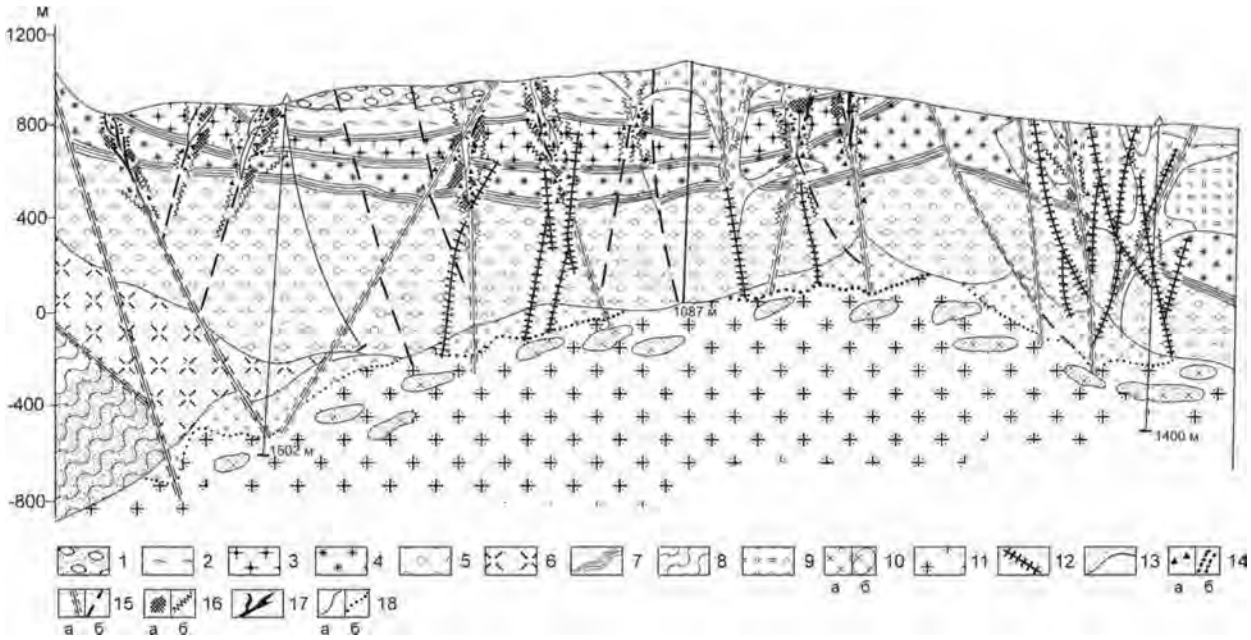


Рис. 7.68. Геологический разрез Дукатского месторождения (Серебро…, 1989).

1 – омсукчанская свита нижнего мела: конгломераты, песчаники, аргиллиты; аскольдинская свита нижнего мела: 2 – мелкопорфировые риолиты и игнимбриты, 3 – лито- и витрокластические игнимбриты и туфы риолитов, 4 – средне-мелкопорфировые и афировые полосчато-сфероидальные риолиты и фельзиты, 5 – кристаллокластические игнимбриты риолитов с линзами туфов и туфобрекчий, 6 – экструзии мелкопорфировых риолитов, 7 – маркирующие горизонты преимущественно углистых осадочных и туфогенных пород; 8 – верхнетриасовые песчаники и сланцы; 9 – ранне-позднемеловые субвулканические тела и экструзии риодацитов; 10 – ранне-позднемеловые субвулканические тела (а) и ксенолиты (б) гранодиорит-порфиров; 11 – позднемеловые интрузивы биотитовых среднезернистых и лейкократовых мелкозернистых гранитов; 12 – дайки раннепалеогеновых (?) базальтов; 13 – зоны контактового метаморфизма; 14 – инъекционно-эксплозивные брекчии (а), туффизиты (б); 15 – разрывные нарушения зоны интенсивного дробления (а), прочие (б); 16 – участки интенсивного окварцевания (а) и кварцевые жилы (б); 17 – рудоносные жилы; 18 – геологические (а) и фациальные (б) границы

же почти полному уничтожению серебряных сульфосолей и серебросодержащих блеклых руд (широкий круг этих минералов, содержащихся в дукатских рудах, попадает в класс редких и малораспространенных минералов). Следствием термального метаморфизма было отложение высококонцентрированных соединений серебра-акантита и самородного серебра. На всех других участках Дукатского рудного узла, где рудоносная структура не инъецирована поздними гранитоидами, в рудах преобладает блекло-рудно-сульфасолевой парагенезис (участки Тидид, Гольцовое, Арыллах, Красин, Мечта и др.).

Рассматривая месторождение с точки зрения рудноформационной принадлежности и подходя к этому вопросу с позиции «базовых рудных формаций» (Сидоров и др., 1990), можно предположить в качестве «базовой» – рифтогенные массивные и вкрапленные сульфидные залежи, подобные современным «черным курильщикам», так как Омсукчанский (Балыгычано-Сугойский) прогиб, вероятнее всего, имеет рифтовую природу.

Сравнение Дукатского рудного узла с Боливийской олово-серебряной провинцией показывает их существенные отличия, и прежде всего то, что Боливийские месторождения связаны с типичной олово-порфировой формацией, а Дукат частично наследует оловянную геохимическую специализацию Балыгычано-Сугойского прогиба, где оловорудные месторождения связаны с гранитоидным магматизмом, а олово-порфировая формация развита крайне ограниченно (Малый Кэн).

Месторождение Дукат – крупнейшее серебряное месторождение России с запасами более 14 000 т серебра при средних содержаниях около 500 г/т.

Мутновское серебро-полиметаллическое месторождение

Мутновское серебро-полиметаллическое месторождение также является примером месторождений, богатых сульфидами. Оно находится в среднем течении рек Мутновская и Гореловская, берущих свое начало на северных склонах Мутновского вулкана, и располагается между Родниковым эпитермальным золото-серебряным месторождением и Северо-Мутновским месторождением парогидротерм.

В отличие от Родникового месторождения, рудные тела Мутновского месторождения сложены двумя минеральными типами: а) малосульфидным (золото-кварцевым с адуляром, серицитом и карбона-

том) и б) сульфидно-полиметаллическим (сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом, сульфосолями сурьмы, мышьяка, серебра и теллура, а также теллуридами серебра и золота с кварцем и серицитом). Общие запасы: Au – 28 т, Ag – 1600 т, Pb+Cu+Zn – до 300 тыс. т при средних концентрациях Au – 2–4 и 8–12 г/т, Ag – 20–120 г/т и вариациях Au:Ag от 50 до 300.

Это месторождение удивительно похоже на Тойоха – крупнейшее комплексное жильное свинцово-цинковое (с серебром и индием) месторождение Японии. Тойоха – крупнейший сегодня в Японии производитель свинца, цинка, меди, индия и серебра. Оно имеет сходные геолого-структурные особенности – располагается в зоне воздействия вулканического очага, сухие горные породы прогреты на глубинах 200–300 м до 150 °С, – размеры по простиранию и падению, морфологию жильных тел, минеральный состав руд, содержащих серебро и индий в таких значимо больших количествах, что позволяет использовать их в качестве главных рудообразующих и имеющих экономический интерес элементов, текстурно-структурные особенности, изотопно-геохимические характеристики, физико-химические параметры (температуры и давления рудообразующей среды) и, конечно, возраст. Месторождение Тойоха сформировалось в интервале 3,1–0,49 млн лет, а Мутновское – 3,3–0,25 млн лет. Эти месторождения не нашли пока определенного положения в группе эпитермальных и вулканогенных и гидротермальных. Одни исследователи рассматривают их как эпитермальные, другие относят их к свинцово-цинковым гидротермальным жилам.

В геологическом строении Мутновского месторождения (рис. 7.69) много общего с Родниковым: оба они 1) находятся в единой региональной структуре – Центрально-Камчатского вулканического пояса, осложненной современным четвертичным Восточно-Камчатским, 2) связаны с единой субмеридиональной системой сбросов, 3) имеют сходный тектонический план, выраженный сочетанием широтных северо-восточных и северо-западных деформаций, 4) локализованы в вулкано-тектонических структурах, образованных плиоцен-четвертичными вулкано-плутоническими комплексами контрастного ряда, в которых на эрозионную поверхность выведены интрузивные породы типа габбро–габбро-диоритов. Отдельные элементы таких комплексов могут рассматриваться в качестве периферических магматических очагов плиоцен-плейстоценовых вулканов. В то же время получены новые K-Ar данные, которые указывают на более древний возраст таких тел – от 4,5 до 2,65 млн лет, в них 5) рудные и нерудные минералы неоднородно зональны, 6) отложились в близких С-Р-Т условиях из истинных и коллоидных растворов, имеющих глубинный источник серы, стронция и углерода и сопровождавшихся вскипанием, брекчированием, реювенацией и осцилляцией, 7) сопровождаются современными гидротермальными источниками и «перегретыми» на глубине породами, 8) характеризуются крайне неравномерным распределением золота и серебра в рудных жилах и 9) значительным вертикальным размахом оруденения. В то же время между ними существуют и различия, обусловленные главным образом масштабами, возрастом и длительностью проявления тех или иных факторов.

Мутновское месторождение приурочено к зоне пересечения субмеридиональных сбросов с Мутновским разломом северо-восточного простирания, осложненной северо-западными диагональными, широтными, кольцевыми и радиальными (кальдерообразующими на этапе развития Жировского палеовулкана) разрывными нарушениями.

В геологическом строении месторождения участвуют породы трех структурных ярусов. К нижнему ярусу относятся дислоцированные вулканогенно-осадочные отложения олигоцен-миоценового возраста, отвечающие островодужной стадии развития и значительно развитые на месторождении. Они разбиты на серию блоков в доплиоценовое время, слагают своеобразные кувесты, полого падающие на северо-запад, восток и юго-восток с образованием периклинального замыкания вулкано-тектонических структур. Эти отложения являются рудовмещающими для самых северных, восточных и юго-восточных фрагментов жильных зон. Видимая мощность пород до 1000 м (рис. 7.70).

На них с размывом и резким угловым несогласием залегает средний структурный ярус – слоистые туффиты с плиоценовой флорой, непосредственно подстилающие плиоцен-плейстоценовые вулканиты Жировского палеовулкана – рудовмещающей структуры месторождения. Жировской палеовулкан являлся сложной, полигенной, длительно развивавшейся асимметричной вулканической постройкой, мощность отложений эффузивно-пирокластической фации восточной приподнятой части – 0,5–0,6 км, в то время как на западе постройки – до 1,2–1,5 км. Деятельность вулкана преимущественно эксплозивная с накоплением больших объемов наиболее развитых агломератовых и крупнообломочных туфов. В относительно спокойные периоды изливались лавы основного и среднего состава. Продукты извержений характеризуются высокой степенью дифференциации – от основного до кислого состава, что указывает на особые условия эволюции магмоподводящей системы и питающих магматических резервуаров. Внедрение даек и становление фрагментов периферического магматического очага происходило в близповерхностных условиях и активной тектонической обстановке со значительным участием воды и



Рис. 7.69. Структурная схема Мутновского рудного поля.

1–3 – дорудный комплекс: 1 – вулканогенно-осадочные (а) и вулканогенные (б) образования (P_3-N_1), 2 – интрузивные и субвулканические тела (P_3-N_1); 3 – туфы дацитов, риодацитов (N_2); 4–7 – рудовмещающий комплекс Жировского палеовулкана (N_2-Q_1): 4 – эффузивно-пирокластические образования, 5 – интрузия габбро-габбро-диоритов, 6 – субвулканические тела, 7 – эксплозивные брекчии; 8, 9 – пострудный влуканогенный комплекс (Q_{II}-Q_{IV}): 8 – базальты, андезито-базальты, 9 – андезито-дациты, дациты, риолиты; 10 – рыхлые отложения (Q_{III}-Q_{IV}); 11 – сбросы системы Мутновского разлома; 12 – разломы Южно-Камчатской системы; 13 – радиальные и концентрические разломы Жировской ВТС; 14 – разломы Паратунско-Асачинской зоны; 15 – кварцевые и кварц-сульфидные жилы; 16 – современные термальные источники

сопровождалось эксплозиями с образованием многочисленных трубок взрыва и разнообразных брекчий с микроинъекциями диоритов в слаболитифицированные осадочные отложения с формированием зон «порфиризации». Верхний структурный ярус представлен четвертичными вулканитами основного, среднего и кислого состава.

Несмотря на большой объем горных работ, это месторождение, как и Родниковое, не изучено ни по простиранию, ни по падению. Наиболее хорошо исследована центральная часть месторождения.

Рудные тела слагают штокверково-жильную зону с размерами 3×4 км, представляющую собой мощную стволовую, субмеридиональную жилу с падениями, близкими к вертикальным (названную Определяющая). Известны несколько более мелких оперяющих жил и серия многочисленных разноориентированных прожилков. Жила Определяющая, в которой сосредоточено до 80 % запасов месторождения, в свою очередь отличается сложным внутренним кулисообразным строением, виргацией с раздувами (до 20–30 м) и пережимами. По простиранию она прослежена на 2650 м, с вертикальным размахом оруденения до 400 м. Северный фланг жильной зоны до 1100 м по простиранию сложен малосульфидным типом руд, и в нем сосредоточены основные запасы

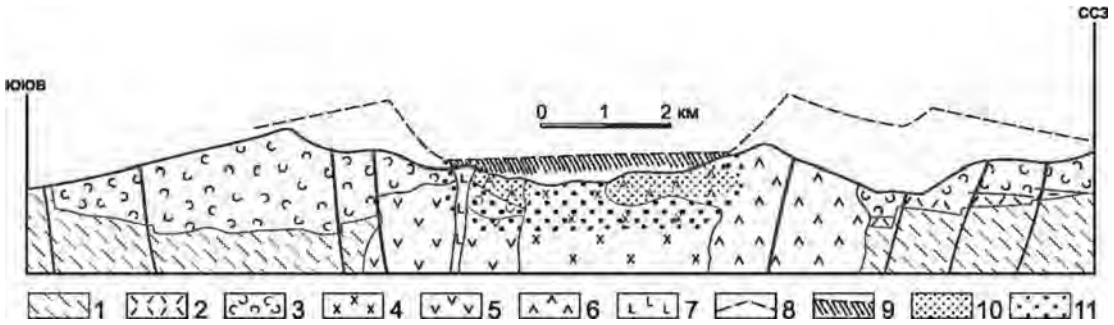


Рис. 7.70. Продольный разрез вдоль жильной зоны Определяющая с реконструкцией палеорельефа на период рудообразования.

1, 2 – образования фундамента: 1 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования (P_2-N_1), 2 – туфы дацитов (N_2); 3–6 – Жировской вулканический комплекс: 3 – эффузивно-пирокластические образования, 4 – интрузия габбро-диоритов, 5 – субвулканические тела андезитов, 6 – субвулканические тела андезито-дацитов; 7 – экструзия базальтов (Q_{IV}); 8 – реконструкция палеорельефа на период рудообразования; 9 – горизонт надрудных аргиллизитов; 10 – зона развития золото-серебряных жил; 11 – зона развития полиметаллических жил

золота. Южный фланг, протяженностью до 1600 м начиная от руч. Рудный, представлен сульфидно-полиметаллическим типом руд. В отличие от северного он более глубоко эродирован. Вмещающими породами центральной части штокверково-жильной зоны, вскрытой каньонами ручьев Рудный, Страшный и Августовский, является серия интрузивных тел различной формы и размера, сложенных габбро и габбро-диоритами до диабазов и мелкозернистых базальтов, которые относятся к питающим системам и периферическому очагу Жировского палеовулкана. Несмотря на такое обилие пород габбро-диоритового ряда, они вскрыты многочисленными скважинами на северном фланге и одной скважиной – на южном. При этом с глубиной на северном фланге увеличивается роль сульфидно-полиметаллической составляющей. На северном и южном флангах рудовмещающими породами являются стратифицированные отложения эффузивно-пирокластичесих фаций, главным образом туфы основного и среднего состава, а также кислые литокристаллические туфы с подчиненным количеством прослоев лав от базальтов до риолитов.

Рудам свойственны комбинированные текстуры: полосчатые и колломорфно-полосчатые, крустификационно-полосчатые и кокардовые, а также массивные и прожилково-вкрапленные с обязательным присутствием брекчиевых или брекчиевидных.

Минеральный состав руд месторождения очень разнообразен и, что особенно характерно, крайне неоднороден, в большинстве случаев с зональными минералами при неравномерном распределении элементов-примесей в них. Так, в пределах одного штуфа одновременно присутствуют две разновидности сфалерита: одна с содержанием железа до 10–12 %, а другая с марганцем до 10,5 % (центральная часть месторождения) или (южный фланг) зональный по железу и марганцу сфалерит совместно с зональным по кадмию и индию (до 5,6 %Cd и 9,1 % In). Зональные выделения блеклой руды (с переменными концентрациями As, Sb и Ag) ассоциируют с фрейбергитом (мелкими включениями в галените) и голдфилдитом (включениями в сфалерите), содержащим до 2,3 % Se. Повсеместно распространен зональный As-содержащий пирит, концентрация мышьяка в отдельных зонах которого достигает 10–10,5 мас.%. Самородное золото – сложной дендритовидной формы, очень мелкое, с размерами 10–150 мкм (в сульфидно-полиметаллических рудах встречено самое крупное выделение 1,2 мм), неоднородного строения с содержаниями Ag в одном выделении от 29,5 до 41,5 % (отдельные микроучастки при этом почти лишены Ag, однако в них появляется Hg до 2,5–3,0 %).

Возможно, такое неоднородное строение руд обусловлено особыми условиями их генезиса – формированием в близповерхностных условиях при широких вариациях С-Р-Т рудообразующей среды. Кроме того, это может служить дополнительным свидетельством в пользу их юного возраста.

Отличительные особенности Мутновского месторождения.

1. Усиление влияния современного Восточно-Камчатского вулканического пояса. Оно выражается в большем развитии разнообразных по составу и фациальной принадлежности вулканитов четвертичного возраста. Они представлены многочисленными дайками, силлами, экструзиями и небольшими моногенными, преимущественно базальт-андезитовыми вулканическими постройками.

2. Более высокая степень сохранности рудовмещающего плиоцен-плейстоценового вулканического аппарата, обусловленная меньшей глубиной эрозионного среза.

3. Значительное разнообразие как минерального состава, так и текстурно-структурных особенностей руд при удивительно большом диапазоне вариаций концентраций элементов-примесей в таких минера-

лах, как пирит, сфалерит, блеклые руды, алабандин и карбонаты.

4. Повышенная роль марганца в рудах и широкое разнообразие форм его нахождения: от многочисленных минералов до вхождения в качестве элемента-примеси в состав сульфидов и даже сульфосолей.

5. Повышенные концентрации в рудах As, Sb, Hg, Cd (до 125 г/т в жильной массе и до 6–7 % в сфалеритах), In (90–130 г/т по рудным телам и до 9–11 % также в сфалеритах) и Ag (блеклые руды типа фрейбергита, гессит, теллуриды серебра и золота), Bi, Te и Se (блеклые руды и теллуриды).

6. Широкое проявление процессов аргиллизации и серицитизации при значительном сокращении доли адуляра. Главным минералом – концентратором калия, количество которого достигает 6–8 мас.%, становится серицит при резко неравномерном распределении адуляра – от единичных зерен до мелкоагрегатной вкрапленности.

7. Обогащение руд околорудных метасоматитов и рудных тел ртутью (до 50–2000 мг/т).

8. Длительность и масштабы проявления рудообразующей деятельности при активном влиянии процессов современного гидротермального минералообразования.

Расстояние парогидротерм от главной жильной зоны Определяющая до первых самых южных продуктивных скважин Северо-Мутновского месторождения не превышает 2–2,5 км. Этими скважинами вскрыты геотермальные резервуары с температурой пароводяной смеси до 260–270 °С. На северном фланге месторождения в 600 м по течению р. Мутновская от Au-полиметаллической жильной зоны располагаются Войновские термальные источники. Всего на месторождении известно до пяти групп современных гидротермальных источников, с которыми связано интенсивное современное минералообразование: отложение As- и Au-содержащего пирита, киновари, адуляра, гипса и др. В зонах питания Войновских источников, выведенных эрозией на поверхность, по обоим бортам V-образной долины р. Мутновская установлены пирит, арсенопирит, киноварь, сфалерит, галенит, халькопирит, самородное золото, алунит, каолинит, серицит, манганокальцит и кварц с небольшим количеством адуляра. В неоднородном зональном As-содержащем пирите обнаружены участки с содержанием золота до 0,5–0,6 мас.%. По данным геологического и минералогического картографирования в совокупности с результатами определения абсолютного возраста гидротермальная деятельность на территории месторождения протекает в осцилляционно-реювенационном режиме в течение последних 3 млн лет, и процесс рудообразования нельзя считать законченным. При этом само месторождение следует рассматривать как продукт эволюции долгоживущей геотермальной системы, элементами (фрагментами) которой являются современные гидротермальные источники и геотермальные высокотемпературные резервуары Северо-Мутновского месторождения парогидротерм.

СЕРЕБРО-СУРЬМЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Модельный тип описан по работе (Cox, Singer, 1986). Месторождения представлены стибнитовыми жилами, плащеобразными залежами или зонами рассеянной минерализации в зонах трещиноватости, связанных с крупными разломами. Четкой зависимости между характером минерализации и составом вмещающих пород не установлено. Среди вмещающих пород наиболее обычны известняки, сланцы (часто – карбонатные), песчаники и кварциты. Наряду с этим аналогичная минерализация может встречаться также среди магматических как интрузивных, так и эффузивных пород различного состава (от кислых до основных), конгломератов, алевролитов, аргиллитов, филлитов, гнейсов и кремнистых пород.

Возраст известных в мире серебро-сурьмяных месторождений от палеозоя до кайнозоя. Их тектоническое положение определяется приуроченностью к зонам разломов в орогенных поясах. Характерна пространственная связь с сульфидно-сурьмяными, эпитермальными золотыми и золото-серебряными, золото-кварцевыми, ртутными и оловянно-вольфрамовыми жильными месторождениями.

Руды сложены преимущественно кварц-стибнитовой минеральной ассоциацией с золотом и минералами серебра, пиритом и кальцитом. Меньше распространены арсенопирит, сфалерит, тетраэдрит, халькопирит и шеелит. К чилу редких относятся самородная сурьма, марказит, калаверит, халькозин, ришардит, вольфрамит, галенит и джемсонит. Иногда отмечаются халцедон, опал (β-кристобалит), сидерит, флюорит и барит.

Околорудные гидротермальные изменения проявлены в окварцевании, серицитизации, хлоритизации и аргиллизации. Серпентинизация отмечается в тех случаях, когда месторождение локализуется среди мафитовых или ультрамафитовых пород.

Примером рассматриваемых месторождений на Востоке России является месторождение Утро в Магаданской области.

Месторождение Утро

Месторождение Утро расположено в верховьях р. Яна (Охотская). Рудное поле приурочено к сочленению широтного Янского вулкано-тектонического прогиба с меридиональной Яно-Унгинской вулкано-тектонической депрессией (Вознесенский и др., 1982). Оруденение локализовано в субвулканических

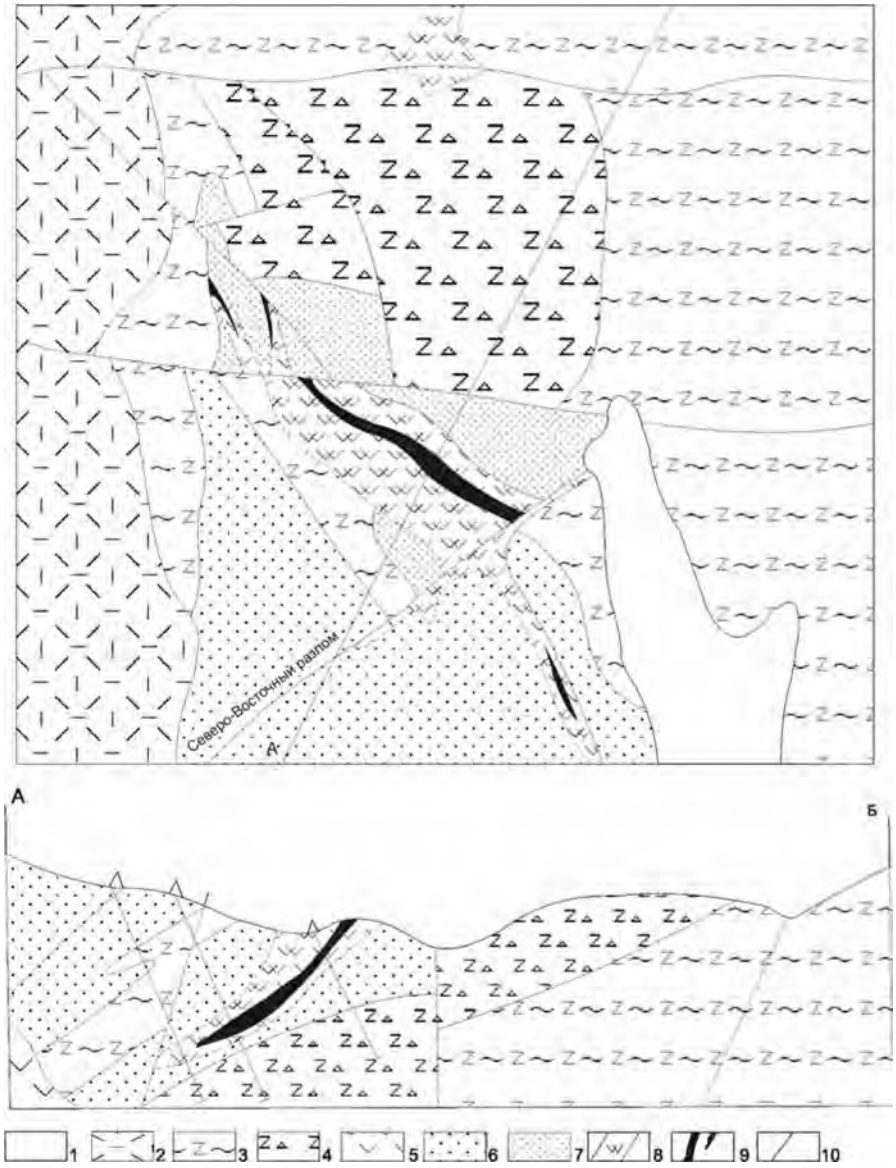


Рис. 7.71. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения Утро (Вознесенский и др., 1982).

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – туфы риолитов; 3 – фьямме-игнимбриты дацитов; 4 – литокристаллокластические игнимбриты дацитов; 5 – субвулканические андезиты; 6, 7 – субвулканические автомагматические брекчии андезитового порфирита: 6 – крупнопорфировые, 7 – мелкопорфировые; 8 – вторичные кварциты; 9 – рудные тела; 10 – тектонические нарушения

телах дацитового и андезитового состава. Наиболее богатые рудные тела приурочены к силлу мелкопорфировых автомагматических брекчий. Рудное тело № 1 (рис. 7.71) расположено в сброшенном крыле разлома северо-восточного простирания и у контакта с наклонным сместителем имеет наибольшую мощность и обогащено полезными компонентами. Главные рудные минералы – антимонит и арсенопирит. Второстепенные – бертьерит, пираргирит, миаргирит и пирит. Редкими являются галенит, сфалерит, плагионит, дискразит, самородные сурьма и серебро, а также блеклые руды. Протяженность рудных тел составляет первые сотни метров. Они окружены зонами аргиллизации и окварцевания, вплоть до кварцитов. Антимонит слагает местами до 60 % рудной массы, образуя длиннопризматические, лучистые агрегаты, типоморфные для малоглубинных месторождений. Для него типичны также вкрапленные и гнездово-вкрапленные текстуры, реже прожилковые. В рудах отмечается столбовое обогащение, рудные столбы имеют юго-восточное склонение и примыкают к рудораспределяющему разлому. Отношение

сурьма–серебро в руде по рудному телу № 1 уменьшается от 430–1590 на поверхности до 90–120 на глубине. Средние содержания сурьмы 5,44 %, серебра – 132 г/т и золота – 0,5 г/т.

ОЛОВЯННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В РИОЛИТАХ

Модельный тип описан по работам (Радкевич, 1968; Лугов, Макеев, 1972; Reed et al., 1986). Месторождения этого типа представлены зонами жильно-прожилковой и вкрапленной минерализации мелкокристаллического и/или колломорфного касситерита в риолитовых покровно-субвулканических комплексах. Риолиты обычно содержат более 75 % SiO_2 и

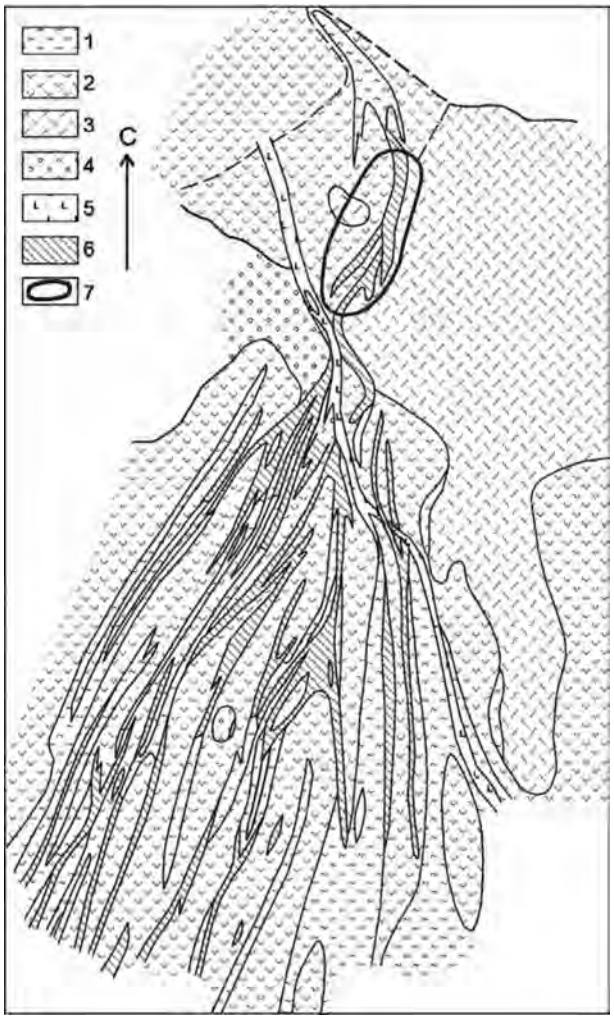


Рис. 7.72. Схема геологического строения Джалиндинского оловорудного месторождения (по: Р.П. Феклович, 1959 г.).

1 – зоны дробления и каолинитизации; 2 – порфировые риолиты (обманийские); 3 – кристаллокластические туфы риолитов; 4 – пепловые туфы риолитов; 5 – диабазовые порфириты; 6 – серицит-кварцевые и кварцевые метасоматиты; 7 – Северная рудная зона с повышенным содержанием «деревянистого» олова

обогащены калием. Для них характерно присутствие акцессорных топаза, флюорита, псевдобрукита и берилла.

Возраст известных в мире месторождений преимущественно олигоцен-миоценовый. Они распространены среди полей кислых вулканитов, формирующихся в областях с мощной континентальной корой и приурочены обычно к пологим купольным структурам риолитовых комплексов, ассоциируя с пирокластическими или эпикластическими породами. Предполагается, что на глубоких горизонтах такие месторождения могут быть связаны с не выходящими на поверхность месторождениями порфирового типа, однако достоверных доказательств такой связи пока нет.

Главные рудные минералы – касситерит (преимущественно колломорфный) и гематит (спекулярит). Кроме того, в подчиненном количестве отмечаются кристобалит, флюорит, тридимит, опал, халцедон, адуляр и цеолиты. Околорудные изменения вмещающих пород очень слабо выражены и проявляются в виде новообразованных кристобалита, флюорита, смектита, каолинита и алунита. Контролирующие зоны трещин и брекчий расположены в наиболее водопроницаемых, верхних, частях эффузивно-купольных комплексов. Примером такого типа месторождений является Джалиндинское на юге Дальнего Востока России.

Джалиндинское месторождение

Джалиндинское месторождение «деревянистого» олова расположено на северо-восточной окраине Хингано-Олонойского рудного района и приурочено к северной широтной зоне повышенной трещиноватости. Площадь месторождения сложена риолитами и меньше их туфолавами и лавобрекчиями. Риолиты прорваны дайкой диабазовых порфиритов север-северо-западного простирания и крутого падения.

Само месторождение (рис. 7.72) локализовано в зоне гидротермально измененных риолитов, простирающейся в северо-восточном (10–30°) направлении на протяжении около 1000 м с крутым (60–90°) падением к юго-востоку. Мощность измененных пород в северной части месторождения не превышает 80 м и постепенно увеличивается к югу, достигая на южном фланге 250–300 м. В целом морфология зоны близка к структуре «конского хвоста», в которой отдельные ветви сложены кварц-серицитовыми или существенно кварцевыми метасоматитами, вплоть до кремнеподобных агрегатов, распространяющихся на глубину до 25–30 м. Вмещающие риолиты и их туфы окварцованы, серицитизированы, иногда хлоритизированы.

Промышленное оловянное оруденение, выявленное в северной части месторождения, представ-

ляет собой участок сближенных маломощных зон кварц-серицитовых и кварцевых метасоматитов, в котором опробованием выделено рудное тело протяженностью около 100 м и мощностью от 1 до 13,5 м при содержании олова от 0,10 до 26,99 мас.% (среднее 0,98 мас.%). Интенсивность оруденения резко снижается с глубиной (рис. 7.73), и ниже 6 м содержание олова не более 0,3 мас.%, а на глубине 25–30 м оловянное оруденение затухает (0,01–0,1 мас.%). Уменьшается также интенсивность изменения пород, вмещающих оруденение, которое распространяется не ниже 90 м от поверхности.

Предполагается связь минерализации не с покровами, а с субинтрузивными риолитами – «интрузивными кварцевыми порфирами» (Ициксон и др., 1959). Такие образования широко развиты в районе, фиксируя переход от вулканического к плутоническому этапу эволюции оловоносного обманийского комплекса. Именно они, по нашим данным (Гоневчук, Гоневчук, 1998; Гоневчук, 2002), являются непосредственными предшественниками оловянного оруденения. В сложенной такими риолитами экструзии Г.В. Ициксон выделяла приповерхностную и глубинную фации и связывала минерализацию с развитием метасоматического кварца и серицита по риолитам приповерхностной фации (см. рис. 7.72). Риолиты сопровождаются эруптивными брекчиями, обломки которых сложены андезитами, породами, близкими хинганским гранит-порфирам, сферолитовыми риолитами и др.

Рудная минерализация в виде скоплений тонкодисперсного кристаллического касситерита и агрегатов колломорфного касситерита образует гнезда, линзы, коркоподобные или жилообразные фестончатые гнезда размером до 30 см в кварцевых метасоматитах, с реликтовой структурой порфировых риолитов. Деревянистый касситерит имеет облик почковидных, оолитоподобных, скорлуповатых на сколах и концентрически-зональных агрегатов с чередованием черных до темно-коричневых, желто-бурых и белых колец. Размеры агрегатов от 0,1 мм до 2–3 см. Особенности их строения детально рассмотрены Г.Н. Комаровой (1959) и Г.В. Ициксон с соавторами (1959), впервые высказавшихся о колломорфной природе касситерита и отметивших его высокую индиеносность.

Высокая индиеносность касситерита (содержание индия от 0,58 до 2,0 мас.%) при относительно невысоких концентрациях других характерных для различных месторождений Хингано-Олонойского района примесей (Sc – 3–10, Nb – 7–16, W – 320–730 г/т; Коростелев и др., 2000) связывается с присутствием в рассекающих его тончайших (волосовидных) прожилках минералов индия: сульфоиндата железа, индита и замещающей его гидроокиси индия – джалиндита (Генкин, Муравьева, 1963).

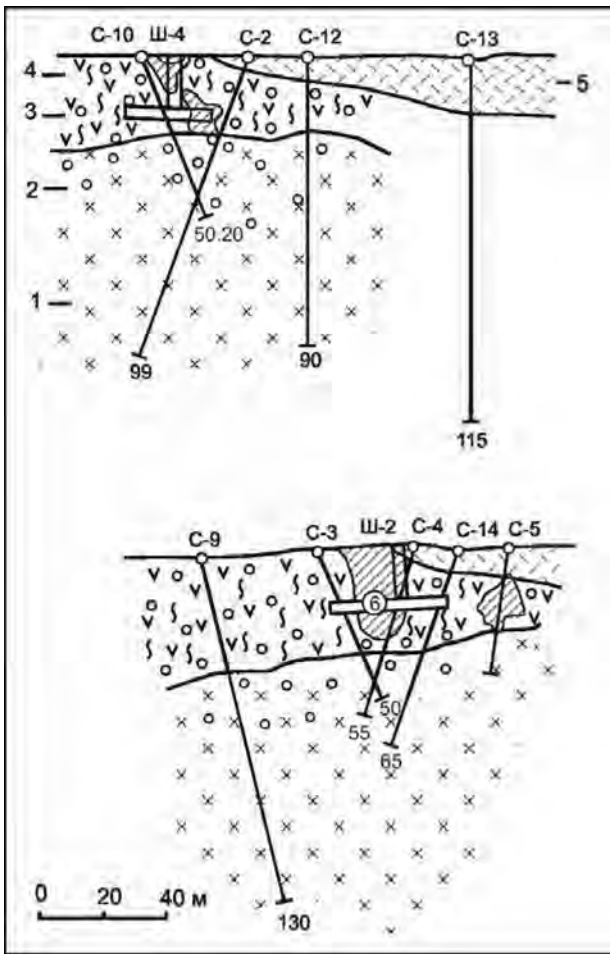


Рис. 7.73. Схематические разрезы Северной зоны Джалиндинского месторождения (Ициксон и др., 1959).

1–3 – фации экструзии риолитов: 1 – глубинная, 2 – переходная, 3 – приповерхностная, 4 – эффузивные риолиты, 5 – литокристаллокластические туфы риолитов, 6 – оруденелые участки

В аналогичных прожилках кварца нами обнаружена фаза, отражательная способность которой несколько ниже касситерита. В ее составе микрозондовым анализом установлено (мас.%); Fe – 1,69, In – 39,24, Si – 54,16, Sn – 7,70 и As – 0,61; сумма – 103,40. Если исключить из анализа олово, представленное субмикроскопическими включениями касситерита, то оставшаяся часть может соответствовать формуле: $InSi_4O_{11}$. В окружающем эту фазу касситерите индия не более 0,01 мас.%.

В окварцованных породах, вмещающих деревянистый касситерит, в качестве незначительной примеси встречена микроскопическая вкрапленность арсенопирита, пирита, галенита и халькопирита, а по данным Р.П. Феклович (Усенко,Чеботарев, 1973), в протолочках руды присутствуют хлорит, флюорит, самородный висмут, базовисмутин, шеелит, гематит и эпидот.

Термометрические исследования, выполненные А.М. Кокориным по кварцу вмещающих колломорфный касситерит метасоматитов Джалиндинского месторождения, показывают присутствие в нем двух типов включений. Ранние – гетерогенные, указывающие на пневматолитово-гидротермальный характер растворов, гомогенизируются в интервале температур от 400 до 210 °С, и поздние – жидко-газовые – при температурах 400–320 °С, что указывает на формирование месторождения в близповерхностных условиях при «вскипании» газогидротерм в зоне разгрузки.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РТУТИ В ВУЛКАНИТАХ

Модельный тип описан по работам (Кузнецов, 1974; Бабкин, 1975; Смирнов и др., 1976). Этот тип месторождений представлен зонами прожилково-вкрапленной и гнездовой киноварной минерализации в вулканитах кислого, реже среднего или основного состава. Рудные тела локализуются обычно вдоль контактов субвулканических интрузивных и вулканических пород. Помимо киновари руды месторождений содержат стибнит, пирит и марказит. Подчиненную роль играют арсенопирит, гематит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, сульфосоли меди и серебра, реальгар, самородные золото и ртуть. Жильные минералы представлены в основном кварцем, халцедоном, гидрослюдой, каолинитом, диккитом, алунитом, карбонатом и хлоритом. Вмещающие породы могут быть изменены до пропилитов и аргиллизитов с разными количественными соотношениями кварца, серицита, каолинита и эпидота. Рудоконтролирующими обычно являются тектонические границы вулканических депрессий и кальдер, связанных с магматическими дугами активных континентальных окраин и зонами внутриплитного рифтогенеза.

Чемпуринское месторождение

Чемпуринское месторождение ртути Быстринского рудного узла Камчатки может служить примером месторождений этого типа. Быстринский рудный узел расположен в северной части Центрально-Камчатского горно-рудного района. В структурном отношении он приурочен к Анавгайской вулкано-тектонической структуре I порядка, локализованной в области пересечения крупных региональных разломов северо-восточного, субмеридионального и северо-западного простирания.

В геологическом строении района участвуют (снизу вверх): неогеновые вулканиты среднего и средне-кислого состава, прорванные субвулканическими телами от диоритов и андезитов до риодацитов. Четвертичные вулканиты основного состава перекрывают значительную часть территории. Рудовмещающие породы представлены вулканогенными и субвулканическими породами верхнемиоцен-плиоценового возраста.

Рудная специализация района обусловлена наличием двух типов рудных формаций: сурьмяно-ртутной (кварц-диккит-накрит-каолинит-киноварной) и эпитермальной золото-серебряной.

Рудные объекты тяготеют к горстам в центральной части и на периферии ВТС, располагаясь в зонах пересечения кольцевых разломов с фрагментами глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Главные рудные объекты рудного узла – Чемпуринское месторождение ртути, а также Апапельское, Агликичское и Крерукское золото-серебряные рудопроявления. Все они локализованы в зоне развития субвулканических тел диоритовых порфиритов и андезитов, имеющей общее северо-восточное простирание.

Чемпуринское месторождение незначительное по запасам и отнесено к группе мелких и малоперспективных (запасы ртути около 346 т, при содержаниях 0,53–1,3 %.). Месторождение изучено на глубину двумя штольневыми горизонтами и скважинами. Вмещающие породы – эффузивные и пирокластические фации среднего состава (лавы и туфы андезитов), относимые к алнейской серии и прорывающие их, субвулканические тела (интрузивы?) кварцевых диоритов. Все эти породы испытали региональную пропилитизацию. Рудные тела месторождения локализованы в линейно вытянутых зонах гидротермально измененных пород, центральные части которых сложены монокварцитами, а краевые – кварц-каолинит-гидрослюдистыми и кварц-серицитовыми метасоматитами.

Минеральный состав руд: рудные минералы – киноварь, пирит, в резко подчиненных количествах – халькопирит, антимонит, реальгар, сфалерит, блеклые руды, галенит, метацинобарит, ковеллин, очень редко – самородные золото (электрум) и серебро (кюстелит). Нерудные – кварц (60–70 %), гидрослюды, каолин, карбонат, диккит, монтмориллонит, мусковит и серицит.

Рудные тела оконтурены по содержанию ртути, равному 0,25 %. Они линзообразны и выклиниваются с глубиной (известно 7 линзообразных рудных тел). Размеры рудных тел: протяженность по простиранию – от 43 м (горизонт 1175 м) до 9 м на горизонте 1105 м; мощность – от 0,5 до 2,35 м, в отдельных раздувах – до 8 м. Размеры по падению от 40 до 75 м. Среднее содержание ртути в балансовых рудах от 0,88 до 1,47 %, в забалансовых – от 0,28 до 0,72 %. В рудных телах присутствуют золото – 1,4 г/т и серебро – 31,8 г/т. Золото-серебряная минерализация на Чемпуринском месторождения детально не изучалась.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ САМОРОДНОЙ МЕДИ В БАЗАЛЬТАХ

Этот модельный тип описан по работам (Lee, Kim, 1966; Eckstrand, 1984; Кутырев, 1984; Cox, Singer, 1986). Месторождения представлены горизонтами рассеянной медной минерализации в базальтовых лавах, извергнутых в мелководных окраинных морских бассейнах или – меньше – на океанических вулканических островах. Вулканические породы обычно переслаиваются с красноцветными песчаниками, конгломератами и алевролитами. Базальты, как правило, калиевые или щелочные, могут присутствовать шошониты и трахибазальты.

Главные рудные минералы – самородная медь, халькозин, борнит, халькопирит и самородное серебро. Эти минералы встречаются в виде рассеянной вкрапленности в породах или выполняют жеоды в пористых верхних частях базальтовых потоков, а также – в виде прожилков в базальтах.

Вмещающие породы обычно изменены до эпидот-кальцит-хлорит-цеолитового агрегата. Наиболее крупные представители рассматриваемого типа месторождений характеризуются согласными или субсогласными с напластованием рудными телами, развивающимися вдоль специфических литологических разностей, таких как амигдалоидные брекчии верхних частей потоков, горизонты пирокластических туфов и брекчий, конгломератов, известковистых песчаников и алевролитов. Более мелким месторождениям свойственна преимущественно прожилковая или гнездовая минерализация вдоль трещин и зон тектонических брекчий в базальтах.

Месторождения часто ассоциируют с медными в осадочных толщах. На Востоке России крупных месторождений самородной меди в базальтах не выявлено. Известные здесь рудопроявления описываются в гл. 8, при рассмотрении соответствующих металлогенических поясов.

СЕРНО-СУЛЬФИДНЫЕ (ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРЫ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Модельный тип описан по работам (Власов, 1976; Mukaiyama, 1970). Месторождения этого типа включают три подтипа: 1) сублимационный подтип, представленный поверхностными отложениями серы из газов или из растворов, 2) осадочный подтип, представленный лакустриновыми отложениями в вулканических центрах, 3) подтип замещения, наиболе важный в практическом отношении, представленный неправильной формы метасоматическими телами замещения в пористых и раздробленных породах. Все подтипы генетически и пространственно связаны с андезитами. Наиболее обычные рудные минералы – сера и пирит с небольшими количествами реальгара, аурипигмента, киновари, стибнита, сфалерита и молибденита.

Вмещающие породы гидротермально изменены до образования опал-пирит-алунит-каолинитового минерального комплекса.

На Востоке России небольшие месторождения этого типа известны на Камчатке и на Курилах. Их описание приводится в гл. 8, при характеристике соответствующих металлогенических поясов.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ОСАДОЧНЫМИ ПРОЦЕССАМИ

РТУТНО-СУРЬМЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ

Модельный тип описан по работам (Кузнецов, 1974; Смирнов и др., 1976; Хасин, Супрунов, 1977; Nokleberg et al., 2003). Этот тип месторождений представлен системами простых и сложных ступенчатых, иногда – карбонат-кварцевых и кварцевых жил и прожилков и зон минерализованных брекчий с ртутно-сурьмяным оруденением, согласных со слоистостью вмещающих пород. Вмещающие породы – терригенные и вулкано-терригенные в террейнах аккреционного клина, включая терригенный флиш. Изверженные породы представлены в основном редкими дайками щелочных базальтов.

Рудные минералы включают киноварь, пирит, стибнит, арсенопирит, халькопирит, редкое золото, галенит, сфалерит, тетраэдрит, реальгар, аурипигмент, самородный мышьяк, самородную ртуть и оксиды сурьмы. В рудах некоторых месторождений ведущая роль принадлежит стибниту и оксидам сурьмы при почти полном отсутствии минералов ртути. Жильные минералы представлены в основном кварцем, карбонатами и диккитом. Околорудные изменения вмещающих пород проявлены в новообразованиях кварца, карбоната и пирита, а также редких глинистых минералов и серицита.

Морфология рудных тел достаточно разнообразная. Это могут быть зоны вкрапленной и гнездовой минерализации, маломощные жилы и прожилки сложной формы, штокверки, линзы, пластообразные тела, тела неправильной формы и брекчии. Рудовмещающие структуры представлены обычно группами трещин и «пористых» разломов, а также призамковыми частями антиклиналей и куполов. Месторождения включают, как правило, несколько рудных горизонтов, имеющих форму седловидных жил и тел.

Рудоконтролирующие структуры связаны с региональными разломами – сбросами или, реже, надвигами. В случае приуроченности месторождений к

зонам надвигов, вмещающие породы интенсивно изменены и обычно содержат вертикальные кварц-карбонатные жилы с обильной сурьмяной минерализацией с примесью золота. Иногда месторождения локализуются в линейных складках и представлены ступенчатыми и согласными карбонат-кварцевыми жилами с комплексным золото-сурьмяным оруденением, в котором золото преобладает.

Кузьмичанское месторождение

Кузьмичанское месторождение – пример ртутно-сурьмяных месторождений в терригенных толщах на востоке России. Оно локализовано во флишеподобной толще алевролитов с прослоями песчаников и гравелитов раннеюрского возраста (Очерки..., 1994). Рудные тела штокверкового типа сложены жилами и прожилками, образующими зону северо-западного простирания мощностью 300 м и протяженностью 700–900 м. Руды вкрапленные и прожилково-вкрапленные. В них присутствуют кварц, халцедон, карбонат, киноварь, пирит и марказит, а в зоне окисления – самородная ртуть. Месторождение дает большой шлиховой ореол киновари, что говорит о значительном эрозионном срезе.

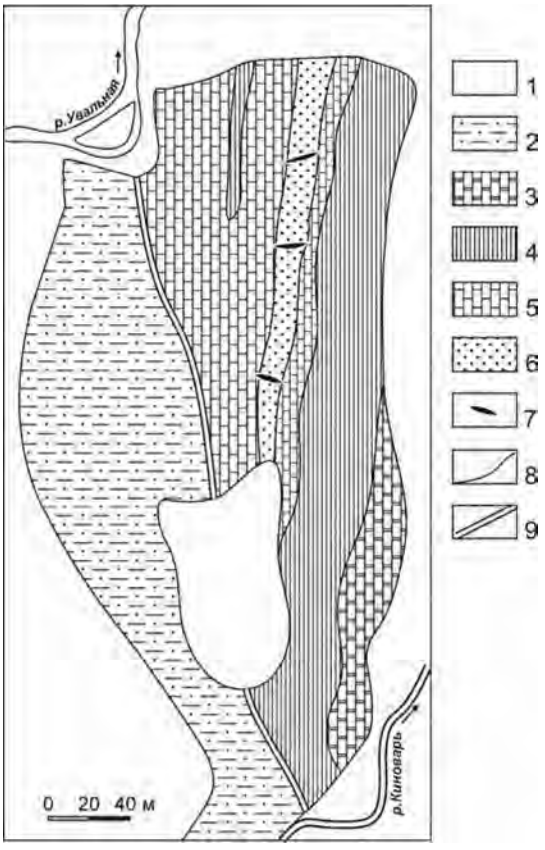


Рис. 7.74. Схема геологического строения Верхне-Тасканского месторождения ртути (Шпикерман, 1998).

1 – рыхлые четвертичные отложения: галечники, пески, суглинки; 2 – алевролиты, песчаники, глинистые сланцы верхнего триаса; 3 – известняки, доломиты нелюдимской свиты нижнего девона; 4, 5 – отложения мирненской свиты верхнего силура: 4 – пестроцветные мергели, 5 – доломиты, известняки; 6 – залежь с прожилково-вкрапленной ртутной минерализацией; 7 – кварц-карбонатные жилы с гнездами и прожилками киновари и антимонита; 8 – геологические границы; 9 – разлом Дарпир

РТУТНО-СУРЬМЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ

Модельный тип описан по работам (Смирнов и др., 1976; Оболенский, 1985; Nokleberg et al., 2003). Этот тип месторождений представлен стратифицированными линзообразными и гнездообразными залежами с ртутно-сурьмяным оруденением в доломито-известняковых брекчиях, кремнисто-карбонатных породах и джаспероидах (силифицированных и доломитизированных карбонатных брекчиях), которые прослаиваются с глинистыми и карбонатно-глинистыми сланцами. Осадочные породы секутся дайками риолитов, диабазов и лампрофиров. Карбонатные вмещающие породы последовательно изменены до образования доломита и брекчированы во время формирования карста. В других случаях породы превращены в джаспероиды с обильными кварцевыми и кальцитовыми прожилками. Минерализация обычно приурочена к надвигам и локализована под водонепроницаемыми карбонатными слоями. Рудные тела не имеют четких границ и выделяются только по результатам опробования. Главные рудные минералы – киноварь и стибнит, реже встречаются пирит, марказит, сфалерит, реальгар и аурипигмент. К редким относятся халькопирит, касситерит, арсенопирит, золото и флюорит. Примерами на Востоке России являются месторождения Уочатское и Верхне-Тасканское в Магаданской области.

Уочатское (Урультунское) месторождение

Уочатское (Урультунское) месторождение находится в Таскано-Полоусненской ртутоносной зоне. Здесь интенсивно дислоцированные толщи осадочных пород девонского, каменноугольного и нижнепермского возраста рассечены сериями разрывных нарушений, смяты в антиклинальные и синклинальные складки и прорваны силлами пермско-раннетриасовых габбро-диабазов. Ртутное оруденение приурочено к Уочатской антиклинали, ориентированной параллельно Дарпирскому разлому. Оно локализовано вдоль Зеленинского разлома, отделяющего карбонатные толщи девона от терригенных – карбона и перми и падающего на восток под углом 60–80°.

Оруденение находится в известняках и доломитах среднего девона и экранировано терригенными породами пермо-карбона. Рудное тело представляет

собой минерализованную линзу в доломитах протяженностью около 20 м, шириной 7 м и мощностью 8 м, пронизанную сетью тончайших кальцитовых прожилков с небольшим количеством кварца и вкрапленностью киновари. В рудах помимо киновари установлены сотые и тысячные доли процента Pb, Ag, Ba, Be, Co, V и Mo.

Верхне-Тасканское месторождение

Верхне-Тасканское месторождение приурочено к линейному блоку верхнесилурийских и нижнедевонских отложений, примыкающему к разлому Дарпир (рис. 7.74).

Рудная минерализация локализована в известняках и доломитах верхнесилурийской мирненской свиты под литологическим экраном, состоящим из красноцветных мергелей и имеющим четкую стратиграфическую границу. Стратифицированная крутопадающая (70–80°) на восток рудоносная залежь мощностью 15 м и протяженностью около 200 м состоит из брекчированных известняков с карбонатным цементом и вкрапленностью киновари. В залежи также присутствуют поперечные напластованию кварц-карбонатные прожилки с антимонитом и киноварью и трещины со щетками кристаллов и тонкими пленками киновари. Среднее содержание Hg 0,1 % и достигает 2,5 %.

СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ

Модельный тип описан по работам (Горжевский и др., 1970; Nokleberg et al., 2003). Месторождения этого типа представлены гидротермально-метасоматическими залежами полиметаллических руд, локализованными в основном в известняках и доломитах; в складках и разломах, а также оперяющих их трещинах и зонах скалывания. Рудные тела месторождений, приурочиваясь в целом к определенным стратиграфическим горизонтам, имеют форму линз, жилообразных, штокообразных и трубчатых тел. Главными рудными минералами являются галенит, сфалерит, буланжерит, арсенопирит и пирит. Магматические породы представлены небольшими интрузивами и дайками риолитов, гранит-порфиров и лампрофиров.

На Востоке России стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах распространены в Омулевском и Приколымском террейнах (Шпикерман, 1998). Наиболее детально эти месторождения изучены в Омулевском террейне, где известно несколько десятков объектов. Флюорит-свинцово-цинковые руды установлены на шести стратиграфических уровнях от верхнего ордовика до среднего девона включительно (Шпикерман, 1987). На каждом уровне присутствует несколько согласных рудных горизонтов. Независимо от стратиграфической позиции месторождения очень сходны между собой, поэтому достаточно ограничиться одним примером.

Месторождение Битум-Сдвиг

Месторождение Битум-Сдвиг приурочено к нижнедевонской (верхнеэмской) битумской свите карбонатных пород (рис. 7.75). Битумская свита без углового несогласия перекрыта доломитами живетского яруса. Рудоносная пачка массивных доломитов мощностью 240 м содержит от трех до шести горизонтов с рудной минерализацией. Они представляют собой согласные со слоистостью тела, мощностью от

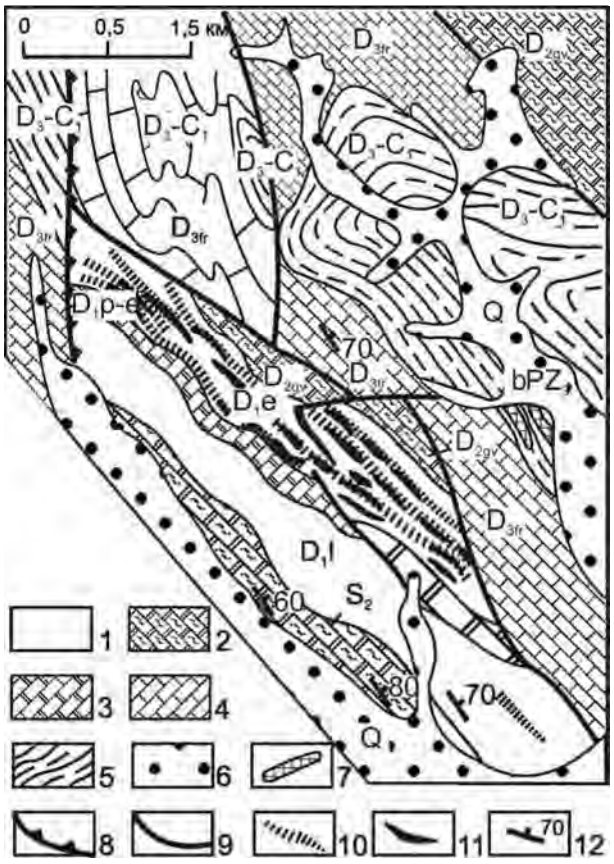


Рис. 7.75. Схематическая геологическая карта стратиформного флюорит-свинцово-цинкового месторождения Битум-Сдвиг (Шпикерман, 1998).

1 – диагенетические доломиты лохкова (D_1l) и верхнего эмса (D_1e); 2 – доломитовые мергели верхнего силура (S_2) и живета (D_2gv); 3 – частично доломитизированные известняки прагиена–нижнего эмса (D_1p-e); 4 – франские известняки (D_3fr); 5 – алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы верхнего девона–нижнего карбона (D_3-C_1); 6 – рыхлые четвертичные осадки (Q); 7 – силлы позднепалеозойских диабазов (βPZ_3); 8 – надвиги; 9 – прочие разрывные нарушения; 10 – горизонты с рудной флюорит-свинцово-цинковой минерализацией; 11 – линзы богатых флюорит-свинцово-цинковых руд; 12 – элементы залегания пластов

1 до 26 м, протяженностью до 1 км и более. В связи с тем что рудоносная пачка на месторождении Битум-Сдвиг слагает юго-западное крыло синклинальной складки, минерализованные горизонты здесь круто (60–80°) падают на северо-восток, однако на некоторых соседних месторождениях, где битумская свита слагает ядро антиклиналей, они горизонтальны.

Распределение содержаний свинца и цинка в минерализованных горизонтах неравномерное. Руды, содержащие свыше 3 % свинца и цинка, выделяются на фоне бедного вкрапленного оруденения в виде гнезд и линз неправильной формы. В таких рудах средние содержания свинца 3,55 %, а цинка 3,40 %. В качестве сопутствующих полезных компонентов могут иметь значение флюорит, кадмий и германий. Главные рудные минералы – галенит, сфалерит и флюорит. Вмещающие породы представлены черными диагенетическими доломитами с многочисленными прожилками кальцита. Руды в основном вкрапленные и прожилковые, реже брекчиевые, кокардовые, массивные и слоисто-полосчатые.

КОЛЧЕДАННЫЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРЕЙСКОГО ТИПА

Модельный тип описан по работам (Раткин, 1982, 1984; Nokleberg et al., 1997). Этот тип месторождений представлен залежами сульфидных свинцово-цинковых руд в карбонатных породах, главным образом известняках и доломитах, реже мергелях. Рудные минералы месторождений представлены в основном пиритом, галенитом, сфалеритом, флюоритом и магнетитом. Рудные тела в виде линз и пластообразных залежей согласны со слоистостью вмещающих пород, околорудные изменения которых проявлены очень слабо. Примерами на Востоке России являются Вознесенское и Чернышевское месторождения в Приморье.

Вознесенское месторождение

Вознесенское колчеданное свинцово-цинковое месторождение корейского типа расположено на юго-западе Приморья в низкогорном районе, прилегающем к Приханкайской низменности, в окрестностях пос. Ярославский. Синседиментогенные раннекембрийские полиметаллические руды Вознесенского месторождения совмещены с более поздними ордовикскими флюоритовыми грейзенами одноименного месторождения (последнее охарактеризовано выше в разделе «Плутоногенные месторождения»). Таким образом, это месторождение в современных металлогенических построениях рассматривается как сложный полигенный и полихронный рудный объект.

В своей досреднепалеозойской истории Ханкайский массив тесно связан с Сино-Корейским щитом, в свинцово-цинковой металлогенической специализации которого ведущую роль играют многочисленные стратиформные рудные объекты, сформированные близсинхронно осадконакоплению, но интенсивно преобразованные последующим магматизмом. В связи с этим Вознесенская зона еще в начале 1980-х годов привлекла внимание геологов как перспективная территория на юге Дальнего Востока, где возможно обнаружение стратиформных свинцово-цинковых месторождений (Раткин, 1982, 1984; Бажанов, 1988). В ходе детального изучения пластовых полиметаллических руд, залегающих согласно с вмещающими породами за пределами зон метасоматической переработки Вознесенского грейзенового месторождения, было показано, что они имеют много общего со стратиформными свинцово-цинковыми месторождениями КНДР (Андросов, Раткин, 1990; Андросов, 1992; Раткин, 1995).

В геоструктурном отношении Вознесенское рудное поле расположено в пределах Вознесенского террейна Ханкайского супертеррейна, которому свойственно преобладание терригенно-карбонатных пород. С запада на восток выделяются два фациальных типа отложений (Раткин, 1995). Нижнекембрийские отложения первого типа сложены чередованием песчаников с кварц-серицит-гематитовыми и серицитовыми сланцами, шунгитами, алевролитами, известняками и доломитами, а также немногочисленными слоями кислых пеплов. Второй тип разреза представлен преимущественно известняками с прослоями шунгитовых и кремнистых сланцев, на которых с постепенным переходом залегают терригенные породы. Общая мощность нижнекембрийских осадков более 4000 м.

Среди интрузивных тел Вознесенского рудного поля различают ордовикские лейкократовые граниты вознесенского комплекса, силурийские граниты гродековского комплекса и ранне-среднепалеозойские диориты. Породы жильной серии представлены керсантитами, диабазами и диабазовыми порфиритами, внедрявшимися от силура до перми включительно.

На месторождении развиты породы раннекембрийских волкушинской и согласно перекрывающей ее коваленковской свит. Волкушинская свита расчленяется на три пачки. Нижняя пачка (около 500 м) состоит из черных органогенных битуминозных известняков с прослоями шунгит-серицитовых сланцев. Средняя пачка (150–200 м), вмещающая основные пластовые залежи полиметаллических руд, представлена переслаиванием черных битуминозных известняков, их доломитовых разностей и мергелей. Верхняя пачка (до 100 м) сложена переслаивающимися серицит-карбонатными сланцами (мергелями), известняками и кремнями. Особенностью средней и

верхней пачек свиты является ритмичное строение, меньшее содержание органики, а также присутствие рассеянной вкрапленности сульфидов, магнетита и флюорита. Несмотря на высокую степень мраморизации и рассланцевания рудовмещающей части разреза, участками отчетливо наблюдаются реликтовые органогенные и осадочно-диагенетические текстуры.

Коваленковская свита сложена преимущественно серицитовыми, кварц-серицитовыми и филлитовыми сланцами, которые фациально сменяются карбонатно-терригенными породами, с кислыми вулканитами. Для сланцев коваленковской свиты также характерно присутствие небольших линз сульфидных руд.

Раннекембрийские породы смяты в синклинальную складку северо-западного простирания, крылья которой сложены известняками, а ядро – кремнистыми сланцами. Западное крыло складки осложнено узкой антиклиналью, в строении которой участвует рудовмещающая пачка волкушинской свиты (рис. 7.76). Полиметаллические руды локализуются как в западном крыле, так и в ядре складки. Здесь рудные тела прорываются апофизой грейзенизированных гранитов, и можно наблюдать их пересечение гранитами. Но в большинстве случаев близ контакта с интрузией тела пространственно совмещаются с зоной скарнирования. Жильные грейзены занимают отчетливо секущее положение по отношению к пластам сульфидных руд.

Рудные тела отчетливо стратиформные и представляют собой серию согласных со слоистостью линз и пластов мощностью от 2 до 10–15 м. Эти залежи многоярусны и имеют четкие контакты с вмещающими осадочными породами. У отдельных рудных тел верхней части рудоносной пачки нижние границы более резкие, а верхние – с постепенным переходом в слаборуденелые известково-серицитовые сланцы.

Состав сульфидных руд зависит от их геологической позиции. Пластообразные тела вне зон гидротермальной переработки сложены наиболее простыми по составу полосчатыми, реже массивными рудами. Здесь преобладают сфалерит, пирит, пирротин и магнетит, а из нерудных – кальцит, доломит, флюорит, серицит, хлорит и кварц. Встречаются также арсенопирит, галенит, менегинит и фрейбергит. Соотношение рудных минералов широко варьирует как в пределах отдельных прослоев, так и в разрезе рудных тел. Преобладают сульфидные пирит-сфалеритовые и пирит-пирротин-сфалеритовые руды, где чередуются прослои пиритового, пирит-сфалеритового, карбонатного и сфалеритового, пирит-пирротин-сфалеритового, пирротин-пиритового и флюорит-карбонатного состава. Мощность прослоев от первых миллиметров до 1–2 см. Границы между нерудными и рудными прослоями резкие, реже постепенные.

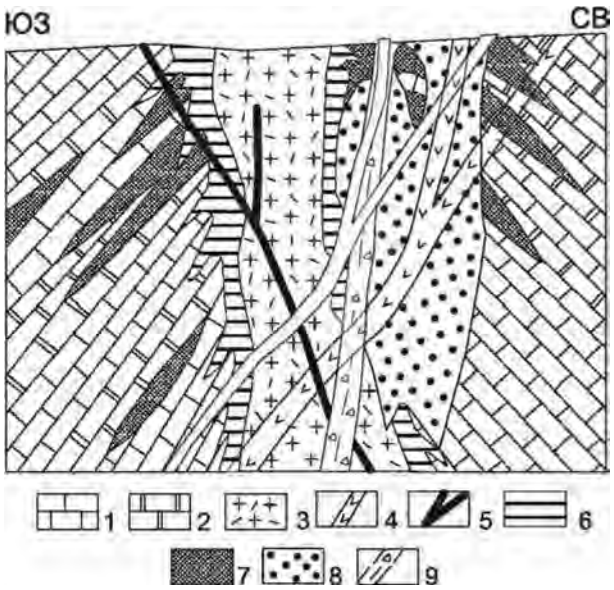


Рис. 7.76. Схематический разрез северного фланга Вознесенского месторождения (Андросов, Раткин, 1990).

1 – битуминозные известняки; 2 – доломитовые известняки и карбонатные сланцы; 3 – грейзенизированные граниты; 4 – дайки основного и среднего состава; 5 – жилы грейзенов; 6 – зоны скарнирования; 7 – полиметаллические (существенно цинковые) руды; 8 – грейзеновые флюоритовые руды; 9 – зона разлома

Менее развиты сфалерит-магнетитовые и магнетит-карбонат-флюоритовые руды, формирующие маломощные пласты и линзы и характеризующиеся тонкополосчатой текстурой, осложненной микроскладчатостью.

Характерная черта всех перечисленных типов руд – отсутствие в них метасоматического кварца и кальцита. Карбонатные прослои в рудах сложены только мелкокристаллическими мраморизованными известняками.

Сфалерит – главный минерал руд. Размер сфалерита, как правило, не превышает десятых долей миллиметра. В массивных рудах он распределен беспорядочно, а в полосчатых – близпараллельно полосчатости. По данным химического и локального рентгеноспектрального анализа для сфалерита из пластовых рудных тел характерна высокая железистость – от 6,0 до 12,0 % при низких концентрациях Mn (0,2 %), Cd (0,3 %), In (0,016 %) и Ge (20–25 г/т).

Пирит слагает до 10–30 % сульфидного агрегата. Выделяются две его генерации. Ранний пирит (I) распространен наиболее широко, представлен преимущественно кубическими кристаллами от сотых долей до 3 мм, образующими послойные скопления и вкрапленность в сфалеритовых и безрудных прослоях. Вместе с пиритом I в безрудных прослоях присутствуют пиритовые фрамбоиды. Раннему пириту свойственны катаклаз, дробление кристаллов и обрастание в «тенях-давления» стебельчатым квар-

цем. В агрегатах пирита при травлении выявляется структура тройных соединений. Co/Ni отношение близко к 1,0.

Поздний пирит (II) развит ограниченно и отчетливо замещает ранний. Катаклаза нет. Для пирита II характерны более высокие концентрации Co (0,03 %) при отношении Co/Ni, близком к 2,0.

Пирротин представлен моноклинной модификацией (44 ат.% Fe) и по распространенности только немного уступает пириту. Для руд, где присутствуют послойные скопления пирротина, характерна ярко выраженная микроплойчатость, будинирование прослоев сфалерита и пирита и облекание мелких обломков пирротиновым агрегатом. В прослоях, где пирротина немного, он тесно срастается со сфалеритом и ранним пиритом. Так же как и пирит I, пирротин содержит малую примесь Co и Ni (0,004–0,009 %).

Магнетит представлен в значительном объеме только в специфических магнетит-сфалеритовых и магнетит-карбонат-флюоритовых рудах, где он слагает до 30–50 % рудного агрегата. Как правило, магнетит концентрируется в тонкие полосы шириной 0,3–10,0 мм, чередующиеся с полосами пирит-сфалеритового, сфалеритового, карбонатного и флюорит-карбонатного состава. Он формировался, видимо, при диагенезе осадков в результате жизнедеятельности железобактерий. По данным спектрального и рентгеноспектрального анализов магнетит содержит повышенные концентрации Zn (0,1–1,0 %), Mn (0,01–0,2 %) и Al (0,14–0,96 %).

Арсенопирит образует в рудах редкую неравномерную вкрапленность в виде единичных зерен или их агрегатов размером до 0,5 мм. Он отчетливо корродирует и замещает сфалерит и ранний пирит, а также пересекает двойниковые полосы сфалерита. Содержание As в арсенопирите, определенное на микрозонде, от 31,1 в центре до 30,8 ат.% по периферии его выделений. Отмечаются мелкие зерна арсенопирита, где содержание As 29,0 ат.%.

Галенит встречается в подошве пластов среди сфалерит-пирротиновых руд и вместе с пирротином образует тонкие струйчатые обособления, облекающие мелкие будины сфалеритовых и пиритовых агрегатов. По данным электронного зонда галенит не содержит элементов-примесей, однако в ассоциации с ним встречаются мелкие (20–80 мкм) выделения фрейбергита и менегинита.

Флюорит отмечается в незначительном количестве почти во всех разностях руд, образуя мелкие (0,01–0,3 мм) обособления в карбонатной или рудной массе. Наиболее заметные скопления флюорита связаны с магнетит-сфалеритовыми и магнетит-карбонат-флюоритовыми рудами. По данным рентгенорадиометрического анализа флюорит из пластовых тел характеризуется дефицитом элементов-примесей. В незначительном количестве в нем установлены примеси Ba (0,003 %), Sr (0,012–0,068 %), La (0,003 %) и Zr (0,001 %).

Сульфидная минерализация в зонах скарнирования представлена прожилково-вкрапленными, реже полосчатыми рудами. Промышленные скопления этих руд приурочены исключительно к области примыкания зоны скарнирования к пластовым рудным телам. Вне этой области скарны содержат лишь магнетит и убогую вкрапленность сульфидов. Состав руд в зонах скарнирования близок составу пластообразных руд. Здесь доминируют сфалерит, пирит, пирротин и магнетит. В то же время присутствуют и специфические минералы – молибденит, вольфрамит, висмутин, самородный висмут и киноварь.

По взаимоотношениям главных рудных и скарновых силикатных минералов выделяются два разновозрастных агрегата. Ранний доскарновый сложен преимущественно сфалеритом, а поздний – пирит-магнетитовый тесно ассоциирует с пироксеном и гранатом, частично развиваясь по ним.

Поздний, наложенный, характер скарновых процессов выражен в структурах пересечения зерен сфалерита пироксеном и амфиболом и обогащенности цинком всех скарновых силикатов. Сравнение сульфидных скоплений в скарнах и пластовых рудах вне зон скарнирования показывает, что в ходе скарнирования руды преобразуются: снижается железистость сфалерита, облегчается изотопный состав их серы, моноклинный пирротин трансформируется в гексагональный, а магнетит обогащается оловом.

К настоящему времени имеются результаты изотопного анализа кислорода и углерода кальцита рудовмещающих карбонатных пород и гидротермальных образований. Карбонатные прослои в полосчатых пирит-флюоритовых и сфалерит-магнетитовых рудах по изотопному составу близки карбонату рудовмещающих известняков и тремолит-кальцитовых сланцев. Однако в отличие от морских черных известняков, локализованных вне рудной зоны ($\delta^{18}O$ = +19,2 ÷ +21,5 ‰; $\delta^{13}C$ = +6,24 ÷ +6,7 ‰), в них несколько облегчен состав кислорода ($\delta^{18}O$ = = +14,0 ÷ +19,8 ‰) и углерода ($\delta^{13}C$ = +0,21 ÷ +2,8 ‰). В то же время кальцит из зоны скарнирования формировался, судя по его изотопному составу ($\delta^{18}O$ = +4,9 ‰; $\delta^{13}C$ = –5,98 ‰), при участии магматогенных флюидов, в значительной мере «разбавленных» метеорной водой. Аналогичный изотопный состав у кальцита ($\delta^{18}C$ = –5,69 ‰), который формирует прожилки, пересекающие пострудные дайки порфиритов.

Изучение изотопии серы показало, что сульфиды полосчатых пирит-сфалеритовых и магнетит-сфалеритовых руд имеют специфический утяжеленный изотопный состав: $\delta^{34}S$ пирита +9,5 ‰, $\delta^{34}S$ сфалерита +11,5 ‰, но пирит сульфидных прослоев из

перекрывающих рудные тела доломитовых известняков содержит изотопно облегченную серу ($\delta^{34}S$ = = -14 ‰). Сера сфалерита, претерпевшего наложение скарновой силикатной ассоциации, несколько облегчена (+7,1 ‰) по сравнению с тяжелой серой сфалерита пластовых руд, локализованных на удалении от зоны скарнирования. Пирит, который развивается при скарнировании совместно с силикатами за счет сфалерита, наследует его изотопно тяжелый состав ($\delta^{34}S$ пирита +8,2 ‰). В то же время галенит и сфалерит из скарнов, вне ареала пластовых тел сульфидных руд, на контакте гранодиоритов с известняками и сланцами волкушинской свиты в юго-западной части месторождения имеют серу, близкую к метеоритному стандарту ($\delta^{34}S$ = –0,3 и +1,4 ‰ соответственно).

Для сульфидов из грейзеновых жил и грейзенизированных гранитов, пересекающих стратиформные сульфидные рудные тела, характерен аномально тяжелый состав серы ($\delta^{34}S$ пирита = +5,7 ‰, $\delta^{34}S$ молибденита = +4,4 ‰). За пределами скопления сульфидных руд те же грейзенизированные граниты несут вкрапленность сфалерита и пирита, величина $\delta^{34}S$ которых не превышает +2,4 ‰.

Особенности локализации, строения и состава сульфидных руд месторождения Вознесенское свидетельствуют об их формировании близсинхронно раннекембрийскому осадконакоплению. Отложение рудных илов и их диагенетические преобразования происходили в условиях подводной карбонатной возвышенности частично изолированного бассейна при ограниченном поступлении терригенного материала. Свидетельством этого являются кремнистые прослои в рудовмещающей толще доломитовых известняков. Интенсивная гидротермальная переработка руд завуалировала их первичное происхождение. Тем не менее можно выделить комплекс признаков, свидетельствующий об их синседиментогенном формировании: пласто- и линзообразная форма рудных тел, их согласное залегание, литолого-стратиграфический контроль размещения сульфидного оруденения со стороны горизонта доломитовых известняков, слоистые текстуры руд, утяжеленный изотопный состав серы сульфидов как следствие участия сульфатной серы морской воды в формировании руд, близкое к единице Co/Ni отношение в пирите, присутствие в составе руд магнетита и флюорита. Такая необычная ассоциация сульфидов, флюорита и железных руд известна в районе Марико в Южной Африке (Martini, 1976). С диагенезом следует, видимо, связывать облегчение изотопного состава кальцита рудовмещающих известняков и их доломитизацию. Наличие фрамбоидальных форм пирита и присутствие стяжений с изотопно облегченной биогенной серой среди карбонатных осадочных пород, перекрывающих сульфидные руды, указывает на широкое участие бактерий в диагенезе осадков. С деятельностью специфических бактерий связано, вероятно, образование магнетита в рудах Вознесенского месторождения. По данным В.И. Лазуренко (1989), продуктами жизнедеятельности этих бактерий являются метан и водород. Как следствие этого в восстановительной среде первично-оксидные седиментогенные формы железа преобразуются в магнетит. Наиболее проблематична первичная форма вхождения фтора в руды. Ввиду отчетливой приуроченности флюорита к горизонтам тонкополосчатых магнетитовых руд можно предположить, что фтор, так же как железо, поступал в руды в ходе седиментации. Наиболее вероятно, что это был ратовкит, преобразованный при диагенезе и гидротермальной переработкой руд во флюорит. Отсутствие элементов-примесей в этом флюорите контрастно отличает его от широко распространенного на месторождении гидротермально-метасоматического флюорита.

Прослои вулканитов кислого состава на уровне развития линзовидных сульфидных тел коваленковской свиты указывают, возможно, на горячие гидротермы, выходившие на дне моря. Таким образом, сочетание всех вышеприведенных черт не исключает и гидротермально-осадочную модель концентрации сульфидных руд на фоне седиментации карбонатов.

СТРАТИФОРМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОЛЬФРАМА

Это тип месторождений Австрийских Альп, примером которых является известное стратиформное месторождение вольфрама в метаморфических толщах Фелберталь (Австрия). На Дальнем Востоке этот тип представлен стратиформным шеелитовым оруденением в черных углеродистых сланцах среднего ордовика (Шпикерман и др., 1986; Горячев, 1994; Шпикерман, 1998). Это *рудопроявление Омулевское*, локализованное на границе мокринской и кривунской свит среднего ордовика (рис. 7.77). Мокринская свита на рудопроявлении представлена средней и верхней подсвитами. Средняя подсвита сложена довольно однообразными рассланцованными метаалевролитами и филлитами. Границы подсвиты с перекрывающими отложениями тектонические. Мощность более 300 м. Верхнемокринская подсвита – это преимущественно глинистые известняки и мергели мощностью 450–500 м. Кривунская свита представлена на рудном участке только нижней подсвитой. Это флишоидная толща, сложенная ритмично переслаивающимися черными глинисто-углеродистыми известняками, калькалевролитами и филлитовидными черными («шелковистыми») глинистыми сланцами, которые по отношению к известнякам имеют подчиненное значение.

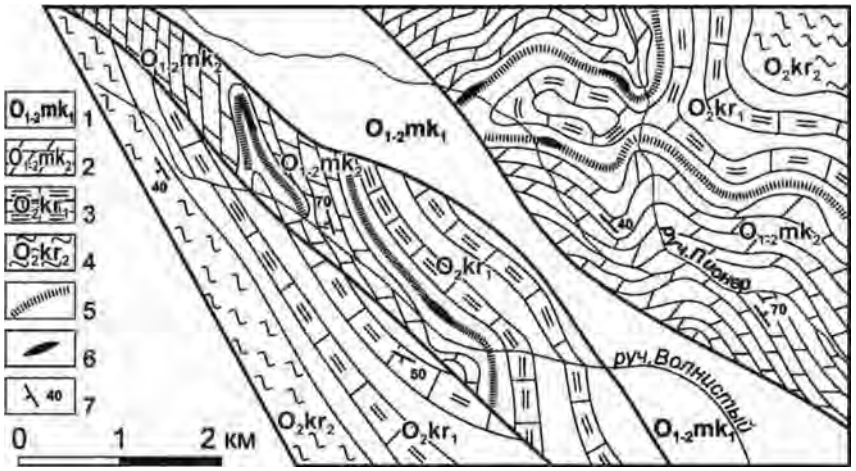


Рис. 7.77. Геологическая карта Омулевского рудопроявления вольфрама (Шпикерман, 1998).

1, 2 – мокринская свита нижнего–среднего ордовика: 1 – нижняя пачка (филлиты, рассланцованные алевролиты и аргиллиты), 2 – верхняя пачка (глинистые известняки); 3, 4 – кривунская свита среднего ордовика: 3 – нижняя пачка (известняки, углеродистые глинистые сланцы), 4 – верхняя пачка (мергели, филлиты); 5 – горизонты с сульфидно-шеелитовой минерализацией; 6 – линзы богатых шеелитовых и сульфидно-шеелитовых руд; 7 – элементы залегания слоистости

Выходы кривунской и мокринской свит на рудопроявлении приурочены к ядру крупной Харкинджинской брахиантиклинали с осью северо-западного направления. Осадочные отложения здесь смяты в мелкие изометричные и линейные складки, образующие в совокупности структуру «мятого листа» с субгоризонтальным зеркалом складчатости. Породы метаморфизованы на уровне низких–средних ступеней зеленосланцевой фации регионального метаморфизма и превращены в филлиты.

Магматические образования на Омулевском рудопроявлении распространены мало, и какой-либо их связи с рудой не обнаружено. Отмечаются редкие дайки и силлы пород основного состава, явно доскладчатые. Признаков молодого постскладчатого магматизма не установлено. Широко развитые жилы и прожилки кварц-карбонатные и, вероятнее всего, они метаморфогенно-гидротермальные.

Рудная минерализация приурочена к подошве нижнекривунской подсвиты среднего ордовика. Она локализуется в горизонте мощностью 10–15 м, весьма неравномерно распределена, и состав ее переменный. Рудный горизонт вместе с вмещающими породами сложно дислоцирован, поэтому с трудом прослеживается на поверхности.

Рудовмещающие породы представлены черными алевролитами, состоящими из обломочных зерен известняка (65–70 %) и кварца (20–30 %), также в них присутствует 3–5 % графита. Размер кластических зерен в среднем 0,01–0,02 мм. Благодаря метаморфизму порода приобрела мелкозернистую гранобластовую и лепидогранобластовую структуру. Глинистый цемент, на долю которого приходится 5–6 % объема породы, полностью преобразован в тонкозернистый эпидотовый агрегат. Углеродистое вещество представлено тончайшими вытянутыми по слоистости агрегатами графита. Широко развиты микростилолитовые швы, обогащенные глинистым материалом, гематитом и графитом.

Вольфрамовые руды на Омулевском рудопроявлении представлены послойным штокверком тонких разноориентированных шеелитовых, шеелит-карбонатных и шеелит-кварцевых прожилков. Главный минерал руд – шеелит – образует разноориентированные прожилки, просечки и послойные импрегнации в черных алевролитах. Нередко он вместе с карбонатом развивается вдоль стилолитовых швов. Примеси в шеелите – Mo (до 0,1 %) и Sr (до 1 %), Mg и Fe (до 0,5 %), а также Nb и Yb (по 100 г/т). Помимо шеелита в рудах установлены кальцит, доломит, пирит и кварц. Содержание вольфрама в отдельных пробах превышает 1 %, отмечаются повышенные концентрации бария (0,5–1 %) и свинца (до 100 г/т), а также мышьяка, сурьмы и ртути. Шеелиту свойственны примеси стронция, магния и бария. С шеелитовой минерализацией ассоциирует мышьяковое оруденение, представленное сетью кварц-карбонатных прожилков с реальгаром и аурипигментом, а также галенит-карбонатными прожилками, которые приурочены к одному горизонту с вольфрамовыми, однако латерально разобщены. Реальгар тяготеет к зальбандам прожилков. Под микроскопом видно, что он входит в состав реальгар-кварцевой минеральной ассоциации, накладывающейся на ранние карбонатные прожилки. Иногда реальгар замещается аурипигментом. Состав реальгара близок к

теоретической формуле, примесные элементы Hg (0,1–0,6 %) и Sb (0,1–0,2 %). Модельный возраст свинца по изотопным отношениям в галените 434 млн лет (лаборатория ИГЕМ).

Какие-либо отчетливо выраженные метасоматические ореолы, связанные с оруденением, не установлены. Изменения вмещающих пород соответствуют общему уровню их метаморфизма.

Несмотря на довольно дифференцированный характер рудной минерализации, общей чертой комплекса является четко выраженная геохимическая ассоциация W-Hg-Sb-As во вторичных ореолах и потоках рассеяния, валовом составе сульфидных руд и в составе микропримесей рудообразующих минералов. Чисто шеелитовым рудам свойственна ассоциация W с Ba (0,5–0,6 %) и Pb (75–90 г/т).

Приведенные характеристики указывают, что это оруденение следует относить к стратиформному типу шеелит-сульфидных руд в метаморфизованных осадочных породах (Денисенко, Рундквист, 1977; Денисенко и др., 1986).

Первичное обогащение вольфрамом происходило, скорее всего, в процессе накопления морских осадков благодаря сорбции углеродистого вещества. Латеральная региональная рудно-геохимическая зональность показывает, что в среднем ордовике вольфрам мог поступать с северо-востока, со стороны Рассошинской островной дуги, где в это время происходили процессы подводного базитового вулканизма. Таким образом, предполагается эндогенный источник металла, а его поступление в морской бассейн – путем вулканических эксгаляций, с дальнейшим разносом их морскими течениями. В целом, повидимому, преобладало рассеяние вольфрама, на что указывает незначительное превышение его фона в рудоносных формациях относительно регионального кларка. Существенное обогащение осуществлялось локально в маломощном слое осадков.

Метаморфогенный этап формирования вольфрамового оруденения омулевского комплекса мы связываем с преддевонской коллизией Рассошинской островной дуги с краем континента. В процессе метаморфических преобразований шли мобилизация и перераспределение вещества. Шеелит отлагался в прожилках в виде крупных минеральных агрегатов совместно или с некоторым разрывом по времени с кальцитом и кварцем. Об экстракции вещества из вмещающих пород свидетельствует и модельный возраст свинца в галените Омулевского рудопроявления – 434 млн лет, соответствующий возрасту метаморфизма. P-T-условия метаморфизма отвечали низким ступеням зеленосланцевой фации, на что указывают минеральные ассоциации силикатов во вмещающих породах и термобарогеохимические данные. Метаморфогенному этапу в шеелите, вероятнее всего, отвечают реликтовые включения с $T_{гом.}$= 260 °C и пики декрепитации некоторых образцов в небольшом интервале около 300 °C.

Гидротермальный постмагматический этап выделяется во многом условно. В нашем случае он не может объяснить эпигенетическую минерализацию «телетермального типа», такой как реальгаровая и сурьмяно-ртутная. На большинстве проявлений омулевского рудного комплекса нет магматических образований. Это оруденение, на наш взгляд, скорее всего, связано с гидротермами былой, сопряженной с преддевонским метаморфизмом, артезианско-карстовой гидрогенной системы, которая перерабатывала ранее возникшие эксгаляционно-осадочные рудные концентрации.

ФЛЮОРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ

Модельный тип описан по работам (Иванова, 1974; Булнаев, 1995). Этот тип месторождений представлен пластообразными зонами кварцевых и флюоритовых метасоматитов, локализующихся в слоистых терригенно-карбонатных комплексах, образующих небольшие ксенолиты в гранитоидных плутонах. Рудные тела – это пластовые, минерализованные зоны трещиноватости или жилы, приуроченные к определенным стратиграфическим горизонтам. Рудные тела постепенно переходят во вмещающие породы. Их строение определяется чередованием мелкозернистых полос, пятен и слоев флюорита, кварца и кальцита с неизмененным доломитом, известняком и иными карбонатными породами. Слоистость месторождения согласна со слоистостью вмещающих пород.

Месторождение Битум-Сдвиг

Месторождение Битум-Сдвиг, входящее в состав Урультунского рудного поля, – типовой объект стратиформной флюорит-свинцово-цинковой формации (рис. 7.78). Оно детально охарактеризовано в монографии (Шпикерман, 1998), из которой ниже приводится характеристика месторождения. Месторождение приурочено к нижнедевонской (верхнеэмской) битумской свите карбонатных пород.

Месторождение является северным участком крупного рудного поля (25×5 км), известного как флюорит-свинцово-цинковое месторождение Урультун (Шпикерман, 1998). Это значительный по запасам объект со средними содержаниями в руде около 3 % Pb, 7 % Zn и 10 % флюорита и с высокими средними концентрациями некоторых редких элементов.

На всех разрезах рудная минерализация приурочена к верхней части доломитов, перекрытых глинистыми отложениями. Доломиты – рудовмещающая среда, а глинистые породы играют роль ли-

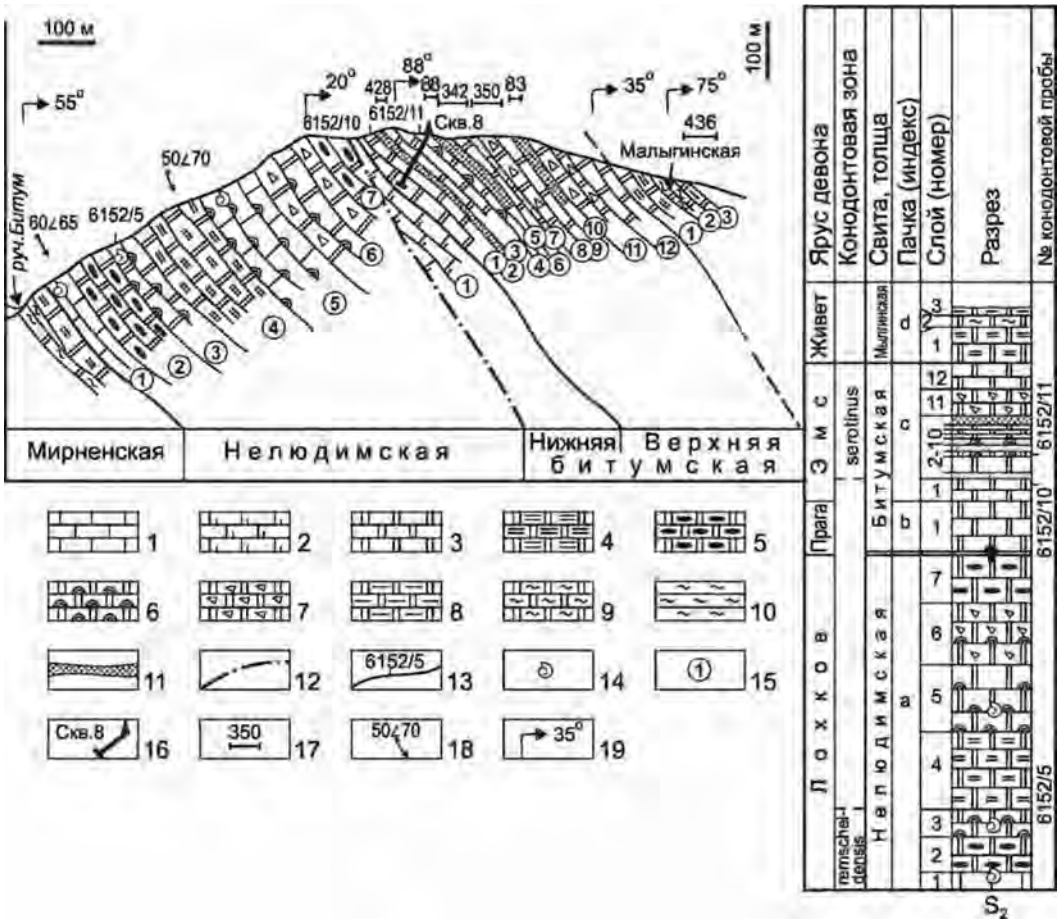


Рис. 7.78. Стратиграфический разрез месторождения Битум-Сдвиг в северной части Урультунского рудного поля (Шпикерман, 1998).

1 – известняки; 2 – доломитизированные известняки; 3–8 – доломиты: массивные (3), тонкослоистые (4), с включениями кремней (5), унаследованно-органогенные (коралловые) (6), брекчиевые и брекчиевидные (7), глинистые (8); 9 – доломиты; 10 – мергели; 11 – оруденелые горизонты (доломиты с флюорит-галенит-сфалеритовой минерализацией); 12 – разрывные нарушения; 13 – места находок конодонтов и номера проб; 14 – места отбора макрофауны; 15 – номера слоев (на разрезе); 16, 17 – проекции и номера: скважин (16), канав (17); 18 – элементы залегания слоистости; 19 – направление профиля разреза

тологических экранов. Рудовмещающие доломиты нижнего девона представлены четырьмя основными разновидностями: тонкозернистыми, мраморовидными, «зебра-доломитами» и доломитовыми брекчиями. Тонкозернистые доломиты – наиболее распространенный тип рудовмещающих пород. Они залегают в виде стратифицированных толщ и пачек. Это, как правило, темно-серые до черных тонкокристаллические породы массивной или брекчиевидной текстуры, часто с унаследованной органогенной структурой. Под микроскопом видно, что такие доломиты представляют собой мозаичный агрегат зерен размером от 0,01 до 0,1 мм, обычно имеющих правильные ромбоэдрические сечения либо одно-два идиоморфных ограничения. Содержащиеся в породах остатки кораллов нацело перекристаллизованы и сложены крупнозернистым доломитовым агрегатом с реликтовыми зернами кальцита. По всей массе породы равномерно рассеяна тонкодисперсная глинисто-органическая примесь. Это типичные диагенетические доломиты, которые являются одной из главных составных частей карбонатной рифогенной формации нижнего девона (Шпикерман, 1998).

Формация представлена грубослоистыми толщами серых пелитоморфных и органогенных (коралловых и строматопоровых) известняков и доломитов. Причем доломитизируются на диагенетической стадии преимущественно органогенные известняки, превращаясь в итоге в доломиты с унаследованной органогенной структурой (Шпикерман, 1998).

Большая часть органогенных известняков и доломитов имеет обломочную биоморфную структуру, где в качестве биокластов выступают обломки отдельных кораллитов, форма которых, как правило, хорошо сохраняется, а признаков окатанности обычно не устанавливается, что свидетельствует о близо-

сти источников сноса (рифов, коралловых лагун и т. п.). Другими признаками рифовой природы части пород являются пористость, кавернозность, химическая чистота и отсутствие терригенной примеси. Поры и каверны распространены главным образом в доломитах. Самые крупные каверны часто инкрустированы по стенкам кристаллами кальцита. Средний химический состав рудовмещающих доломитов (по 8 пробам, %) следующий: SiO_2 – 0,80, Al_2O_3 – 0,46, FeO – 0,08, Fe_2O_3 – 0,07, MgO – 20,63, CaO – 30,63 и CO_2 – 46,19, а среднее содержание терригенной примеси в тех же породах составляет всего 0,9 %. В геохимическом отношении рассмотренные карбонатные породы не обнаруживают какой-либо специализации, что мы обсудили подробнее.

Светло-серые мраморовидные доломиты наиболее развиты в верхних частях рудовмещающих пачек. Им не свойственна отчетливая стратификация. Внешне это кавернозные яснозернистые пятнистые породы. Предполагается, что они образовались под воздействием глубинных гидротермальных растворов и относятся к гидротермально-катагенетическому типу (Шпикерман, 1998).

«Зебра-доломиты» отчетливо полосчатые благодаря ритмичному чередованию белых и черных полос. Черные полосы – это реликты первичных диагенетических доломитов, а белые сложены перекристаллизованным крупнозернистым агрегатом, ромбоэдрических зерен молочно-белого доломита (Шпикерман, 1998).

Доломитовые брекчии состоят из обломков 0,5 до 2 см, изредка до 10 см вмещающих доломитов, сцементированных осветленным тонкозернистым доломитовым гидрогенно-карстовым агрегатом (Шпикерман, 1998). Пласты глинистых пород над минерализованными горизонтами являются локальными литологическими экранами, под которыми находятся флюорит-свинцово-цинковое и ртутное оруденение урультунского комплекса.

Состав флюорит-свинцово-цинковых руд и их текстурно-структурные особенности были изучены ранее (Шпикерман, 1998). Перечень минералов руд по степени их распространенности приведен в табл. 7.11. Для каждой стадии установлена соответствующая парагенетическая минеральная ассоциация. Самая ранняя, доломит-сфалеритовая, ассоциация сформировалась, вероятно, еще на стадии седиментогенеза. Перекристаллизованные агрегаты этой стадии встречаются редко и только в рудах с сохранившейся слоистой текстурой. Столь же редка и пирит-галенитовая ассоциация, образующая диагенетические микровкрапленные руды. Резко доминируют явно эпигенетические руды. Они образованы двумя разновременными минеральными ассоциациями: сфалерит-флюоритовой и галенит-флюорит-кальцитовой. Первая из них слагает тонковкрапленные и гнездовые руды. Обильный флюорит этой ассоциации темно-фиолетовый и агрегатами своих зерен как бы пропитывает вмещающие доломиты. В таких рудах иногда устанавливаются деформации еще не полностью литифицированного осадка (Раткин, Шпикерман, 1994). Температура гомогенизации газово-жидких включений во флюорите сфалерит-флюоритовой ассоциации 200–260 °С (Шпикерман, 1998).

Галенит-флюорит-кальцитовая ассоциация более низкотемпературна ($t°_{гом.}$ГЖВ = 110–170 °С). Минералы этой ассоциации образуют прожилки, инкрустируют полости и цементируют обломки доломитов и рудных минералов ранних стадий.

Таблица 7.11

Минеральный состав флюорит-свинцово-цинковых руд Урультунского рудного комплекса (Шпикерман, 1998)

Минералы по распространенности	Рудные		Нерудные
	в первичных рудах	в окисленных рудах	
Главные	Сфалерит Галенит Флюорит	Смитсонит Церуссит	
Второстепенные	Пирит	Англезит Пироморфит Плюмбоярозит Каламин Гидроокислы железа	Кварц Хлорит Гидрослюда Барит Каолин и другие глинистые минералы
Редкие	Арсенопирит Халькопирит Касситерит Рутил Гематит Ильменорутил	Малахит Азурит	Турмалин Лейкоксен Халцедон Эпидот Амфибол Биотит

Зона окисления на флюорит-свинцово-цинковых месторождениях распространяется до глубины 160 м. На поверхности сфалеритовые руды встречаются редко из-за почти полного их окисления и превращения во вторичные смитсонитовые руды.

Геохимические черты флюорит-свинцово-цинковых руд урультунского комплекса контрастны. Цинк почти всегда преобладает над свинцом. Среднее отношение Pb:Zn = 1:2,5. Характерна высокая германиеносность сфалерита (в среднем 90 г/т, редко до 0,5 %). Серебра в галените обычно около 5 г/т, а висмут, сурьма и мышьяк не характерны. Основные элементы – индикаторы оруденения – Pb, Zn, Cu, Ba. Первичные ореолы рассеяния встречаются в породах как подстилающих, так и перекрывающих рудные тела.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ

Модельный тип описан по работам (Наркелюн и др., 1977; Яковлев, 1978; Сотников и др., 1985; Лурье, 1988; Cox, 1986). Этот тип месторождений представлен стратифицированными залежами рассеянной сульфидной минерализации в красноцветных комплексах, включающих зеленые или серые сланцы, алевролиты и песчаники. Среди вмещающих пород могут присутствовать также тонколистоватые карбонатные и эвапоритовые слои, а локально – конгломераты и тонкослоистые глинистые доломиты. Главными рудными минералами месторождения являются халькозин, борнит, халькопирит, пирит, галенит и сфалерит. К второстепенным относятся Со-пирит, бетехтинит, самородная медь, а также минералы серебра и германия. Сульфидные минералы обычно распределены зонально со следующей типовой последовательностью снизу вверх и от центра к флангам рудных тел: 1) халькозин + борнит, 2) борнит + халькозин, 3) халькопирит + пирит и 4) галенит + сфалерит. В зоне окисления по сульфидам развиваются малахит, азурит и хризоколлы. Для месторождений характерны зоны вторичного обогащения.

Месторождение меди Ороек

Месторождение меди Ороек, расположенное на берегу р. Колыма в Приколымском террейне, относится к рассматриваемому типу. Оно приурочено к толще метаморфизованных кварцевых и полимиктовых песчаников и алевролитов среднего-верхнего рифея с подчиненными метаморфизованными базальтами. В береговых обрывах р. Колыма есть горизонты (до 25 м мощностью), обогащенные гипергенными минералами меди. Содержания меди в них 0,3–1,0 % (на отдельных интервалах до 6 %). С ними ассоциируют многочисленные метаморфогенные жилы розового кварца с крупными выделениями гематита и борнита. По простиранию оруденение не изучено. Высоки перспективы обнаружения месторождений типа медистых песчаников и сланцев в верхнепротерозойских породах Приколымского террейна. Это могут быть месторождения, сходные с месторождениями Медного пояса Замбии и Заира. Общая протяженность полосы средне-верхнерифейских меденосных отложений в Приколымье превышает 200 км. В состав комплекса входят присутствующие в рифейских отложениях зоны метаморфизованные медистые песчаники, медистые сланцы и кварц-сульфидные жилы.

Наиболее детально исследована (Шпикерман, 1998) южная часть Ороекской зоны от р. Ороек на севере до верховий р. Сеймчан на юге (рис. 7.79, 7.80). Стратиформное медное оруденение здесь установлено лишь на двух стратиграфических уровнях разреза среднего рифея: в верхнеороекской подсвите и в перекрывающей ее заломнинской (сквозновской). Медная минерализация на Ороекском месторождении сосредоточена в 150-метровом интервале разреза метаморфизованных осадочных пород среднего рифея. Вмещающая оруденение верхнеороекская подсвита смята в линейную синклинальную складку протяженностью 10 км. Рудоносная часть разреза хорошо вскрыта на южном окончании месторождения в береговых обрывах р. Колыма. На обоих крыльях синклинали обнажаются четыре согласных рудных горизонта мощностью от 5 до 25 м. Предполагается, что на глубине 150–250 м они соединяются.

Внешне меденосные горизонты выделяются по обильным налетам медной «зелени» на плоскостях сланцеватости, согласно которым часто расположены будинированные метаморфогенные прожилки кварца мощностью от 1 см до 0,7 м. В зальбандах прожилков есть крупные выделения гематита, борнита и халькозина. Медная минерализация установлена в двух разновидностях метаморфических пород: в кварц-хлоритоидных и хлоритовых сланцах. Кварц-хлоритоидные сланцы – зернистые серо-зеленые пятнистые породы порфиробластовой текстуры, содержащие кроме кварца и хлоритоида эпидот, хлорит и серицит. Участками встречаются реликты первичных пород, представляющие собой полимиктовые алевролиты и песчаники горизонтально- и косослоистой текстуры. В качестве порфиробластов, определяющих пятнистость породы, развит темно-зеленый хлоритоид, размером 0,3–0,7 мм. Основная ткань – лепидогранобластовой структуры, обусловленной сочетанием тонких чешуек хлорита и изометричных мелких зерен кварца.

Хлоритовые сланцы на 70 % состоят из темно-зеленого (иногда почти черного) хлорита. Кроме того, в составе породы участвуют кварц, эпидот, слюда

и рутил. Сланцы темные, тонкозернистые, полосчатой сланцеватой и ленточной текстуры. Полосчатость обусловлена ориентированным расположением хлоритового агрегата, заключающего в себе прослойки и линзы кварцевого агрегата, дробленого и подвергнувшегося впоследствии рекристаллизационному бластезу. Такая дифференциация, скорее всего, отражает первичную сланцеватость глинисто-пелитовых пород. Эпидот, слюда и рудные минералы – новообразования по отношению к кварц-хлоритовому агрегату.

Материалы петрографического изучения рудовмещающих пород месторождения Ороек (Городинский, Шпикерман, 1994) показывают, что до метаморфизма они, вероятнее всего, представляли собой субаквальные полимиктовые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. На диаграмме А.А. Предовского (1970) кварц-хлоритоидные сланцы отвечают грауваккам, что служит указанием на существенную роль туфового и вулканомиктового материала основного состава в песчаниках и алевролитах. Хлоритовые сланцы на той же диаграмме отвечают гидрослюдистым глинам области пелитов.

В рудах Ороекского месторождения Н.Е. Саввой и С.Ф. Петровым (1994 г.) выявлены гематит (3–15 %), рутил (0,5–3 %), халькозин, ковеллин, джарлеит, борнит и халькопирит. Основными носителями меди являются гипергенные минералы – малахит, азурит и куприт. Установлены некоторые закономерности в распределении сульфидной минерализации во вмещающих породах. Для хлоритоидных сланцев, по данным Н.Е. Саввы, существенное значение имеет халькозин, обособления которого достигают 2 мм. В халькозине иногда присутствует джарлеит. В тесных срастаниях с халькозином находится ковеллин, который образует в нем ксеноморфные включения размером 50–200 мкм. Более высокотемпературные сульфиды (борнит и халькопирит) установлены и описаны С.Ф. Петровым в хлоритовых сланцах. Борнит здесь представлен редкими реликтовыми зернами угловатой формы 0,05–0,08 мм, заключенными в халькозин-ковеллиновый цемент. Судя по морфологии вторичного халькозин-ковеллинового агрегата, борнит первоначально находился в тесном срастании с нерудными минералами. Халькопирит тесно ассоциирует с борнитом и содержится в нем в виде мельчайших овальных включений, а также образует пламеневидные выделения структуры распада твердых растворов халькопирита в борните. Обнаружены также единичные округлые зерна халькопирита от 0,008 до 0,005 мм, с ковеллиновой каймой. В них С.Ф. Петровым описана паркетовидная структура распада борнита в халькопирите.

Стратифицированные меденосные залежи Ороекского месторождения не несут каких-либо специфических метасоматических изменений. В зальбандах кварц-сульфидных жил отмечаются каемки, обогащенные биотитом, хлоритом и сульфидами, но они реакционные метаморфогенные. В целом рудоносные толщи метаморфизованы в фации зеленых сланцев. На Ороекском месторождении уровень метаморфизма вмещающих пород достигает высоких ступеней зеленосланцевой фации. Судя по хлоритоиду и отсутствию дистена, метаморфизм здесь соответствует кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации Г.Ф. Винклера (1969).

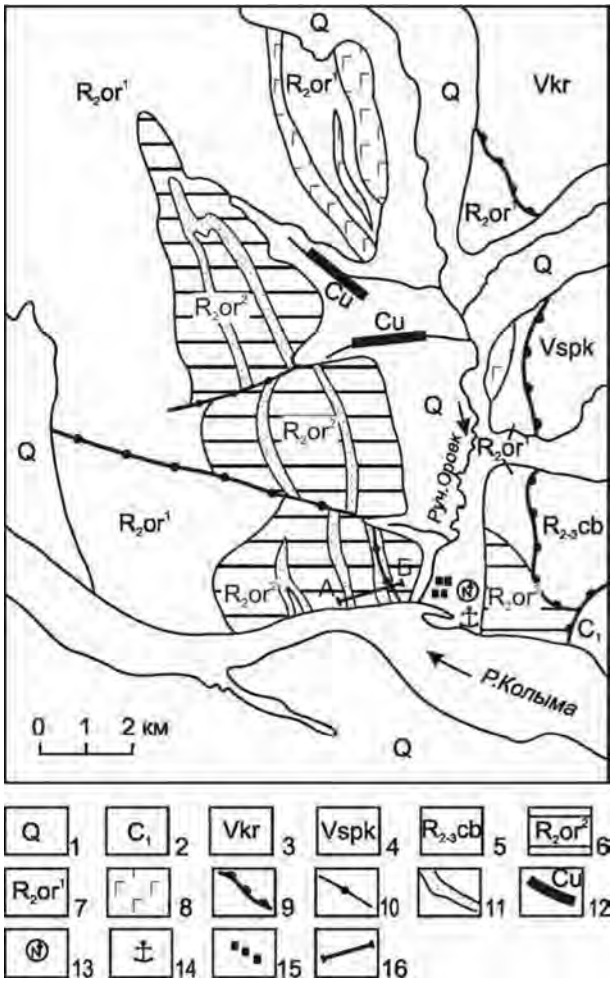


Рис. 7.79. Схема геологического строения месторождения Ороек (Шпикерман, 1998).

1 – рыхлые четвертичные отложения: 2 – нижний карбон (алевролиты, песчаники); 3, 4 – венд: 3 – коркодонская свита (доломиты, известняки), 4 – сяпякинеская свита (песчаники, гравелиты, конгломераты); 5 – средний–верхний рифей, чебукулахская свита (известняки, доломиты, филлиты); 6, 7 – средний рифей, ороекская свита: 6 – верхняя рудоносная подсвита (хлоритовые, кварц-хлоритоидные и хлорит-хлоритоидные сланцы, кварциты), 7 – нижняя подсвита (кварциты, графит-хлоритовые сланцы); 8 – межпластовые залежи диабазов и габброидов; 9 – надвиги; 10 – сдвиги; 11 – пачки меденосных пород; 12 – аномальные потоки рассеяния меди; 13 – дизельная электростанция; 14 – речная пристань; 15 – пос. Ороек; 16 – линия разреза АБ на рис. 7.80

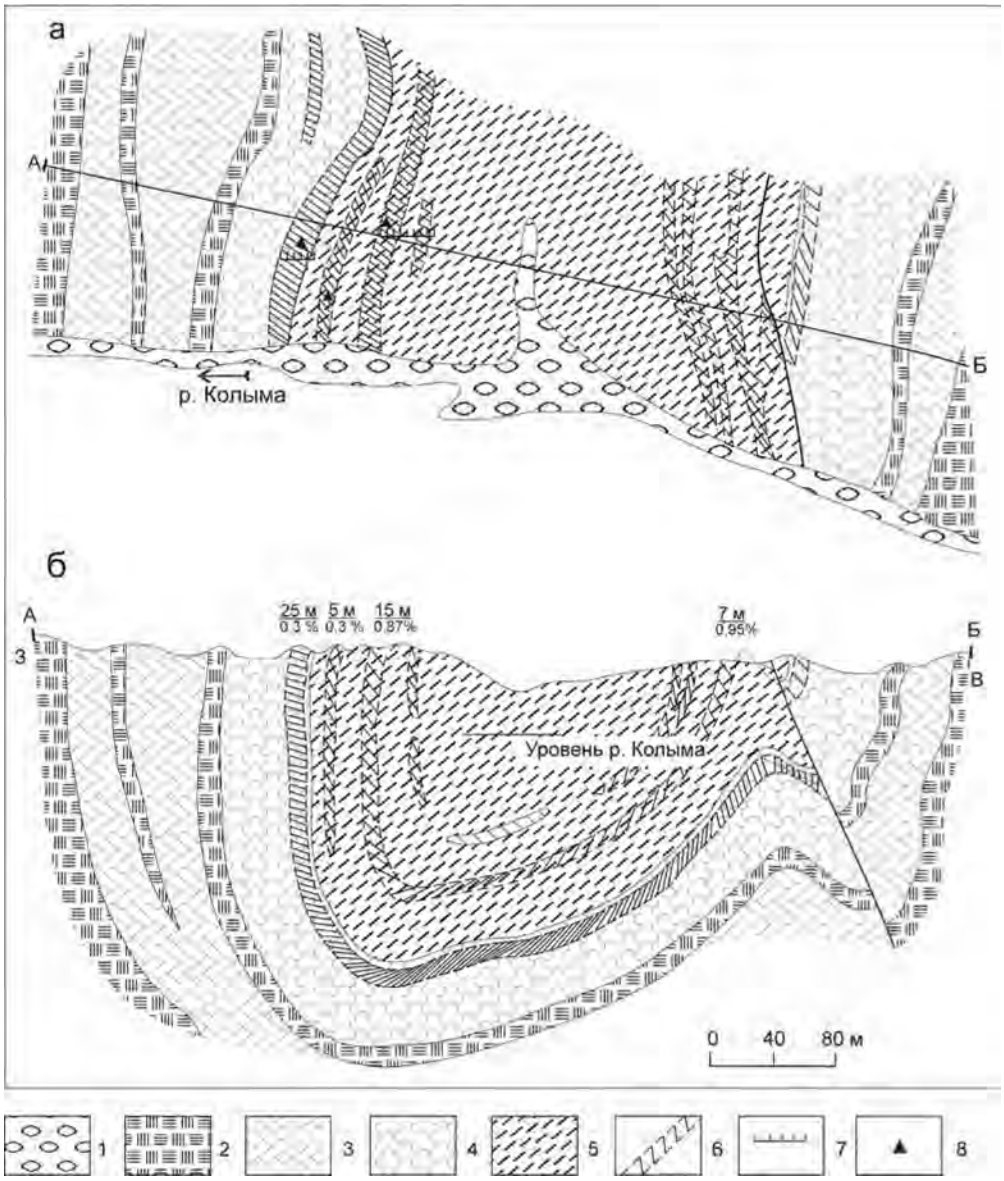


Рис. 7.80. Схема геологического строения (а) и предполагаемый разрез по линии АБ (б) южной части месторождения Ороек с указанием параметров рудоносных горизонтов (Шпикерман, 1998).

1 – русловый галечник; 2 – кварциты; 3 – графит-хлоритовые сланцы; 4 – кварц-хлоритоидные сланцы; 5 – хлоритовые сланцы и филлиты; 6 – меденосные горизонты; 7 – опробованные интервалы с повышенными содержаниями Cu; 8 – штуфы с богатыми рудами (более 3 % Cu). Параметры рудоносных горизонтов: числитель – мощность, знаменатель – среднее содержание Cu по сечению

Стратиформные медные проявления Приколымья характеризуются геохимической ассоциацией меди с серебром. Содержание последнего в рудах от 2 до 70 г/т. Золота, по данным И.Г. Волкодава и А.В. Коробицына (1979 г.), в меденосных сланцах от 0,1 до 7 г/т, а в некоторых рудах повышены концентрации германия (3–13 г/т) и цинка (до 1,5 %).

Довольно высокая степень метаморфизма пород и руд Приколымья делает невозможным определение того или иного способа дометаморфогенного отложения металла. Наиболее обоснована, на наш взгляд, гипотеза синседиментационных накоплений меди, поставляемой в прибрежную часть морского бассейна подземными водами (Лурье, 1988). Источником меди согласно этой гипотезе были красноцветные отложения морского ложа и побережья, исходно обогащенные Cu. Концентрация меди происходила на синседиментационных восстановительных барье-

рах (Лурье, 1988). На былое присутствие красноцветных толщ указывает обогащенность рифейских пород Приколымья гематитом, который образовался при метаморфизме железа красноцветных толщ, вследствие чего исчезла красноцветность пород.

Медь осаждалась, скорее всего, в обширном рифтогенном троге (авлакогене), заполнявшемся осадками морской сублиторали и шельфа позднепротерозойской континентальной окраины. На это указывают тонкие алеврито-глинистые отложения, перемежающиеся с грубообломочными, туфогенными и вулкано-терригенными. Об этом же свидетельствуют признаки основного вулканизма. Метаморфизм руд, судя по минеральным ассоциациям вмещающих пород, происходил в интервале температур 400–450 °С. При таких температурах несомненно имели место различные преобразования первичных сульфидов. На это указывают структуры распада твердых растворов борнита и халькопирита. С метаморфизмом связано и образование кварц-сульфидных жил, которые формировались по типу альпийских жил.

Гипергенное преобразование руд определило их современный облик на дневной поверхности. Длительное формирование поверхности выравнивания на всем Приколымском плоскогорье обусловило глубокое, почти полное растворение сульфидов меди. На Ороекском месторождении в береговых обрывах р. Колыма меди в рудных горизонтах от 0,3 до 0,95 %, а в среднем – 0,5 %. Однако ниже уровня реки (на глубинах не более 20–40 м) должны находиться первичные сульфидные руды с концентрациями меди, в 2–3 раза превышающими содержания этого металла в зоне гипергенного выщелачивания. С учетом указанного фактора перспективы верхнепротерозойских медистых песчаников и сланцев на Приколымье могут быть оценены как высокие.

ЦИРКОНИЕВЫЕ СТРАТИФОРМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ТИП АЛГАМА)

Модельный тип описан по работам (Залищак и др., 1991; Багдасаров и др., 1990; Некрасов, Коржинская, 1991; Nokleberg et al., 2003). Этот тип месторождений представлен линзо- и жилообразными залежами гидроциркона и бадделеита, приуроченными в основном к горизонтам кавернозных доломитовых мраморов мощностью до 40 м. Руды характеризуются брекчиевой текстурой и состоят из фрагментов метаморфического кварца и доломита, сцементированных агрегатом гидроциркона и бадделеита. Бадделеит также залегает в виде рыхлых агрегатов, образованных выветриванием первичной руды. Некоторые каверны в доломите содержат колломорфные, натечного типа агрегаты гидроциркона и бадделеита, но преобладает брекчиевая текстура. Стенки каверны покрыты метаморфическим кварцем. Вмещающий доломит гидротермально не изменен. Крупное месторождение такого типа – Алгама – находится в северной части Хабаровского края.

Месторождение Алгама

Месторождение Алгама циркониевых руд располагается на юго-востоке Сибирской платформы в Учуро-Майском районе. Осадочный чехол платформы в этом районе сложен образованиями рифея, венда и кембрия, представленными доломитами с прослоями песчаников (юдомская свита), среди которых установлены редкие выходы кристаллического фундамента, представленные архейскими кристаллосланцами и гнейсами (одолинской свитой) (рис. 7.81). Гельциркон-бадделеитовое месторождение и ряд аналогичных рудопроявлений локализованы в кристаллическом фундаменте и платформенном чехле в обрамлении Ингилийской структуры центрального типа, ядро которой диаметром около 2 км представлено штоком шорломит-эгириновых ийолит-пегматитов и широким метасоматическим ореолом фенитов.

Ингилийский щелочно-ультраосновной массив занимает центральную часть одноименной купольной структуры, имеет в плане овальную форму и поперечник около 6 км. Фундамент купола сложен дислоцированными метаморфическими породами одолинской свиты архея. Они перекрыты горизонтально залегающими рифейскими и вендскими терригенными и карбонатными породами платформенного чехла. Рифейские отложения, залегающие горизонтально, над массивом изогнуты и падают под крутыми углами в его экзоконтакте. Массив сформирован в последовательности, изложенной ниже.

1. Габбро-пироксенитовый комплекс, включающий диопсидиты, габбро и анортозиты. Породы комплекса, подвергшиеся щелочному метасоматозу – фенитизации, фельдшпатизации, биотитизации, гастингситизации и пелитизации.

2. Интрузия ийолит-пегматитов с переходными разностями к уртитам и мельтейгитам, в составе которых кроме нефелина, шорломита и эгирина установлены апатит, сфен, везувиан, эвдиалит, пирохлор, колумбит, бадделеит, монацит и луешит, сопровождающаяся высокотемпературным метасоматозом с образованием камафоритов.

3. Комплекс нефелиновых и канкринитовых эгириновых сиенитов.

4. Дайковый комплекс тингуаитов, ийолит-порфиров и оливинсодержащих лампрофиров.

5. Комплекс карбонатитов, включающий пять фаций (750–50 °С): калишпат-кальцитовую, альбит-кальцитовую, амфибол-доломит-кальцитовую, хлорит-серицит-кальцитовую и цеолитовую. В карбонатитах циркона до 10–15 %.

В массиве развита разнообразная минерализация: редкоземельная, ниобиевая, циркониевая, золо-

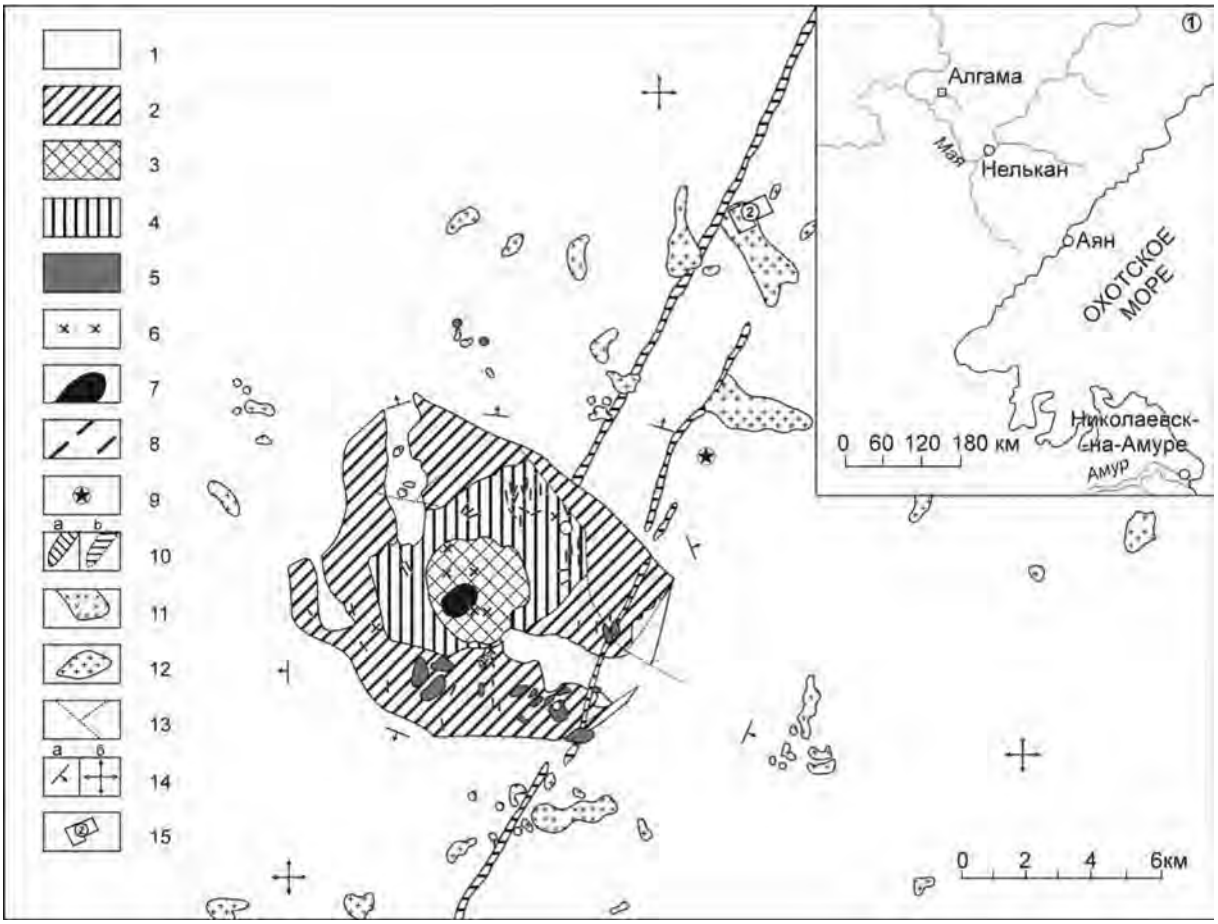


Рис. 7.81. Геологическая карта района щелочно-ультраосновного массива Ингили и размещение вольфрам-циркониевых проявлений (Залищак и др., 1991).

1 – протерозой-рифей-вендский осадочный чехол платформы (сланцы, песчаники, доломиты, мраморы, кварциты); 2 – кристаллосланцы и гнейсы одолинской свиты, архей; 3–8 – породы щелочно-ультраосновного массива Ингили: 3 – уртит-ийолит-мельтейгиты, 4 – фениты, 5 – сиениты, 6 – карьонатиты, 7 – камафориты, 8 – дайки щелочных пород; 9 – тела ингилитов; 10 – дайки конгадиабазов (девон – ?): а – установленные, б – предполагаемые; 11 – установленные вольфрам-циркониевые проявления; 12 – предполагаемые вольфрам-циркониевые проявления; 13 – разломы; 14 – элементы залегания пород чехла: а – наклонные, б – горизонтальные; 15 – участок, представленный на блок-диаграмме (см. рис 7.80). На врезке: географическое положение района месторождения Алгама

тая, платиновая и фосфорная. В рудном районе установлены также трубки взрыва (диатремы), дайки ингилитов, интенсивно карбонатизированных и содержащих иногда более 1 мас.% диоксида циркония, и дайки конга-диабазов, в том числе Великая дайка Алдана. Длительность магматизма района не менее 0,5 млрд лет.

Выделено два типа циркониевых руд: 1) «твердые» руды, представляющие собой секущие прожилки и штокверковые зоны в горизонтально залегающих секреционных доломитовых мраморах, 2) «рыхлые» руды, слагающие тела в карстовых горизонтах тех же мраморов. Эти типы руд имеют различный генезис и слагают, как правило, самостоятельные разобщенные тела.

Направление и методика исследований циркониевой минерализации вначале основывались на представлениях об исключительно бадделеитовом составе руд, о единстве тел «рыхлых» и «твердых» руд и их стратиформном (осадочном), пластовом и согласном залегании, о вмещающих карбонатных породах как осадочных, преобразования в которых обусловлены исключительно аутигенными и диагенетическими процессами. Подразумевалось, что Ингилийский массив, как доюдомский, мог служить лишь источником циркония в процессе эрозии, размыва и переотложения продуктов его разрушения. Однако в ходе поисковых и разведочных работ и наших исследований эти положения не подтвердились.

Штокверки вольфрам-циркониевых руд формировались в север-северо-западных разрывных зонах растяжения, сопровождаясь повсеместно катаклазом и брекчированием вмещающих пород (рис. 7.82). Установлено (Залищак и др., 1991), что «рыхлые» и

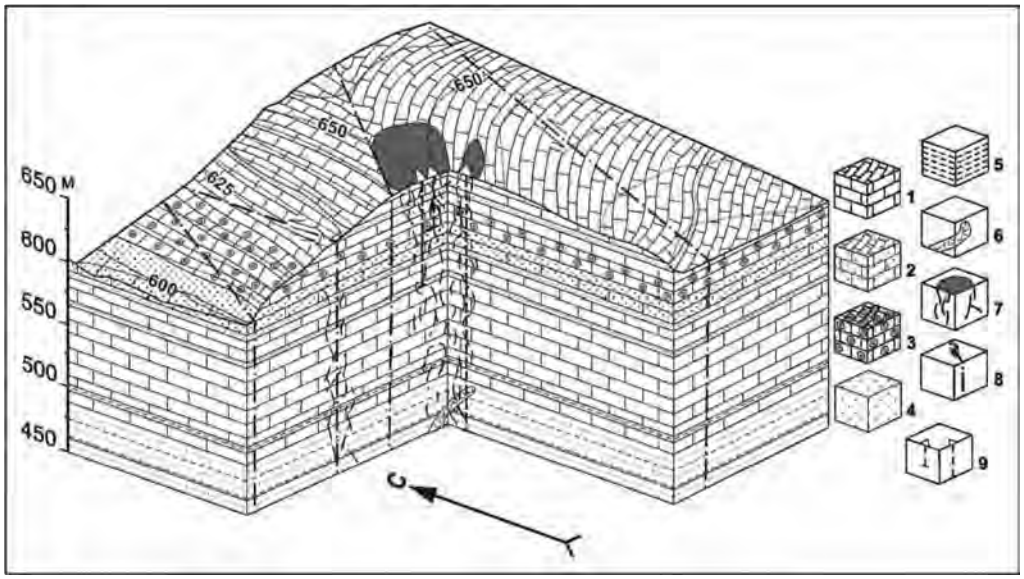


Рис. 7.82. Блок-диаграмма одного из участков месторождения Алгама (Залищак и др., 1991). Расположение участка см. на рис. 7.81.

1 – мелкозернистый доломитовый мрамор; 2 – кварцево-песчанистый доломитовй мрамор; 3 – апоонколитовый доломитовый мрамор; 4 – апопесчаниковый кварцит; 5 – микросланец; 6 – дайка ингилитов; 7 – штокверк вольфрам-циркониевых руд; 8 – разломы; 9 – буровые скважины

«твердые» руды слагают самостоятельные тела: «рыхлые» руды – это инфлювий, слагающий кольматолитовые тела в зонах карста, а «твердые» руды – это коренные образования, слагающие секущие наложенные прожилки и штокверковые зоны. Преобладающий рудный минерал не бадделеит, а криптокристаллический гельциркон $ZrSiO_4 \cdot 1–3H_2O$ с примесью Ca, Fe, Mg и Al. Циркониевое оруденение («твердые» руды) наложено на породы, испытавшие региональный метаморфизм, в процессе которого они превратились в доломитовые мраморы с широко развитыми в них секрециями типа альпийских жил.

Очевидно, региональный метаморфизм предшествовал рудному процессу, и многочисленные секреции (друзы, жеоды и миндалины) вместе с доломитовыми мраморами, подвергшиеся катаклазу и брекчированию, служили вмещающей средой для рудоносных растворов. Взаимодействие последних с секреционными доломитовыми мраморами создало сложный структурно-текстурный, преимущественно брекчиевый, облик рудных зон.

Рудные тела «твердых» руд представляют собой зоны развития прожилков, вплоть до образования штокверков, с более или менее интенсивным метасоматическим замещением доломита доломитовых мраморов (рис. 7.83). Относительный возраст оруденения определяется тем, что рудные прожилки, образовавшиеся после регионального метаморфизма, секут доломитовые мраморы и содержащиеся в них карбонат-кварцевые секреции с образованием брекчий. В таких рудных брекчиях обломки доломитовых мраморов, кристаллов доломита и зонального кварца располагаются в цементе, сложенном гельцирконом, бадделеитом, новообразованными кальцитом и кварцем и местами лимонитом (по сульфидам). При этом доломитовые мраморы кальцитизируются, а обломки секреционного кварца частично регенерируются. Появление лимонита в виде прожилков, пленок и неправильных выделений, видимо, связано с разложением сульфидов, выносом железа из карстующихся пород и отложением гидроокислов и окислов железа в зоне окисления.

Результаты минералогических, химических и рентгеноструктурных анализов мономинеральных фракций и концентратов показали, что в состав руд входят гельциркон, бадделеит, кальцит, доломит, кварц, оксиды и гидроксиды железа и как примесь другие циркониевые минералы, что отвечает следующим содержаниям главных окислов (в мас.%): SiO_2 – от 9 до 80; MgO – до 20; ZrO_2 – до 50; CaO – до 42; Al_2O_3 – до 7; P_2O_5 – до 2 и Fe_2O_3 – до 3; потери при прокаливании – до 42.

В «рыхлых» рудах установлены следующие элементы-примеси (в мас.%): Bi – 0,001; Pb – 0,0013; Cr – 0,015; Sn – 0,0013; Mo – 0,00018; Ni – 0,005; Cu – 0,0048; Ag – 0,00003; Co – 0,0012; Mn – 0,05; Nb – 0,004; Ga – 0,0001; Ti – 0,2; Na – 0,01; Sc – 0,01; K – 0,03; La – 0,002; Y – 0,004; Yb – 0,0003.

В «твердых» рудах установлены (в мас.%): Zr – основной элемент, Hf – около 0,3, W – около 1, Nb – около 0,003, Be и Sc – 0,01–0,001, Mn – 0,06 и 0,001–0,005, Pb – 0,001–0,003, Fe и Al – около 1, Mo – следы, V – около 0,01, Ti и Cu – 0,001–0,01, Ni – около 0,001 и Y – 0,001.

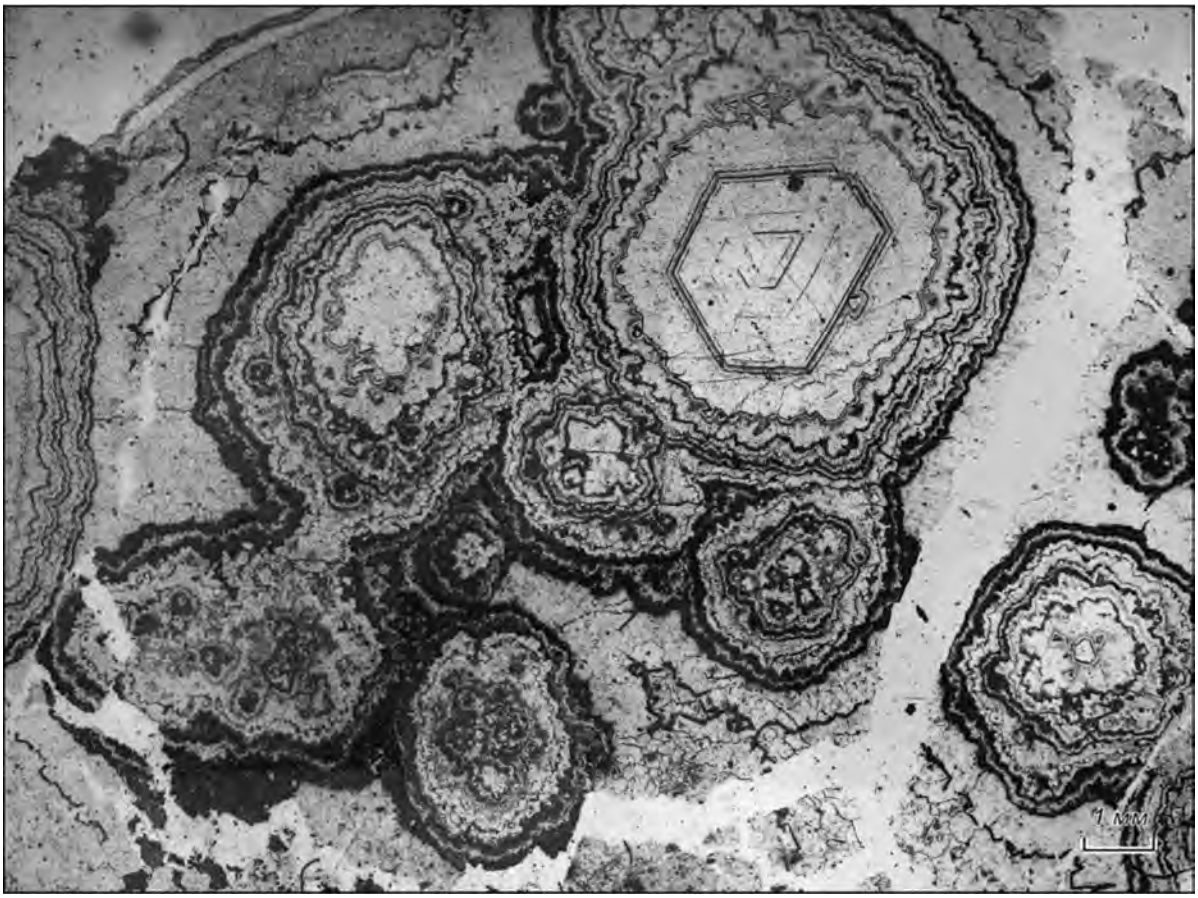


Рис. 7.83. Кальцит-кварцевая секреция концентрически-зонального строения из доломитового мрамора

Состав гельциркона получен как среднее из микрозондовых анализов – ZrO_2=55,36 мас.%, H_2O=16,32 мас.%, состав бадделеита отвечает теоретическому – ZrO_2=100 мас.% (анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН, аналитик В.И. Сапин).

Из других полезных компонентов в отдельных пробах руд отмечены (в мас.%): P_2O_5 – до 1–2, Nb_2O_5 – до 0,03, TR_2O_3 – до 0,03 и Y – 0,17, а в бадделеите, кроме WO_3 (до 3,5 мас.%), установлены (в мас.%): Nb_2O_5 – до 2,5, Ce_2O_3 – до 0,05. Постоянная изоморфная примесь (в мас.%) HfO_2 до 1,5, отношение в рудах и минералах HfO_2:ZrO_2=1:50–70.

Минеральный состав гельциркон-бадделеит-кварцевых жил несложен (кварц, карбонаты и бадделеит). При этом руды отличаются крайне своеобразными формами проявления в первую очередь кварца и некоторых минералов.

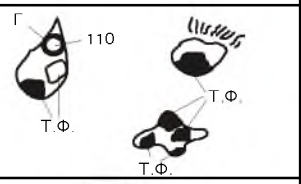
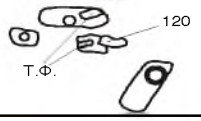
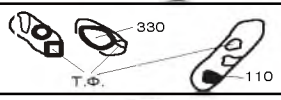
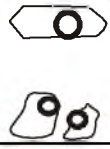
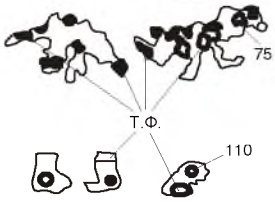
Полный химический анализ других проб циркониевых руд проводился всеми организациями, привлеченными к исследованиям руд месторождения Алгама, по следующей методике: цирконий определялся из отдельной навески комплексонометрическим методом, общий кремнезем и свободный кремнезем – весовым, другие элементы после кислотного вскрытия навески – комплексонометрическим, фотометрическим и атомно-абсорбционным методами. Эти результаты не могут быть признаны удовлетворительными и рассматриваются нами как предварительные.

Для получения сбалансированных результатов анализа (приведение к 100 %) проб циркониевых руд месторождений Алгама и Покос де Калдас (Бразилия) в Институте химии ДВО РАН разработан новый метод химического анализа, основанный на фторидном вскрытии исходной пробы с использованием гидрофторида аммония (NH_4F_2) при 150–200 °С с последующим определением элементов из фторидного раствора методом атомной абсорбции.

Определение физико-химических параметров флюидов производилось на основании термометрических данных по включениям в бадделеитсодержащих генерациях кварца с учетом наблюдавшихся признаков синхронности или асинхронности их образования с бадделеитом (табл. 7.12). Исследованиями тонкодисперсных гельциркон-бадделеитовых руд методами термобарогеохимии установлены: температурный интервал их формирования, который составляет 370–110 °С, интервал давлений флюида в пери-

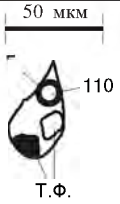
Таблица 7.12

Термо- и криометрические характеристики жильного кварца из гельциркон-бадделеит-кварцевых руд

Номер образца	Краткое описание образца	$T_{эвт.}$, °C	Состав раствора по эвтектической температуре	Типичный облик включений	$T_{гом.}$, °C
1	Среднезернистый агрегат кварца гексагонально-призматического облика, вокруг которого видны зоны роста (факелы) – различные уровни перекристаллизации. Средняя часть кристалла, в зоне роста	–53 –100÷–110 –38 –11	$CaCl_2+MgCl_2+H_2O$ CO_2+CH_4* $Na_2CO_3+K_2CO_3+H_2O$ KCl_2+H_2O		
		–100÷–110 –38÷–37 –55	CO_2+CH_4* $Na_2CO_3+H_2O$ $CaCl_2+NaCl+H_2O$		110 160
2	Верхняя часть (головка) кристалла	–55 –37÷–38 –21	$CaCl_2+H_2O$ $Na_2CO_3+H_2O$ $NaCl+H_2O$		240
3	Верхняя часть (головка) зонального кристалла	–55÷–53 –24	$CaCl_2+NaCl+H_2O$ $NaCl+KCl+H_2O$		
4	Прожилок бадделеита в полигональном кварце	–35,5÷ –36,5	$FeCl_2+H_2O$ $FeCl_3+H_2O$		240–250 145–130
5	Средняя часть зонального кристалла кварца, зона роста трассируется выделениями бадделеита	–55	$CaCl_2+H_2O$		340 360 170
6	Гидротермальная брекчия. Обломок зонального кварца, зона роста трассируется выделениями бадделеита	–24÷–22 –11 –4÷–2	$NaCl+KCl+H_2O$ $KCl+H_2O$ $Na_2CO_3+NaHCO_3+H_2O$		

*В газовой фазе включений.

Примечание. Г – газ; Т.Ф. – твердая фаза; 110 – температура частичной гомогенизации.



од образования «твердых» руд – от 500 до 1000 бар, состав растворов (галогены с преобладанием катионов Na^+, K^+, Ca^{++} и Fe^{++}), высокие (40–35 мас.%) концентрации растворов, неоднократное изменение агрегатного состояния растворов в интервалах 370–340, 250–240 и 110–100 °C. Рудообразование происходило из хлоридно-карбонатных растворов, содержащих углекислоту и метан.

Формирование бадделеит-кварцевых жил по имеющимся данным представляется следующим образом. На заключительных стадиях эволюции магматического расплава образуется высококонцентрированный кремнеземистый флюид (раствор-расплава). Возможность непрерывного преобразования водного силикатного расплава в гидротермальные растворы рассматривается многими исследователями (Юргенсон, 2003). Проникновение флюида по ослабленным зонам и изменение физико-химических условий неизбежно приводит к расслоению кремнеземсодержащего флюида на существенно кремнеземистую (тяжелую) и обедненную кремнеземом (легкую) фазы. Относительно высокотемпературные флюидные

включения (360 – 340 °С) отражают условия формирования кварца из «тяжелой» фазы. Дальнейшая кристаллизация, происходящая на фоне непрекращающейся тектонической активности, приводит к деформации уже образованного кварца в присутствии «легкой» фазы, проникающей по трещинам и участкам деформаций, отлагающей поздние ассоциации минералов и сопровождается «очисткой» минералов от рудогенных примесей.

Щелочно-ультраосновные расплавы, сформировавшие Ингилийский массив, рассматриваемые в этой схеме как источник гельциркон-бадделеитовых руд, мы считаем послеюдомскими на основании следующих фактов: 1) рудные жилы и штокверки прорывают юдомские доломиты, 2) U-Pb возраст циркона из карбонатитов и бадделеита из руд оказался равным около 100 млн лет, 3) определения абсолютного возраста пород Ингилийского массива, скорее всего, некорректны, так как образцы, из которых были отобраны биотит и сфен, оказались пироксенитами кристаллического фундамента, 4) изучен изотопный состав карбонатов из доломитовых мраморов и циркониевых руд. Для доломитовых мраморов $\delta^{18}O$=14,60–15,82 ‰, $\delta^{13}C$=–3,17÷–4,54 ‰, для руд $\delta^{18}O$=11,33–12,64 ‰, $\delta^{13}C$=–5,78÷–6,93 ‰. Эти значения указывают на кристаллизацию карбонатов доломитовых мраморов и руд из разных растворов. Значения $\delta^{18}O$ для карбонатов доломитовых мраморов близки к значениям осадочных пород (14–16 ‰), а значения $\delta^{13}C$ для карбонатов руд близки к значениям ювенильной CO_2 (–7 ‰).

История формирования рассматриваемого оруденения определяется нижеперечисленными событиями и соответствующими им процессами.

1. Формирование кристаллического фундамента (архей и, возможно, ранний протерозой).

2. Формирование платформенного осадочного чехла (рифей, венд и ранний кембрий) – литогенез, включающий седиментогенез и диагенез осадков.

3. Региональный метаморфизм пород осадочного чехла и диафторез пород кристаллического фундамента. В процессе регионального метаморфизма, предшествовавшего циркониевому оруденению, осадочные породы чехла метаморфизованы в низкотемпературной пумпеллиит-стильпномелановой субфации зеленосланцевой фации (200–400 °С). В частности, доломиты превращены в доломитовые мраморы с широким развитием секреций арагонит-кальцит-доломит-кварцевого состава типа альпийских жил, песчаники – в апопесчаниковые кварциты. В секрециях могли существовать давления до нескольких кбар и температуры до 300–400 °С, обусловившие кристаллизацию арагонита, а не кальцита в монокомпонентной системе $CaCO_3$.

4. Автономная активизация, проявлявшаяся неоднократно от протерозоя до мезозоя (и даже кайнозоя) включительно. В Ингилийском рудном районе к ее проявлениям относятся Ингилийская купольная структура с одноименным щелочно-ультраосновным массивом, комплекс ингилитов и Великая дайка Алдана. В рассматриваемых рудопроявлениях этому этапу отвечает гидротермальный (или гидротермальная стадия), 110–370 °С, – катаклаз, брекчирование, формирование прожилков и штокверков циркониевых руд, метасоматоз (кальцитизация и окварцевание). Вероятно, гидротермальному процессу предшествовало внедрение карбонатитов и поздних фаз Ингилийского массива. По генезису циркониевые руды относятся к гидротермальным, что наряду с другими данными указывает на длительный процесс формирования Ингилийской купольной структуры – от докембрия до мезозоя, как это установлено для массивов Инагли и Кондер.

5. Экзогенный этап – карстообразование и выветривание – образование инфлювия и кольматолитов, в том числе «рыхлых» циркониевых руд, выщелачивание, окисление сульфидов, лимонитизация и вторичная цементация. По отношению к предыдущему этапу «рыхлые» руды вторичны и сложены нерастворимыми в процессе карстообразования фрагментами первичных компонентов «твердых» руд (кварца и циркониевых минералов) и обломками, от пелитовых до псефитовых, частично выщелоченных карбонатных пород.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ПЛАСТОВЫЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Модельный тип описан по работам (Cannon, 1986; Zhang et al., 1984, 1985; Yan, 1985; Eckstrand, 1984; Синяков, 1988; Nokleberg et al., 2003). Месторождения этого типа представлены залежами минералов Fe, вмещаемых преимущественно архейско-протерозойскими железистыми кварцитами и обогащенными железом вулканическими, вулкано-терригенными и терригенными породами. Рудные тела тонкослоистые с чередованием слабооруденелых кварцитов и обогащенных железом слоев мощностью в первые сантиметры. Месторождение может быть метаморфизовано в различной степени. Минеральный состав, текстуры и структуры руд варьируют в зависимости от степени метаморфизма. В случае низких степеней метаморфизма руды сложены тонкозернистыми магнетитом, гематитом, ильменитом, Mn-гематитом, тонкозернистым кварцем, амфиболом и биотитом. При увеличении степени метаморфизма зернистость минеральных агрегатов возрастает с одновременным ростом средних содержа-

ний железа в рудах. В случае гранулитовой фации метаморфизма руды сложены магнетитом, гиперстеном, кварцем, диопсидом, амфиболом, ильменитом, плагиоклазом, гранатом и биотитом. Месторождения иногда сопровождаются марганцевыми рудными объектами различных, обычно незначительных масштабов.

Месторождения рассматриваемого типа широко распространены в раннедокембрийском фундаменте Сино-Корейского кратона и являются главным источником железных руд Северного Китая. На Востоке России подобные месторождения известны на Буреинском массиве в Малохинганском районе, на Ханкайском и Омолонском массивах.

Железорудные месторождения Малохинганского района

Железорудные месторождения Малохинганского района распространены в бассейне левых притоков Амура – рек Бира, Биджан, Самара и др. Среди стратифицированных образований главную роль играют метаморфические породы раннего протерозоя, осадочные отложения позднепротерозойско-раннепалеозойского возраста, а также мезозойская андезитовая галечниково-песчано-глинистая моласса. Верхнепротерозойско-нижнепалеозойские отложения представлены хинганской серией мощностью до 4700 м, которая включает (снизу вверх): графитистые кварциты, филлиты и мраморизованные известняки дитурской свиты; песчаники, алевролиты и филлиты игинчинской свиты; сланцы, магнезиты и доломиты мурандавской свиты; седиментационные брекчии, доломиты, филлитовидные сланцы, железистые кварциты, марганценосные породы и руды рудоносной свиты; битуминозные известняки лондоковской свиты. Рудоносная свита (мощностью до 350 м) делится на горизонты: подрудный (глинисто-кремнистые, глинисто-карбонатные сланцы, филлиты, доломиты и седиментационные брекчии), рудный (железистые кварциты, железо-марганцевые руды, марганцовистые сланцы и карбонатно-хлоритовые брекчии), надрудный (углисто-глинисто-карбонатные сланцы, глинистые и известковистые доломиты и углистые известняки). Интрузивные породы в пределах района занимают больше половины всей площади. Они представлены преимущественно производными кислой магмы ранне- и среднепалеозойского, а также позднемезозойского возраста, а основные и средние породы распространены ограниченно. Все породы хинганской серии собраны в крупные линейные складки меридионального простирания, осложненные более мелкой складчатостью. Складчатые структуры осложнены продольными и поперечными разрывными нарушениями.

Выходы рудоносной свиты прослеживаются в полосе общей протяженностью 150 км и шириной 10–40 км. Системой складчатых и разрывных дислокаций они разделены на ряд прерывистых выходов, образующих в плане так называемые рудные полосы: западную, центральную и восточную (рис. 7.84). Фрагменты рудного горизонта, сохранившиеся в ядрах синклинальных складок и опущенных тектонических блоках, представляют собой пластовые тела

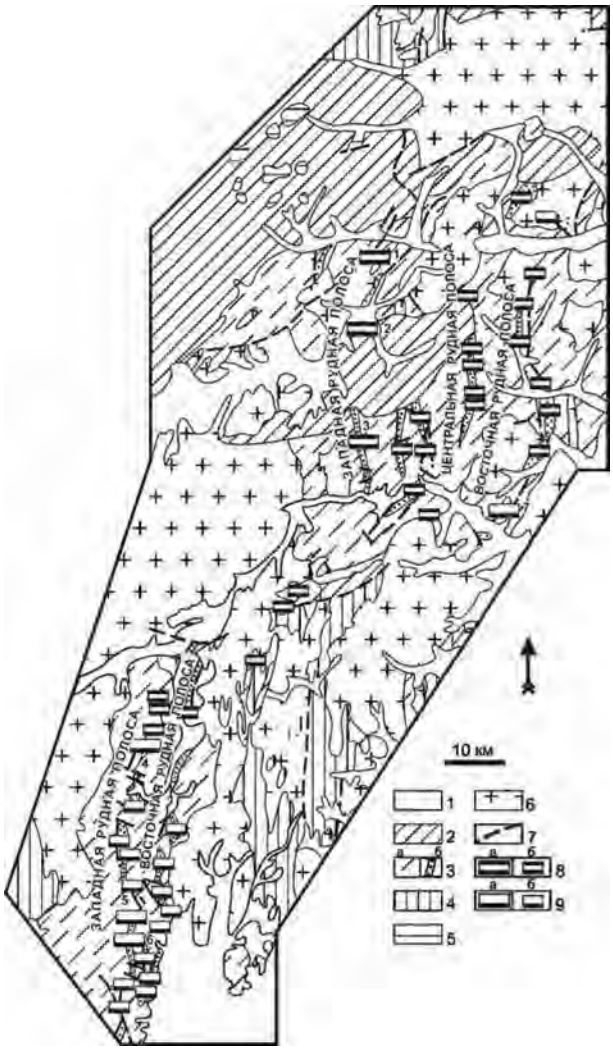


Рис. 7.84. Схематическая геологическая карта Малохинганского марганцево-железорудного района по Е.А. Кулишу (1981).

1 – рыхлые неоген-четвертичные отложения; 2 – вулканогенно-осадочный комплекс верхнего и нижнего мела; 3 – осадочно-метаморфический комплекс рифея–нижнего кембрия (а) с выходами рудоносной свиты (б); 4 – метаморфический комплекс нижнего протерозоя; 5, 6 – гранитоиды; 5 – меловые, 6 – палеозойские; 7 – разрывные нарушения; 8 – крупные и средние месторождения (а), мелкие месторождения и проявления (б) железистых кварцитов; 9 – месторождения (а) и проявления (б) железо-марганцевых руд. Цифрами обозначены месторождения: 1 – Кимканское, 2 – Сутарское, 3 – Костеньгинское, 4 – Верхнестаричихинское, 5 – Поперечное, 6 – Серпуховское, 7 – Биджанское

железистых кварцитов, подстилающие их марганценосные сланцы или железо-марганцевые кварциты и рассматриваются в качестве самостоятельных месторождений и проявлений. Всего в районе 35 железорудных и железо-марганцевых месторождений разного масштаба и 15 мелких рудопроявлений.

Наиболее крупные железорудные месторождения приурочены к зоне смены фаций рудоносной свиты, прослеживаемой в западной части района в виде узкой (3–10 км) полосы, согласной с простиранием складчатых структур хинганской серии. Мелкие железо-марганцеворудные месторождения располагаются по восточной периферии района в виде прерывистой цепочки, простирающейся с северо-востока на юго-запад. В этом же направлении увеличиваются масштабы марганцеворудных накоплений. Наиболее крупным является Сутарское месторождение.

Сутарское месторождение. В геологическом строении месторождения участвует характерный для северной части Малого Хингана комплекс пород. В основании разреза залегает игинчинская свита мощностью 80–1000 м, состоящая из филлитов, филлитовидных глинистых сланцев и алевролитов, а

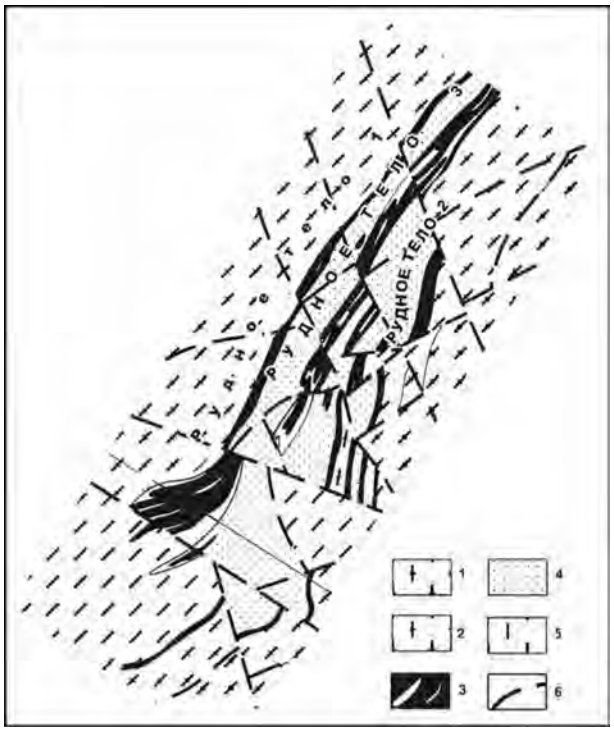


Рис. 7.85. Схема геологического строения Южного участка Сутарского месторождения по Е.А. Кулишу (1981).

1 – известняки и карбонатные сланцы лондоковской свиты; 2 – тремолитизированные доломиты, кварц-слюдяные сланцы надрудного горизонта; 3 – железистые кварциты, марганценосные сланцы, метаморфизованные доломитовые брекчии рудного горизонта; 4 – тремолит-карбонатные и кварц-слюдяные сланцы подрудного горизонта; 5 – рудоносная свита нерасчлененная; 6 – тектонические нарушения

также серых или зеленовато-серых рассланцованных слюдистых песчаников. Согласно на игинчинской свите лежит мурандавская свита мощностью около 500 м, которая широко распространена в районе месторождения и сложена доломитами, местами окварцованными, с линзами магнезитов. На породах игинчинской и мурандавской свит несогласно залегают нижнекембрийские образования, расчлененные на рудоносную и лондоковскую свиты.

Рудоносная свита подразделяется на три горизонта: подрудный, рудный и надрудный. Подрудный горизонт мощностью 10–150 м сложен кремнисто-серицитовыми, хлорит-карбонатно-серицитовыми, кремнисто-амфиболовыми и карбонатно-амфиболовыми сланцами и псефитовыми ксенотуфами. В верхней части горизонта повышено содержание марганца. Рудный горизонт мощностью 20–70 м представлен железистыми кварцитами, среди которых выделяются существенно магнетитовые и гематит-магнетитовые разности с прослоями хлорит-доломитовых брекчий. В основании рудного горизонта развита невыдержанная по мощности (0–25 м) пачка марганценосных карбонатно-силикатных сланцев и роговиков. Максимальное содержание MnO в отдельных пробах достигает 10–12 %. Надрудный горизонт мощностью 50–200 м сложен кремнисто-серицитовыми, кремнисто-амфиболовыми, кремнисто-глинистыми сланцами, известняками, доломитами и окварцованными пирокластическими брекчиями.

Лондоковская свита мощностью 400–1000 м представлена известняками с прослоями кремнисто-серицитовых сланцев.

Кембрийские отложения перекрыты рыхлыми угленосными отложениями неогенового возраста мощностью до 60–250 м, состоящими из иловатых глин, песков с примесью гравия и галек и содержащими пласты бурого угля мощностью от 2 до 7 м.

В районе месторождения широко распространены гранитоиды бирobиджанского комплекса, прослеживаемые вдоль западного фланга почти на всем протяжении месторождения. Они сопровождаются разнообразными жильными и дайковыми породами.

В структурном отношении месторождение представляет собой вытянутую в меридиональном направлении крупную изоклинальную синклинальную складку, осложненную в южной своей части антиклинальным перегибом.

Тектоническими нарушениями месторождение разбито на три участка (блока): Южный, Центральный и Северный.

Южный участок (рис. 7.85) расположен по обоим берегам р. Сутара и имеет протяженность около 6 км. Мощность рыхлых отложений, перекрывающих рудные тела, здесь минимальная – от 2 до 20 м и лишь на северном фланге (на склоне депрессии) достигает 190 м, поэтому участок наиболее перспективен и удобен для освоения. В нем сосредоточены

основные запасы месторождения, и именно здесь проведена предварительная разведка. На участке выделено три рудных тела.

Рудное тело 1 (66 % запасов месторождения) прослежено по простиранию на 3,7 км, имеет простую, пластообразную форму, иногда расщепляющуюся на несколько залежей мощностью 20–75 м. В южной части на протяжеиии 500–600 м мощность рудного тела резко возрастает до 220–240 м (рис. 7.86).

Рудное тело 2 прослеживается на расстояние 800 м, вмещает 5 % всех запасов месторождения и состоит из двух сближенных залежей мощностью 5–15 и 25–40 м, разделенных 20-метровым прослоем безрудных пород.

Рудное тело 3 (29 % запасов) залегает в синклинальном перегибе и имеет наиболее сложную морфологию. Оно состоит из нескольких сближенных пластов и линз различной мощности, разделенных безрудными породами. Протяженность рудного тела около 3,6 км. В южной части на отрезке около 2 км залежь практически выходит на поверхность, перекрываясь наносами глубиной до 57 м; мощность рыхлых отложений резко возрастает на северном фланге и достигает 190 м.

Центральный участок – грабенообразное погружение протяженностью 3,5 км, со всех сторон ограниченное разрывными нарушениями и заполненное рыхлыми осадками неогена мощностью 50–270 м. Бурением здесь установлены две залежи (основная и восточный пласт) почти вертикального залегания мощностью от 20–30 до 80 м. По данным магнитной съемки мощность рудных тел на участке может достигать 150–200 м. Руды представлены магнетитовыми кварцитами, с поверхности частично мартитизированными.

На Северном участке протяженностью 4 км поисково-разведочными работами установлено несколько рудных залежей мощностью 10–35 м, сложенных интенсивно окисленными магнетитовыми кварцитами и перекрытых рыхлыми отложениями мощностью от 10–15 до 60 м.

Железные руды месторождения представлены следующими минеральными типами: магнетитовыми, гематит-магнетитовыми, магнетит-гематитовыми, силикатно-магнетитовыми и карбонатно-магнетитовыми кварцитами. Окисленные их разности мало распространены и слагают приповерхностную зону мощностью 5–15 м. Существенно магнетитовые кварциты – основной промышленно-технологический тип месторождения, они слагают 76,6 % его запасов. Руды содержат, %: $Fe_{общ}$ – 32,85, $Fe_{магн}$ – – 25,14, $Fe_{гем}$ – 2–3 и $Fe_{сил} \approx 5$. Магнетит-гематитовые кварциты представляют собой второй основной промышленно-технологический тип месторождения (12,1 % запасов). В среднем они содержат, %: $Fe_{общ}$ –

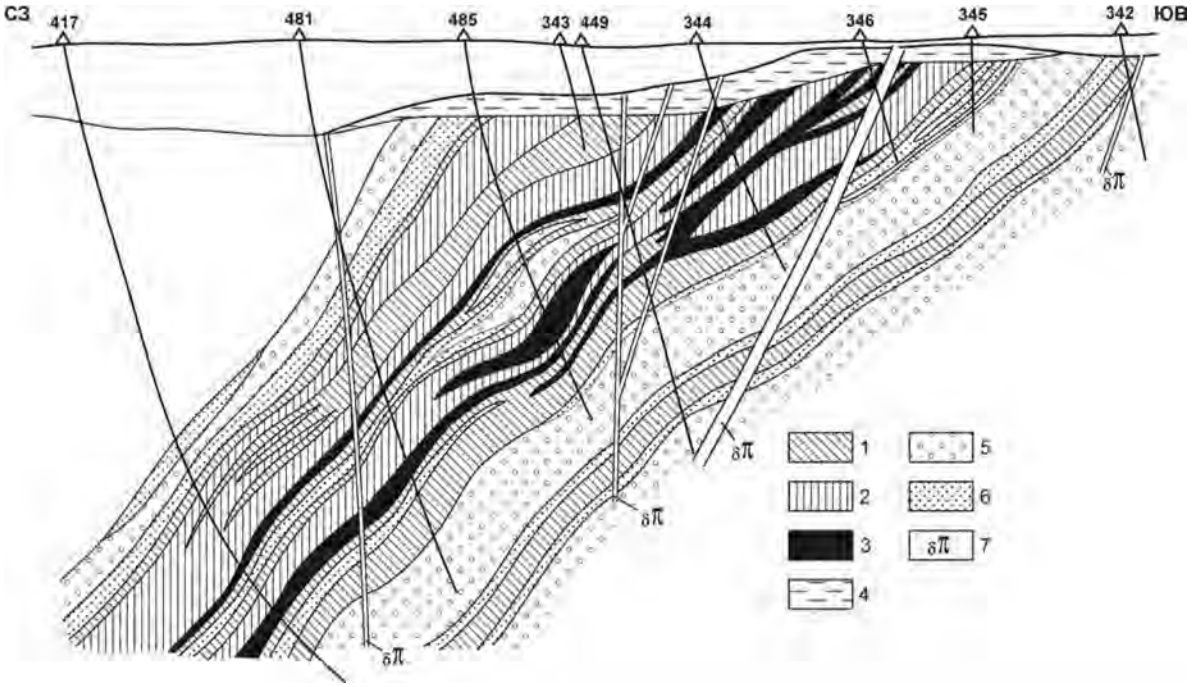


Рис. 7.86. Схематический разрез рудного тела 1 Южного участка Сутарского месторождения по профилю 138, по Е.А. Кулишу (1981).

1–3 – кварциты: 1 – магнетитовые, 2 – гематит-магнетитовые, 3 – магнетит-гематитовые; 4 – окисленные руды; 5 – марганцовистые сланцы; 6 – силикатные кварциты и метаморфизованные доломитовые брекчии; 7 – дайки основного и среднего состава. Расположение профиля 138 см. на рис. 7.85

32,42, $Fe_{магн}$ – 14,25, SiO_2 – 43,88, S – 0,1 и P – 0,33. Магнетитовые и магнетит-гематитовые кварциты сложены одними и теми же минералами и отличаются только их количеством. Нерудные минералы представлены кварцем, апатитом, актинолитом, пироксеном, роговой обманкой, кальцитом, плагиоклазом и биотитом. Средний химический состав руд месторождения, %: $Fe_{общ}$ – 32,70, $Fe_{магн}$ – 23,02, SiO_2 – 39,54, MnO – 0,50, MgO – 1,88, CaO – 2,05, Al_2O_3 – 1,46 и P – 0 31.

Предварительно разведанные ресурсы железных руд месторождения оцениваются по состоянию на 01.01.1993 г. в 300 млн т.

В геологическом строении *Костеньгинского месторождения* участвуют метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные породы верхнепротерозойского и нижнекембрийского возрастов, нижнемеловые и интрузивные породы. Разрез стратифицированных образований не отличается от характерного для всей северной части Малого Хингана. В основании разреза залегает мурандавская свита (верхний протерозой), представленная мелко- и среднезернистыми доломитами, на которых с размывом лежит рудоносная свита (нижний кембрий).

Рудоносная свита разделяется на три горизонта (подрудный, рудный и надрудный) и сложена кремнистыми, глинистыми, углистыми, углисто-глинисто-карбонатными, кварц-серицитовыми сланцами, глинистыми доломитами, туфобрекчиями, туффитами, железистыми кварцитами. В нижней части рудного горизонта выделяются зеленые сланцы и хлорит-карбонатные брекчии с убогим карбонатно-марганцевым оруденением (марганца до 8–10 %). Мощность рудного горизонта колеблется от 10–15 до 70–80 м.

На рудоносной свите согласно залегает лондоковская, представленная в основном известняками с прослоями кремнисто-серицитовых сланцев.

В северной части и вдоль восточной границы рудного поля верхнепротерозойские и нижнекембрийские образования перекрываются нерасчлененными нижнемеловыми риолитами, псефитовыми и агломератовыми туфами, тонкополосчатыми туфами ургальской свиты.

Интрузивные породы на месторождении представлены биотитовыми гранитами и гранодиоритами среднепалеозойского биробиджанского комплекса. Они сопровождаются разнообразными дайками среднего и кислого состава. В породах рудоносной свиты известны жилообразные тела лампрофиров (?) мощностью до 20 м.

Структура месторождения представлена сочетанием складчатых и разрывных форм. Выделяются две синклинальные (Западная и Восточная) и разделяющая их антиклинальная (Центральная) складки, осложненные продольными и поперечными разрывными нарушениями, расчленяющими единый рудный горизонт на отдельные блоки и рудные тела. С учетом этой структуры в пределах месторождения выделено восемь рудных тел.

Предварительно разведано рудное тело 1, представляющее наиболее мощную часть рудного горизонта в южной части восточного крыла Восточной синклинали. Остальные рудные тела месторождения (небольшой мощности и с низким содержанием железа) изучены единичными канавами и скважинами.

Рудное тело 1 прослежено по простиранию на 6 км и по падению – на 400–500 м, состоит из двух тектонических блоков и имеет простую пластообразную форму с падением на запад под углом 60–70°. Мощность тела плавно увеличивается в средней части до 40–50 м и резко снижается на северном фланге до 11 м, в среднем составляя 36 м. Оно сложено полосчатыми тонкозернистыми магнетитовыми, магнетит-гематитовыми, гематит-магнетитовыми, карбонатно-силикатными, карбонатно-магнетитовыми кварцитами.

Выделяются два главных промышленно-технологических типа: существенно магнетитовые и магнетит-гематитовые руды. Преобладают существенно магнетитовые руды, которые составляют 70 % запасов рудного тела 1. Среднее содержание в них, %: $Fe_{общ}$ – 30,73, $Fe_{магн}$ – 21,41, S – 0,15, P – 0,23. Магнетит-гематитовые руды слагают 25,7 % запасов рудного тела 1 и содержат в среднем (%): $Fe_{общ}$ – 32,29, $Fe_{магн}$ – 9,68, S – 0,07 и P – 0,21. Средний химический состав руд месторождения, %: $Fe_{общ}$ – 31,58, $Fe_{магн}$ – 17,82, SiO_2 – 40,11, Al_2O_3 – 2,09, TiO_2 – 0,19, CaO – 2,24, MgO – 2,81, MnO – 0,93, S – 0,03 и P – 0,22, п.п.п. – 3,66, модуль основности – 0,12, кремниевый модуль – 19,1. Вблизи поверхности руды частично окислены, что позволило условно выделить мартит-магнетитовые и мартит-магнетит-гематитовые руды, которых на месторождении мало.

Суммарные балансовые запасы марганцевых месторождений 722,6 млн т. Разведанные запасы мелких месторождений, подсчитанные до глубины 200 м, не превышают 505 млн т. Прогнозные ресурсы глубоких горизонтов (до 600 м) четырех крупнейших железорудных месторождений района оцениваются в 1 млрд т.

Из железо-марганцевых объектов Малого Хингана наиболее крупным является месторождение Поперечное Южно-Хинганской группы (рис. 7.87). Марганцеворудная залежь приурочена к основанию рудного горизонта рудоносной свиты западной рудной полосы Самарского синклинория. Протяженность рудного тела 2400 м, средняя мощность 3,2 м, а максимальная известная глубина 400 м. Контакты с подстилающими и перекрывающими породами подрудного горизонта резкие, с перекрывающими железистыми кварцитами постепенный. Неравномерно-полосчатые неокисленные марганцевые руды пред-

ставлены в основном браунитовым, гаусманит-браунитовым, браунит-гематитовым, гаусманит-родохрозитовым и кремнисто-родохрозитовым минеральными типами. До глубины 5–6 м, реже глубже, руды окислены. В них развиты гидроокислы марганца, в основном пиролюзит и псиломелан. Промышленное значение имеют браунитовые и гаусманит-родохрозитовые руды, составляющие 90 % балансовых запасов. Среднее содержание марганца в рудах 21,12 %, железа – 8,53 %, а кремнезема – 26,00 %. Балансовые запасы марганцевых руд категории $B+C_1+C_2$ составляют 6 млн 530 тыс. т.

Другие железо-марганцевые месторождения южной части Малого Хингана (Серпуховское, Столбухинское, Гематитовое и Кабанье) характеризуются значительно меньшими масштабами. Стратиграфическим аналогом железо-марганцевых руд в составе рудного горизонта являются марганцовистые сланцы, фациально замещающие железо-марганцевые кварциты и распространенные на месторождениях центральной и отчасти восточной рудных полос южной части Малого Хингана. Это коричневые, сургучно-красные, реже зеленовато-серые сланцевые породы с тонкой прослойкой, а также рассеянной вкрапленностью гематита, браунита, гаусманита, карбонатов марганца и реже хлорита. Мощность пласта марганцовистых сланцев по отдельным месторождениям колеблется от 0,5 до 8 м, среднее содержание марганца в них от 11,32 до 14,28 %, а железа 9,3–10,27 %. В отличие от промышленных браунитовых и гаусманит-родохрозитовых руд, из которых при обогащении получены качественные концентраты, марганцовистые сланцы дают концентрат, пригодный лишь для подшихтовки.

Железные руды перечисленных месторождений, сопутствующие марганцевым, представлены преимущественно полосчатыми гематитовыми микрокварцитами и ограниченно распространенными магнетитовыми микрокварцитами. Содержание железа в микрокварцитах колеблется от 28 до 35 %. Мощность железорудного пласта 15–20 м. Руды труднообогатимые, с помощью восстановительного обжига удается получить концентрат с содержанием железа 50 %. На Поперечном и Серпуховском месторождениях запасы железных руд не подсчитывались. Разведанные запасы Гематитового, Охринского, Безымянного, Луковского, Кабаньего и Северного месторождений в сумме составляют 74 млн 916 тыс. т.

На Ханкайском массиве (Уссурийский железорудный район) рудовмещающая серия включает свиты (снизу вверх): спасскую (биотит-мусковитовые и биотитовые сланцы), митрофановскую (графитовые, мусковит-биотитовые и биотитовые сланцы, амфиболиты, часто графитистые, и известняки), кабаргинскую (хлорит-серицитовые сланцы, иногда графитистые, песчаники), смольнинскую (известняки, доло-

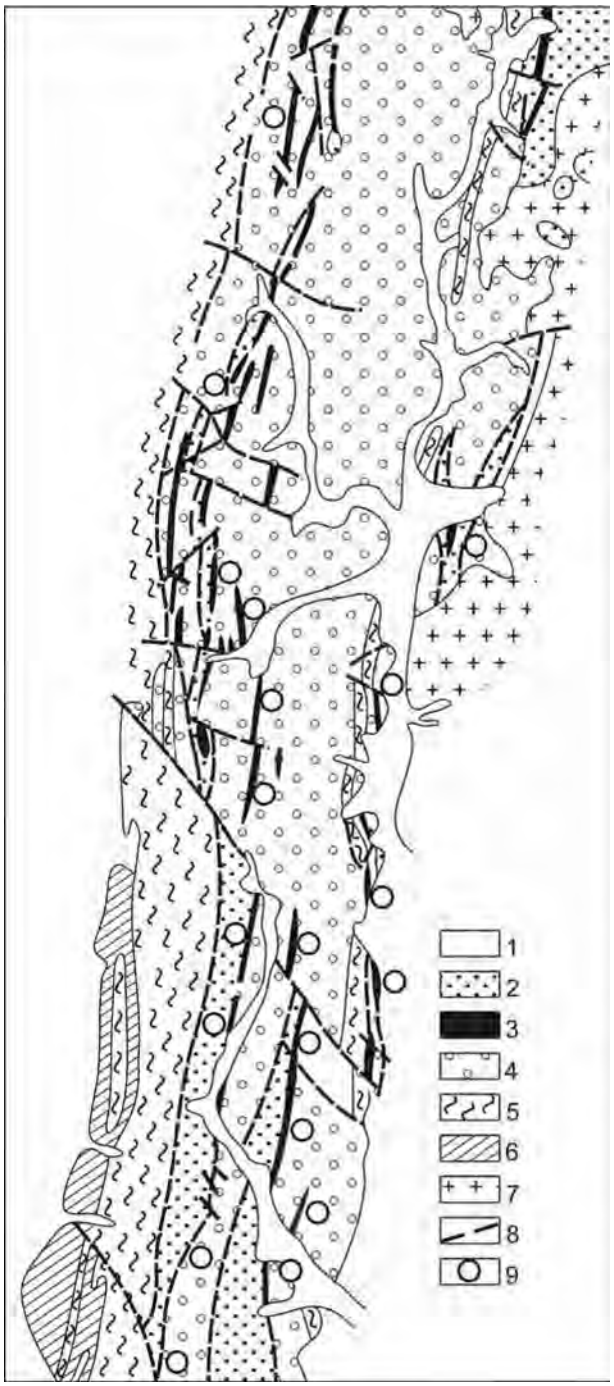


Рис. 7.87. Схематическая геологическая карта Южно-Хинганской группы месторождений, по Е.А. Кулишу (1981).

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2–6 – образования хинганской серии: 2 – известняки лондоковской свиты, 3 – филлитовидные сланцы, седиментационные брекчии, железо-марганцевые и железистые кварциты рудоносной свиты, 4 – доломиты мурандавской свиты, 5 – кремнисто-серицитовые сланцы игинчинской свиты, 6 – известняки, известковистые сланцы дитурской свиты; 7 – палеозойские гранитоиды; 8 – тектонические нарушения; 9 – железорудные и железо-марганцевые месторождения и проявления

Таблица 7.13

Химический состав железных и марганцевых руд Хинганского и Уссурийского районов (в мас.%) (по: Кулиш и др., 1981)

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	$Fe_{общ}$	MnO	P	S	п.п.п.
1	41,04	0,20	1,47	3,02	1,96	34,38	1,33	0,22	0,21	0,00
2	40,50	0,22	2,34	3,63	2,46	32,51	1,26	0,29	0,36	1,11
3	39,46	0,21	2,16	3,40	3,15	30,47	1,00	0,20	0,15	4,93
4	41,02	0,00	3,61	2,44	2,16	31,30	3,22	0,00	0,41	0,00
5	34,20	0,00	4,10	2,30	1,25	29,92	1,93	0,17	0,00	3,10
6	39,66	0,22	2,04	1,30	1,25	33,51	0,63	Не опр.	Не опр.	4,55
7	44,69	0,27	2,11	1,90	2,16	29,76	0,85	Не опр.	Не опр.	4,89
8	45,35	0,20	2,36	1,49	1,65	31,12	0,63	Не опр.	Не опр.	3,66
9	47,31	0,35	2,15	1,17	0,78	30,65	0,46	Не опр.	Не опр.	2,43
10	44,17	0,35	7,10	2,70	1,62	27,01	0,29	Не опр.	Не опр.	2,511
11	38,09	Не опр.	7,58	2,92	2,24	15,21	16,07	Не опр.	Не опр.	0,00
12	34,76	0,42	6,24	3,27	1,48	15,52	16,20	0,11	Не опр.	4,63
13	26,17	0,40	5,76	5,27	4,88	8,27	21,01	0,06	Не опр.	12,62

Примечание. Железные руды месторождений: 1–5 – Хинганского района: 1 – Кимканского, 2 – Сутарского, 3 – Костеньгинского, 4 – Теплоозерского, 5 – Биджанского. 6–10 – Уссурийского района: 6 – Липовского, 7 – Долинского, 8 – Смольного, 9 – Таловского, 10 – Виноградного. 11–13 – железо-марганцевые руды Хинганского района: 11 – Теплоозерского, 12 – Биджанского, 13 – Южнохинганского. Приведены средние данные по числу анализов от 27 до 119. В анализах 6–13 вместо MnO показан Mn.

миты, сланцы и кварциты), рудоносную (сланцы, железистые кварциты, кварциты, руды железа и марганца, доломиты и известняки), а также толщу битуминозных известняков и доломитов с линзами кремнистых сланцев. Мощность серии около 5000 м.

Марганцево-железисто-кремнистые формации Малохинганского и Уссурийского районов весьма сходны между собой по геологической позиции, возрасту, строению, составу, типам руд и другим признакам и вместе с тем отличаются от железисто-кремнистых формаций других районов (табл. 7.13). Особенностью их является залегание в карбонатных толщах, осадочный состав с весьма незначительной примесью вулканогенных пород (туффитов, редко туфов основного и среднего состава), выдержанность по простиранию и несимметричная зональность распределения фаций вкрест простирания вмещающего палеопрогиба. Марганцево-кремнисто-железистые породы образуют обычно один горизонт, в основании которого находится пачка марганценосных пород и руд. Рудные литофации горизонта замещаются алевропелитовыми, псаммитовыми и псефитовыми литофациями. Наибольшие накопления железорудных осадков создавались в крупных углублениях морского дна, в зонах сочленения хемогенных и терригенных глинисто-карбонатных отложений, на участках фациального выклинивания последних. В химическом составе железных и железо-марганцевых руд Малохинганского и Уссурийского районов много общего.

Верхне-Омолонское месторождение

Верхне-Омолонское месторождение локализовано среди метаморфических образований батикского комплекса раннего протерозоя. В рудном поле выделяется центральный участок площадью около 5 км^2, где сконцентрировано основное оруденение месторождения – четыре рудных залежи, круто падающих на восток-северо-восток под углами 60–80°. Главная залежь протягивается на 3,5 км при мощности от 16–80 м на флангах и до 250 м – в центральной части. Параллельно ей, с небольшими отклонениями, располагаются еще три рудных залежи заметно меньших размеров. Они образованы несколькими перемежающимися пластообразными и линзообразными рудными телами, мощностью до 20–56 м и протяженностью до 400–450 м. В лежачем боку залежей находятся амфиболиты, а в висячем – мигматиты (Л.П. Шпилько, А.П. Фадеев, 1973 г.), в которые залежи переходят постепенно.

По геофизическим данным вертикальный размах оруденения от 300 до 750 м. Всего в рудном поле установлено около 20 залежей железистых кварцитов линзовидной или пластообразной формы длиной десятки–первые сотни метров (рис. 7.88). Минеральный состав рудных тел (в %): кварц – 35–55, магнетит – 45–65 (в отдельных пробах до 75,9–92,3) с примесью апатита (0,2–2,4), актинолита, граната, циркона и гематита (0–5). Руды полосчатые и массивные, тип оруденения метасоматический, температура образования по данным декрепитации кварца и магнетита 330–420° и 400–500 °С соответственно (Л.П. Шпилько, А.П. Фадеев, 1973 г.). Железа в руде от 27 до 56 %, а в среднем 40,5 %. При этом доля бедных (20–30 %) руд не превышает 5 %. Массивные руды следующего химического состава: SiO_2 – 40,56, TiO_2 – 0,10, Al_2O_3 – 0,37, Fe_2O_3 – 39,85, FeO – 16,35,

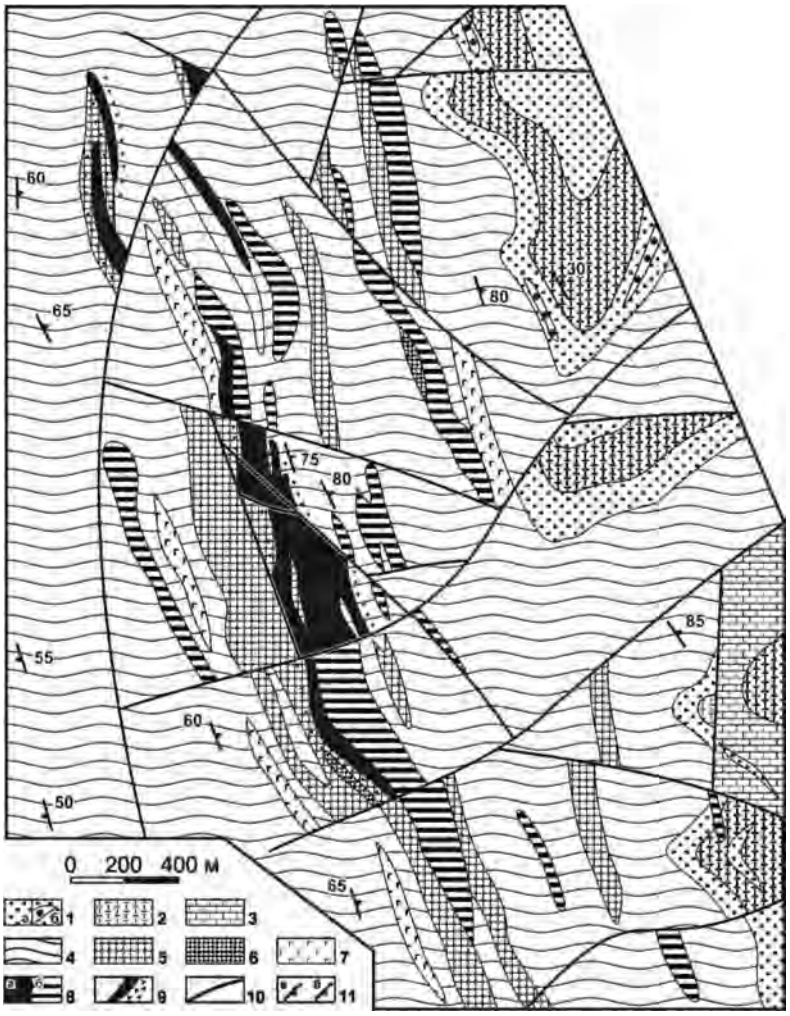


Рис. 7.88. Схема геологического строения Верхне-Омолонского месторождения, по данным А.П. Фадеева (1983).

1–3 – рифейские отложения: 1 – кварцитовидные песчаники (а), песчаники с линзами конгломератов (б), 2 – серицит-хлоритовые сланцы, 3 – мергели; 4–6 – кристаллические породы архея: мигматиты (4), амфиболиты (5), кристаллические сланцы (6); 7 – габбро-диориты позднепротерозойского возраста; 8 – рудные тела установленные (а) и предполагаемые по геофизическим данным (б); 9 – оруденелые вмещающие породы; 10 – разломы; 11 – элементы залегания: кристаллизационной сланцеватости (а), слоистости осадочных пород (б)

MnO – 0,05, MgO – 1,69, CaO – 0,83, Na_2O – 0,14, K_2O – 0,02, P_2O_5 – 0,14, H_2O – 0,24, а п.п.п. – 1,57 (Геология…, 1983). Пробирным анализом в рудах установлены примеси: 0,1–0,3 г/т золота и 1–3 г/т серебра, а спектральным анализом также выявлены (в г/т): ванадий (10–60), хром (30), марганец (1000–2000), цирконий (80), молибден (5), серебро (10), барий (100), кобальт (7), никель (10–30), медь (4–8), цинк (30–50), свинец (10) и ряд других элементов (Л.П. Шпилько, А.П. Фадеев, 1973 г.). Специальные исследования (А.В. Чайцын, 1989 г.) золотоносности железистых кварцитов показали наличие в них крайне незначительных концентраций золота – из 52 проб только в двух были установлены повышенные содержания (0,2 и 21,5 г/т) золота. Пробы с высоким содержанием золота были отобраны из маломощной (менее 0,1 м) зоны сульфидизации и кварцевого прожилкования, приуроченной к пострудному сбросо-сдвигу (А.В. Чайцын, 1989 г.). По данным поисково-разведочных работ с учетом геофизических данных по глубине оруденения (300–800 м) прогнозные ресурсы составляют: по категории P_2 – 550 млн т, P_3 – 450 млн т.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ

Модельный тип описан по работам (Казакевич, Шер, 1972; Буряк, 1975; Коновалов, 1985; Лаверов и

др., 2000). Этот тип месторождений представлен зонами прожилково-вкрапленной, прожилковой и жильной минерализации в древних комплексах, состоящих из переслаивающихся, смятых в складки черных филлитов и сланцев, песчаников, известняков, алевролитов и аргиллитов. Микроскладки и продольные зоны скалывания в антиклиналях – важный рудоконтролирующий фактор. Вкрапленная золотая минерализация приурочена к согласным со слоистостью и/или сланцеватостью зонам. Самые высокие содержания золота установлены в участках минерализованных зон, локализующихся в горизонтах и линзах углистых сланцев, где часть его находится в ультра- и микродисперсном состоянии (Юшкин и др., 2003; Юшкин, 2005). В верхних частях месторождений широко развиты маломощные золото-кварцевые жилы, выклинивающиеся вниз по падению. Руды с низкими содержаниями сульфидов (пирита, арсенопирита и редких сфалерита, галенита и халькопирита); также могут присутствовать минералы платиновой группы. Слабооруденелые периферические ореолы содержат рассеянный пирит и арсенопирит. Месторождения полигенные и полихронные. Золото первоначально накапливалось во время отложения вмещающих пород, затем было перераспределено и концентрировалось во время динамического метаморфизма и инфильтрации рудосодержащего флюида.

Примерами на Востоке России могут служить месторождения Дегдекан в Магаданской области и Маломыр в Амурской.

Золоторудное месторождение Дегдекан

Золоторудное месторождение Дегдекан разрабатывалось в 1946–1947 гг. Добыча составила 116 кг золота. Судя по имеющимся на сегодня данным, оно относится к категории мелких со средним содержанием золота в рудах около 5,6 г/т. Тектоническое положение месторождения определяется его приуроченностью к зоне регионального Тенькинского разлома. Месторождение представлено серией жильно-прожилковых и жильных зон кварцевого и кварц-карбонатного состава с вкрапленностью арсенопирита, сфалерита, пирита, халькопирита, галенита и золота, пробность которого 720–800. Меньше распространены тетраэдрит, теннантит, буланжерит и шеелит. Жильно-прожилковые и жильные зоны развиваются вдоль зон трещиноватости и сульфидизации в осадочных породах. Общая протяженность минерализованных зон, включая зоны прожилково-вкрапленной минерализации в карбонатных сланцах, достигает 1400 м. Жилы часто развиваются также вдоль контактов между пропилитизированными дайками кислого или среднего состава и интрудированными ими позднепермскими песчаниками и сланцами. Дайки ориентированы близширотно, согласно с простиранием вмещающего осадочного комплекса. Выделяются предрудные и послерудные дайки, но в большинстве они послерудные. Жилы вблизи даек микродиоритов и лампрофиров термально метаморфизованы.

Маломырское золоторудное месторождение

Маломырское золоторудное месторождение расположено в западной части Селемджино-Кербинской золотоносной зоны. Рудное поле образовано дислоцированными и метаморфизованными в зеленосланцевой фации породами эвгеосинклинального типа, вероятно палеозойского возраста, слагающими широтную антиклиналь с пологим южным и крутым северным крылом (рис. 7.89). Нижняя пачка – метапесчаники и метаалевролиты с прослоями зеленых сланцев и кварцитов (метакремней). Средняя пачка, экранирующая оруденение, представлена метаалевролитами, графитистыми алевро-пелитовыми сланцами, зелеными сланцами и кварцитами (метакремнями), а верхняя сложена метапесчаниками с прослоями метаалевролитов и зеленых сланцев. В северной и южной частях рудного поля сланцы прорваны пластовыми интрузиями микроклиновых гранитов, местами близких к гранит-порфирам, катаклазированных и рассланцованных до милонитов. Наиболее вероятно они позднепалеозойские. На участке развиты разрывы широтного и СВ простирания, к которым приурочено золотое оруденение, а также дайки порфиров и порфиритов мощностью 0,5–5 м с крутым и пологим падением на северо-запад.

Наиболее изучена рудная зона Диагональная, наклоненная на СЗ под углами 25–30°. Зона образована слабопиритизированными перемятыми и подробленными до брекчий метаалевро-пелитовыми и кремнистыми сланцами, пронизанными прожилками (1–10 мм) кварцевого, сульфидно-кварцевого, карбонат-кварцевого и адуляр-кварцевого состава. Ориентировка их разная, но чаще СВ с крутым падением на СЗ. Кварцевые жилы редки. Величина обломков брекчий 0,5–30 см. На 20–40 % они представлены метасоматитами – кварцевыми, кварц-адуляровыми, серицит-адуляр-кварцевыми, реже серицит-карбонат-кварцевыми. Среди пересекающих брекчию прожилков выделяется пять возрастных генераций: 1) мелкозернистый мозаичный кварц, иногда с примесью альбита, адуляра, серицита и эпидота, 2) среднезернистый гребенчатый кварц с альбитом и адуляром, 3) крупнозернистый кварц с бурым железистым карбонатом и сульфидами, образующий самостоятельные прожилки либо слагающий центральные части более ранних прожилков; альбит замещается адуляром во всех трех генерациях прожилков, 4) прожилки и гнезда сульфидов с бурой



Рис. 7.89. Схематическая геологическая карта Маломырского месторождения (по: А.В. Щербина, 1974 г.).

1 – современные аллювиальные отложения; 2 – раннемеловые андезиты; 3 – раннемеловые туфы, туффиты, туфопесчаники; 4 – раннемеловые гранодиорит-порфиры; 5 – позднепротерозойские песчаники и сланцы; 6 – позднепротерозойские слюдистые сланцы с прослоями кварцитов и известняков; 7 – позднепротерозойские сланцы; 8 – позднепротерозойские сланцы, кварциты, известняки; 9 – палеозойские граниты; 10 – разломы; 11 – зоны золоторудной минерализации (а) и золоторудные тела с Au > 1 г/т (б); 12 – россыпи золота

железистой слюдкой и ромбовидными выделениями адуляра, 5) халцедоновидный кварц с бурой слюдкой, сульфидами и гидроокислами железа. Сульфиды в прожилках и цементе представлены выделениями (1–2 мм) и прожилками пирита и игольчатого арсенопирита. Отмечаются зерна халькопирита, сфалерита, пирротина, марказита, халькозина и иногда вольфрамита. Содержание сульфидов в рудах – 2–5 %.

По данным С.А. Парада с соавторами (1988 г.), пирит рудных зон содержит золота от 30 до 50 г/т, а слабозолотоносных пород – 3–8 г/т. В рудных брекчиях пирит мышьяковистый (до 5 % мышьяка), отношение Ni/Co в пользу никеля, в отличие от пирита редкометалльно-полиметаллических проявлений, где кобальт значительно преобладает над никелем. Золото в рудах коррелирует с мышьяком, серебром и час-

тично с вольфрамом. Обычные содержания золота в зоне 1–3 г/т, но местами выделяются рудные тела мощностью 3–8 м с содержанием от 3,8 до 8,5 г/т. Со стороны лежачего бока оруденение ограничивается пострудной дайкой андезита. Рудные тела оконтуриваются опробованием. Слабозолотоносными (0,4–0,9 г/т) являются почти все породы зоны.

Зона Диагональная прослежена по простиранию на 4,2 км, а по падению буровыми скважинами до глубины 270 м при мощности 60–100 м. В зоне оконтурена залежь длиной 2 км, по падению 280–350 м и мощностью от 14,5 до 49,1 м со средним содержанием 2,45 г/т (в отдельных рудных телах от 3,02 до 11,8 г/т). Выделяется два геохимических типа руд: 1) существенно низкомышьяковистые кварцевые (Au:Ag > 1) и 2) высокомышьяковистые с примесью Cu, As и W (Au:Ag = 1:5).

Золото наблюдалось в кварце в трещинах и на стыках зерен в ассоциации с пиритом и арсенопиритом. Величина 90 % золотин (в гравиконцентратах) менее 0,05 мм и 10 % – более 0,05 мм (до 0,4 мм). Более половины всего золота в руде относится к классу 0,02 мм. Золото преимущественно комковидное, реже пластинчатое, друзовое, ажурное, редко в виде додекаэдрических и кубических кристаллов. Пробность золота 700–820. Характерные элементы-примеси в нем – Fe, Ti, Cu и Hg.

Технологические свойства руд изучены по малым пробам (20–25 кг). Золото из руд извлекается только прямым цианированием. Лабораторный опыт кучного выщелачивания кусковой руды дал положительные результаты. Извлечение золота составило 63–74 % за 30–40 дней опыта. Месторождение пригодно для открытой разработки. Прогнозные ресурсы бедных руд значительные.

МЕТАМОРФОГЕННО-МАГМАТОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Модельный тип описан по работам (Cox, Singer, 1986; Горячев, 1998, 2003). Этот тип месторождений включает два подтипа. Месторождения обоих подтипов являются основными источниками многочисленных россыпей золота (Шило, 2002). Первый, представленный малосульфидными золото-кварцевыми жилами в зонах смятия и дробления, локализуется в регионально метаморфизованных вулканических породах и в метаморфизованных граувакках, кремнях и сланцах. Жилы обычно поздне- и синметаморфические до постметаморфических и местами секут гранитные породы. В золото-кварцевых жилах ограниченно распространены пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, пирротин и различные сульфосоли, а жильные минералы представлены кварцем, альбитом и карбонатами.

Месторождения этого подтипа представлены большеобъемными объектами, как правило, с мелким золотом и невысокими его содержаниями. Такое оруденение известно в Яно-Колымском орогенном поясе и Чукотском террейне. Однако следует отметить некоторую разницу в металлогении рудных узлов с вкрапленным оруденением в указанных регионах. В Чукотском террейне установлена четкая связь сульфидно-вкрапленных руд с вулканогенными месторождениями золота, серебра, ртути и сурьмы (Сидоров, 1987), а в Яно-Колымском орогенном поясе с ними ассоциирует золото-кварцевое оруденение. Во всех других отношениях месторождения этого типа близки между собой. В качестве примеров ниже рассматриваются месторождение Майское (Чукотка) и Наталка (Яно-Колымский пояс).

Второй подтип включает собственно золото-кварцевые жилы, сопровождающиеся кварцево-штокверковыми телами в минерализованных зонах разломов (зонах смятия и дробления), а также широко распространенными плитообразными секущими и субпластовыми телами. Жилы этого подтипа тесно связаны с дайками и зонами разломов, в которых часто локализуются интрузии раннего диорит-гранодиоритового комплекса (Горячев, 1998, 2003). Кварцевые жилы обычно массивные, полосчатые, иногда друзовидные, а в их зальбандах присутствует серый метасоматический кварц. Жилы сопровождаются слабыми, но отчетливо проявленными околожильными изменениями березитового облика, максимально развитыми в штокверковых месторождениях, дайках и минерализованных зонах дробления и смятия. Среди таких околожильных изменений почти постоянен пирит и спорадически присутствует арсенопирит, образующий вкрапленный чехол вокруг жил.

Рудная минерализация гораздо разнообразнее по сравнению с жилами предыдущего подтипа, хотя доля ее не превышает 1–5 %. Наиболее типичные минералы – пирит и арсенопирит, а также галенит, сфалерит, комплекс сульфосолей сурьмы и свинца, нередки шеелит и золото. Из жильных минералов помимо хлоритов типичны альбит, серицит, гидрослюды и карбонаты. Хрусталеносные «погреба» нехарактерны, хотя друзовые пустоты с кристаллами молочно-белого кварца с прозрачными головками довольно часты.

В жилах этого подтипа выделяются три ассоциации: 1) раннего кварца (шеелит-арсенопирит-кварцевая), 2) поздних сульфидов (халькопирит-сфалерит-галенитовая) и 3) сульфосолей. Ассоциация раннего кварца представлена двумя фациальными

разновидностями: серым метасоматическим кварцем, локализующимся в зальбандах жил и зонах тонко рассланцованных пород, и молочно-белым массивным кварцем выполнения, слагающим основную массу жил. К этой ассоциации относятся рудные пирит, арсенопирит и шеелит, а также нерудные хлорит, альбит и серицит. Они образуют контактовые оторочки жил, гнездовые и вкрапленные, часто идиоморфные скопления в кварце жил. Золотоносные (продуктивные) ассоциации поздних сульфидов и сульфоантимонитов (халькопирит-сфалерит-галенитовая и сульфоантимонитов свинца и меди) локализуются в межзерновых пустотах, трещинках кварца, образуя в нем мелкую вкрапленность, реже гнезда. С ними связано незначительное количество мелкозернистого кварца, альбита, гидрослюд и мусковита, а также основная масса карбонатов доломит-анкеритового ряда. Ранний кварц на контакте с поздними сульфидами осветляется и становится прозрачным. Примерами месторождений второго подтипа являются Светлое и Утинское.

Майское месторождение

Майское месторождение расположено в терригенных отложениях среднего – верхнего триаса Паляваамского субтеррейна Чукотского террейна (Очерки…, 1994; Волков, Сидоров, 2001). Оно находится вблизи вулканитов перекрывающего комплекса ОЧВПП (рис. 7.90, А, Б) и небольших интрузий гранитов умеренно кислого состава. Оно приурочено к небольшой интрузивно-купольной структуре, в строении которой участвуют отложения среднего триаса и карнийского яруса, а также дайки лампрофиров, фельзориолитов, гранит-порфиров и граносиенит-порфиров. По данным А.А. Сидорова с соавторами (1978), дайки внедрились в крупную субмеридиональную зону смятия, в которой выделено две зоны более высокого порядка – Главная (мощностью до 300 м) и Западная (до 150 м). Эти зоны состоят из ветвящихся линейных тел, которые в плане и на глубине кулисообразно сочленяются друг с другом. По их простиранию объем даек, среди которых преобладают гранит-порфиры, уменьшается.

Развитие структуры определялось сложным сочетанием и взаимным влиянием во времени и пространстве процессов магматизма и тектонической активизации (Сидоров и др., 1978). Рудовмещающие участки интенсивно зеленосланцевого динамометаморфизма представляют собой зоны вязких субмеридиональных разрывов восточного падения (< 65–80°) мощностью от нескольких метров до 15 м. Структурные формы магматического этапа частично наложились на динамометаморфические зоны и сформировали надынтрузивный купол. Ядро купола слагают породы среднего триаса. Его структура подчинена рисунку разрывов, контролирующих положение магматических пород. Геолого-геофизические данные свидетельствуют о наличии невскрытого интрузива на глубине более 600 м.

Наиболее значительные рудные тела приурочены к крутопадающим зонам смятия, контролировавшим внедрение даек. На пересечениях с поперечными разломами рудовмещающие нарушения разветвляются, что сопровождается уменьшением продуктивности рудных тел. Поперечные же разломы ограничивают рудные столбы, определяя характер их залегания в рудных телах. Характерны сложные секущие залежи, строение которых обусловлено совмещением зон смятия и дробления сетчатого окварцевания, гидротермальных изменений и кварц-сульфидных жил (Сидоров и др., 1978). Околорудные метасоматиты представлены кварц-серицитовыми и кварц-каолинитовыми фациями. Внешне осадочные породы, представляющие основной вид руд, часто не обнаруживают отчетливых изменений, сохраняя первичную темную до черной окраску. Им свойственна тонкая вкрапленность пирита и игольчатого арсенопирита. Сульфиды с мельчайшими включениями золота насыщены целым рядом элементов-примесей (Pb, Zn, Ag и др.). Вместе с тем в рудах содержится до 70 минералов, из которых преобладают арсенопирит, пирит, антимонит, менее распространены галенит, сфалерит. Редко встречаются золото (820–920 ‰), электрум (Ag – 37,45–38,12 %), джемсонит, халькостибит, бертьерит и халькопирит. Очень редки сульфосоли серебра и висмута, киноварь, молибден и другие минералы (Сидоров и др., 1978). Золото преимущественно мелкое (< 0,5 мм), обычно тонкое и сконцентрированное в пирите и арсенопирите (100–1000 г/т). Руды упорные. Зональность их проявлена неотчетливо. Формирование оруденения в рудном поле включает два этапа (Сидоров и др., 1978): редкометалльный и золото-мышьяк-сурьмяный. На основании изучения Майского и ряда других месторождений Чукотки А.А. Сидоровым совместно с А.В. Волковым была предложена обобщенная схема формирования сульфидно-вкрапленных руд двух типов (табл. 7.14).

Месторождение Наталка

Месторождение Наталка эксплуатируется с 1944 г. и изучалось многими исследователями. Детально оно охарактеризовано в монографии (Гончаров и др., 2002). Месторождение расположено в зоне влияния крупного Тенькинского разлома северо-западного простирания. На поверхности этот разлом выражен Главным и Северо-Западным разломами, ограничивающими индивидуализированный клиновидный блок, вмещающий основное оруденение (Калинин и др., 1992). В строении рудного поля прини-

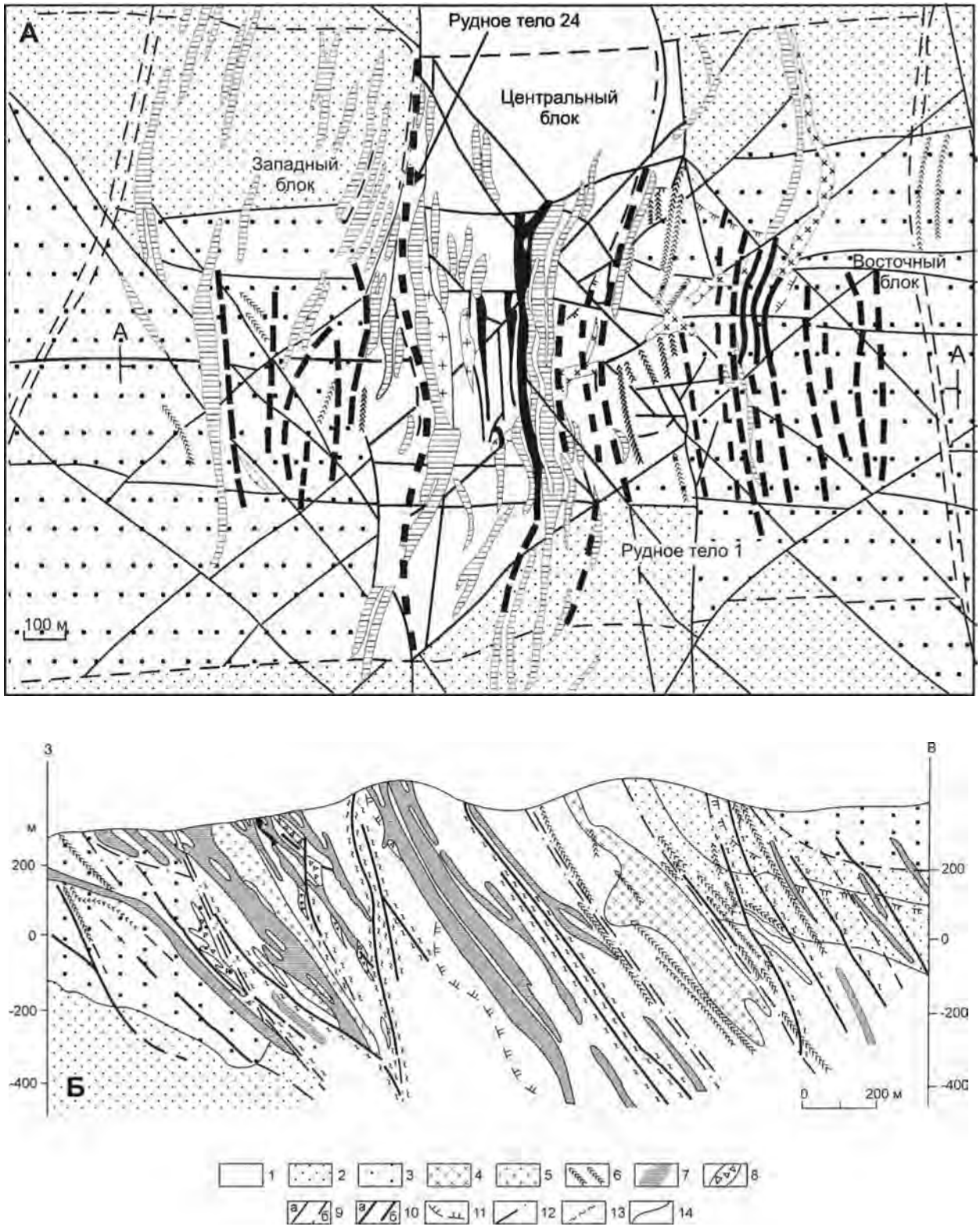


Рис. 7.90. Геологическая карта (А) и разрез (Б) Майского месторождения (Волков, Сидоров, 2001).

1 – алевролиты, кевеемская свита среднего триаса; 2 – песчаники среднего триаса; 3 – переслаивающиеся песчаники и алевролиты триаса; 4 – гранодиориты и гранит-порфиры; 5 – аплиты; 6 – лампрофиры; 7 – риолит-порфиры; 8 – эксплозивные брекчии; 9 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 10 – рудные тела установленные (а) и предполагаемые (б); 11 – контур серицитовых метасоматитов; 12 – зоны трещиноватости; 13 – зоны дробления, рассланцевания и смятия; 14 – геологические границы

Таблица 7.14

Схема образования месторождений золото-сульфидно-вкрапленных руд Чукотского террейна (по А.А. Сидорову, А.В. Волкову, 1985 г.)

Этапы	Первый тип	Второй тип
1	Развитие и становление купольных структур с гранитоидными интрузиями в терригенных толщах с околоинтрузивными гидротермальными образованиями касситерит-сульфидного, молибденит-халькопиритового, золото-висмут-теллуридного, сфалерит-галенитового состава (рудоносные кварцевые жилы, прожилково-вкрапленные метасоматические тела)	Развитие зон динамометаморфизма в терригенных толщах основания вулканоструктур и на их продолжении за пределами вулканогенного пояса, проявление эксплозивного брекчирования пород, внедрение субвулканических тел
2	Формирование субмеридиональных зон динамометаморфизма (не исключено их заложение еще на этапе осадконакопления по типу гидротермально-осадочных образований) с дайковыми субвулканическими образованиями на пересечениях с широтными и северо-восточными разломами; образование флюидопроводящих колонн в субмеридиональных зонах смятия пластичных глинистых пород тонкорассеянными золотоносными арсенопиритом и пиритом	Образование флюидопроводящих колонн в зонах динамотермального метаморфизма (сжатия) пластичных глинистых пород и насыщение их тонкорассеянными золотоносными арсенопиритом и пиритом
3	Образование жильных полостей вследствие ослабления условий сжатия в зонах; развитие золото- и серебросодержащих кварц-антимонитовых жил	Становление купольных структур и гранитоидных интрузий в терригенных толщах, развитие околоинтрузивных гидротермальных образований касситерит-сульфидного (олово-серебряного), золото-висмут-теллуридного, галенит-сфалеритового состава (рудоносные кварцевые жилы, прожилково-метасоматические и вкрапленные тела). Метаморфизм золото-сульфидно-вкрапленных руд, образование поздних сульфидно-кварцевых жил с переотложенным золотом

мают участие монотонные пермские вулкано-терригенные породы мощностью более 2,5 км. Они подразделяются на ряд свит и толщ: тасскую, атканскую и нерючинскую (снизу вверх). По всему разрезу отмечена сингенетическая пиритизация, наиболее обильная в тасской свите, в которой преобладают глинистые и углисто-глинистые сланцы (Калинин и др., 1992).

Складчатые структуры рудного поля, как и всего узла в целом, преимущественно северо-западного простирания. Основная Наталкинская синклиналь имеет простую симметричную форму и является структурой второго порядка относительно Тенькинской антиклинали (Калинин и др., 1992). Длина ее около 4,5 км, а ширина – 2,5 км. По морфологии они близки к брахиструктурам. По мнению В.Г. Шахтырова и Р.А. Еремина (1983), брахискладки Наталкинского рудного поля, как и всего узла в целом, были сформированы в результате сложного сочетания процессов магматического диапиризма и деформаций вдоль глубинного сдвига с разуплотнением деформированных глинистых сланцев, алевролитов и, возможно, фундамента. Антидромный магматизм развивает и усложняет формирование крупного Интригано-Омчакского овального купола. По всей видимости, именно куполообразование привело к формированию блоковой структуры рудного поля, в котором выделяются три блока: Центральный, Глухаринский и Наталкинский. Они различны по насыщенности дайками и интенсивности деформаций и золотого оруденения. Золоторудная минерализация контролируется продольными и диагональными по отношению к складкам тектоническими зонами, осложняющими юго-западное крыло Наталкинской синклинали. В рудных зонах сульфидно-вкрапленное и линейно-штокверковое оруденение преобладает над жильными.

Линейные штокверки, представленные продольной и диагональной системой прожилков толщиной не более 3 см (половина их < 0,5 см), группируются около тектонических швов в осевых частях рудных зон (Калинин и др., 1992). Максимальная мощность прожилков до 10–20 см, на одном метре зоны их от 5–10 до 40–50 (Еремин, Осипов, 1974). По простиранию и падению такие системы прожилков нередко переходят в короткие линзовидные или параллельно-зальбандовые жилы, реже – в зоны сетчатого и сплошного метасоматического окварцевания. Рудные зоны расчленяются на две ветви, образующие в поперечном вертикальном разрезе веерообразную систему с явно выраженной тенденцией схождения на глубине (рис. 7.91).

Оруденение на месторождении распределено неравномерно в виде четырех обогащенных участков рудных пучков (Калинин и др., 1992), содержащих рудные столбы различной формы и размеров. Наи-

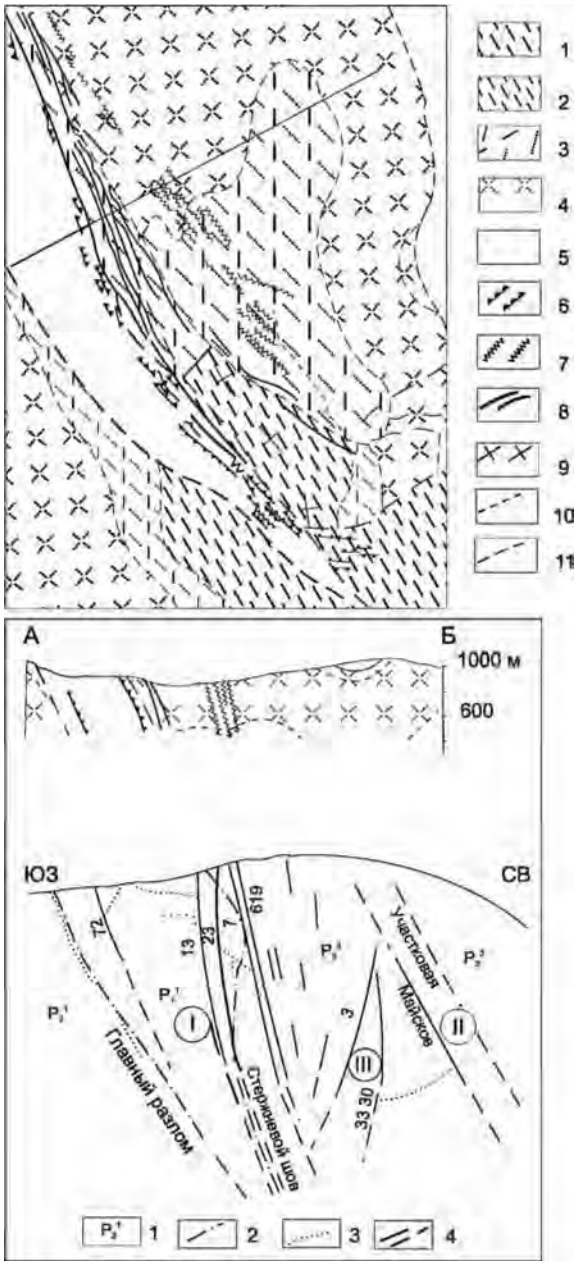


Рис. 7.91. Геологическое строение месторождения Наталка (Очерки…, 1994).

1–3 – горизонты нерючинской свиты поздней перми; 4 – атканская свита поздней перми; 5 – тасская свита поздней перми; 6 – дайки кварц-альбитовых порфиров; 7 – дайки лампрофиров; 8 – рудные зоны; 9 – оси складок; 10 – геологические границы; 11 – разрывные нарушения.

Схематический разрез центральной части месторождения: 1 – нерючинская (P_2^1), атканская (тасская (P_2^3) свиты; 2 – разрывные нарушения; 3 – стратиграфические границы; 4 – рудные зоны: I – 6/9, II – Участковая, Майская, III – 3/33.49

более благоприятными для локализации оруденения являются вулканогенно-осадочные породы атканской свиты и углисто-глинистые ($C_{орг.}$ до 2,44 %) сланцы тасской. Рудные столбы принадлежат к концентрационному типу (Калинин и др., 1992), имеют обычно вытянутую форму и занимают секущее либо согласное положение по отношению к слоистости. Они установлены в местах осложнения трещинных структур, нередки подэкранные рудные столбы, значительная часть которых – скрытые. В целом содержание золота остается постоянным при увеличении мощности рудных тел с глубиной (Калинин и др., 1992). Особенность руд Наталкинского месторождения состоит в том, что количество кварцевых жил и прожилков не более 5 % от их массы (Еремин, Осипов, 1974). Основная же рудная масса – это сульфидно-вкрапленные руды во вмещающих, в разной степени измененных терригенных породах. Они сложены ранней пирит-арсенопиритовой ассоциацией, представляющей собой «своеобразные макроореолы первичного рассеяния рудного вещества» (Еремин, Осипов, 1974, с. 41). Размеры клиновидных и игольчатых кристаллов арсенопирита и кубических – пирита менее 1 мм, редко – 10–15 мм. Иногда они образуют прожилковидные обособления. Морфология и размеры таких ореолов в первом приближении определяются тектоническими факторами и – меньше – литологическими. Ореолы тесно связаны с метасоматическими изменениями (окварцеванием, серицитизацией, карбонатизацией и хлоритизацией). В соотношении пирита и арсенопирита во вкрапленных рудах намечается отчетливая вертикальная зональность, выраженная в уменьшении роли арсенопирита и увеличении роли пирита с глубиной. Отношение серы к мышьяку в 200-метровом вертикальном интервале увеличивается вдвое. Золото постоянно фиксируется в арсенопирите и пирите в количествах, превышающих десятки и сотни граммов на тонну, но микроскопически оно наблюдается очень редко. По расчетам Р.А. Еремина и А.П. Осипова, во вкрапленных сульфидах содержится 50–70 % всего золота.

В кварцевых жилах и прожилках золото более крупное и представлено комковидными, жилковидными, пластинчатыми, губчатыми, дендритовидными и кристаллическими формами размером до 2–3 мм (Гончаров и др., 2002). Доля золотин крупнее 0,8 мм составляет 40 %. Пробность золота от 497 до 814 ‰ (Горячев и др., 2000; Гончаров и др., 2002). Из других минералов встречаются пирротин, альбит, адуляр, анкерит, доломит и кварцит, изредка шеелит. Очень редки блеклая руда (2–12,7 % Ag), бурнонит, буланжерит, антимонит, миллерит, кобальтин и леллингит (Ворошин и др., 1989). Последние три образуют микровключения во вкрапленниках арсенопирита и пирита вмещающих пород. Леллингит – контактовый минерал, образованный при воздействии пострудных магматических тел кислого состава (Ворошин и др., 1989).

Оруденение других типов в Омчакском узле практически неизвестно, за исключением незначительных редкометалльных кварцевых жил в интру-

зивах, обрамляющих купольное поднятие узла. Наличие пострудных интрузивов (Ванинский шток субвулканических брекчий кислого состава) можно параллелизовать с проявлениями магматизма, связанного со становлением перекрывающего комплекса ОЧВГП, что позволяет датировать оруденение не моложе раннего мела. Этому же соответствует K-Ar возраст дорудных (155–130 млн лет) и пострудных (115–55 млн лет) даек (Фирсов,1985), а также Ar-Ar датировка метасоматитов руд Наталкинского месторождения (136 млн лет) (Ньюберри и др., 2000).

Месторождение Светлое

Месторождение Светлое относится к представителям второго подтипа. Оно расположено в центре Яно-Колымского орогенного пояса в бассейне р. Берелех (Горячев, 1998). Рудное поле месторождения сложено песчано-глинистыми отложениями средней юры, представленными чередованием пластов и пакетов глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Осадочные породы смяты в складки (Светлинскую антиклиналь и Ковбойскую синклиналь), северо-западного простирания с разворотом шарниров на северо-восток. Именно к развороту приурочены дайки кислого и среднего составов и золото-кварцевые жилы. Дайки внедрились в гомодромной последовательности от средних к кислым (Гамянин и др., 2003). Они образуют протяженные, относительно маломощные, крутопадающие (иногда пологие) тела. Завершилось формирование магматических тел внедрением штока гранитов на восточном фланге рудного поля. Золото-кварцевые жилы секут все магматические интрузии, что подчеркивается не только их конкретными пересечениями, но и структурной разобщенностью: дайки тяготеют к трещинам отрыва, а жилы – к трещинам и полостям отслоения. На месторождении (рис. 7.92) выделяется серия крутопа-

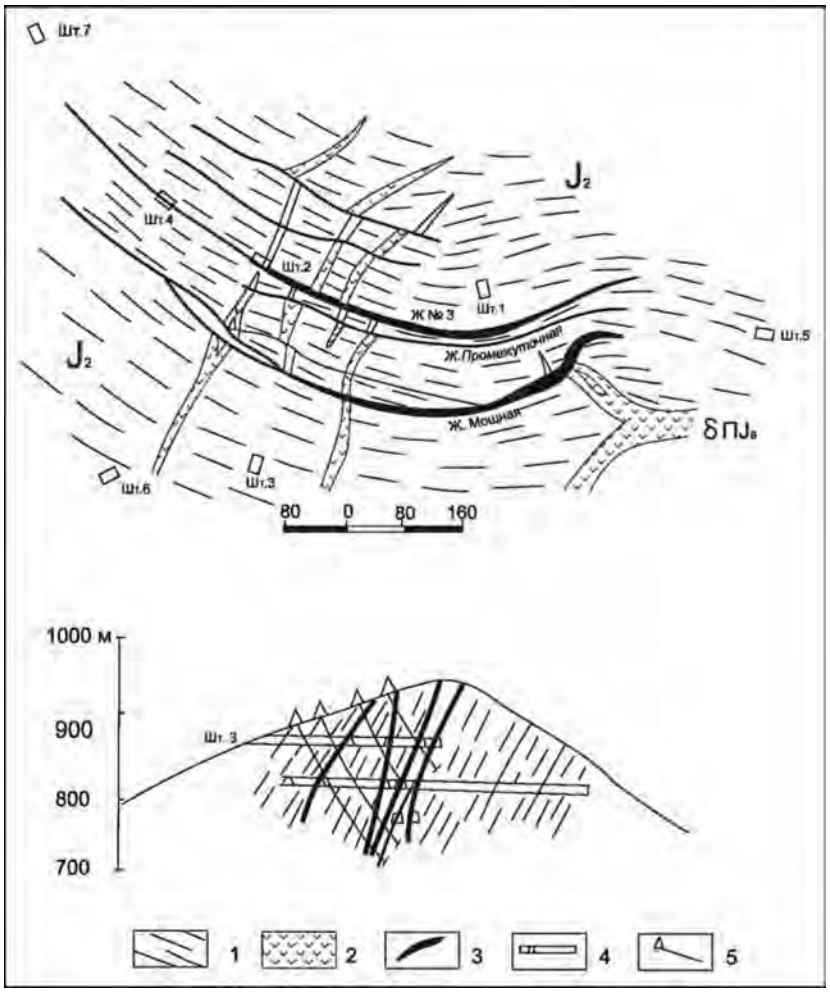


Рис. 7.92. Схема геологического строения и разрез месторождения Светлое (Горячев, 1998).

1 – песчано-сланцевые породы средней юры; 2 – дайки позднеюрских диорит-порфиритов; 3 – золото-кварцевые жилы; 4 – подземные горные выработки; 5 – скважины

дающих жил, приуроченных к межпластовым, иногда кососекущим трещинам. Они прослежены по простиранию на сотни метров и на первые сотни по падению. Это линзовидные, реже плитообразные тела, достигающие мощности до 1–1,5 м, сопровождающиеся милонитизированными вмещающими породами в зальбандах, местами насыщенными вкрапленностью пирита и арсенопирита. В рудах выделяются три последовательных минеральных ассоциации: шеелит-арсенопирит-кварцевая, сфалерит-халькопирит-галенитовая с золотом и кальцитовая. Золото обладает довольно высокой пробой – 872–950 ‰ и распределено в виде мелких крутопадающих столбов и «карманов», объединяющихся в участки обогащенных руд, фиксирующихся также изменением физических свойств минералов (Горячев, 1992). В отдельных жилах (жила Мощная) отмечаются элементы минеральной зональности. Промышленное значение имеют жилы Первая и Третья. Золото легко поддается обогащению и извлечению, благодаря преимущественному концентрированию в кварце. Месторождение сопоставимо с месторождением типа Мазер Лоуд.

Месторождение Утинское

Месторождение Утинское представляет иной тип оруденения. Оно расположено в районе излучин р. Колыма в южной части Яно-Колымского орогенного пояса (рис. 7.93) и относится к так называемым дайковым, довольно широко распространенным в Яно-Колымском поясе. Месторождение представлено серией даек кислого и среднего состава, весьма протяженных и насыщенных разноориентированными прожилками кварцевого, кварц-альбитового и альбит-кварц-кальциевого состава, местами содержащими обильную вкрапленность и гнезда арсенопирита, пирита, сфалерита и сульфосолей буланжерита и джемсонита в ассоциации с золотом. Дайки приурочены к зоне мощного разлома северо-западного простирания длиной более 30 км при ширине до 3 км (Очерки…, 1994). Отдельные дайки прослежены до 10–12 км, и оруденелые участки в них заметно меньше – не более 5 км в единичных дайках. Дайки простираются либо согласно с вмещающими песчано-сланцевыми отложениями юры, либо под острыми углами секут их по простиранию и падению, мощность их от 0,1 до 20 м. Выделяются дайки кварцевых альбитовых, альбит-ортоклазовых порфиров и пироксин-амфиболовых порфиритов.

Наиболее крупная дайка № 7 минерализована и представляет собой рудное тело. Ее оруденелая часть изучена по вертикали на 230 м, а с учетом рельефа еще больше. Мощность тектонической зоны, вмещающей дайку, от 1–2 м до 10 м, а местами она не проявляется. Дайка представляет собой плитообразное тело мощностью от 0,5 м на востоке до 3,5 м на западе, сопровождаемое апофизами, отходящими параллельно в осадочные породы. Ксенолиты редки. Иногда наблюдаются пережимы, вплоть до исчезновения дайки. По составу она относится к диоритовым порфиритам. В местах развития рудных жил и прожилков порфириты серицитизированы, альбитизированы, хлоритизированы и карбонатизированы, а в местах максимальной их концентрации интенсивно арсенопиритизированы и пиритизированы.

Кварцевые, кварцево-альбитовые и альбит-кварц-карбонатные прожилки секут дайку в различных направлениях, нередко образуя гнезда и линзы. Большинство их ориентировано беспорядочно, но иногда прожилки приурочены к трещинам северо-за-

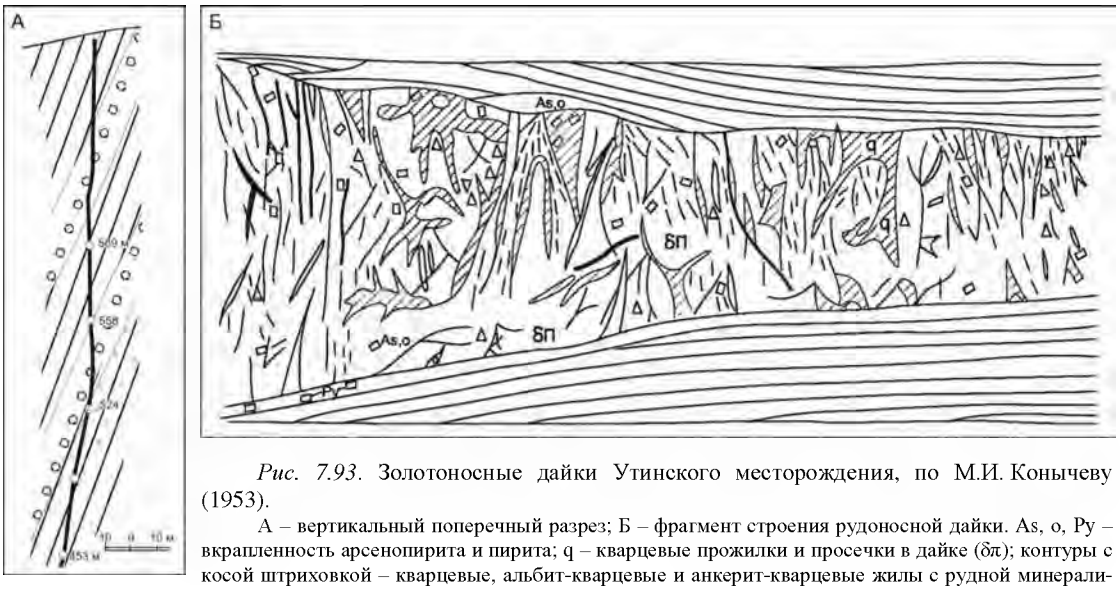


Рис. 7.93. Золотоносные дайки Утинского месторождения, по М.И. Конычеву (1953).

А – вертикальный поперечный разрез; Б – фрагмент строения рудоносной дайки. As, o, Ру – вкрапленность арсенопирита и пирита; q – кварцевые прожилки и просечки в дайке (δπ); контуры с косой штриховкой – кварцевые, альбит-кварцевые и анкерит-кварцевые жилы с рудной минерализацией

падного простирания (СЗ 310–320°) с пологим или крутым (<65–75) падением (Конычев, 1953). Наиболее обогащены золотом участки максимальной концентрации прожилков. Проба его варьирует от 650 до 980, но в дайке № 7 преобладает 880–980. Золото распределено в дайке в виде крупных и протяженных рудных столбов с содержанием 50–300 г/т, реже – более. В рудах выделяются пирротин-арсенопирит-альбит-анкерит-кварцевая, халькопирит-сфалерит-галенитовая, золото-тетраэдит-джемсонит-буланжеритовая и антимонит-хлорит-кальцитовая ассоциации (Гамянин и др., 2003). Кварца не менее 93–95 %, карбоната – 3–4 %, альбита 1–2 %, а сульфидов – около 1–3 %. Рудам свойственна горизонтальная и вертикальная минеральная зональность с преобладанием на верхних гипсометрических уровнях ассоциаций сульфосолей (Гамянин и др., 2003). Возраст оруденения определяется метаморфизмом оруденелых даек со стороны гранитов, абсолютный Rb-Sr и K-Ar возраст которых 125–115 млн лет, а сами дайки относятся к более древнему (145–158 млн лет) диорит-гранодиоритовому комплексу (Гамянин и др., 2003). Этот тип оруденения специфичен для Дальнего Востока.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕЯСНОГО ГЕНЕЗИСА

МЕСТОРОЖДЕНИЯ САМОЦВЕТОВ, СВЯЗАННЫЕ СО ЩЕЛОЧНЫМИ ПОРОДАМИ

В последнее время на территории Центрального Сихотэ-Алиня в Приморском крае выявлены комплексные россыпи и шлиховые ореолы камнесамоцветного сырья (сапфиры), ассоциирующего с самородным золотом. Эти россыпные месторождения входят в состав протяженного пояса сапфироносных россыпей, который простирается вдоль тихоокеанского побережья Азии, Австралии и Индонезии (Guo et al., 1996; Sutherland et al., 1998; Hughes, 1997; Высоцкий и др., 2002, 2003). Крупные (до 20 мм и более) кристаллы сапфиров ассоциируют в россыпях с такими же мегакристами гиацинта, санидина, титан-авгита, керсутита, флогопита, глиноземистой шпинели, магнезиального ильменита, титаномагнетита и граната, которые присутствуют в жерловых и пирокластических фациях близлежащих вулканов (Высоцкий и др., 2002). Находки крупных кристаллов цирконов и особенно сапфиров в самих базальтах редки (Guo et al., 1996; Sutherland, Fanning, 2001). Вместе с тем почти повсеместно с россыпями корундов и цирконов соседствуют их месторождения в кайнозойской пирокластике и реже – в субвулканических телах щелочных базальтов, лампрофиров, нефелинитов, базанитов и фонолитов (Hughes, 1997; Sutherland et al., 1998; Simandl, Paradis, 1999). Радиометрический возраст цирконов из включений в обломочных сапфирах соответствует радиометрическим датировкам вулканитов питающей провинции, тогда как другие распространенные в регионе изверженные породы и обломочные цирконы имеют другой возраст (Coenraads, 1992; Sutherland, Fanning, 2001). Сапфиры из россыпей, пирокластики и эффузивов идентичны по размеру, цвету и содержаниям микроэлементов, а также по формам кристаллов (Coenraads, 1992; Guo et al., 1996; Hughes, 1997; Sutherland et al., 1998; Simandl, Paradis, 1999; Sutherland, Fanning, 2001). По всем этим признакам они довольно четко отличаются от корундов и цирконов иного происхождения.

Выявленные в Приморье россыпные месторождения самоцветов пространственно ассоциируют с полями щелочных базальтов. Традиционно их формирование связывают с разрушением щелочных базальтов (С.В. Высоцкий, С.А. Щека и др.). В последнее время появилась альтернативная точка зрения (В.Н. Пахомова, Б.Л. Залищак). Поскольку единого мнения о происхождении этих россыпей нет, ниже приводятся обе точки зрения в порядке их появления.

Щелочно-базальтовая концепция

В Приморье хорошо известный район аллювиальной сапфироносности приурочен к границе мезозойского Сихотэ-Алинского орогенного пояса и нижнепалеозойского (возраст формирования гранитно-метаморфического слоя более 500 млн лет) складчатого пояса Ханкайского массива и располагается главным образом в Самаркинском террейне (рис. 7.94) юрско-нижнемеловой аккреционной призмы (Ханчук и др., 1995). Вдоль этой границы проходит Арсеньевский разлом и оперяющие его нарушения региональной системы левосторонних сдвигов Тан-Лу (Уткин, 1989).

Указанные структуры перекрыты кайнозойскими континентальными осадками, наиболее мощными (до первых сотен метров) в бассейне р. Маревка (Маревской депрессии), и позднемиоцен-плиоценовыми базальтами (рис. 7.95), с которыми, вероятно, связаны мелкие (метры и десятки метров в поперечнике) экструзии и трубки взрыва щелочных пород (щелочных базальтов, базанитов и т. п.) (Мартынов и др., 2002).

Общая мощность отложений в Маревской депрессии составляет сотни метров. Ее грубообломочные толщи считаются промежуточными коллекторами россыпной минерализации золота, приплотиковые отложения которых в этом аспекте практически не изучены. Депрессия имеет пологий юго-восточный борт (наклон фундамента 2–4°) и крутой (15–20°) северо-западный склон.

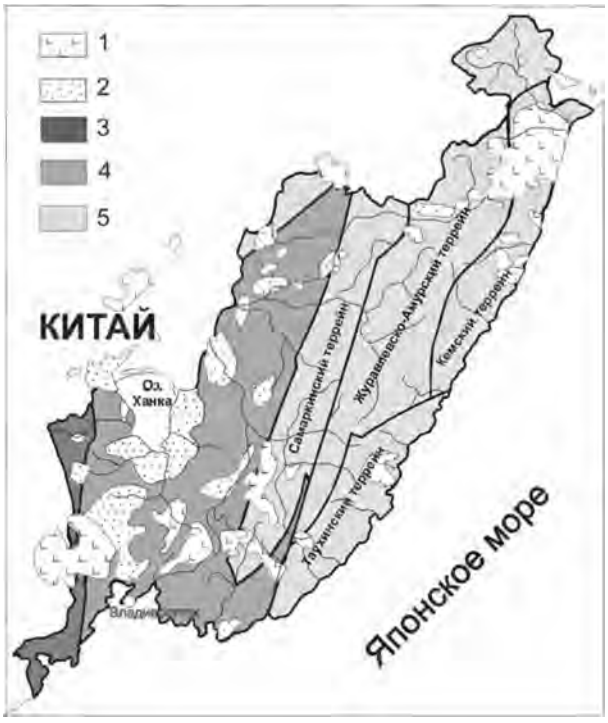


Рис. 7.94. Тектоническая схема Приморья (по: Ханчук и др., 1995, с упрощениями).

1 – толеитовые платобазальты; 2 – миоцен-плиоценовые впадины; 3 – Лаоелин-Гродековский террейн, 4 – Ханкайский складчатый пояс, 5 – Сихотэ-Алинский складчатый пояс

Четвертичные отложения покрывают склоны сопок и заполняют речные долины, образуя осадочные линзы мощностью до 20–30 и более метров, в приплотиковых частях которых обнаружены и разрабатываются россыпи золота, почти во всем районе сопровождающиеся корунд-циркон-шпинелевой минерализацией, имеющей определенный экономический потенциал.

Интенсивные поисково-разведочные работы на камнесамоцветное сырье были начаты в этом районе в 1987 г. А.Ф. Жигулой (1989 г.) и продолжены Ю.В. Перетятько (1992 г.), В.Н. Боровицким (1993 г.), В.М. Трухиным (1993 г.) и др. В результате этих работ было установлено, что гиацинт-сапфировые россыпи в основном совпадают с золотоносными и приурочены к приплотиковой части четвертичного аллювия. В то же время А.Ф. Жигулой (1989 г.) в верховьях кл. Звериный выявлено россыпное проявление циркона и корунда в делювиальных отложениях, а В.Н. Боровицкий при разведке золоторудной россыпи р. Черная Речка отмечал наличие камнесамоцветов по всему разрезу четвертичного аллювия.

Следует отметить, что содержания ювелирных сапфиров, пригодных для промышленного использования, в аллювиальной россыпи довольно низкое. Они очень редко встречаются в разведочных шурфах и скважинах, но попутно выявляются при золотодобыче или в малообъемных пробах. Однако, учитывая комплексный характер россыпей и большие объемы перерабатываемых песков, добыча камнесамоцветного сырья может оказаться экономически выгодной. Например, А.Ф. Жигула (1989 г.) для Незаметнинского рудного узла давал прогнозную оценку запасов сапфиров более 3000 кг. Причем техногенные россыпи и эфельные отвалы, по его данным, более богаты сапфирами и гиацинтами, чем оставшиеся целики россыпи р. Кедровка. Это связано с тем, что до начала 1990-х годов сапфиры и гиацинты здесь не добывались, а уходили в отвал. В этом районе насчитывается несколько перспективных золотоносных россыпей, содержащих сапфиры и гиацинты. Прогнозные запасы камнесамоцветного сырья только в районе золотоносных россыпей рек Черная Речка и Кедровка составляют, по оценкам разных исследователей, для сапфиров – около 3 т, для гиацинтов – несколько десятков тонн.

По нашим данным (см. рис. 7.95), вся территория Маревской депрессии и прилегающие водотоки перспективны для поисков сапфиров и гиацинтов. Их коренным источником служат молодые щелочные базальты острогорского комплекса. Базальтоиды слагают небольшие покровы и субвулканические тела, приуроченные к краям Маревской депрессии. Они перекрывают и прорывают большинство из перечисленных выше стратиграфических подразделений. Верхняя конгломерато-галечниковая толща, впрочем, иногда содержит обломки этих вулканитов, что означает синхронность отложения, по крайней мере, ее верхней части соответствующему магматизму. Базальтоиды обычно включают мегакристы оливина, титан-авгита, керсутита, ильменита и титаномагнетита. Щелочные породы, кроме того, часто содержат включения лерцолитов, состоящие главным образом из оливина, гиперстена, хромдиопсида и шпинели (Сахно, Денисов, 1963; Щека, 1983) и, реже, пироксенитов, габброидов, метаморфических и осадочных пород.

Участки с установленной аллювиальной сапфироносностью ассоциируют с серией небольших, в различной степени эродированных вулканических построек, сложенных кайнозойскими щелочными оливиновыми базальтами, пикрито-базальтами, фонолитами и трахитами. Возраст их по последним датировкам (Мартынов и др., 2002) не превышает 15 млн лет, а извержение вулкана Пектусан в Китае наблюдалось в 1920 г.

Проведенные работы показали, что коренным источником корунд-циркон-шпинелевой минерализации являются тела кайнозойских щелочных базальтоидов. Нами были обнаружены сапфиры и гиацинты в двух палеовулканах – Конфетка и Подгелбаночный (Высоцкий и др., 2002, 2003).

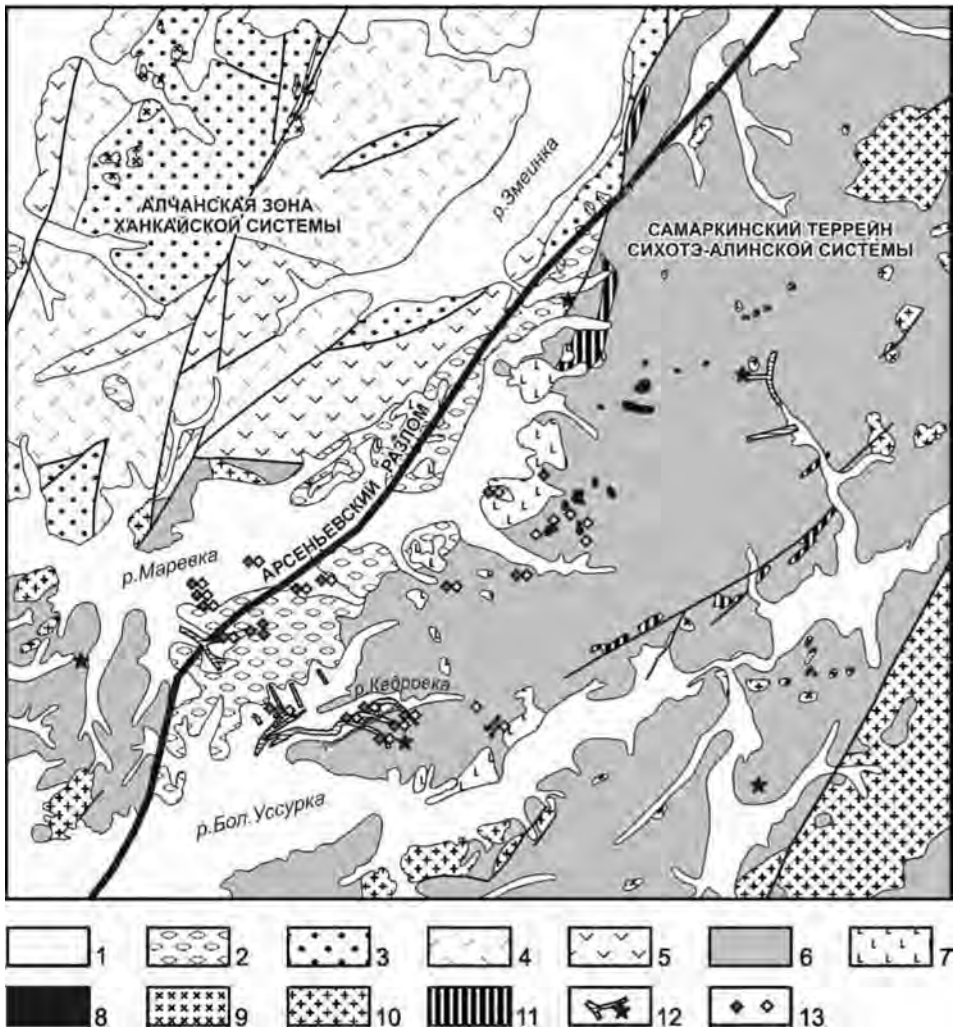


Рис. 7.95. Схема геологического строения Маревского сапфироносного района.

1 – четвертичные осадки; 2 – третичные осадки; 3 – меловые осадочные породы; 4 – меловые кислые эффузивы; 5 – меловые средние эффузивы; 6 – домеловые и осадочные породы; 7 – третичные базальты; 8 – третичные щелочные вулканиты; 9 – меловые диориты; 10 – палеозойские и меловые граниты; 11 – палеозойские габброиды и ультрабазиты; 12 – россыпи и коренные рудопроявления золота; 13 – корунды и цирконы в осадках

Вулкан Конфетка расположен недалеко от золото-сапфировой россыпи р. Кедровка, в верховьях руч. Филькин Ключ, правого притока р. Большая Уссурка. Он был впервые выделен при геологической съемке В.А. Никогосяном, а затем изучен В.Л. Ивановой (ДВГИ). Вулканическая постройка представлена остатками конуса и жерла (около 200 м^2), сложенными агломератовыми брекчиями с обломками монолитных и пузырчатых щелочных базальтов. В обломках обильны лерцолитовые включения и мегакристы (до 3 см) титанистых авгита, керсутита, биотита, магнетита, санидина, бесхромистой шпинели и ильменита. В этом вулкане впервые в Приморье были обнаружены мегакристы (до 1 см) альмандин-пиропового граната и его сростки с пироксенами и ильменитом. Шлиховому опробованию были подвергнуты пепловые участки, превращенные в рыхлый глинистый материал. Из массы около 700 кг получены три зерна голубоватого сапфира размером около 1 мм. Остальная тяжелая фракция шлиха представлена перечисленными выше минералами мегакристов и лерцолитовых включений (оливином, хромдиопсидом, энстатитом и шпинелью).

В 2002 г. на юге Приморья, в верховьях р. Арсеньевка, был обнаружен новый перспективный район аллювиальной сапфироносности. Он также приурочен к границе мезозойского Сихотэ-Алинского орогенного пояса и нижнепалеозойского складчатого пояса Ханкайского массива. Сапфиры установлены в аллювии кл. Подгелбаночный, размывающего кальдеру одноименного щелочно-базальтового палеовулкана (Высоцкий и др., 2002). Вулкан расположен в

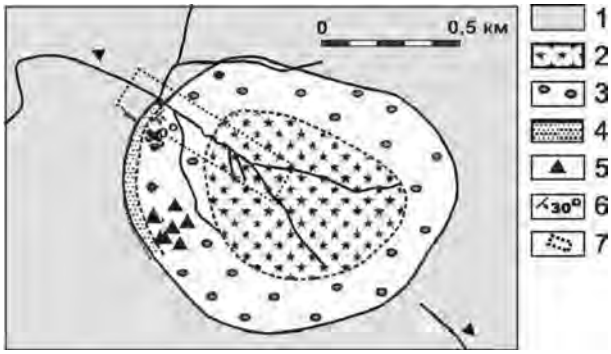


Рис. 7.96. Геологическая схема Подгелбаночного вулкана (Щека, 1983).

1 – толеитовые платобазальты; 2 – экструзивные щелочные базальты; 3 – эруптивные брекчии; 4 – пористые щелочные базальты; 5 – глыбы лерцолитов-включений; 6 – элементы залегания; 7 – участок находок сапфиров

поле толеитовых платобазальтов в 120 м гипсометрически выше подошвы плато и в 80 м ниже его кровли (Щека, 1983). Вблизи края вулкана потоки толеитов наклонены в сторону вулкана. В основании покровов вскрываются миоцен-плиоценовые галечники и пески, глины, лигниты. Судя по многочисленным ксенолитам аркозовых песчаников в пирокластике вулкана, его консолидированным фундаментом служит красноцветная толща девона. На поверхности вулканический аппарат представляет собой кальдерообразную депрессию (рис. 7.96) около 1 км в поперечнике. В основании кальдеры залегает маломощный покров (5 м) толеитовых базальтов, обогащенных фено- и ксенокристами оливина. По периметру кальдеры от ключа на юг в делювии в узкой полосе (около 20 м) начинают преобладать пористые, пеноподобные оливин-клинопироксеновые базальты с глыбами лерцолитов. На нижнем покрове базальтов согласно залегает слой туфобрекчий, переслаивающихся с туфогравелитами, несущими признаки отложения в кальдерном озере. Туфобрекчии прорываются экструзией монолитного щелочного базальта, занимающей центр кальдеры. Край экструзии (≈1,5 м) представлен существенно стекловатыми свежими щелочными базальтами с крупными гнездами галлуазита и цеолитов. Стекловатая оторочка сменяется зоной (≈1 м) скорлуповатых щелочных базальтов, обогащенных крупными (до 30 см в поперечнике) лерцолитовыми включениями. Основное тело экструзии сложено однообразными монолитными щелочными базальтами, равномерно насыщенными мелкими (3×5 см) включениями лерцолитов.

Таблица 7.15

Химический состав сапфиров Приморья

Оксид	1	2 (среднее из 4)	3	4 (среднее из 6)	5	6 (среднее из 21)
TiO_2	0,01	0,04	0,05	0,04	0,30	0,02
Al_2O_3	98,90	98,27	97,14	98,72	99,45	98,48
FeO	1,52	1,90	3,17	0,51	0,25	1,25
Сумма	100,45	100,20	100,36	99,28	100,00	99,76

Примечание. 1 – вулкан Конфетка, 2–4 – вулкан Подгелбаночный, 5 – метаморфогенный корунд в срастках с диаспором из россыпи р. Кедровка, 6 – россыпь р. Кедровка.

Сапфиры были обнаружены при промывке современного аллювия кл. Подгелбаночный. Из массы около 900 кг выделено более трех десятков зерен синего сапфира размером от 1 до 8 мм. Кроме того, найдены зеленые, серые и бесцветные корунды. Часть их была заключена в «рубашку» черной глиноземистой шпинели. В остальной тяжелой фракции преобладали минералы мегакристов и лерцолитовых включений.

Сапфиры в россыпях представлены неокатанными кристаллами и их обломками до 25 мм по наибольшему измерению. Окраска сапфиров от однородной до полихромной, зональной или пятнистой, разнообразных синих и зеленых тонов, но встречаются коричневые, желтые, серые и бесцветные разности. В некоторых из них отчетливо проявлен цветовой дихроизм – от темно-синего в одном направлении до зеленовато-синего в направлении, перпендикулярном первому. Иногда фиксируются фрагменты цветовой зональности кристаллов, отражающей химический состав корундов. В одних случаях она вызвана локальным увеличением количества очень мелких игольчато-трубчатых включений, которые приводят к возникновению своеобразной «шелковистости», эффектам «тигриного глаза» и астеризма. В других, вероятно, это связано с изменением соотношения окисного и закисного железа.

Главным элементом-хромофором приморских сапфиров является железо. Его химический состав относительно стабилен (табл. 7.15). Концентрации железа колеблются от 3,17 до 0,5 %. Максимальные его концентрации отмечаются на участках с большим количеством трубчатых пустот, заполненных гидроокислами железа. Минимальные содержания железа установлены в светло-голубом корунде, содержащем включения колумбита. На графике (рис. 7.97) показано распределение FeO и TiO_2 в корундах различного генезиса. Для его построения были использованы данные о составе корундов по большинству сапфироносных районов мира. Австралийские, вьетнамские, руандские, часть камбоджийских и приморских образцов находятся в поле, вытянутом вдоль оси железа. Все они залегают в ассоциации с базальтами. Поле, вытянутое вдоль оси титана, образуют сапфиры Мадагаскара, добытые из измененных известняков, известково-силикатных гнейсов и пегматитов, сапфиры Камбоджи, найденные в метаморфитах, афганские – из мраморов, сап-

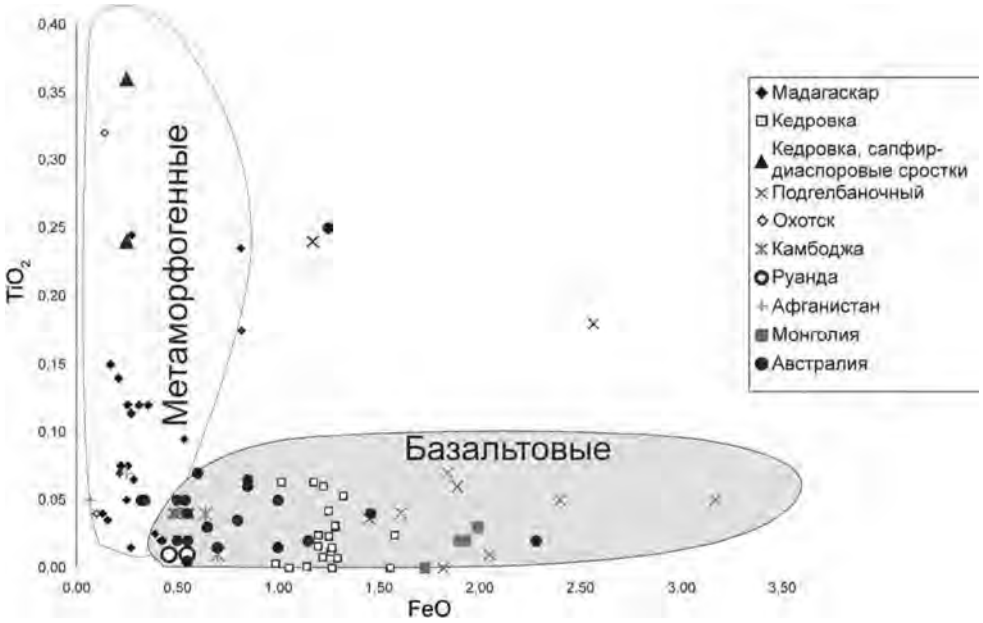


Рис. 7.97. Дискриминантный график для корундов разных генетических групп

фиры из сапфир-диаспоровых сростков Приморья и др., т. е. сапфиры из метаморфических, метасоматических пород и гранитных пегматитов. В приморских сапфирах из россыпей и базальтовых вулканов практически нет примеси титана, в то время как в метаморфогенных и метасоматических сапфирах содержания титана повышены, а железа минимальны. Это служит критерием для определения генетической природы сапфиров из аллювиальных россыпей. Кроме того, находки кристаллов сапфира в жерловой пирокластике вулкана Конфетка и в кальдере вулкана Подгелбаночный свидетельствуют о том, что именно щелочно-базальтовые вулканы являются источником ювелирных сапфиров в Приморье.

По поводу генетической связи сапфиров со щелочнобазальтовой магмой и механизма их формирования нет единого мнения. Некоторые авторы (Guo et al., 1996) считают их ксенокристаллами, захваченными базальтовой магмой из гипотетических глубинных «корундовых» линз или глубинных сиенитовых интрузий (Sutherland, Fanning, 2001). Другие исследователи придают значение контаминации базальтовой магмы глиноземистыми (Levinson, Cook, 1994; Sutherland, Coenraads, 1996) или карбонатными породами. Следует отметить, что в единичных случаях в базальтах действительно отмечены ксенолиты метаморфических пород с корундами (в том числе с рубинами и сапфирами), сапфирином, шпинелью, дистеном и силлиманитом, но они резко отличаются от «базальтовых» корундов по составу и набору включений. Что касается влияния субстрата магмы, то его определенный состав (отсутствие или недосыщенность SiO_2), конечно, может вызвать десилицификацию базальтоидной магмы и, таким образом, способствовать кристаллизации в ней корунда, но этого вряд ли достаточно для образования крупных ювелирных камней. Крупные размеры корунда, циркона, шпинели, граната, титанистых пироксенов, амфиболов, слюд, магнетита, ильменита и K-Na полевых шпатов и приуроченность их к жерловым и эксплозивным фациям вулканов указывают на быстрый приток вещества к центрам кристаллизации, что обусловлено повышенным давлением флюидов определенного состава. Среди последних предпочтение должно быть отдано Cl и F, которые с Al, Zr, Ti и Si образуют высокотемпературные летучие соединения.

Процесс образования сапфиров отличается пульсационным характером, на что указывает как цветовая зональность кристаллов, образующаяся в процессе их роста, так и «рубашка» глиноземистой шпинели, покрывающая некоторые кристаллы. Кроме того, в ядре некоторых кристаллов сапфиров были обнаружены мелкие зерна шпинели, вероятно служившие зародышами для этих кристаллов. Эти факты также указывают на доминирующую роль высокотемпературных летучих соединений в образовании сапфиров.

Находки сапфиров и гиацинтов в кайнозойских щелочных базальтах Приморья позволяют считать эту территорию северным звеном Австралийско-Восточно-Азиатского сапфироносного пояса. В связи с этим можно не сомневаться, что и северо-восточное окончание пояса кайнозойских базальтоидов (Магадан, Чукотка) имеет реальные перспективы обнаружения этого оруденения и заслуживает постановки поисковых работ.

Гранит-граносиенитовая концепция

Незаметнинское месторождение золота с благородными корундом и цирконом, открытое З.А. Конюховым как золото-оловянное в начале 30-х годов прошлого столетия (Конюхов, 1935), находится в Красноармейском районе Приморского края. Целенаправленные работы на камнесамоцветы на месторождении и в его окрестностях начали проводить только в конце 1980-х годов.

Месторождение расположено в Самаркинской аккреционной призме Сихотэ-Алиня (рис. 7.98), сложенной средне-позднеюрскими турбидитами с аллохтонными образованиями верхней перми и пластинами кремней и кремнисто-глинистых пород триаса (Ханчук и др., 1995). Все породы смяты в сложные складки и разбиты многочисленными разрывными нарушениями преимущественно северо-восточного простирания. Кайнозойские отложения слагают долины р. Кедровка и ее левых притоков и представлены слабодиагенезированными гравелитами, конгломератами и аргиллитоподобными глинами.

Широко распространены в районе месторождения магматические образования, прорывающие докайнозойские осадочные породы. Один из выходов предполагаемой на глубине гранитной интрузии площадью 15 км^2, обнажается в виде штока гранит-порфиров в верховье руч. Незаметный. Дайковый комплекс представлен раннемеловыми гранит-порфирами, аляскитами, гранодиоритами, позднеюрскими кварцевыми диоритами, спессартитами, вогезитами и неогеновыми долеритами и базальтами. Гранитоиды, относимые к этому комплексу, выделены Э.П. Изохом в самостоятельную формацию высокоглиноземистых гранитов, в геохимическом отношении принадлежат к породам известково-щелочного ряда, и, по данным А.И. Ханчука, имеют готеривский возраст. Двуслюдяные разновидности, как нами установлено, содержат Mn-альмандин. Среди гранитоидов штока известны биотитовые граниты, граносиениты, гранодиориты, аляскиты, плагиограниты, гранит-порфиры, а также связанные с ними редкометалльные пегматиты, грейзены и пропилиты.

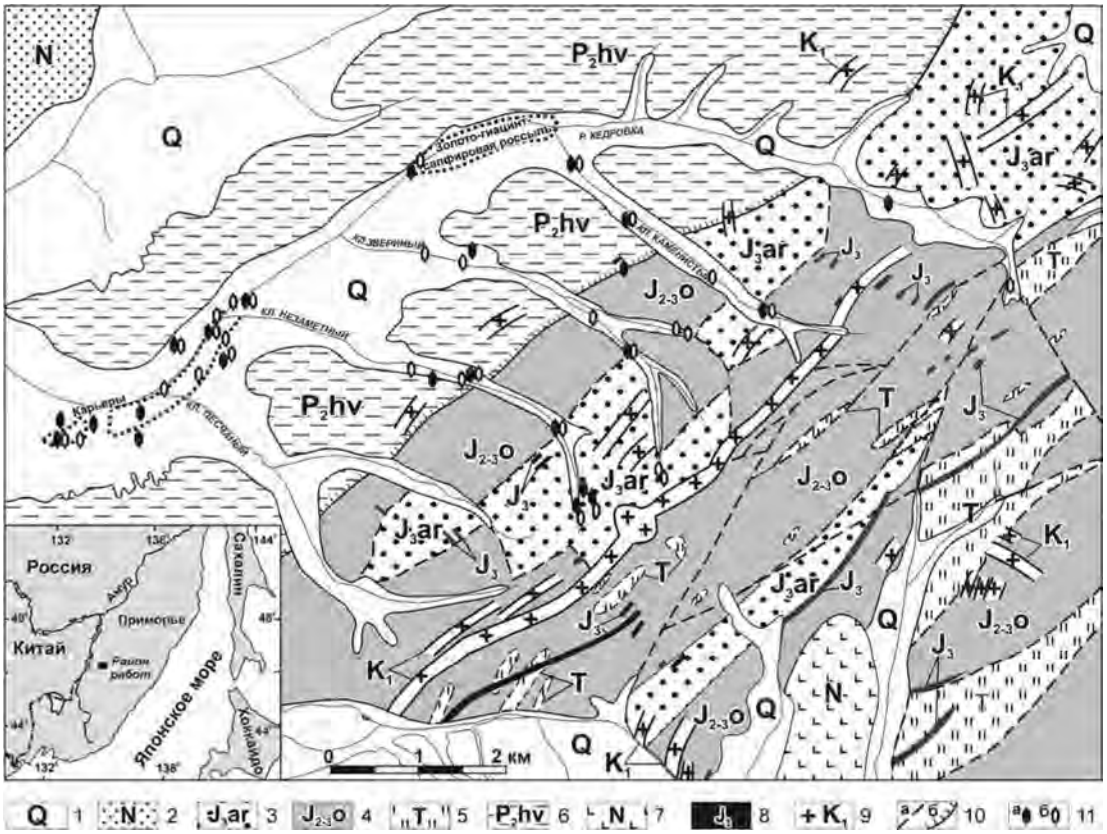


Рис. 7.98. Схематическая геологическая карта бассейна р. Кедровка, Приморский край (по: А.А. Сясько, 1992 г.).

1 – четвертичные и современные отложения; 2 – неогеновые конгломераты, песчаники, глины; 3 – средне-верхнеюрские турбидиты; 4 – верхнеюрские алевролиты и песчаники; 5 – триасовые плитчатые кремни, кремнисто-глинистые породы; 6 – верхнепермские песчаники, аргиллиты, алевролиты (аллохтон); 7 – неогеновые базальты; 8 – позднеюрские диориты, габбро-диориты, габбро, спессартиты, долериты, базальты; 9 – выходы тел раннемеловых гранитоидов; 10 – разрывные нарушения: а – разломы, б – надвиги; 11 – находки в россыпи: а – корунда, б – циркона

Слабая обнаженность значительной территории площади месторождения, осложненная мощной корой выветривания, не позволяет выяснить характер взаимоотношений между всеми разновидностями гранитоидов, структура и строение которых часто и незакономерно меняется. Одинаково широко развиты как равномернозернистые, так и порфировые разности, неоднородность структуры и строения гранитоидов выражается в неравномерном распределении кварца, частом присутствии перемежающихся участков или полос с нечеткими очертаниями относительно более мелкозернистых или пегматоидных гранитов, встречаются также участки, сложенные граносиенитами и сиенитами.

Метасоматическим изменениям в той или иной степени подвергнуты все породы месторождения. Толщи ороговикованных пород, в пределах которых расположена большая часть метасоматитов (рис. 7.99), образуют купольную структуру (около 4 км в поперечнике). Грейзены представлены кварц-мусковитовыми и кварц-серицит-мусковитовыми фациями, развитыми по гранит-порфирам штока, дайкам гранодиорит-порфиров и вмещающим шток кремнисто-глинистым сланцам. Мощность зоны грейзенизации в экзоконтакте штока составляет от 1 до 10 м. Кварц-серицитовые, кварц-серицит-альбитовые, кварц-альбитовые метасоматиты обрамляют зону грейзенизации, во внутренней части которой преобладают кварц и серицит, а во внешней – кварц и альбит. Второстепенные минералы – хлорит, турмалин, пирит и арсенопирит. Наиболее интенсивному кварц-альбитовому замещению подвержены кремнисто-глинистые сланцы.

Рудные тела Незаметнинского коренного месторождения, служащего источником россыпной золотоносности, представлены кварцевыми, реже кварц-сульфидными жилами и зонами прожилково-вкрапленного оруденения. Жильный тип развит преимущественно в гранит-порфирах штока. Жилы кварцевые, с примесью сульфидов (до 3 %) – пирита, арсенопирита, халькопирита, молибденита, сфалерита, а также шеелита, вольфрамита, касситерита и золота, которым свойственно крупногнездовое распределение по простиранию и падению. Прожилково-вкрапленный тип оруденения интенсивно развит как в Незаметнинском штоке, так и во вмещающих его вулканогенно-осадочных породах. Он сформирован в результате совмещения вкрапленного оруденения метасоматитов (пропилитов и грейзенов) и кварцевых, кварц-сульфидных и кварц-мусковитовых прожилков толщиной от долей миллиметра до 5 см. То есть золото-вольфрамовому оруденению Незаметнинского месторождения свойственны признаки различных формационных типов, и, вероятно, правильнее всего считать его полиформационным.

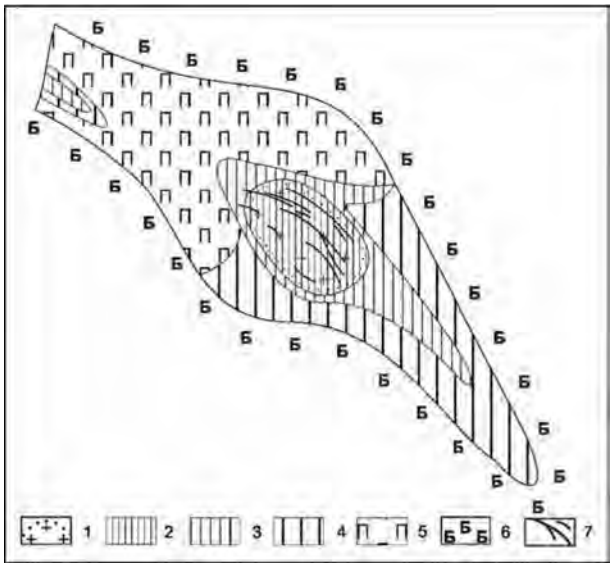


Рис. 7.99. Схема метасоматической зональности Незаметнинского месторождения (по материалам О.П. Макарова и др., 1991 г.)

1 – контур штока гранит-порфиров; 2 – грейзены (кварц-серицит-мусковитовые и кварц-мусковитовые породы); 3 – осветленные породы (кварц-серицитовые и кварц-серицит-альбитовые); 4 – осветленные породы (кварц-альбитовые); 5 – пропилиты (кварц-альбит-эпидот-актинолитовые породы); 6 – биотитовые роговики; 7 – кварцево-рудные жилы

Минералогический состав руд: главный жильный минерал – кварц; второстепенные жильные – мусковит, серицит, альбит, ортоклаз, микроклин, эпидот и актинолит; редкие нерудные – апатит, анатаз, турмалин, лепидомелан, кальцит, хлорит, флюорит, корунд и циркон; главный рудный минерал – шеелит; второстепенные рудные – вольфрамит, арсенопирит, пирит, гюбнерит, халькопирит, сфалерит, галенит, касситерит и золото; редкие рудные – молибденит и висмутин; гипергенные – лимонит, скородит, малахит, азурит, ковеллин и пироморфит.

Общая схема гидротермального рудообразования представляется в виде нескольких стадий: 1) высокотемпературная кварц-касситеритовая с вольфрамитом, шеелитом и арсенопиритом, 2) среднетемпературная, с которой связано отложение арсенопирита, касситерита, вольфрамита, шеелита, гюбнерита, сульфидов и золота, 3) низкотемпературная кварц-сульфидная, когда образовалось кроме кальцита незначительное количество сульфидов.

Термометрическими исследованиями образцов продуктивного кварца рудоносной структуры установлены общий температурный интервал рудообразования – от 440 до 160 °С и состав растворов, формирующих оруденение: высококонцентрированные хлоридные растворы образовали первичные включения с температурой гомогенизации 440–315 °С, разбавленные существенно углекисловодными – более низкотемпературными ($T_{гом}$ 260–160 °С). Исследова-

ния первичных включений в кварце гранитоидов месторождения показали высокие начальные температуры (до 800 °С) и гетерофазность флюидной составляющей магматического расплава гранит-порфиров штока. Сравнительное изучение включений магматического флюида в кварце гранитоидов и включений рудоносных растворов свидетельствует о магматогенной природе кварцево-жильных рудных образований, что согласуется с современными представлениями о жильном кварце рудных месторождений как продукте эволюции существенно силикатных геохимически специализированных рудоносных магм (Юргенсон, 2003).

Камнесамоцветное сырье, обнаруженное на Незаметнинском месторождении, также представляет промышленный интерес. Прогнозные ресурсы оценены только в бассейне р. Кедровка и составляют 14,4 т по циркону и 3,1 т по корунду. Установлено, что корунд и циркон вместе с золотом концентрируются в приплотиковой части аллювиальных отложений, повторяя струйчатые россыпи золота.

Мы исследовали корунды, отмытые из россыпей бассейна р. Кедровка и обнаруженные в гранитоидах района месторождения. Термобарогеохимическому исследованию предшествовало их изучение под бинокуляром и отбор корундов, содержащих

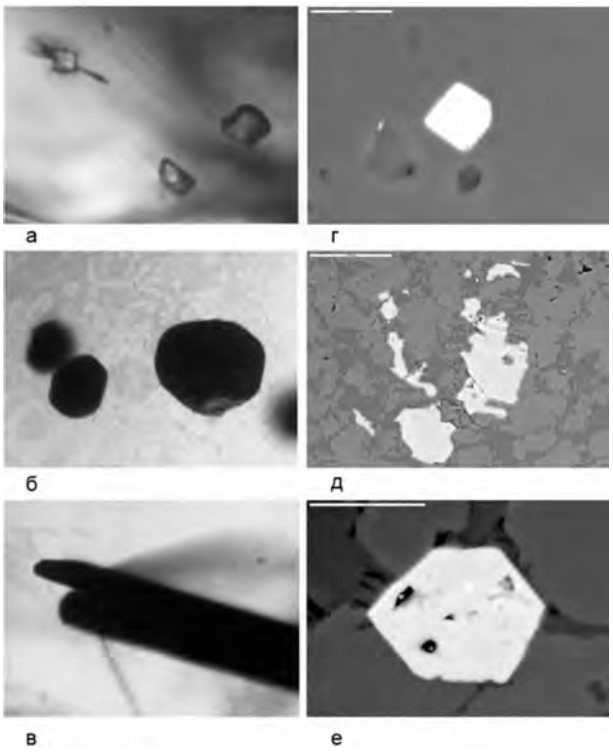


Рис. 7.100. Сингенетичные минеральные включения в корунде: а – альбита, б – цинксодержащего герцинита, в – колумбита (проходящий свет, увел. × 200); г – циркона, д – флюорита, е – циркона с включением монацита (отраженные электроны)

включения, что позволило синхронизировать включения, проследить тренд изменения их состава в процессе роста кристаллов корунда и получить уникальную информацию об условиях и среде его кристаллизации. Генетические построения основаны исключительно на информации, полученной по сингенетичным расплавным и минеральным включениям. Сингенетичные минеральные включения представлены рутилом, альбитом, цинксодержащим герцинитом, колумбитом, цирконом, флюоритом и монацитом (Одариченко, 2001; Одариченко, Лапина, 2002; Ханчук и др., 2002; Khanchuk et al., 2002, 2003). Большая часть перечисленных минеральных включений в незаметнинских корундах установлена впервые.

В коричневых, синих, голубых, сине-зеленых прозрачных и просвечивающих корундах встречены тонкие иголочки рутила различной длины, скрещивающиеся в трех различных направлениях под углами 60–120°. Альбит образует прозрачные кристаллы неправильной формы редко идиоморфные, размером до 70 мкм (рис. 7.100,а). Цинксодержащий герцинит представлен октаэдрическими и ромбо-додекаэдрическими кристаллами черного и зеленоватого (в тонких сколах) цвета размером 40–300 мкм (рис. 7.100,б). Колумбит образует таблитчатые, часто удлиненные в направлении совместного роста с корундом-хозяином непрозрачные кристаллы коричневого и черного цвета, размер которых от 70 до 800 мкм (рис. 7.100,в). Включения бесцветного циркона размером от 20 до 100 мкм призматические, иногда округлые (рис. 7.100,г, е). Неправильной формы кристаллические агрегаты флюорита размером от 5 до 60 мкм обнаружены в темно-синем непрозрачном корунде с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-5300 с энергодисперсионным спектрометром LINK ISIS (рис. 7.100,д). Выделение монацита неправильной формы размером около 2 мкм обнаружено в цирконе, являющемся включением в синем просвечивающем корунде (рис. 7.100,е). Первичные расплавные включения (ПРВ) в корундах месторождения Незаметного встречаются крайне редко. В основном они располагаются в центральных частях кристаллов согласно зонам роста последних и состоят из прозрачного стекла и газового пузырька, иногда содержат одну или несколько минеральных фаз (рис. 7.101). Среди минеральных фаз, присутствующих в ПРВ, определен биотит (табл. 7.16), который указывает на высокий потенциал воды в расплавах.

Исходя из данных, приведенных в табл. 7.16, стекло в прогретом первичном расплавном включении состоит преимущественно из SiO_2 (62,74–68,91 мас.%), Al_2O_3 (9,04–20,84 мас.%), щелочей – с тенденцией преобладания Na_2O (6,18–11,03 мас.%) над K_2O (0,58–7,06 мас.%), Fe_2O_3 (0,38–1,12 мас.%),

P_2O_5 (0,92–1,28 мас.%) и Cl (0,18–0,66 мас.%). Вычисленный для стекол этого включения коэффициент агпаитности варьирует от 0,81 до 1,74, а в большинстве случаев он близок к 0,9. Особенности химического состава и величина коэффициента агпаитности свидетельствуют, что корунд кристаллизовался из бедных кремнеземом и обогащенных глиноземом и летучими (фосфором, хлором и водой) граносиенитовых расплавов.

Альтернативная гипотеза, постулирующая происхождение корундов из щелочных базальтов, принимавшаяся нами в качестве рабочей в начале исследований, оказалась, несмотря на несомненную привлекательность, в явном противоречии с геологическими и петрогенетическими фактами. Прежде всего обращает на себя внимание совпадение ареала распространения россыпи с полями гранитоидов на площади месторождения. Видимо, также не случайна совместная концентрация золота, генетически связанного с гранитоидным штоком, и камнесамоцветов в приплотиковой части аллювия, а также отсутствие корундов в незолотоносных россыпях района. Множество усилий, направленных на обнаружение корундов в шлифах, пластинах и протолочках щелочных базальтов, не дали ни одного положительного результата, тогда как акцессорный корунд установлен в шлифах и протолочках граносиенит-порфиров, мусковитизированных гранитов и грейзенизированных гранит-порфиров. Минеральный парагенезис включений в незаметнинских корундах (рутил, альбит, цинксодержащий герцинит, колумбит, циркон, флюорит и монацит) соответствует гранитоидному парагенезису стадии метасоматических преобразований, при этом среди минеральных включений в корундах минералов базальтового парагенезиса не обнаружено.

Наконец, результаты анализа первичных расплавных включений в корунде указывают на кристаллизацию его из граносиенитовых расплавов, обогащенных летучими компонентами. Наиболее вероятный механизм образования корунда Незаметнинского месторождения предполагает не только магматический, но и метасоматический процессы, что не противоречит моделям, построенным для других корундсодержащих объектов, где корунд установлен в материнских породах. Накопление глинозема, как наиболее инертного компонента, при выносе кремнезема является неизбежной закономерностью в условиях метасоматической контракции и подтверждается многочисленными примерами (месторождения корунда Южной Африки, Борзовское – на Урале, месторождения Трансвааля и др.). Подобная минеральная ассоциация известна в сиенит-пегматитах Ильменского заповедника (Жданов и др., 1978), где корунд ассоциирует с олигоклазом, биотитом, мусковитом, цирконом (гиацинтом), монацитом,

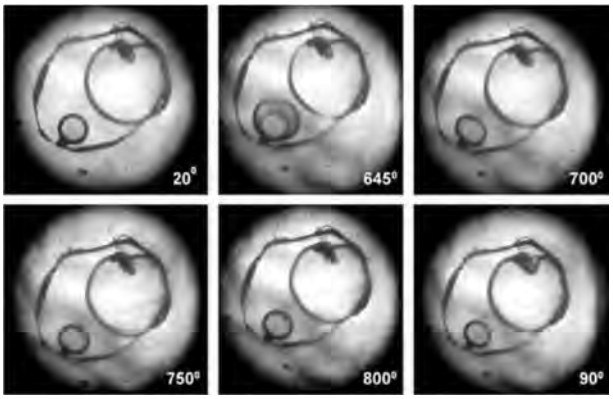


Рис. 7.101. Поведение первичного расплавного включения в корунде в процессе термометрического эксперимента. Последнее фото сделано при охлаждении

колумбитом и другими минералами. Один из наиболее признанных в мировой науке исследователей корундовых месторождений Jingfeng Guo, изучивший более 80 минеральных включений из корундов Австралии, Китая, Кении и США, отобранных как из аллювия, так и из «базальтового матрикса», также пришел к выводу, что кристаллы корунда не сингенетичны вмещающим их базальтам, а являются ксеногенными образованиями – фрагментами коры, случайно захваченными эруптивной магмой. Ю.С. Геншафт (Геншафт, Салтыковский, 1990) и Guo (Guo et al., 1996) считают, что появление среди дискретных нодулей таких акцессориев, как корунд и циркон, невозможно объяснить простым фракционированием базальтового расплава при любых геологически возможных условиях. F.L. Sutherland (Sutherland, Fanning, 2001; Sutherland et al., 2002) и другие исследователи рассматривают щелочные базальты в качестве «конвейера», доставлявшего корунды и другие мегакристаллы к поверхности из гипотетических уровней в земной коре.

Далеко не все физико-химические параметры природного процесса, связанного с образованием корундов, расшифрованы. Однако наши исследования позволили дополнить и уточнить данные предшественников, а также прояснить некоторые важные черты генезиса корундов. На основе изучения и петрологического анализа потенциально корундоносных магматических пород Незаметнинского месторождения, равновесно сосуществующих минеральных и флюидных включений в корундах, а также установления высокоглиноземистых альмандин-биотит-мусковитовых гранитоидов, которые характеризуются присутствием акцессорных корунда, монацита, циркона и таленита, получены надежные доказательства образования корундов из гранитоидной (граносиенитовой) магмы и продуктов ее эволюции.

Таблица 7.16

Химический состав биотита и стекла в прогретом первичном расплавном включении в корунде (в мас.%) (анализы приведены к 100 %)

№ п/п	Фаза	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	MnO	Na_2O	CaO	K_2O	P_2O_5	Nb_2O_5	Cl	SO_3	Сумма
1	Gl	64,56	–	19,65	1,04	–	–	6,18	–	7,06	0,92	–	0,58	–	100
2	Gl	63,38	–	20,22	0,65	–	–	8,00	0,32	5,79	1,15	–	0,49	–	100
3	Gl	64,83	–	14,49	0,38	2,67	–	11,03	3,72	2,18	–	–	0,18	0,51	100
4	Gl	63,79	–	20,34	0,57		–	7,70	–	5,98	0,97	–	0,66	–	100
5	Gl	64,50	–	18,57	0,86	0,36	–	7,47	0,75	6,04	0,94	–	0,50	–	100
6	Gl	62,74	–	20,54	0,58	–	–	8,03	0,59	5,80	1,13	–	0,58	–	100
7	Gl	63,40	–	20,84	0,73	–	–	7,23	–	6,01	1,28	–	0,51	–	100
8	Gl	64,13	–	19,94	0,70	–	–	7,46	–	6,11	1,09	–	0,56	–	100
9	Cor	0,71	–	97,57	1,72	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100
10	Bt_1	40,94	2,61	15,81	22,60	4,44	0,43	3,58	0,84	7,97	–	–	0,78	–	100
11	Gl	68,91	–	9,04	0,39	3,46	–	9,80	7,30	0,58	–	–	–	0,51	100
12	Cor	–	–	98,34	1,25	–	–	–	–	–	0,40	–	–	–	100
13	Cor	2,14	–	96,21	1,65	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100
14	Bt_1	35,46	2,38	19,29	27,06	4,68	0,67	0,73	–	8,89	–	–	0,84	–	100
15	Bt_2+Gl	53,15	3,12	11,20	11,57	3,82	0,23	9,97	2,98	2,85	–	0,86	0,25	–	100
16	Gl	63,56	–	17,14	1,12	2,60	–	8,06	6,87	0,65	–	–	–	–	100

Примечание. Анализы выполнены Н.С. Кармановым на электронном микроскопе LEO 1430VP с EDS-системой в лаборатории физических методов анализа (ГИН СО РАН). Gl – стекло; Cor – корунд; Bt – биотит. Прочерк – не обнаружено.

ЦИНКОВО-МЕДНОЕ СУЛЬФИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТАХ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

На Восточной Камчатке, на о-ве Карагинский и полуостровах Озерной и Кроноцкий, известны рудопроявления сульфидных цинково-медных руд, приуроченные к гипербазитовым массивам дунит-гарцбургитовой формации. По своим масштабам они могут представлять промышленное значение. Некоторыми исследователями они относятся к медно-никелевой сульфидной формации (Назимова, 1991). Однако геолого-структурная позиция, текстурно-структурные особенности и оригинальный минеральный состав руд этих объектов позволяют выделить их в группу цинково-медных сульфидных руд неясного генезиса, которые широко распространены в альпинотипных гипербазитах зоны перехода континент–океан.

Наиболее крупными и изученными на о-ве Карагинский являются рудопроявления Монолитное, Маркеловское и Железное. Рудопроявление Монолитное расположено в северо-восточной части острова и объединяет два участка. Участок Монолитный-I располагается в небольшом теле серпентинизированных гипербазитов протяженностью до 900 м. Главная рудная залежь представлена прожилково-вкрапленными, гнездово-вкрапленными и массивными сульфидными рудами и имеет размеры 200×50 м.

С поверхности руды окислены и выщелочены. Меди в них от 1 до 17,2 %. Для руд характерны высокие содержания цинка – до 5,26 %, никеля – 0,3 %, кобальта – 0,1 %, золота – 2,6 г/т, серебра – 36,8 г/т (Геология…, 1977).

Участок Монолитный-II расположен в непосредственной близости от первого и представлен серией сближенных минерализованных зон общей площадью около 0,25 км^2. Руды прожилково-вкрапленные и гнездовые. Содержания меди в рудах достигают 4,6 %, цинка – до 0,78 %, никеля – до 0,5 %, кобальта – 0,1 %, золота – 4,0 г/т, серебра – 11,0 г/т (Геология…, 1977).

Рудопроявление Маркеловское расположено в 3,5 км к юго-западу от Монолитного и приурочено к блоку серпентинизированных гипербазитов размером 700×100 м. Оно представлено прожилково-вкрапленной сульфидной халькопирит-пирротиновой минерализацией, неравномерно развитой по всему блоку. Средние концентрации меди в рудах составляют 0,3 %, цинка – 1,0 %, никеля – 0,2 %, кобальта – 0,05 %, золота – 0,5 г/т и серебра – 5,0 г/т.

В одном километре к западу от Маркеловского рудопроявления известно рудопроявление Железное, которое локализовано в палеогеновых алевролитах, перекрывающих позднемеловые гипербазиты. Массивные и прожилково-вкрапленные пирит-халькопирит-кубанитовые руды, сильно окисленные и выщелоченные с поверхности, образуют редкие выходы площадью до 200 м. Под «железной шляпой» скважинами вскрыты окисленные слабовыщелоченные

медно-сульфидные руды, содержащие медь – от 2 до 10 %, золото – до 1,6 г/т и серебро – до 4,6 г/т (Геология…, 1977).

По данным Е.А. Баженова с соавторами (1984), в рудах Монолитного и Маркеловского рудопроявлений обнаружены Pt (0,5 и 0,4 г/т) и Pd (1,5 и 0,4 г/т).

На п-ове Озерной расположены рудопроявления Рыцарь и Гребень, которые приурочены к выходам позднемеловых гипербазитов. Рудные тела сложены массивными и прожилково-вкрапленными сульфидными пирротин-халькопирит-кубанитовыми рудами. Рудоносны зоны гидротермально измененных пород, состоящие из серпентинизированных, карбонатизированных и оталькованных гипербазитов с убогой вкрапленной сульфидной минерализацией. На рудопроявлении Рыцарь известны две зоны, ориентированные в северо-восточном и северо-западном направлениях, контролируемые системой разломов такого же простирания. По данным Б.И. Сляднева (1970), Северная зона имеет протяженность 210–240 м при средней мощности 16 м. Простирание зоны северо-восточное, угол падения 60–70°. Содержание меди в рудах от 0,3 до 5,1 %, никеля – 0,2–0,3 %, золота – 0,6–80 г/т, серебра – до 14,4 г/т (А. Ф. Литвинов, 1988 г.). Южная зона, протягивающаяся в северо-восточном направлении на расстояние до 120 м при средней мощности 8 м, сложена интенсивно катаклазированными и обохренными серпентинитами с карбонатом и тальком. Сульфидная минерализация обеих зон представлена двумя минеральными типами: 1) рассеянная вкрапленность пирротина, кубанита и халькопирита, 2) линзовидные скопления сплошных руд. Мощность сплошных сульфидных руд достигает 1,8 м при протяженности до 20 м. Руды сложены, в основном пирротином, халькопиритом, кубанитом, пентландитом, сфалеритом и золотом. Средние содержания золота по зонам от 1,8 до 15 г/т, а в зонах дробления серпентинизированных гипербазитов с прожилково-вкрапленной халькопирит-пирротиновой минерализацией достигают 80 г/т (Петренко, Охрицкий, 2001).

Кроноцкий гипербазитовый массив площадью около 12 км расположен в восточной части одноименного полуострова. Эта часть полуострова имеет покровное строение (Разницин и др., 1985). Ультрабазиты и вмещающие их эффузивно-пирокластические отложения образуют пакет пластин, полого падающих на юг. Верхняя часть массива сложена массивными и катаклазированными серпентинизированными гарцбургитами, с характерными структурами дробления и смятия. На отдельных участках породы интенсивно хлоритизированы, амфиболизированы и родингитизированы. В основании массива находится зона серпентинитового меланжа, в которой включены глыбы перидотитов, габброидов, плагиогранитов, родингитов и базальтов. Меловые гипербазиты прорваны эоценовыми габброидами. Возраст становления покровной структуры и тектонического перемещения пластин предположительно эоценовый (Бояринова и др., 2001).

В гипербазитах Кроноцкого массива известно одно рудопроявление и пять точек медной минерализации. Наиболее крупное проявление открыто А.М. Садреевым в 1968 г. (Бояринова и др., 2001). Оно расположено вблизи тектонического контакта гипербазитов с эоценовыми габброидами и представляет собой зону прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в серпентинизированных брекчированных гипербазитах. Протяженность минерализованной зоны около 200 м, мощность до 2,5 м. Наиболее обогащенные участки имеют размеры до 2,5×8 м, мощность рудных прожилков до 0,4 м при длине 1–2 м. Содержание меди в рудах (в %) от 4,29 до 11,01, никеля – 0,1, кобальта – до 0,1, цинка – 0,03–0,15, золота – 0,03–1,39 (Бояринова и др., 2001).

Все рудопроявления слабо изучены, и их основные параметры определены лишь в ходе геологосъемочных работ.

Минеральный состав руд представлен сульфидами, сульфоарсенидами, оксидами и гидроксидами Ni, Co, Fe и Cu (табл. 7.17). При общей схожести минерального состава для каждого отдельного рудопроявления характерны свои ассоциации. Химический состав главных рудных минералов приведен в табл. 7.18.

Для рудопроявлений о-ва Карагинский основным и наиболее широко распространенным сульфидным минералом является халькопирит, который

Таблица 7.17

Минеральный состав сульфидных руд гипербазитовых массивов Восточной Камчатки

	О-в Карагинский	П-ов Кроноцкий	П-ов Озерной
Главные	Халькопирит, кубанит I, кубанит II, пирит, сфалерит, магнетит	Халькопирит, кубанит, пентландит, пирит, магнетит, гематит	Пирротин, халькопирит, кубанит, магнетит
Второстепенные	Пирротин, Со-пентландит, виоларит, бравоит, борнит, ковеллин, азурит, малахит, гидроксиды Fe	Сфалерит, Со-пентландит, кобальтин, пирротин, борнит, идаит, ковеллин, халькозин, теноpит, куприт, азурит, малахит, эритрин, гидроксиды Fe	Пентландит, никелин, сфалерит, марказит
Редкие	Макинавит, золото	Виоларит, флетчерит(?)	Золото, борнит, валлериит

Таблица 7.18

Химический состав сульфидов и арсенидов из гипербазитовых массивов Восточной Камчатки по данным микрозондового анализа (мас. %)

№ п/п	Минерал	Ni	Co	Fe	As	Zn	Cu	Bi	Pb	S	Au	Сумма
1	Халькопирит	–	–	31,63	–	–	33,90	–	–	34,56	–	100,12
2	$CuFeS_2$	–	–	26,90	–	–	38,10	1,00	–	32,51	–	98,50
3	–»–	1,13	–	32,38	–	–	32,01	–	–	35,18	–	100,70
4	–»–	–	–	31,87	–	–	34,17	–	1,32	34,60	–	101,96
5	–»–	–	–	32,89	–	–	33,93	–		33,59	0,15	100,55
6	–»–	–	–	31,22	–	–	34,41	–		34,76	0,11	100,50
7	Сфалерит	–	–	9,62	–	54,64	1,25	–	–	33,45	–	98,96
8	ZnS	–	0,34	14,15	–	48,90	3,31	–	–	34,02	–	100,72
9	Кубанит I	–	–	41,09	–	–	22,96	–	–	35,53	–	99,58
10	$CuFe_2S_3$	–	–	42,32	–	–	22,14	–	1,20	35,99	–	101,65
11	–»–	–	–	41,37	–	–	22,94	–	–	35,77	–	100,08
12	–»–	–	–	41,30	–	–	23,04	–		35,31	0,15	99,80
13	Пирротин	–	–	62,13	–	–	–	–	–	36,16	–	98,30
14	$Fe_{1-x}S$	–	–	59,76	–	–	–	–	–	38,11	–	97,87
15	–»–	–	–	62,22	–	–	–	0,70	–	36,27	–	99,18
16	–»–	–	–	61,67	–	–	–	–	1,51	36,60	–	99,79
17	Пентландит	30,00	5,62	32,20	–	–	–	–	–	31,64	–	99,47
18	Кобальтпентландит	25,65	10,99	29,18	–	–	–	–	–	33,54	–	99,44
19		19,56	28,22	19,59	–	–	–	–	–	32,62	–	100,02
20	$(Co,Ni,Fe)_9S_8$	33,87	1,65	31,01	–	–	–	–		33,23	–	99,75
21	–»–	29,29	13,23	24,51	–	–	–	–		33,31	–	100,37
22	–»–	19,25	27,31	18,99	–	–	0,47	–		32,84	–	98,86
23	Виоларит	19,84	14,90	18,21	–	–	5,90	–		42,11	–	100,94
24	$FeNi_2S_4$	26,21	12,28	16,37	–	–	4,95	–		41,20	–	101,01
25	Флетчерит(?)	13,24	9,19	14,49	–	–	23,48	–		37,73	–	98,15
26	$Cu(Ni,Co)_2S_4$	11,76	8,31	13,18	–	–	29,08	–		36,47	–	98,79
27	Кобальтин	8,67	23,99	3,12	44,70	–	–	–		18,63	–	99,13
28	(Co,Ni,Fe)AsS	2,44	32,72	1,69	44,01	–	–	–		19,73	–	100,59
29	–»–	3,24	23,77	23,16	33,60	–	–	–		15,21	0,11	99,09
30	Пирит FeS_2	–	–	47,13	–	–	–	–	–	53,46	–	100,58
31	–»–	–	–	47,83	–	–	–	–		52,51	0,20	100,53
32	Марказит	–	–	51,67	–	–	–	–	1,43	42,33	–	95,48
33	FeS_2	0,37	–	45,29	–	–	–	0,44	–	49,64	–	95,74
34	–»–	1,19	–	47,53	–	–	–	–	–	46,32	–	95,03
35	Борнит	–	–	12,27	–	–	62,99	–		24,99	–	100,26
36	Cu_5FeS_4	–	–	12,06	–	–	60,79	–		27,13	–	99,98
37	Идаит	–	–	9,67	–	–	57,09	–		29,09	–	95,86
38	Cu_5FeS_6	–	–	7,43	–	–	57,47	–		30,15	–	95,06
39	Ковеллин	–	–	3,18	–	–	66,08	–		30,15	–	99,41
40	CuS	–	–	0,65	–	–	67,54	–		31,45	–	99,65
41	Халькозин	–	–	0,55	–	–	76,35	–		21,64	–	98,55
42	Cu_2S	–	–	–	–	–	76,68	–		22,49	–	99,16

Примечание. Анализы выполнены в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН на приборе «Camebax-246», аналитики: В.М. Чубаров, С.В. Москалева, Е.И. Сандимирова. Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ при токе образца 30–40 нА. В качестве эталонов использовались природные минералы известного состава и искусственные соединения. Прочерк – содержание элемента ниже предела чувствительности метода, пропуск – элемент не определялся. О-в Карагинский – анализы 1, 2, 7–9, 13,14, 17–19, 30; п-ов Озерной – 3, 4, 10, 11, 15, 16, 32–34; п-ов Кроноцкий – 5, 6, 12, 20–29, 31, 35–42.

образует вкрапленность, гнезда и прожилки в метосоматически измененных гипребазитах. Ему свойственны решетчатые структуры распада с кубанитом (кубанит I) и срастания со сфалеритом. Из существенных примесей халькопирит иногда содержит Zn (до 0,13 %) и Bi (до 1,00 %). Кубанит II образует изометричные зерна до 1 мм, развивающиеся по халькопириту или кубаниту I (Назимова, 1992). Сфалерит, как правило, содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита. По своему составу это высокожелезистые разности, содержащие до 10–16 мас.% Fe. В них присутствуют Cu – до 5,42 % и Co – до 0,34 %. Пирротин встречается в незначительном количестве в виде неправильных удлиненных мономинеральных обособлений в основной массе либо находится в срастании с халькопиритом или обрастает зерна кобальтпентландита. Он, как правило, имеет «рыхлую» структуру и часто замещается магнетитом. Из примесей отмечается Cu – до 0,44 %. Кобальтпентладит образует выделения угловатой и неправильной формы, отличается высокими концентрациями Co – до 27,31 % – и часто замещен магнетитом. Пирит встречается редко в виде как мелких зерен среди скоплений магнетита, так и мелких единичных выделений неправильной формы в основной массе. Все сульфиды секутся прожилками магнетита. Кроме вышеотмеченных минералов установлены виоларит, бравоит, макинавит и борнит (Назимова, 1992). Из гипергенных минералов присутствуют ковеллин, малахит, азурит и гидроксиды железа. Из редких минералов встречаются единичные выделения золота размером 0,01–0,1 мм в виде прожилков в сфалерите и на границе зерен халькопирита и магнетита (Сидоров, 1987).

Сульфидная минерализация в серпентинизированных гипербазитах п-ова Кроноцкий образована тремя основными парагенетическими минеральными ассоциациями, вероятно, отражающими различные стадии рудоотложения. Первая – пентландит-халькопиритовая – представлена убогой вкрапленностью мелких (< 2 мм) аллотриоморфных выделений халькопирита в срастании с пентландитом. Эти минералы замещаются гидроксидами железа, иногда ковеллином.

Вторая – кобальтин-кубанит-халькопиритовая минеральная ассоциация – характерна для массивных и вкрапленных руд. Массивные руды сложены преимущественно халькопиритом. В халькопирите в качестве продуктов распада присутствует кубанит в виде тончайших параллельных пластинок, которые образуются вдоль трещин, образовавшихся в результате динамических напряжений. Существенных различий в составе халькопирита из вкрапленных и массивных руд нет. По трещинам в халькопирите отложился пирит, который также выполняет трещины в кобальтине или нарастает на его гранях. Пирит и халькопирит вдоль трещин замещен магнетитом, который в свою очередь окисляем до гематита. В основной массе породы встречаются идиоморфные вкрапленники кобальтина, а некоторые содержат значительное количество Ni (до 8,7 %), что позволяет отнести их к никелькобальтинам. В единичных случаях вкрапленники кобальтина имеют кайму с повышенным содержанием железа (Fe-кобальтин). Сульфиды и сульфоарсениды содержат примесь Au: кубанит – до 0,15 %, пирит – до 0,20 %, кобальтин – до 0,11 % и халькопирит – до 0,15 %.

Третья – сфалерит-борнит-халькопиритовая минеральная ассоциация – с более сложным взаимоотношением минералов, связана с процессами тектонического воздействия на прожилково-вкрапленные руды. Рудные минералы представлены халькопиритом, кобальтпентландитом, виоларитом, флетчеритом(?), сфалеритом, борнитом, идаитом, ковеллином, халькозином, а также оксидами Fe и Cu. Более ранним минералом является кобальтпентландит, который встречается в виде вкрапленных гипидиоморфных образований в основной массе породы. Они, как правило, катаклазированы и часто замещаются виоларитом и флетчеритом (?). Сфалерит образует выделения сложной формы среди нерудных минералов и часто находится в срастании с халькопиритом и борнитом. Характерны структуры распада твердых растворов с эмульсионной вкрапленностью халькопирита. Борнит образует неправильные выделения, в которых часты халькопирит-идаитовые структуры распада. Ковеллин представлен двумя генерациями. Ковеллин I образует самостоятельные выделения, имеет таблитчатое строение и развит в интерстициях игольчатых кристаллов амфибола. Ковеллин I, как правило, обрастает тенноритом. Ковеллин II развит по борниту и другим сульфидным минералам. Халькозин образован позже всех сульфидов, заполняя трещины, секущие ранее образованные сульфиды, в некоторых местах частично замещает ковеллин. В рудопроявлениях также широко распространены азурит, малахит, эритрин и гидроксиды железа.

Массивные сульфидные руды проявления Рыцарь (п-ов Озерной) сложены преимущественно пирротином (70–90 %), марказитом, халькопиритом, кубанитом и магнетитом. Пирротин – главный минерал, слагающий массивные руды. Ему свойственны искривленные двойниковые пластинки, обусловленные динамическими напряжениями, вдоль которых он часто замещается марказитом. Пирротин представлен двумя разновидностями – моноклинный (магнитный) и преобладающий гексагональный (немагнитный). При микрозондовых исследованиях элементов-примесей в них не обнаружено. Такими

же особенностями обладают пирротины, образующие убогую вкрапленность в черносланцевых толщах камчатской серии в зонах контакта с рудоносными габбро-норит-кортландитовыми комплексами медно-никелевого рудного поля Шануч (Срединный массив Камчатки). Сходные пирротины установлены в зонах пирротинизации на контактах диортовых массивов Мутновского и Родникового золоторудных полей. Из примесей в пирротине содержится Bi (до 0,70 %) и Pb (1,51 %). Марказит, замещающий пирротин, содержит примеси Ni (0,37–1,86 %), Bi (0,10–0,14 %) и Pb (1,43 %). Халькопирит и кубанит совместно отлагаются в интерстициях массивного пирротина, образуя структуры распада. Из существенных примесей в халькопирите установлены Ni (1,13 %) и Pb (1,32 %), а в кубаните – Bi (0,31 %) и Pb (1,20 %). В подчиненном количестве в рудах присутствуют пентландит, никелин, сфалерит, золото и минералы группы валлериита. Валлериит, как правило, образует включения в халькопирите и кубаните.

Важной минералогической особенностью сульфидной минерализации является наличие обнаруженного в рудах самородного золота. Оно отличается разнообразием форм выделения, размерами, химическим составом и стуктурной позицией. Уверенно различаются две разновидности золота по времени образования и структурной позиции. Золото I (раннее) образует очень мелкие (0,005–0,1 мм) единичные обособления в массивных агрегатах халькопирита, кубанита и пирротина. Оно однородное по составу и обладает высокой пробностью (795–915). Золото II (позднее) приурочено к прожилкам сфалерита, магнетита и в особенности гидроокислов железа, которые секут пирротин, халькопирит, пентландит, арсениды и сульфорасениды кобальта и никеля. Размер зерен от 0,01 до 0,15–0,25 мм, а отдельные выделения достигают 0,3–0,5 мм. Как правило, это изометричные обособления различного цвета – от серебристо-белого до желто-оранжевого, что обусловлено различиями химического состава. По данным микрозондового анализа самородное золото отличается крайне примитивным составом и практически не содержит никаких элементов-примесей, кроме единичных определений сурьмы и меди на пределе чувствительности метода. Исключение составляет ртуть, которая достигает в отдельных случаях 1,0–1,5 мас.%. Цветовые различия обусловлены вариациями главных компонентов – золота и серебра. Концентрации серебра меняются от 5,5 до 37,5 мас.%.

Массивные сульфидные руды секутся многочисленными прожилками магнетита и гидроксидов железа.

Гипербазиты Восточной Камчатки тесно сопряжены с вулканогенно-осадочными толщами позднего мела (Луцкина, 1976; Велинский, 1979; Сидоров, 1987). Ультраосновные породы слагают пластины различной мощности, падение которых определяется углами падений разрывных нарушений, контролирующих их размещение. Часто эти пластины маркируют крупные надвиговые структуры или глубинные разломы, по которым совмещены разновозрастные комплексы. В массивах ведущие гарцбургиты и дуниты. Среди метасоматических изменений гипербазитов характерны серпентинизация, лиственитизация и родингитизация.

Рудопроявления, установленные в гипербазитовых массивах Восточной Камчатки, характеризуются общей структурно-геологической позицией, все они приурочены к наиболее серпентинизированным, тектонизированным частям массивов гипербазитов и в большей части тяготеют к лежачим контактам гипербазитовых тел. Рудные тела образуют линейно вытянутые зоны, которые приурочены к участкам интенсивной серпентинизации, дробления и рассланцевания гипербазитов. Зоны локализации руд контролируются относительно поздними тектоническими нарушениями, в которых создаются благоприятные условия для миграции гидротермальных растворов. Гипербазиты играли экранирующую роль для гидротермальных растворов, содержащих серу и хлор, а зоны интенсивной серпентинизации и дробления являлись зонами их разгрузки, в которых падение температуры и давления приводило к образованию сульфидов. Часть рудных компонентов (Ni, Co и Cu) была экстрагирована из вмещающих серпентинизированных гипербазитов. Сульфидное оруденение эпигенетическое по отношению к вмещающим гипербазитам, причем кобальтовые минералы отлагались одними из первых. Структуры распада свидетельствуют о высоко-среднетемпературном образовании оруденения; минералы систем Cu-Fe-S и Ni-Co-Fe отлагались преимущественно в интервале 600–100 °C (Костов, Минчева-Стефанова, 1984; Воган, Крейг, 1981).

Минеральный состав руд рассматриваемых рудопроявлений, при всей схожести ассоциаций рудообразующих минералов, отличается от руд типичных медно-никелевых сульфидных месторождений. Рудам гипербазитовых массивов Восточной Камчатки свойственна общая медная специализация при резко подчиненном значении никеля и кобальта. Они содержат аномальное количество цинка, золото и элементы платиновой группы.

Изучение минеральных парагенезисов свидетельствует о том, что рудоотложение носило многостадийный пульсационный характер, связанный с тектоническими подвижками, колебанием темпера-

туры рудоносных растворов и соотношением в них рудообразующих элементов. Образование рудных тел продолжалось со времени выведения гипербазитовых массивов в верхние горизонты земной коры, их активной серпентинизации, тектонизации и последующей гидротермально-метасоматической проработки.

ЗОЛОТО-СУРЬМЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ

Модельный тип описан по работам (Дистанов и др., 1977; Индолев и др., 1980; Бергер, 1978; Berger, 1993). Этот тип месторождений представлен залежами стибнита и ассоциирующих минералов, которые локализуются в простых линзообразных, петельчатых и лестничных жилах и прожилках, иногда с сопровождающими зонами вкрапленной минерализации. Это мелкие промышленные объекты с невысокими (1–15 %) содержаниями сурьмы. Главные рудные минералы месторождений – стибнит, бертьерит, пирит, арсенопирит и золото, а подчиненные – сфалерит, галенит, халькопирит, тетраэдрит, халькостибнит, шеелит, пирротин, марказит, гудмундит, герсдорфит, самородная сурьма и самородное серебро. Жильные минералы представлены в основном кварцем и реже анкеритом, кальцитом, доломитом, сидеритом, серицитом и гипсом. Минеральные ассоциации околорудных изменений включают кварц, карбонат, серицит и пирит в различных количественных соотношениях. Вмещающими породами для этих месторождений являются: 1) протерозойские и палеозойские зеленые сланцы, образованные из мафитовых вулканических и вулканокластических пород, 2) переслаивающиеся углистые черные сланцы и вулканокластические породы или 3) в меньшей степени ретроградно-метаморфизованные граниты.

Этот тип месторождений контролируется линейными зонами складок и милонитов, которые сопряжены с региональными разломами. Месторождения ассоциируются с зеленосланцевой фацией регионального метаморфизма низкой степени, что предполагает их гидротермально-метаморфическое происхождение. Примеры месторождений такого типа на востоке России – Крохалиное и Бортовое в Яно-Колымском орогене.

Месторождение Крохалиное

Месторождение Крохалиное представляет собой березитизированную дайку кварцевого диоритового порфирита, залегающую в юрской флишоидной толще Яно-Колымского орогенного пояса. Протяженность ее 3,5 км при мощности от 0,7 м до 15 м в раздувах. В этой дайке в виде серии участков локализованы лестничные жилы и прожилки альбит-анкерит-кварцевого состава с линзами, гнездами и прожилками массивного зернистого антимонита. Отдельные линзы прослежены на 1–2,5 м при мощности до 1,5 м. Кроме того, вкрапленный антимонит наряду с арсенопиритом и пиритом обычны и в самой дайке. Из других минералов известны также бертьерит, халькопирит и золото. K-Ar возраст оруденелой дайки 128 млн лет (Бергер, 1978). Содержание сурьмы в рудах 0,5–10,3 %, а золота – до 93 г/т. По запасам месторождение может быть отнесено к мелким промышленным объектам. Аналогичными, но с более бедными рудами являются дайки Бортовая (правобережье р. Дебин) и Сурьмяная (Утинский рудный узел).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РТУТИ В ЛИСТВЕНИТАХ

Модельный тип описан по работам (Кузнецов, 1974; Оболенский, 1985; Rutuba, 1986). Данный тип месторождений состоит из киновари и ассоциированных минералов в зонах надвигов вдоль контактов серпентина и аргиллита, серпентина и известняка. Основные минералы месторождения – киноварь вместе со стибнитом, пиритом, реальгаром, арсенопиритом, иногда минералами Ni и Co. Жильные минералы – в основном доломит, брейнеррит и анкерит в ассоциации с кварцем, кальцитом, диккитом и тальком. Месторождения залегают в толщах, жилах и вкраплениях в неправильных линзах, жилах дробленой брекчии, милонитовых зонах и в смежных осадочных породах. Киноварь тесно связана с кремнисто-карбонатными (лиственитами) и аргиллизитовыми метасоматитами. Месторождение приурочено к зонам надвигов, содержащих линзы серпентина, ультрамафитовых пород и граувакки. Обычно месторождения залегают в террейнах аккреционного клина и зон субдукции в ассоциации с надвигами, связанными с субдукцией, и часто повторно активизированы более молодыми интраплитными движениями.

Ртутное и золотое оруденение в лиственитах острова Карагинский

Пристальный интерес геологов, проявляемый к лиственитам – кварц-карбонатным метасоматическим образованиям, связанным с ультрамафитами, во многом объясняется практическим значением метасоматитов исследуемого типа как рудовмещающих образований, которое подчеркивается отнесением лиственитов к так называемым околорудным метасоматитам (Омельяненко, 1978). С лиственитами

связаны крупные ртутные, золоторудные и колчеданно-полиметаллические месторождения (Нью-Альманден, Чаган-Узун, Березовское, Чонкой, Тамватней, Бу-Аззер и др.). Различным аспектам рудообразования в лиственитах посвящено много публикаций (см. Сазонов, 1975, 1984), тем не менее многие вопросы генезиса лиственитов и связанного с ними оруденения дискуссионны.

Основные проявления кварц-карбонатного метасоматоза в Корякско-Камчатском регионе были открыты и с различной степенью детальности изучены в процессе геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000, проводившихся геологами ПГО «Камчатгеология» (В.П. Василенко, С.Г. Зименко, Л.И. Кравченко, С.А. Мельниковой, В.И. Перуновым, В.П. Похиалайнен, Г.А. Родных и др.), и геологоразведочных работ ПГО «Далькварцсамоцветы» в 1962–1987 гг. (Б.К. Долматов, С.А. Щербатюк и А.Г. Шурыгин). Несмотря на большой объем фактического материала, накопленного в результате этих работ, сведений о лиственитах в регионе до последнего времени практически не было в научной литературе (известны лишь несколько кратких сообщений (Геология СССР…, 1977). Даже в наиболее полной на сегодняшний день обобщающей сводке по лиственитам В.Н. Сазонова (1984) отмечено, что «…метасоматиты березит-лиственитовой формации для Северо-Востока СССР не характерны» (с. 37). Исключение составляла работа Н.В. Луцкиной (1968), касающаяся метасоматических изменений, возникших в процессе лиственитизации пород гипербазитового массива о-ва Карагинский, где впервые были приведены данные о строении метасоматических колонок лиственитов, изучены особенности химического состава метасоматитов и высказаны предположения об их генезисе. Результаты детального исследования лиственитизации в различных базит-гипербазитовых комплексах Корякско-Камчатского региона, включающего геологические, минералого-геохимические и генетические аспекты проблемы, изложены в работах А.Б. Осипенко с соавторами (2001).

На Камчатке лиственитизация наиболее интенсивна в ультрамафитах Центрального хребта о-ва Карагинский. По-видимому, с аналогичным кварц-карбонатным метасоматозом (правда, существенно редуцированным) связаны образование тальк-карбонатных пород на п-ове Озерной (Сидоров, 1987) и формирование лиственитов в южной части Корякского нагорья, где образования этого типа развиты в Маметчинском и Куюльском массивах Пекульнейского террейна (Романченко, 1999). Появление кварц- и карбонат-содержащих метасоматитов, сформированных в процессе вторичных изменений пород базит-гипербазитовых комплексов, в исследуемом регионе достаточно распространено (Карпов, 1988; Русинов, 1989), но собственно лиственитизация – зональный метасоматоз ультраосновных пород благодаря воздействию существенно щелочных восстановленных гидротермальных растворов – получила развитие только в перечисленных выше массивах.

Наиболее крупные выходы ультрамафитов на о-ве Карагинский расположены в водораздельной части хр. Центральный, протягиваясь в северо-восточном направлении от мыса Урилл на юге до мыса Голенищева на севере примерно на 60 км, по-видимому, являясь разобщенными фрагментами единой, сильно тектонизированной гипербазитовой пластины, в строении которой принимают участие дуниты, гарцбургиты, верлиты, лерцолиты и пироксениты. Все эти породы в той или иной степени серпентинизированы (иногда до полного замещения исходных ультрамафитов). Среди ультрамафитов различных типов преобладают дуниты и особенно гарцбургиты (Велинский, 1979). С вмещающими верхнемеловыми-палеоценовыми образованиями пластина дискордантна, с крутыми углами падения с восточной стороны и сравнительно пологими – с западной. Отдельные выходы ультраосновных пород в хр. Центральный имеют размеры от десятков метров до первых километров. Строение пластины ультрамафитов отличается значительной сложностью. Это обусловлено широким развитием здесь разноориентированных тектонических нарушений, а также значительной гетерогенностью отдельных блоков ультрамафитов и наличием большого количества секущих даек и жил основного и кислого состава.

Контакты гипербазитов с вмещающими породами, а также с метаморфическими сланцами и крупными телами габброидов везде тектонические. На это указывают сильная раздробленность, рассланцевание и катаклаз пород вдоль контактов, обильные зеркала скольжения и зеленокаменное изменение в габброидах, а также усиление серпентинизации гипербазитов и широкое развитие контактово-метасоматических образований в их приконтактовых частях. С эндоконтактовыми зонами повышенной проницаемости в юго-восточной и восточной частях Центрального гипербазитового массива пространственно и генетически связаны процессы кварц-карбонатного метасоматоза (Осипенко и др., 2001), приведшие к широкому развитию лиственитизации.

Характерная черта локализации зон лиственитизации в ультрамафитах Центрального хребта о-ва Каргинский – их приуроченность к лежачим контактам пластинообразных тел интенсивно серпентинизированных гипербазитов, что подчеркивает их роль как экранов для постмагматических растворов. В гораздо меньшей степени лиственитизация прояв-

лена в зонах дробления на контактах блоков химически контрастных магматических пород внутри базит-гипербазитовых комплексов. Лиственитизированные породы образуют, как правило, маломощные (до 2–3 м) симметрично зональные оторочки вблизи кварцевых жил на контакте химически однородных и контрастных пород. Иногда лиственитизацией затронуты мощные (до 30–50 м) и протяженные (до 500 м) зоны изменения, развившиеся вдоль систем сближенных субпараллельных трещин и вдоль линейных сложно построенных зон дробления, рассланцевания и милонитизации.

Практически во всех проявлениях лиственит и вмещающие их породы связаны переходными зонами метасоматически измененных пород, составляющими единую метасоматическую колонку лиственитизированных пород, с более или менее четко выраженной метасоматической зональностью. В табл. 7.19 приведен наиболее полный схематический разрез метасоматической колонки апосерпентинитовых лиственитизированных пород, а также показана распространенность породообразующих минералов в каждой из зон. Мощность зон лиственитовых колонок от долей сантиметров до первых метров, а положение границ этих зон (которые, по существу, реакционные) контролируется градиентами концентраций химических элементов, коэффициентами диффузии и геометрией порового пространства (Коржинский, 1982). Достаточно обычно выпадение отдельных фрагментов метасоматических колонок в силу тех или иных тектонических и физико-химических факторов.

Одной из черт, общей для всех лиственитовых тел, является наличие секущих и согласных по простиранию мономинеральных кварцевых и кварц-карбонатных жил мощностью от долей сантиметра до первых метров, приуроченных к центральным частям тел метасоматитов и, как правило, контактирующих с лиственитами. По генезису среди кварцевых жил можно выделить два типа: 1) возникшие при лиственитизации пород и связанные с переотложением кремнезема, высвобождающегося благодаря обменным метасоматическим реакциям, 2) образовавшиеся позднее лиственитизации и наложенные на лиственит.

Структура ультрамафитов Центрального хребта о-ва Карагинский сформирована вследствие многократных гетерохронных и разнонаправленных сдвигов, взбросов и т. д. Конфигурация полей напряжений, возникших при этом, определила сложную картину трещиноватости пород, особенно в контактовых зонах ультрамафитовой пластины. Многие из трещин, служившие каналами циркуляции гидротермальных растворов, обусловивших лиственитизацию, являются и рудовмещающими. Среди рудных проявлений, тяготеющих к зонам лиственитизации в базит-гипербазитовых массивах Северной Камчатки, выделяется три основных морфологических типа:

1) минерализованные зоны трещиноватости, состоящие из кварц-сульфидных прожилков и сульфидной вкрапленности во вмещающих породах различных зон метасоматической колонки лиственитов;

2) согласные и дискордантные линзовидные прожилки в кварцевых и кварц-карбонатных жилах, выполняющих центральные части лиственитовых тел;

3) вытянутые штокверкообразные прожилковые зоны, пересекающие как лиственит, так и не затронутые кварц-карбонатным метасоматозом породы.

Несмотря на то что рудопроявления первого типа проявлены почти повсеместно, их экономиче-

Таблица 7.19

Строение зональной метасоматической колонки апосерпентинитовых лиственитов Центрального хребта о-ва Карагинский

Номер зоны	Зона метасоматической колонки	Минералы	Преобладающие микроструктуры	Мощность зоны, м
1	Антигоритовые серпентиниты	Антигорит, хризотил, хлорит, хромшпинелид	Поперечно-волокнистая	Первые десятки
2	Серпентин-карбонатные породы	Антигорит, магнезит, брусит, хлорит, тальк, хромшпинелид, магнетит	Листовая	0,5–1,5
3	Тальк-хлорит-карбонатные породы	Магнезит, брейнерит, хлорит, тальк, магнетит, кварц	Порфиробластовая	0,1–0,4
4	Тальк-карбонатные породы	Брейнерит, кварц, тальк, хлорит, магнетит	Гранобластовая	0,5–3,0
5	Кварц-карбонатные породы («серые» лиственит)	Брейнерит, анкерит, кварц, тальк, пирит	Лепидогранобластовая, гранобластовая	0,3–1,1
6	Фуксит-кварц-карбонатные породы («зеленые» лиственит)	Брейнерит, анкерит, кварц, фуксит, пирит		0,2–0,8

ское значение достаточно условно. С этим типом связаны лишь убогосульфидная минерализация и основной объем магнетитовых и магнетит-сульфидных руд.

Большинство проявлений (в том числе практически все высокопродуктивные) тел относятся ко второму типу (кварц в любом случае составляет не менее 90 % рудной массы). В наиболее крупных из рудных проявлений Центрального хребта о-ва Карагинский (Монолитный, Южный, Шапочка и др.) руды слагают несколько субпараллельных крутопадающих жильных зон, каждая из которых образована многочисленными хаотически распределенными скоплениями сближенных жил, линз и ветвящихся прожилков. Каждая такая зона сама по себе представляет рудное тело. Характерна сложная, извилистая форма контактов кварцевых обособлений, указывающая на образование кварца в динамически неустойчивых условиях. Жильные скопления разделены промежутками без жил или с редкими маломощными жилами кварца. В жилах, как правило, присутствуют реликты вмещающих лиственитов, ориентированные параллельно контактам жил, а сами жилы конформны «сланцеватости» в лиственитах.

Сульфидно-кварцевые жилы формировались путем многостадийного выполнения полостей и трещин при их неоднократном приоткрывании, а также путем метасоматического замещения пород. Этот процесс сопровождался наложением или замещением одних минеральных ассоциаций другими, дроблением и последующей цементацией ранних минералов более поздними. Все эти явления отразились на жильном кварце, в котором отчетливо проявлены процессы деформации и регенерации.

Рудные зоны третьего типа, захватывающие как лиственит, так и вмещающие вулканогенно-осадочные образования, выявлены в северной части Центрального хребта о-ва Карагинский. С ними связаны бедные вкрапленные золото-сульфидные руды. Есть основание считать, что рудоносные растворы, образовавшие эти зоны, не связаны с лиственитизацией и генетически отличны от тех, с которыми связано формирование продуктивной минерализации второго типа. Рассматриваемые ниже рудные проявления относятся именно ко второму жильному кварц-сульфидному типу минерализации.

В лиственитах Центрального хребта о-ва Карагинский развито промышленно значимое оруденение двух главных типов – золото-сульфидное и ртутное (киноварное).

В наиболее обогащенных золотом зонах лиственитов, где рудная минерализация приурочена к поздним кварцевым жилам с пиритом и арсенопиритом, золота до 6–10 г/т (Сидоров и др., 1999). Золотое оруденение связано с полиметаллическими и магнетит-сульфидными рудными минеральными ассоциациями промежуточной и поздней стадий рудогенеза и приурочены к рудным проявлениям жильного кварц-сульфидного морфологического типа. Предполагается, что привнос, перераспределение и концентрация золота (а также серебра, меди, никеля и кобальта) происходили в виде комплексных тиосульфидных и сульфидных соединений в существенно щелочных растворах (Осипенко и др., 2001). При этом распад комплексов (при сопутствующем осаждении золота в виде мелкозернистого пирита, концентрирующего до 80–90 % Au) происходит при подкислении щелочных гидротермальных рудоносных растворов во время их смешения с продуктами близповерхностного кислотного выщелачивания (Павлов, 1976).

Минеральный состав руд золотых проявлений в лиственитах сложен и неоднороден, но общим является присутствие в золоте переменных количеств ртути (Сидоров и др., 1999), что позволяет отнести исследованные фазы к неупорядоченным сплавам системы Au-Ag-Hg, известным как «ртутистое золото» (Мурзин, Сазонов, 1996; Спиридонов, 1991). Выделения ртутистого золота представлены частицами неправильной формы от долей микрометра до 0,8 мм, чаще несколько десятков микрометров, а изредка это мельчайшие кристаллы в форме октаэдра и ромбододекаэдра. По цвету, блеску, цвету черты, твердости, а также под микроскопом в полированных шлифах ртутистое золото неотличимо от обычного самородного золота. Единичными анализами установлено также присутствие выделений амальгамы золота (AuHg) и электрума ($Au_{10}Ag_5Hg$).

Микрозондовыми исследованиями ртуть обнаружена во всех проанализированных золотинах, причем в большинстве случаев установлен гетерогенный характер распределения этого элемента. Концентрационный размах неоднородности в основном от первых долей процента до 3–5 %, а в некоторых золотинах – до 7–10 %. Области максимального обогащения ртутью распределены пятнисто, часто занимая до половины всей поверхности выделения. Размер гомогенных участков, как правило, не превышает первых микрометров. Избирательного накопления ртути в определенных частях золотин – по периферии, в центре, в виде прожилков – нет. Все это позволяет сделать вывод о синхронной кристаллизации ртути и золота, а не об эпигенетическом «заражении» самородного золота ртутью на поздних низкотемпературных стадиях минералообразования.

Присутствие ртути во всех проанализированных золотинах позволяет уверенно охарактеризовать этот минерал как природный твердый раствор ртути в трехкомпонентной системе Au-Ag-Hg, образование которой, судя по условиям синтеза со-

единений аналогичного состава, могло происходить только при быстрой кристаллизации вещества из раствора, содержащего все три компонента. Учитывая совмещение в камчатских лиственитах ртутной (киноварной) и золотой минерализации в одном проявлении и, более того, их приуроченность к единой разрывной структуре, можно предположить генетическую связь ртутного и золотого оруденения в лиственитах.

При исследовании рудообразующих процессов, проявившихся при лиственитизации ультрамафитов о-ва Карагинский, наибольшее внимание привлекает ртутная (киноварная) рудная минерализация поздней стадии рудогенеза, которая впервые была установлена здесь в 1952 г. А.И. Юдиным. С оруденением этого типа связаны крупные проявления в Центральном хребте о-ва Карагинский, представляющие промышленный интерес (Монолитный, Южный, Шапочка, Зуб и др.). Геологическая позиция проявлений ртути весьма определенна – все известные ртутные, сурьмяно-ртутные и ртутно-мышьяковые рудопроявления (около 80) приурочены к полосе развития лиственитизации в серпентинизированных гипербазитах юго-восточной части Центрального хребта. Проявления объединяются в Карагинскую ртутную рудную зону протяженностью 50 км при ширине 8–10 км (Геология СССР…, 1977). Практически все рудопроявления относятся к лиственит-киноварной рудной формации (Оболенский, 1987) и локализованы в восьми полях лиственитов, сформировавшихся на контакте серпентинизированных гипербазитов с габброидами, метаморфическими сланцами, а также спилитами и диабазами вулканогенно-кремнистого комплекса. Поля имеют длину до 1–2,5 км при ширине от 5–20 до 200 м (участки Шапочка, Ирнтоваям, Южный).

Ртутное оруденение в полях лиственитизации приурочено к зальбандам кварц-карбонатных зон («серых» и «зеленых» лиственитов), реже кварцевым прожилкам, трещинам или кварц-магнезитовому цементу зон дробления. Прожилки ориентированы перпендикулярно простиранию зон метасоматической колонки лиственитов и заполняют поперечные трещины. При толщине прожилков от 0,5–2 до 5–10 см шаг трещиноватости в лиственитах варьирует от 0,5 до 5 м. Рудам свойственна прожилково-вкрапленная, брекчиевидная, штокверковая и реже крустификационная текстура. Содержание ртути в рудах от десятых долей процента до 8–10 мас.% в отдельных пробах.

Во всех изученных проявлениях лиственитизации в базит-гипербазитовых массивах Северной Камчатки рудоносность связана с сульфидной минерализацией, локализованной как в лиственитизированных породах, так и в секущих кварцевых жилах. При этом сульфидная минерализация по отношению к минералам различных зон метасоматической колонки более поздняя – она синхронна вторичным минералам, замещающим первично лиственитовые парагенезисы (гидрослюды, диккит и др.). Изучение пространственного распределения и микротекстурных взаимоотношений рудных минеральных агрегатов и отдельных минералов и их взаимоотношения с вмещающими лиственитами позволило выделить три этапа рудного минералообразования. На наиболее раннем этапе образовались многочисленные кварцевые жилы и прожилки с бедной сульфидной минерализацией. На втором этапе сформировались рудоносные жилы и жильные зоны, представляющие промышленный интерес. Они пересекают безрудные кварцевые и кварц-карбонатные жилы. На третьем этапе отложились многочисленные кварцевые прожилки, секущие рудные тела и жилы. Каждому из этих этапов в изученных проявлениях синхронна определенная стадия сульфидообразования, которая характеризуется специфической парагенетической ассоциацией рудных минералов.

К наиболее ранним относятся рудные минералы пирит-халькопиритовой ассоциации, к промежуточным – халькопирит-пирротиновой и магнетит-полиметаллической ассоциации. Наконец третья, наиболее поздняя стадия рудообразования характеризуется развитием жильной пирит-халькопиритовой и киноварной минерализацией.

Пирит-халькопиритовые рудная минерализация ранней стадии. Руды этого типа отвечают наиболее ранней стадии рудогенеза, синхронной заключительным эпизодам лиственитизации. Как правило, они наследуют трещиноватый контакт лиственитов с вмещающими породами или элементы трещиноватости дорудных зон скалывания. Сульфиды образуют небольшие прожилки или выделения неправильных форм до 0,1–0,4 см. При микроскопическом изучении пирит-халькопиритовой рудной минерализации в лиственитах Центрального массива о-ва Карагинский выявлено три типа минеральных ассоциаций. К первому относятся пирит или (очень редко) пирротин. Агрегаты этих минералов раздроблены, а трещины выполнены более поздними (по отношению к пириту и пирротину) рудными минералами второй стадии – магнетит-сфалерит-халькопиритовой или сфалерит-халькопиритовой ассоциациями. Халькопирит в этих ассоциациях существенно преобладает над сфалеритом и магнетитом. Пирит-халькопиритовые руды слабораздроблены. Микротрещины в рудных скоплениях, в свою очередь, выполнены кварцем или карбонатом с редкими чешуйками гематита, относящимися к третьему типу минеральных ассоциаций.

Пирит, наиболее распространенный в ранней рудной ассоциации, образует рассеянную вкраплен-

ность и отдельные гнезда, сложенные ксеноморфными выделениями до 3 мм (обычно менее 1 мм). Минерал обогащен Co и Ni, а также содержит изоморфную примесь мышьяка. В крупных выделениях пирита обнаружены вростки тиошпинелей – полидимита и виоларита, также содержащих значительную примесь кобальта.

Халькопирит-пирротиновая рудная минерализация промежуточной стадии. В небольших рудных проявлениях в лиственитах Центрального массива известны сульфидные халькопирит-пирротиновые руды брекчиевой текстуры, сложенные раздробленными обломками лиственитов и сцементированные кварц-хлорит-карбонатным (брейнерит и доломит-анкерит) цементом с рассеянной в нем сульфидной минерализацией. В составе последней преобладают сфалерит и пирротин, а в небольших количествах присутствуют халькопирит, галенит и арсенопирит. Пирротин по данным рентгеновских и микрозондовых исследований представлен моноклинной или смесью моноклинной и гексагональной модификаций с железистостью X_{FeS} (мол. % FeS) = 0,934–0,944. Сфалерит содержит изоморфную примесь железа, меди, кадмия и марганца.

Магнетит-сульфидные руды промежуточной стадии. Магнетитовые руды обычно мономинеральные и сложены агрегатом мелких изометричных зерен магнетита. Магнетит по составу близок к $FeFe_2O_4$, беден Ni и Co, а иногда содержит до 0,5 мас.% примеси Cr_2O_3 и MnO. Магнетитовые руды развиваются в различных зонах метасоматической колонки лиственитов (главным образом – внешних), замещая хромшпинелид и первичные силикатные минералы. Бессульфидные магнетитовые руды слабо золотоносны.

В магнетит-сульфидных рудах рудная минеральная ассоциация представлена кристаллами пирита или их агрегатами, выполняющими вместе с нерудными минералами интерстициальные пространства в магнетитовых скоплениях. Содержание пирита в рудах от 1 до 50–60 %. Выделения пирита до 0,3 см, а также более раннего магнетита почти всегда раздроблены и замещены вдоль трещин сульфидами более поздней полиметаллической минеральной ассоциации или нерудными минералами (карбонатом, кварцем, хлоритом и др.). Золотоносность пиритовой минеральной ассоциации связана с включениями в пирите очень мелких (менее 50 мкм) частиц самородного золота высокой пробы – 892–951.

Полиметаллическая и киноварная минерализация поздней стадии. К образованиям третьей наиболее поздней стадии отнесены широко развитые в лиственитах кварцевые прожилки и жилы с вкрапленностью сульфидов. Их мощность изменяется от нескольких миллиметров до первых десятков сантиметров. Околожильные метасоматиты представлены кроме кварца серицитом, хлоритом и карбонатом (брейнеритом и анкеритом). Рассеянная сульфидная минерализация жил и прожилков относится к пирит-халькопиритовой (полиметаллической) и киноварной минеральным ассоциациям.

Минералы полиметаллической ассоциации представлены халькопиритом, сфалеритом, галенитом, образующими вкрапления среди нерудных минералов, прежде всего в кварце и карбонате, или выполняющими трещины в более ранних сульфидах. Местами вместе с ними кристаллизуются небольшие количества пирита, магнетита, гематита (магнетит-пирит-полиметаллическая минеральная ассоциация) или пирротина (пирротин-полиметаллическая ассоциация). Эти минералы присутствуют в виде кристаллов менее 0,1 мм, заключенных в халькопирите. Никелевые сульфиды (миллерит), образующие пластинчатые выделения до 0,5 мм, отлагались вместе с халькопиритом вслед за пиритом первой стадии. Пирит раздроблен и сцементирован халькопиритом.

Главные рудные минералы киноварной ассоциации – киноварь, метациннабарит и ртутьсодержащая блеклая слюда, которые образуют рассеянную вкрапленность, внешне трудно различимую, реже – волосовидные прожилки, корочки и налеты на стенках трещин. Киноварь малиново-красная, в виде кристаллов до 1–1,5 мм. Среди других ассоциирующих рудных минеральных фаз известны пирит, антимонит, реальгар, ртутьсодержащий сфалерит, аурипигмент, сульфосоли свинца, галенит и др. Характерен для этой стадии герсдорфит NiAsS – типичный минерал апосерпентинитовых лиственитов (Спиридонов и др., 1997).

Таким образом, сульфидная минерализация в изученных рудных проявлениях (в том числе имеющих промышленное значение) формировалась в несколько стадий, на что указывают внутрирудные периоды деформаций, проявленных дроблением ранних минералов и заполнением трещин – более поздними.

Анализ эволюции физико-химических параметров среды минералообразования типичных процессов гидротермального кварц-карбонатного метасоматоза позволил прийти к выводам (Павлов, 1976; Павлов, Оболенский, 1972), что и околорудно-измененные породы (лиственитты), и оруденение обязаны своим происхождением щелочным восстановительным растворам. Рудоносные растворы, мигрируя по трещинам, воздействуют на уже метасоматически преобразованные породы. По сравнению с растворами, ответственными за лиственитизацию, они не только более поздние, но им свойственны и иные физико-химические параметры (это обусловлено постепенной эволюцией гидротермальной системы, родоначальной для всех типов растворов). Рудонос-

ные растворы более низкотемпературные (T = 150–250 °C), заметно более кислые (pH = 6–7,5) и почти некарбонатизированные (X_{CO_2} < 0,01). Тяжелые металлы и сера переносились в них в виде комплексных тио- и гидросульфидных соединений. В приповерхностных условиях зоны рудоотложения, окисляясь ((lg fo_2 > –28÷–25) и взаимодействуя с вмещающими породами, растворы такого типа обусловливают все то многообразие минеральных парагенезисов, которое наблюдается на рудных месторождениях лиственитового формационного типа. Воздействие рудоносных растворов на вмещающие карбонатизированные силикатные породы (лиственит и ассоциирующие метасоматиты) приводит, с одной стороны, к разложению силикатных минералов с сопутствующим отложением сульфидов металлов группы железа (Fe, Co, Ni), а с другой – к разложению комплексных соединений и отложению сульфидов и самородных металлов (золота, серебра и др.). В процессе этого изменения высвобождающийся кремнезем, в зависимости от физико-химических условий среды процесса (pH и Eh, активностей компонентов), будет либо отлагаться в виде кварца вместе с сульфидами, либо выноситься в ионной форме за пределы сульфидных тел, формируя при этом безрудные кварцевые жилы и вторично прокварцованные участки.

Физико-химическая обстановка минералообразования на рудном этапе лиственитизации характеризуется параметрами (T, pH, fo_2 и др.), более свойственными процессам аргиллизации (больше всего это относится к киноварно-сульфидному типу рудной минерализации, локализованной в лиственитах). Поэтому рассмотрение рудообразования в лиственитах вне связи с лиственитизацией может привести к ошибочным заключениям о природе рудоносных растворов и механизме их формирования.

Проблема связи и соотношения лиственитизации и рудообразования до сих пор дискуссионна. Само наличие метасоматитов руднопродуктивных формаций необходимо для образования оруденения, но недостаточно. Общеизвестно, что далеко не все зоны лиственитов рудоносны, а в рудоносных зонах оруденение размещено неравномерно. Некоторые исследователи считают, что оруденение (прежде всего ртутное) генетически тесно связано с лиственитизацией (Кузнецов и др., 1962; Павлов, 1976), и рассматривают кварц-карбонатные образования как прямой поисковый признак. Другие (Сазонов, 1984; Buisson, Leblanc, 1986; и др.) подчеркивают, что лиственитизация отделена от формирования руд некоторым временным интервалом и является предрудным процессом. При этом крайней точкой зрения является полное отрицание генетической связи лиственитизации и рудоотложения и предположение, что пространственная приуроченность оруденения к зонам лиственитизации объясняется локализацией эпитермальной минерализации в шовных зонах глубинных разломов, контролирующих структурное положение офиолитов. Кроме того, ряд исследователей считает, что главным образом механические свойства вмещающих лиственитов делают эти породы благоприятными рудными коллекторами. Некоторые исследователи полагают, что, напротив, между вмещающими породами, их изменением и оруденением существует глубокая взаимосвязь, причем существенное влияние на рудоотложение оказывает главным образом химическое взаимодействие рудоносных растворов с этими породами. Взаимодействие произвольно изменяющихся во времени и пространстве рудоносных растворов и вмещающих пород, интенсивность которого усиливает контрастность состава пород и растворов, по их мнению, находит свое отражение в формировании ореолов гидротермально-измененных пород. Руды, как правило, отлагаются уже в пределах таких ореолов, и сами они представляют собой как бы конечный продукт этого сложного процесса. Наконец, следует упомянуть, что частью геологов допускается достаточно длительный временной интервал многоэтапного формирования лиственитов, в течение которого рудообразование происходило неоднократно. Соответственно, ими выделяются предрудные, синрудные и послерудные лиственит (Кузнецов и др., 1962; Сазонов, 1984; и др.).

Исследование лиственитизированных пород Камчатско-Корякского региона позволило авторам присоединиться к точке зрения о сингенетичности (но не синхронности) процессов карбонатного метасоматоза пород и процессов рудоотложения, являющихся результатом деятельности одной и той же, длительно эволюционирующей гидротермальной системы. В то же время термодинамические параметры рудоотложения, как это установлено экспериментально (Белеванцев и др., 1982; Павлов, 1976), значительно отличаются от P-T условий образования вмещающих кварц-карбонатных метасоматитов и, например, для киноварного оруденения соответствуют термодинамической обстановке аргиллизитового метасоматоза. Более позднее рудоотложение подчеркивается также обломками лиственитов и ассоциирующих метасоматитов, сцементированных рудными минералами, рудным выполнением трещин и пустот в метасоматитах. Избирательный характер рудообразования подчеркивается рудной специализацией лиственитов в различных массивах региона. В лиственитизированных породах о-ва Карагинский широко развита ртутная (киноварная) минерализация, менее распространенная в Маметчинском массиве, для которого, в свою очередь, характерно интенсивное золото-сульфидное оруденение. Лиственит Тамватнейского массива поми-

мо интенсивного ртутного оруденения известны своей уникальной вольфрамовой минерализацией (Воеводин и др., 1979).

РТУТНО-ВОЛЬФРАМОВЫЕ (±Sb) МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЛИСТВЕНИТАХ

Месторождение Тамватней

Наиболее ярким представителем этих месторождений является Тамватнейское (Очерки…, 1994), расположенное в северо-восточной части Корякского нагорья в междуречье среднего течения рек Великая и Тамватвээм. Оно открыто В.Г. Силкиным и Г.Я. Чирятьевым в 1967 г. На площади месторождения развиты меловые осадочно-вулканогенные и терригенные породы, слагающие Тамватнейский антиклинорий и Великореченский синклинорий, которые сочленяются по Койвэреланской зоне глубинного разлома. В зоне субширотного (60–70°) разлома располагается Тамватнейский массив перидотитов. Оруденение контролируется его северным тектоническим субширотным контактом. Породы, вмещающие рудное тело, представлены граувакками тамватнейской свиты и серпентинизированными перидотитами массива, мощная «чешуя» которых лежит под углом 40–60° на зоне серпентинизации.

Рудное тело представляет собой крутопадающую, значительной протяженности минерализованную зону интенсивного дробления выщелоченных кварцитов среди более пластичных пород, подвергнувшихся гидротермальной аргиллизации. Мощность оруденелой зоны меняется от первых сантиметров до трех-четырех десятков метров. Вертикальный размах оруденения не определен. Основным минералом в рудных телах является киноварь, гораздо меньше распространены реальгар, аурипигмент, пирит и марказит, и в небольших количествах присутствует шеелит. Из нерудных минералов широко развиты кварц, халцедон, опал и маршаллит (мелкозернистый агрегат слабосцементированного порошковатого белого кварца). В рудных телах наиболее ярко выражена брекчиевидная структура, когда киноварь в тесной ассоциации с мелкозернистым кварцем «обволакивает» и цементирует обломки брекчированных кварцитов. Кроме того, встречается вкрапленная, прожилково-вкрапленная и прожилковая минерализация.

ГЛАВА 8

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И РУДНЫЕ РАЙОНЫ ВОСТОКА РОССИИ

В работах наших предшественников, посвященных металлогеническому районированию, в том числе рассматриваемой территории (Билибин, 1955;Ициксон и др., 1965; Шаталов, 1965; Циксон, 1973, 1979; Щеглов, 1980; Радкевич, 1982; Томсон, 1988; Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 1999; Сухов и др., 2000; Плющев, 2001), предлагались различные наименования для площадных металлогенических таксонов. Например, 1) планетарные рудоносные провинции или планетарные металлогенические пояса, 2) рудоносные или металлогенические пояса, 3) рудоносные или металлогенические системы, 4) рудоносные или металлогенические зоны, 5) рудоносные или металлогенические области и 6) рудные районы.

Наиболее полная сводка существующих представлений о наименованиях и основных характеристиках металлогенических таксонов приведена в работе (Томсон, 1988) (рис. 8.1). Из этой сводки и из опыта металлогенического анализа крупных территорий явствует, что зачастую весьма трудно найти различия между, например, металлогенической системой и металлогенической зоной, металлогенической областью и рудным районом, рудным районом и рудным узлом и т. д. Вместе с тем совершенно очевидно, что отчетливо выделяются две категории металлогенических таксонов – региональные и локальные. В соответствии с этим варьируют принципы, методы и задачи металлогенического анализа, рассмотренные в гл. 1.

Металлогенические исследования представляли собой часть международного проекта «Минеральные ресурсы, металлогенезис и тектоника Северо-Востока Азии», который выполнялся с 1997 по 2002 г. геологами России, Монголии, Китая, Южной Кореи, Японии и США.

Металлогенические пояса анализировались в соответствии с геодинамическими обстановками их формирования и по различным возрастным «срезам». Всего рассматриваются 12 таких срезов, соответствующих наиболее значимым для региона тектоническим и металлогеническим событиям:

Протерозой (2500–542 млн лет)
Кембрий–силур (542–416 млн лет)
Девон–ранний карбон (416–318 млн лет)
Поздний карбон–средний триас (318–228 млн лет)
Поздний триас–ранняя юра (228–175 млн лет)
Средняя юра–ранний мел (175–136 млн лет)
Ранний мел (136–99 млн лет)
Позднемеловые (99–70 млн лет)
Поздний мел–палеоцен (70–55 млн лет)
Эоцен–олигоцен (55–23 млн лет)
Миоцен (23–5 млн лет)
Позднетретичные–четвертичные (5–0 млн лет)

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И РУДНЫЕ РАЙОНЫ (2500–542 млн лет)

Главными протерозойскими металлогеническими поясами и рудными районами Востока России являются следующие (рис. 8.2): 1) Ороекский и Омолонский металлогенические пояса, включающие преимущественно железорудные месторождения, 2) Билякчанский металлогенический пояс меденосных осадочных пород и самородной меди в базальтах, 3) Баладекский металлогенический пояс, объединяющий серию месторождений железа, фосфора и титана в связи с анортозитами и 4) Ингилийский рудный район стратиформных месторождений циркония. В приводимых ниже описаниях металлогенических поясов для каждого из них рассмотрены только наиболее значимые месторождения.

ОРОЕКСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Ороекский металлогенический пояс метаморфогенных железорудных месторождений и месторождений меди в терригенных толщах (Шпикерман, 1998) расположен в Шаманихинском субтеррейне

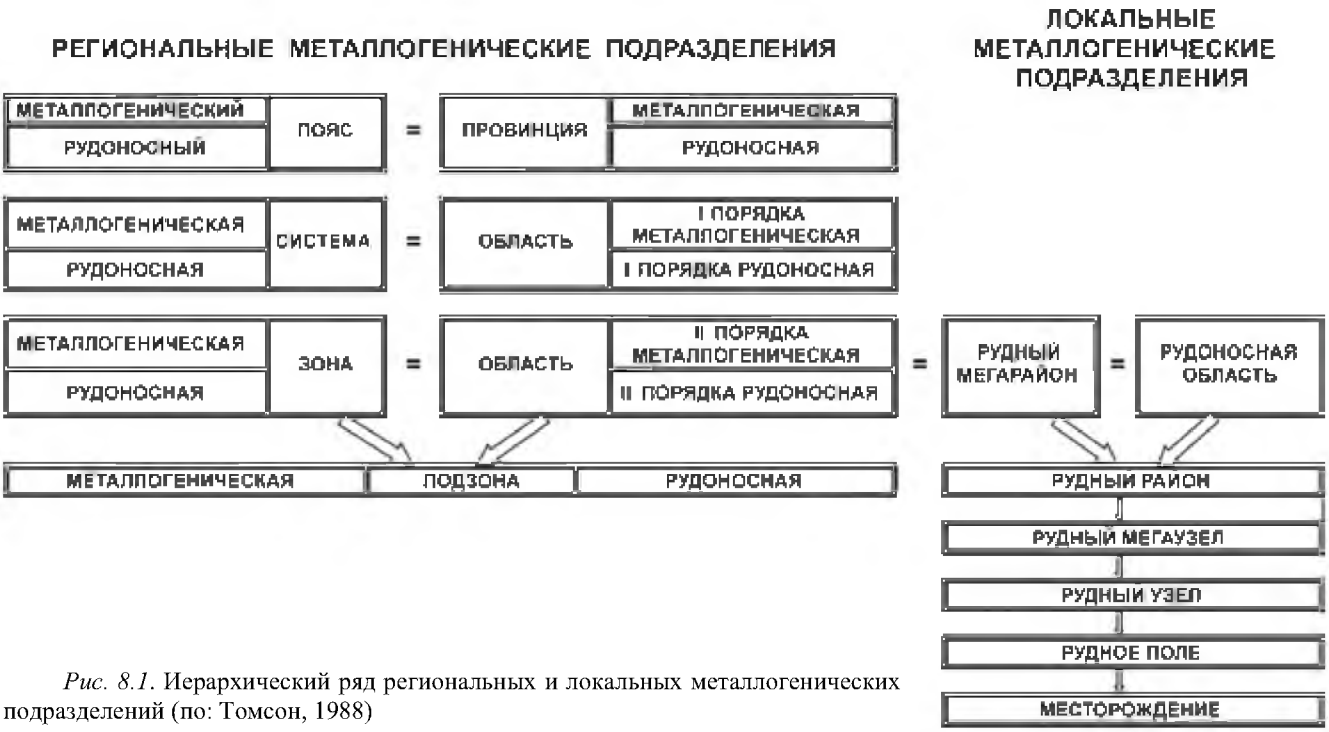


Рис. 8.1. Иерархический ряд региональных и локальных металлогенических подразделений (по: Томсон, 1988)

Приколымского террейна пассивной континентальной окраины, входящего в состав Яно-Колымского орогенного пояса. Он протягивается с севера на юг вдоль оси террейна на 400 км при максимальной ширине до 100 км. Наиболее значительные месторождения – Победа и Ороек (Nokleberg et al., 1997, 1998). Ороекский металлогенический пояс – это отколовшийся по разлому фрагмент Билякчанского металлогенического пояса, расположенного на деформированной континентальной окраине Северо-Азиатского кратона (Верхоянская пассивная окраина).

Железорудное месторождение Победа локализовано в доломитистых мраморах горбуновской свиты среднего–верхнего рифея и приурочено к зоне чешуйчатых надвигов в подвернутом крыле крупной опрокинутой на запад антиклинали на правобережье среднего течения р. Колыма. Ее ядро сложено спиридоновской свитой среднего рифея: кварц-полевошпатовыми песчаниками, в том числе с гематитом, в подчиненном количестве – алеврито-глинистыми сланцами, известняками и доломитами.

Вместе с гематитовыми рудами вдоль поверхностей надвигов расположены тела габбро- и габбро-амфиболитов. Месторождение представлено массивными, брекчиевыми и штокверковыми залежами. Брекчиевые руды состоят из обломков гематитизированных доломитов и габбро-амфиболитов, сцементированных гематитом. Штокверки слагают несколько ореолов, обрамляющих массивные или брекчиевые залежи. Кроме гематита минералы руд представлены кальцитом, кварцем, баритом, хлоритом, пиритом, халькопиритом, галенитом и малахитом. Содержащий руду горизонт протягивается на 18 км, но основная рудная залежь имеет длину от 150 до 600 м и мощность от 2 до 20 м. Месторождение первоначально возникло в результате химического отложения железа из морской воды и претерпело более поздний метаморфизм.

Ороекское месторождение медистых песчаников и сланцев (И.Г. Волкодав и А.В. Коробицын, 1979 г., не опубл.; Шпикерман В.И. и Шпикерман Л.А., 1996 г.) приурочено к верхней части среднерифейской ороекской свиты, состоящей из метаморфизованных вулканокластических пород. Мощность интервала, содержащего медное оруденение, 150–180 м. Он слагается главным образом кварцитами, кварц-хлоритоидными, хлоритовыми, графит-хлоритовыми сланцами и филлитами с тонкими пластами базальтов и туфов. Медная минерализация встречается в двух разновидностях метаморфических пород: в кварц-хлоритоидных и хлоритовых сланцах. Кварц-хлоритоидные сланцы – зернистые пятнистые породы, состоящие из кварца, хлоритоида, образующего порфиробласты размером 0,3–0,7 мм, а также хлорита, серицита и эпидота. Местами встречаются реликты полимиктовых алевролитов и горизонтально- или косослоистых песчаников. Хлоритовые сланцы состоят в основном из темно-зеленого хлорита (70 %), кварца, эпидота, слюды и рутила и характеризуются тонкозернистым лентикулярным сложением, обусловленным ориентированным расположением агрегатов хлорита и линзочек и микрослойков

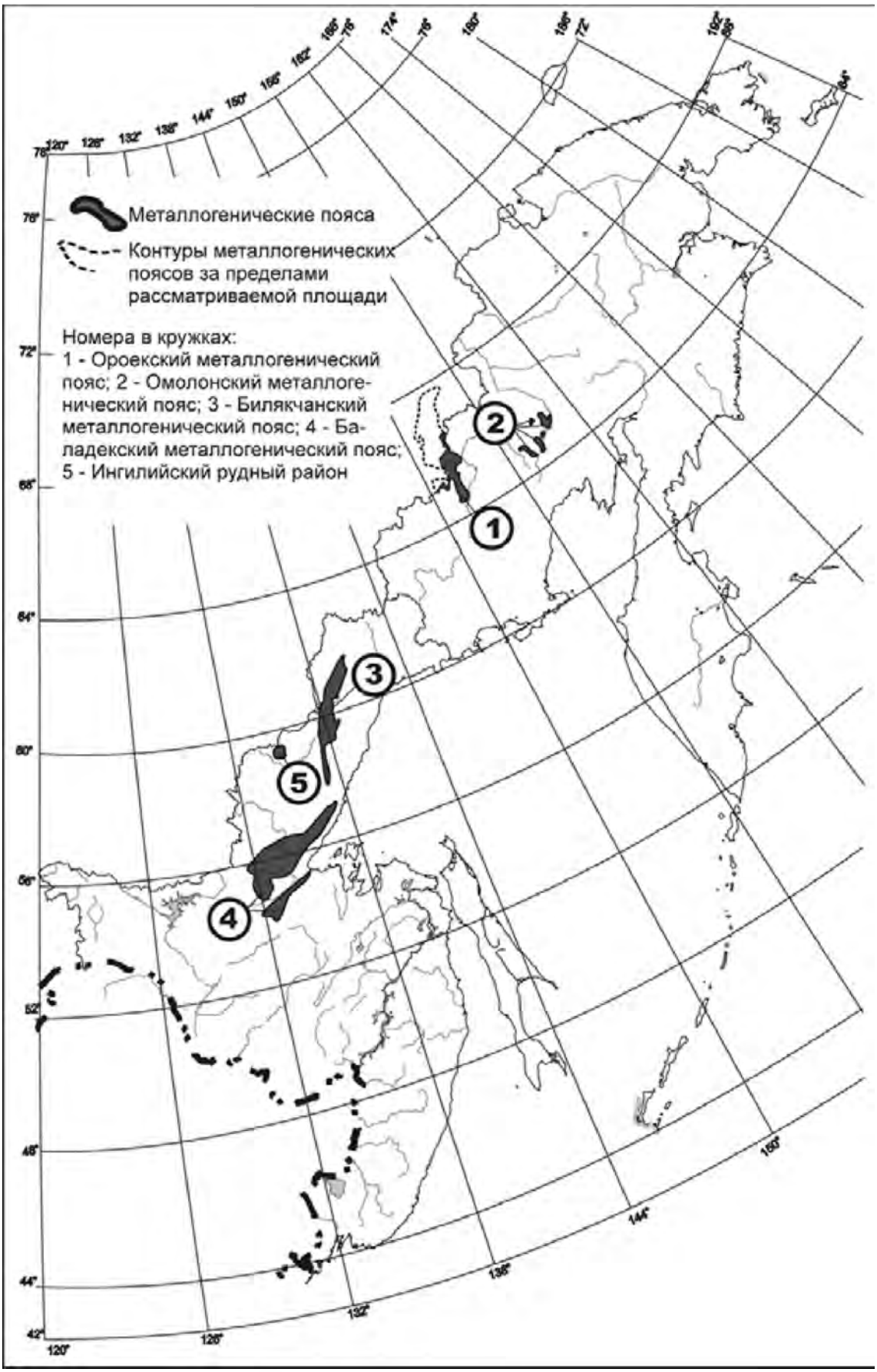


Рис. 8.2. Протерозойские (2500–542 млн лет) металлогенические пояса и рудные районы

зерен кварца. Главные рудные минералы – халькозин, борнит и халькопирит. Обильные местами кварцевые тела также содержат халькопирит, борнит и гематит. Более поздние секущие кварцевые жилы в небольших количествах содержат малахит, халькозин, азурит, хризоколлу, борнит и самородную медь. Минерализованные породы образуют опрокинутую изоклинальную складку, крылья которой падают на юго-восток под углами от 40 до 90°.

Медные месторождения в осадочных породах Ороекского металлогенического пояса приурочены главным образом к среднерифейской ороекской свите мощностью от 1300 до 1500 м, состоящей из метаморфизованных осадочных пород. Вмещающие руду породы образовались за счет морских полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, содержавших значительную примесь обломков вулканических пород (Л.А. Шпикерман, 1999 г.). Метаморфизм происходил в кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации (Шпикерман, 1998). Стратиформные медные месторождения и вмещающие их породы образовались в рифтогенных трогах в сублиторали и на шельфе в течение ранней истории Приколымского террейна пассивной континентальной окраины в ходе средне- и позднепротерозойского инициального рифтинга окраины Северо-Азиатского кратона (Шпикерман, 1998).

Железорудные месторождения Ороекского металлогенического пояса наряду со стратиформными гематит-карбонатными залежами в средне-верхнерифейских обломочных толщах (месторождение Победа и др.) включают также металлоносные песчаники, встречающиеся на нескольких стратиграфических уровнях, из которых наиболее продуктивна сяпякинеская свита нижней части венда мощностью от 300 до 800 м. Она состоит главным образом из полевошпат-кварцевых песчаников с прослоями и линзами, состоящими из гематита (мартита), магнетита, титаномагнетита, ильменита, рутила и циркона. Эти песчаники представляют собой типичные вендские пляжевые россыпи и сходны с песчаниками среднерифейской спиридоновской свиты, распространенными западнее в Приколымском террейне. Последний – фрагмент окраины Северо-Азиатского кратона, отколотый в результате рифтогенеза (Nokleberg et al., 1994; Шпикерман, 1998).

ОМОЛОНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Омолонский металлогенический пояс метаморфогенных железнорудных месторождений приурочен к архейским метаморфическим породам Омолонского кратонного террейна. В поясе известно более десятка отдельных железорудных месторождений (Nokleberg et al., 1997, 1998). Наиболее значительное из них Верхне-Омолонское.

Верхне-Омолонское железорудное месторождение состоит из пластообразных и линзовидных тел полосчатых руд, залегающих в архейских магматитах, амфиболовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсах, амфиболитах и мафических кристаллосланцах (Гельман и др., 1974; Фадеев, 1975; Жуланова, 1990; Милов, 1991). Железные руды состоят из магнетита и кварца в срастании, с примесью апатита и актинолита. Они от средне- до крупнозернистых, массивные или полосчатые. Наиболее крупная рудная залежь протягивается на 3,5 км при средней мощности около 250 м в центральной части. Местами она состоит из чередующихся субсогласных рудных тел и минерализованных горизонтов вмещающих пород. Исходные кварциты и, возможно, железняки могли произойти из морских осадков, первоначально содержавших железные руды. Вмещающие породы всегда гранитизированы. Rb-Sr датировки указывают на многократные эпизоды метаморфизма архейского фундамента. Метаморфизм гранулитовой фации произошел от 3,8 до 3,4 млрд лет назад; региональная гранитизация – приблизительно около 2 млрд лет, а метаморфизм низкой ступени и деформация – около 1 млрд лет (Жуланова, 1990; Милов, 1991).

Омолонский металлогенический пояс размещается в различных выходах архейского фундамента омолонской метаморфической ассоциации на Омолонском кратонном террейне (Жуланова, 1990; Шпикерман, 1998). Эти кристаллические породы состоят из архейских и раннепротерозойских осадочных, вулканических и интрузивных образований, преобразованных в гранулитовой и амфиболитовой фациях в гнейсы, гранитогнейсы и амфиболиты. Изотопные возрасты от 2,3 до 1,7 млрд лет. Ассоциация, обнаруживающая черты гранулитовой фации метаморфизма, включает амфиболовые, клинопироксен-амфиболовые и гиперстенсодержащие кристаллические сланцы, биотит-гиперстеновые плагиогнейсы и гранат-гиперстеновые гнейсы. Преобладают в ассоциации лейкократовые мигматиты, сформировавшиеся во время многократной гранитизации. Кристаллический фундамент резко несогласно перекрыт полого залегающими осадочными и вулканическими породами рифейского и более молодого возраста.

Омолонский террейн – это отколотый рифтингом фрагмент Северо-Азиатского кратона (Nokleberg et al., 1994, 1997). Время рифтинга предположительно позднедевонское или раннекаменноугольное (Nokleberg et al., 1998, 2000). Омолонский террейн с заключенным в нем Омолонским железорудным металлогеническим поясом сопоставляется нами с террейном Килбук-Айдоно и заключенным в нем металлогеническим железорудным поясом Килбук на юго-западной Аляске (Nokleberg et al., 1998).

БИЛЯКЧАНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Билякчанский металлогенический пояс месторождений меди в терригенных толщах и самородной меди в базальтах протягивается в север-северо-восточном направлении на 350 км вдоль западного складчатого обрамления Охотского кратонного террейна, контактируя с последним по Билякчанскому глубинному разлому длительного развития. Ширина пояса около 50 км. Меднорудные месторождения приурочены к метаморфизованным песчаникам и базальтам верхнерифейской–вендской Билякчанской формации мощностью 3,1 км (Кутырев и др., 1986). Меденосные базальты приурочены к нижним частям формации. Наиболее важно в этой группе рудопроявление Джагдаг. Меденосные песчаники, представленные рудопроявлениями Северный Уй и Боронг, занимают более высокое стратиграфическое положение. Пояс сформировался на погруженном в морское мелководье уступе западного края Охотского кратонного террейна в процессе его отделения и отодвигания от Сибирского кратона в позднем протерозое. С этим связано формирование рифтогенных базальтов с медной минерализацией. Последующий перемыв меденосных пород в сочетании с вулканическими эксгаляциями формировал меденосные песчаники.

Рудопроявление Джагдаг – наиболее представительный объект самородной меди в базальтах. Оруденение локализовано в двух пластах (мощностью 90 и 60 м) верхнерифейских амигдалоидных базальтов, переслаивающихся с туфами и песчаниками. Мощность медистых горизонтов 0,4–5 м. Руды тонковкрапленные и пятнисто-вкрапленные. Рудные минералы: халькозин, борнит, самородная медь, куприт, ковеллин и малахит. Содержания меди 0,3–2,94 %. С медью коррелируют повышенные концентрации серебра (Кутырев и др., 1986, 1988).

Рудопроявление Северный Уй расположено несколько севернее рудопроявления Джагдаг. Типовой участок развития медной минерализации в терригенных толщах локализован в нижней части кунтыкахской свиты. Меденосные горизонты мощностью от 1 до 3 м сложены кварцевыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Руды тонковкрапленные и гнездовые. Рудные минералы: пирит, халькопирит, борнит, халькозин, джарлеит и гематит. Содержания меди 0,1–3,7 %. Меденосные песчаники прослежены по простиранию более чем на 30 км (Кутырев и др., 1988).

Рудопроявление Боронг находится в верховьях р. Мая. Оно представлено пластами верхнепротерозойских кварц-полевошпатовых и полимиктовых меденосных песчаников мощностью 2 м и протяженностью до 7 км. В них установлены гипергенные минералы меди (малахит, азурит и хризоколла), образующие тонкие прожилки. Содержания меди в руде от 0,1 до 1,0 % (Коген и др., 1976).

Юго-западная часть окраины Северо-Азиатского кратона (Верхоянская пассивная окраина), которая вмещает Билякчанский металлогенический пояс, состоит из следующих главных тектоно-стратиграфических единиц: 1) средне-позднерифейские шельфовые известняки, песчаники и аргиллиты общей мощностью более 3 км и 2) позднерифейские–поздневендские кластические и вулканические породы, включающие прослои разнообломочных конгломератов, песчаников, алевролитов, базальтов и редких риолитов. Позднерифейские (вендские?) осадочные и вулканические породы, которые вмещают медные месторождения, формировались в рифтоподобных прогибах, которые возникли между континентальным шельфом и окружающей территорией внутри сибирской палеоконтинентальной пассивной окраины. Рифтогенные осадки и медные месторождения были деформированы в пологие складки и метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Осадочные породы складчатого пояса были сорваны с кристаллического фундамента кратона. В этом районе Верхоянская пассивная окраина отделена от Северо-Азиатского кратона надвигами с западной вергентностью.

БАЛАДЕКСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Баладекский металлогенический пояс месторождений железа, титана и фосфора в анортозитах расположен на юго-восточной окраине Северо-Азиатского кратона в одноименном комплексе Становой гранитно-зеленокаменной области и включает серию апатит-титановых месторождений, ассоциирующих с анортозитами Джугджурского массива. Вмещающие породы представлены кристаллическими сланцами основного состава, глиноземистыми гнейсами и гранулитами, нередко диафторированными в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Анортозитовый массив представляет собой в плане линзовидное тело, слабо выгнутое к юго-востоку и наклоненное в целом на северо-запад под Северо-Азиатский кратон. Rb-Sr возраст Джугджурского массива 2,93 млрд лет, а U-Pb – 2,7 млрд лет (Анортозиты…, 1984). Датировки, полученные Sm-Nd методом (Суханов, Журавлев, 1989), составляют 2,3–1,7 млрд лет. Известно несколько месторождений апатит-титан-фосфорных руд.

Месторождение Богидэ представлено серией сближенных пласто- и линзообразных тел, слагающих крупную залежь мощностью 50–300 м и протяженностью до 12 км. Залежь сложного строения и представлена частым чередованием слоев и линз с различной интенсивностью рудной минерализации.

Главными полезными минералами являются титаномагнетит, магнетит, ильменит и апатит, равномерно распределенные в породах или образующие в них маломощные (до 15 м) слои и жилы (?) сплошных ильменит-апатит-титаномагнетитовых руд. Прогнозные ресурсы вкрапленных титаномагнетитсодержащих руд составляют около 1800 млн т.

Джанинское месторождение представлено двумя пластообразными рудными телами. Они отчетливо оконтуриваются положительными магнитными аномалиями по изолинии 2 тыс. гамм с экстремумами до 50 тыс. гамм. Строение рудных тел простое и однородное. Главные полезные минералы – титаномагнетит, магнетит, ильменит и апатит. Прогнозные ресурсы месторождения около 1200 млн т руды.

Гаюмское месторождение представлено крутопадающими (65–90°) жило-, дайко- и столбообразными телами сплошных, пятнистых и вкрапленных апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд. Серии сближенных рудных тел мощностью 15–123 м и протяженностью 100–980 м образуют три зоны: Западную, Центральную и Восточную. Главные железосодержащие минералы – магнетит, титаномагнетит и ильменит. Прогнозные ресурсы месторождения 870 млн т руды.

Маймаканское месторождение включает пять крупных пластообразных залежей вкрапленных апатит-титаномагнетит-ильменитовых руд и серию мелких линзо- и жилообразных тел сплошных руд. Главные железосодержащие минералы – магнетит и титаномагнетит (5–30 %), а также ильменит. Прогнозные ресурсы месторождения 940 млн т.

Тектоническая позиция металлогенического пояса определяется двумя главными факторами: 1) формированием рудоносных анортозитов и ассоциирующих месторождений железа, титана и фосфора в раннедокембрийское время на значительных глубинах при температуре 1250–1300 °С и давлении более 5 кбар, 2) эксгумацией блоков глубинных метаморфических пород и ассоциирующих с ними магматических образований из области высоких температур и давлений в верхние горизонты земной коры в раннемезозойское время в процессе поддвига палеозойских образований Монголо-Охотского орогенного пояса под Северо-Азиатский кратон. Эксгумация может быть объяснена обратным течением в субдукционном клине (Добрецов, Кирдяшкин, 1991) или гравитационным упорядочением пород (Perchuk et al., 1992).

ИНГИЛИЙСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Ингилийский рудный район стратиформных месторождений циркония расположен на юго-восточной окраине Сибирской платформы, вблизи ее границы с Верхоянской пассивной окраиной. Осадочный платформенный чехол в этом районе сложен рифеем, вендом и кембрием, представленными доломитами с прослоями песчаников. Среди осадочных образований установлены редкие выходы кристаллического фундамента, которые представлены архейскими кристаллосланцами и гнейсами.

Рудный район включает одно крупное месторождение и несколько рудопроявлений циркония. Гельциркон-бадделеитовое **месторождение Алгаминское** и ряд аналогичных рудопроявлений локализованы в кристаллическом фундаменте и платформенном чехле в обрамлении Ингилийской структуры центрального типа, ядро которой диаметром около 2 км представлено штоком шорломит-эгириновых ийолит-пегматитов и широким метасоматическим ореолом фенитов.

Ингилийский щелочно-ультраосновной массив занимает центральную часть одноименного купола, имеет в плане овальную форму и диаметр около 6 км. Фундамент структуры сложен дислоцированными метаморфическими породами архея, перекрытыми горизонтально залегающими рифейскими и вендскими терригенными и карбонатными отложениями платформенного чехла. Рифейские отложения, залегающие горизонтально, изогнуты и падают под крутыми углами в его экзоконтакте. Массив сформирован в последовательности, представленной ниже.

1. Габбро-пироксенитовый комплекс, включающий диопсидиты, габбро и анортозиты. Породы комплекса подверглись щелочному метасоматозу – фенитизации, фельдшпатизации, биотитизации, гастингситизации и пелитизации.

2. Интрузия ийолит-пегматитов с переходными разностями к уртитам и мельтейгитам, в составе которых кроме нефелина, шорломита, эгирина установлены апатит, сфен, везувиан, эвдиалит, пирохлор, колумбит, бадделеит, монацит и луешит, сопровождающаяся высокотемпературным метасоматозом с образованием камафоритов.

3. Комплекс нефелиновых и канкринитовых эгириновых сиенитов.

4. Дайковый комплекс тингуаитов, ийолит-порфиров и оливинсодержащих лампрофиров.

5. Комплекс карбонатитов, включающий пять фаций: калишпат-кальцитовую, альбит-кальцитовую, амфибол-доломит-кальцитовую, хлорит-серицит-кальцитовую, цеолитовую. В карбонатитах циркона до 10–15 %.

В массиве развита разнообразная минерализация: редкоземельная, ниобиевая, циркониевая, золотая, платиновая и фосфорная. В рудном районе установлены также трубки взрыва (диатремы) и дайки ингилитов, интенсивно карбонатизированных и содержащих иногда более 1 мас.% диоксида циркония, и дайки конга-диабазов, в том числе Великая дайка

Алдана. Район характеризуется длительным магматизмом (не менее 0,5 млрд лет).

Формирование рудного района связано с рифтогенезом пассивной континентальной окраины.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И РУДНЫЕ РАЙОНЫ (542–416 млн лет)

Главные раннепалеозойские металлогенические пояса Востока России следующие (рис. 8.3): 1) Омулевский металлогенический пояс стратиформных месторождений вольфрама и Cu-Pb-Zn месторождений, 2) Абкитский пояс золото-кварцевых жил, 3) Шимановско-Гарьский металлогенический пояс скарновых железорудных месторождений, 4) Удско-Шантарский металлогенический пояс вулканогенно-осадочных месторождений железа и марганца, 5) Чагоянский металлогенический пояс свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах, 6) Южно-Хинганский металлогенический пояс метаморфогенных железорудных месторождений, 7) Кабаргинский рудный район месторождений железистых кварцитов, 8) Вознесенский рудный район колчеданных свинцово-цинковых месторождений.

ОМУЛЕВСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Омулевский металлогенический пояс стратифомных месторождений вольфрама и Cu-Pb-Zn месторождений (Шпикерман, 1998) протягивается между реками Мома и Омулевка и размещается в северо-восточной части Омулевского террейна пассивной континентальной окраины, входящего в состав Яно-Колымского орогенного пояса. Металлогенический пояс имеет протяженность более 300 км и ширину до 100 км. Наиболее значительные месторождения – Омулевское вольфрамовое и Весновка – медно-свинцово-цинковое (Nokleberg et al., 1997, 1998).

Омулевское вольфрамовое месторождение размещается в нижней части среднеордовикской (лланвирн) кривунской свиты мощностью 600–700 м, сложенной флишем, состоящим из переслаивания глинисто-углистых известняков, известковистых алевролитов и филлитов. Рудовмещающий горизонт мощностью от 10 до 15 м сложен черными известковистыми алевролитами, состоящими в основном из зерен известняка (65–70 %) и кварца (20–30 %), а также до 5 % графита. Благодаря метаморфизму порода гранобластовая и лепидогранобластовая. В интерстициях глинистый материал преобразован в тонкозернистый агрегат эпидота. Рудные тела представлены прожилковыми зонами в среднеордовикских черных, углистых и известковистых алевролитах. Главным рудным минералом является шеелит, местами присутствуют пирит, антимонит, реальгар, аурипигмент, галенит и халькопирит (Шпикерман, 1988). Модельный возраст свинца из галенита сульфидных руд Омулевского месторождения вольфрама составляет 410–432 млн лет (Шпикерман, 1998). Рудные минералы сосредоточены в согласном напластованию тонком слое, который сложно смят вместе с вмещающими осадочными породами. Рудные минералы и осадочные породы несут признаки зеленосланцевого метаморфизма. Месторождение находится в ядре крупной антиклинали северо-западного простирания и занимает площадь около 100 км^2; запасы небольшие при содержании WO_3 до 1 %.

Медно-свинцово-цинковое месторождение Весновка (Шпикерман, 1998) приурочено к среднеордовикской минуткинской свите мощностью около 325 м, состоящей из ритмичного переслаивания черных глинистых известняков и глинистых сланцев с алевролитами и известковистыми песчаниками. Сульфидные залежи находятся в песчаниках и известковистых алевролитах. Рудные тела представлены прожилками и рассеянной сульфидной вкрапленностью в среднеордовикских известняках, глинистых сланцах и алевролитах; простираются с запада на восток и представляют метасоматические залежи замещения, согласные напластованию. Главные рудные минералы – сфалерит, галенит, халькопирит и рейнерит (?). Известковистые алевролиты, которые вмещают рудные тела, окремнены и рассекаются кальцитовыми жилами. Локальные слои туфов в этих отложениях предполагают существование вулканической островной дуги вдоль окраины ранне- и среднеордовикского окраинно-континентального бассейна (Булгакова, 1986).

Омулевский металлогенический пояс состоит в основном из месторождений, которые размещаются в Омулевском террейне пассивной континентальной окраины (Шпикерман, 1998). Рудные объекты и вмещающие породы испытали региональный метаморфизм в позднем силуре. Омулевский металлогенический пояс сформировался в процессе регионального метаморфизма во время аккреции Рассошинского террейна океанической коры к окраине Северо-Азиатского кратона в позднем силуре (Шпикерман, 1998). Омулевский террейн континентальной окраины интерпретируется как отколовшийся в результате D_3-C_1 рифтинга фрагмент окраины Северо-Азиатского кратона (Nokleberg et al., 1994, 1997).

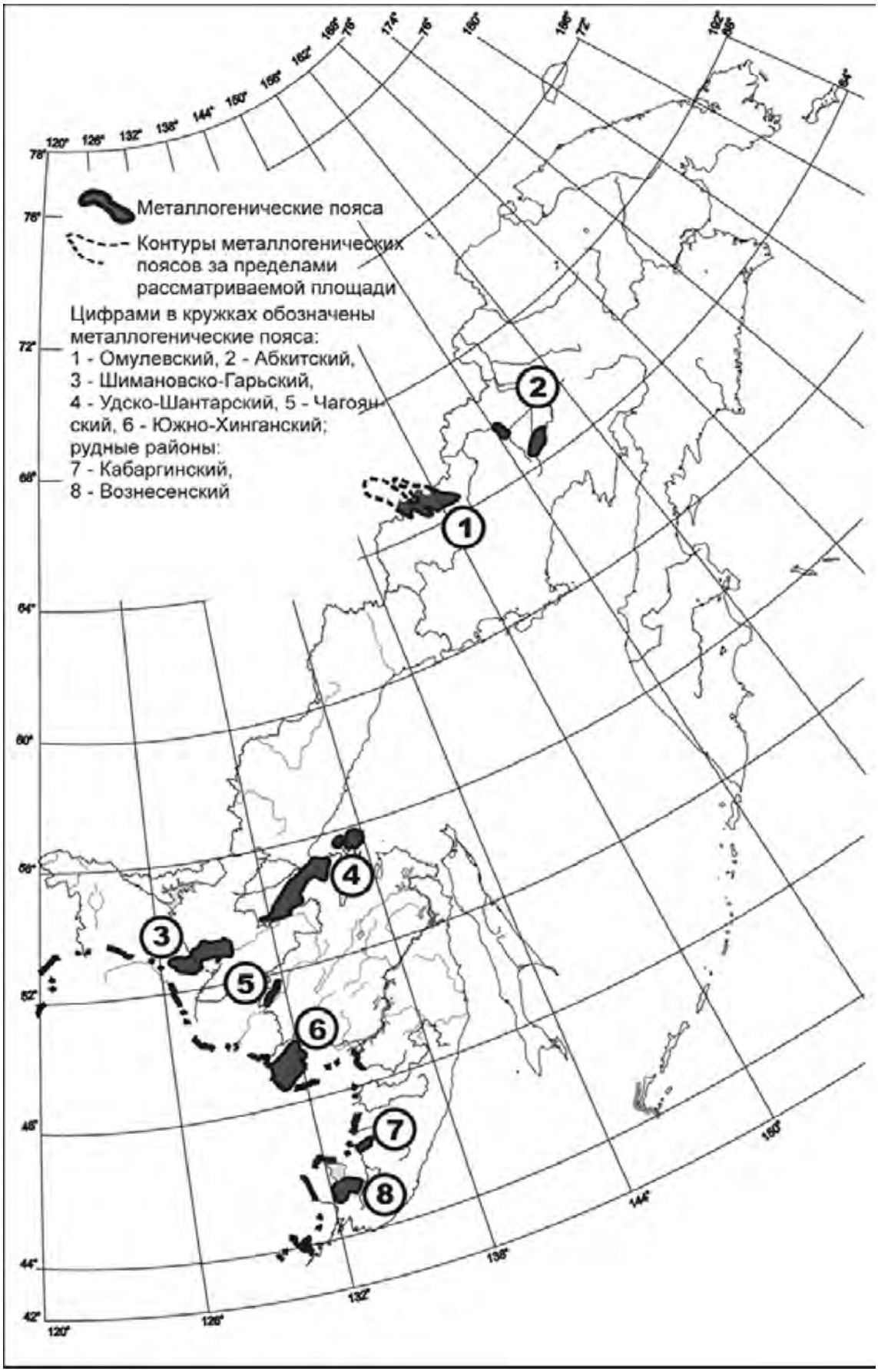


Рис. 8.3. Раннепалеозойские (542–416 млн лет) металлогенические пояса и рудные районы

АБКИТСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС[1]

Этот пояс непромышленных золото-кварцевых жил, ассоциирующих с раннепалеозойскими гранитоидами, и месторождений алюминия в нефелиновых сиенитах омолонского кратонного террейна состоит из двух ареалов, расположенных по юго-западному краю Омолонского кратонного террейна. Месторождения локализованы в архейских породах: кристаллических сланцах и гнейсах, испытавших мощную гранитизацию на рубеже 2,0 млрд лет. Длина пояса 250 км, и он ассоциирует с раннепалеозойскими гранитоидами. Раннепалеозойские плутоны Омолонского массива (Абкитский, Бродненский и Коаргычанский) сложены пестрой гаммой пород от диоритов и кварцевых диоритов до гранитов и лейкократовых биотит-амфиболовых субщелочных гранитов и даже граносиенитов. Породы с повышенной натровостью (3,92–5,00 % Na_2O), преобладанием окиси натрия над окисью калия почти во всех разностях пород, исключая лейкократовые граниты, и повышенной общей щелочностью. Гальки гранитов установлены в риолитах среднедевонской–раннекарбоновой кедонской серии. Это островодужные граниты с очень высоким содержанием стронция и аномально низким – рубидия, хотя признаков силурийских или ордовикских островных дуг или активных континентальных окраин не установлено, а повышенная щелочность пород не совсем соответствует такой интерпретации. Rb-Sr датирование показывает узкий интервал внедрения гранитоидов: Коаргычанский массив – 425±160 млн лет, Sr_o = 0,7099±0,0003 (Горячев, Егоров, 2001), Абкитский массив – 420±14 млн лет, Sr_o = 0,7047±0,0001 (А.И. Виноградов и др., 1994 г.). При этом устанавливается заметная нарушенность изотопных систем гранитоидов в позднем палеозое и мезозое, что отражается на большом разбросе датировок.

Анмандыканский рудный узел приурочен к экзо- и эндоконтактовой зоне одноименного массива. В узле отмечаются также и жильные проявления медно-молибденовой минерализации, обладающие повышенной золотоносностью. Рудные поля приурочены к зонам северо-восточных разломов, а рудные тела часто находятся в оперяющих их субширотных и субмеридиональных трещинах. Они локализуются как среди сиенитов Анмандыканского и Молькатского массивов (Пробное, Гриша, Ветка, Находка и Ночевка), так и в архейских гнейсах, гранито-гнейсах и амфиболитах (Нодди, Якут и Ветка). В гранитоидах Коаргычанского массива абкитского комплекса отмечены также редкие небольшие кварцевые жилы с молибденитом и золотоносностью до 1–2 г/т. Наиболее изученное нами Ноддинское рудное поле располагается в бассейне одноименного ручья и является примером рудных полей, удаленных от Анмандыканского плутона. Оно представляет собой ареал золото-кварцевых жил (около 77 км^2) среди архейских метаморфических пород амфиболитовой фации (гнейсов, гранито-гнейсов, амфиболитов и кварцитов), прорванных метагабброидами стрелкинского комплекса и раннепалеозойскими гранитоидами и щелочными породами Коаргычанского и Анмандыканского массивов (Егоров, Горячев, 1997). Установлено несколько типов жил: флюорит-сульфидно-кварцевые и карбонат-сульфидно-кварцевые с золотой и серебряной минерализацией, полевошпатово-кварцевые и сульфидно-кварцевые с медно-молибденовой минерализацией. Среди первых преобладают пологозалегающие жилы, в то время как молибденсодержащим жилам свойственно крутое падение. Большинство жил тяготеет к участкам калишпатизации архейских пород, протяженность их до 150 м, при мощности до 5 м (средняя около 0,8 м). Помимо жил отмечаются прожилково-жильные субширотные и субмеридиональные зоны протяженностью до 200 м при мощности до 20–25 м. Содержание золота в рудах от следов до 80 г/т, серебра – до 306 г/т. Помимо этого установлена примесь меди (до 0,8 %), свинца (до 1 %), молибдена (до 0,03 %) и теллура (до 0,05 %) (Егоров, Горячев, 1997). В составе жил кроме кварца (до 95 %), флюорита и карбоната отмечаются галенит (до 10 %), халькопирит (до 1–3 %), пирит и редкие сфалерит и молибденит. Золото образует очень мелкие включения в кварце и галените и ассоциирует с сильванитом и гесситом. Жильный кварц заметно катаклазирован. Рудное поле выделяется интенсивными ореолами и потоками рассеяния золота, нередко в ассоциации с молибденом, медью и свинцом.

Рудопроявление Гриша локализовано в северном эндоконтакте Анмандыканского интрузива среди сиенитов и лейкократовых сиенитов первой и второй фаз анмандыканского комплекса. В северной части рудного поля сиениты перекрыты вулканитами кедонской серии, в которых золото-кварцевой минерализации нет. Оруденение контролируется субширотными и северо-восточными разломами, оперяющими более крупный Молькатский разлом. Выделяется два типа рудных тел: прожилково-жильные зоны и единичные жилы. Прожилково-жильные зоны имеют мощность 10–30 м и протяженность до 1500 м. Они состоят из нескольких субпараллельных стержневых жил мощностью до 2 м и расположенных в промежутках между ними прожилков сантиметровой толщины. Насыщенность зон жильными образованиями составляет 10–15 %. Единичные жилы имеют мощность 0,3–2 м, редко до 10–15 м, и протяженность до 300 м. Все рудные тела расположены во

[1]Написано в соавторстве с В. Н. Егоровым.

флюорит-микроклин-кварцевых метасоматитах. По данным А.В. Чайцына (1989 г.), метасоматоз усиливается по мере приближения к ним. Состав жил и прожилково-жильных зон (в %): кварц – 70–80, флюорит – 3–10, карбонат – 1–5, калишпат – 1–5, хлорит и мусковит – менее 1, рудные минералы – 3–10 (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, золото пробностью 670–780, акантит, сильванит и гессит). Обычно сульфиды приурочены к зальбандам жил. Золота в жилах 0,1–10 г/т (одна проба – 99 г/т), серебра – до 493 г/т, меди – до 0,3 %, молибдена – 0,1 %, свинца и цинка – до >1 % и висмута – до 0,03 %. Золото-серебряное отношение меняется от 1:8 до 1:10. Рудное поле фиксируется по потокам золота (до 3 г/т), шлиховому ореолу и линейным вторичным ореолам с 0,03 г/т золота.

Рудопроявление Пробное расположено на правобережье приустьевой части р. Русская-Омолонская. Площадь рудного поля около 4 км^2. Рудные тела локализованы в сиенитах эндоконтактовой зоны Анмандыканского массива. Они линейные и представлены зонами прожилкования протяженностью от 100 до 1000 м и мощностью до 9 м или сериями жил мощностью до 1,7 м. Простирание рудных тел от субмеридионального до субширотного при углах падения 25–70° (в среднем 40–50°). Рудные зоны локализованы в широких (до 400 м) субширотных ареалах сульфидно-микроклин-флюорит-кварцевых метасоматитов протяженностью до 1250 м. В жилах преобладают (в %) кварц (70–95) и флюорит (10–15), также отмечаются карбонат (1–5), калишпат (1–5) и сульфиды (2–10). Рудные минералы образуют вкрапленность, мелкие прожилки и гнезда размером до 10 см, тяготеющие к зальбандам жил и прожилков. Они представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, молибденитом и более редкими гесситом, а также мелким (менее 0,07 мм) самородным разнопробным золотом. В.А. Степановым (1989 г.) установлены вольфрамит, касситерит, акантит и айкинит. Отношение золота к серебру в среднем 1:10. По данным штуфного опробования содержание золота достигает 45 г/т, серебра – 123,8 г/т, свинца – 0,7 %, цинка и меди – 0,1 %, а олова и молибдена – 0,02 %. Рудное поле сопровождается аномалиями золота и иногда свинца.

Этап проявления раннепалеозойского гранитоидного магматизма совпадает с перерывом в силурийском осадконакоплении в Приколымском, Омолонском и Омулевском террейнах и проявлением регионального метаморфизма с датой 428±19 млн лет при Sr_o=0,7179±0,0061 (Шпикерман и др., 2001). Эти события отражают глобальные тектонические процессы, приведшие к закрытию палеоокеана Япетус и кратковременному столкновению Северной Америки и Северной Азии (Тектоника,…, 2001; Горячев, Егоров, 2003).

Таким образом, геологические особенности раннепалеозойского гранитоидного магматизма и его металлогения позволяют предполагать его коллизионную природу и рассматривать его как след столкновения Северо-Американского континента с Северо-Азиатским на рубеже силура и девона.

ШИМАНОВСКО-ГАРЬСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Шимановско-Гарьский металлогенический пояс скарновых железорудных месторождений находится в северо-восточной части палеозойского Аргунского орогенного пояса, на границе Гарьского террейна аккреционной призмы и Мамынского террейна, фрагмента палеозойской окраинно-континентальной магматической дуги (Nokleberg et al., 2003).

Гарьский террейн состоит преимущественно из метаморфических пород (зеленых сланцев, метатуфов, метапесчаников, кварцитов, филлитов и известняков), содержащих линзы ультрамафитов и габбро, которые образуют интенсивно рассланцованный меланж. Породы предположительно протерозойские, хотя единственное обоснование возраста – это окатанные обломки ультрамафитов и других пород Гарьского террейна в перекрывающих его триасовых и юрских отложениях.

Мамынский террейн сложен главным образом двумя комплексами метаморфических пород: 1) архейским (?), состоящим из гранат-кордиерит-силлиманитовых гнейсов и сланцев, гранито-гнейсов, габбро и амфиболитов, метаморфизованных в гранулитовой фации, и 2) предположительно более молодым (протерозойским – ?) комплексом зеленых сланцев, метапесчаников, мраморов, кварцитов, фельзитов, песчаников и алевролитов. Эти породы редко обнажены среди обширных выходов палеозойских гранитоидов кивилийского интрузивного комплекса, минимальный K-Ar возраст которых 495 млн лет (Nokleberg et al., 2003). Наиболее крупное месторождение пояса – Гарьское.

Гарьское железорудное скарновое месторождение приурочено к ксенолиту пород раннекембрийского возраста площадью 10–12 км^2, представленному кварц-биотитовыми сланцами, слюдистыми кварцитами, кварц-хлоритовыми и кварц-серицитовыми сланцами и метаморфизованными эффузивами (от диабаза до риолита), интрудированными раннепалеозойскими габброидами и гранитоидами. В рудном поле площадью 4×0,9 км породы превращены в гранатовые и пироксеновые скарны. Все рудные тела месторождения представляют собой выдержанные, крутопадающие (70–90°) пластообразные и линзовидные залежи, образующие с вмещающими породами единое целое. Запасы железных руд составляют 388,8 млн т.

УДСКО-ШАНТАРСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Удско-Шантарский металлогенический пояс вулканогенно-осадочных месторождений железа и марганца расположен в Галамском террейне аккреционной призмы. Наиболее значимы месторождения Мильканское, Ир-Нимийское и др.

Галамский террейн сложен главным образом палеозойскими отложениями. На севере он ограничен Улигданским, а на юге – Тугурским разломом. Этот террейн обладает типичным для аккреционного клина строением (Парфенов и др., 1999). В нем выделяются три ранне-среднепалеозойские (S, D и C_1) породные ассоциации, неоднократно повторяющиеся в разрезе. Эти ассоциации представлены следующими формациями: кремнисто-терригенно-вулканогенной, терригенной турбидитовой и терригенно-карбонатно-кремнистой олистостромовой с включениями диабазов. Каждая из ассоциаций отделена от смежной разломами, подчеркнутыми интенсивным разлинзованием, будинажем и сланцеватостью со структурами течения (Натальин, Попеко, 1991). Раннесреднепалеозойские отложения содержат остатки бореальной фауны, присущие Сибирской палеобиогеографической провинции. В отдельных тектонических клиньях известны пермские песчаники и конгломераты (Парфенов и др., 1999; Роганов, 1977), содержащие ископаемую флору Ангарской палеобиогеографической провинции. Террейн обладает сложным чешуйчато-надвиговым строением и представляет собой зону «хаотического олистостромового меланжа» (Мартынюк и др., 1983) с северной вергенцией складок, обусловленной субмеридиональными деформирующими напряжениями (Натальин, Попеко, 1991).

По составу породных ассоциаций, ископаемой фауне и структуре Галамский террейн принципиально отличается от остальной части Монголо-Охотского орогенного пояса, что дает основание рассматривать его в качестве инородного образования, сформированного в более высоких широтах и аккретированного к Монголо-Охотскому поясу предположительно в позднем триасе–ранней юре в процессе закрытия Монголо-Охотского палеоокеана (Парфенов и др., 2003).

Мильканское месторождение наиболее крупное, запасы которого до глубины 500 м оценены предварительно в 620 млн т, а с учетом больших глубин и флангов они могут составить 2,7 млрд т.

Железорудные тела месторождения тяготеют к пачкам пестроцветных яшм, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев и диабазам. Они пластообразные и линзообразные, простираются в северо-восточном направлении, падая под углом 70°. Сложно построенный рудный горизонт представлен четырьмя рудными телами средней мощностью 140, 130, 60 и 60 м и протяженностью 600–900 м, причем наиболее крупные прослежены магнитометрией более чем на 6 км. Руды существенно магнетитовые и магнетит-гематитовые, выделяются сланцеватые, полосчатые, массивные и вкрапленные разности. Преобладают полосчатые руды, текстура которых обусловлена чередованием тонких (2–4 мм) рудных и безрудных прослоев. Кроме магнетита и гематита в рудах отмечаются гетит и другие гидроокислы железа и марганца, а нерудная часть представлена стильпномеланом, хлоритом, глинистым и слюдисто-кремнистым веществом, кварцем и редко амфиболом.

Ир-Нимийское месторождение состоит из нескольких участков, отстоящих друг от друга на расстоянии до 10 км. Марганцевые руды локализуются в основном в различно окрашенных – яшмах и кремнистых сланцах. Рудные залежи линзовидные, реже пластообразные. Длина их не более первых сотен метров, а мощность меняется на коротких расстояниях, достигая в отдельных пересечениях 15–20 м, обычно же 2–5 м. Руды массивные и линзовидно-слоистые (преобладающие). Они имеют окисный (браунитовый и гаусманитовый), окисно-карбонатно-силикатный (гаусманит-родохрозит-родонитовый) и карбонатно-силикатный (родохрозит-родонитовый) состав. Среднее содержание марганца в рудах 22,44 %.

ЧАГОЯНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Пояс локализован в Буреинском метаморфическом супертеррейне, ему свойственна свинцово-цинковая минерализация в карбонатных толщах с наложенным золотым оруденением. Буреинский супертеррейн сложен главным образом раннепалеозойскими метаморфическими образованиями, представленными двумя вещественными комплексами. Нижний комплекс состоит из гнейсов, сланцев, мраморов, кварцитов и амфиболитов, метаморфизованных в амфиболитовой фации, а верхний сложен мраморами, кварцитами и метапесчаниками, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Кроме того, в террейне известны ограниченно распространенные слабометаморфизованные кислые или средние вулканиты, позднепротерозойские известняки, а также кембрийские терригенные и карбонатные отложения. Перекрывающие комплексы представлены средне- и позднедевонскими морскими осадками. Широко распространены интрудирующие террейн раннепалеозойские и мезозойские гранитоиды. Крупный мезозойский Буреинский осадочный бассейн перекрывает восточную часть супертеррейна. Мезозойские вулкано-плутонические пояса перекрывают и интру-

дируют северную (Умлекано-Огоджинский пояс) и восточную (Хингано-Охотский пояс) части супертеррейна.

Чагоянское свинцово-цинковое месторождение представлено прожилково-вкрапленными галенит-сфалеритовыми рудами. Наиболее крупное их тело прослежено на 270 м при мощности около 1 м. Оно приурочено к кварц-полевошпатовым песчаникам, подстилающим кембрийские (?) известняки и доломиты. Галенит и сфалерит встречаются в виде цемента между зернами карбонатных песчаников и многочисленных прожилков. В подчиненном количестве отмечаются пирит, пирротин и халькопирит. Развиты пострудные дайки и штоки раннемеловых диоритов и гранодиоритов. Руды и вмещающие породы гидротермально изменены до кварц-серицитовых, иногда с турмалином, метасоматитов.

Предполагается, что первичная минерализация накапливалась в обстановке пассивной континентальной окраины.

ЮЖНО-ХИНГАНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Южно-Хинганский металлогенический пояс расположен в Малохинганском террейне аккреционной призмы, составной части Бурея-Ханкайского орогенного пояса. Среди стратифицированных образований террейна главная роль принадлежит метаморфическим породам нижнего протерозоя и осадочным – позднепротерозойско-раннепалеозойским, а также мезозойской андезитовой галечниково-песчано-глинистой молассе. Верхнепротерозойско-нижнепалеозойские отложения представлены графитистыми кварцитами, филлитами, мраморизованными известняками, песчаниками, алевролитами, филлитами, сланцами, магнезитами, доломитами, седиментационными брекчиями, железистыми кварцитами и битуминозными известняками. Все породы собраны в крупные линейные меридиональные складки, осложненные более мелкой складчатостью, продольными и поперечными разрывными нарушениями. Всего в поясе 35 железорудных и железо-марганцевых месторождений разного масштаба, а также 15 мелких рудопроявлений.

Крупные железорудные месторождения приурочены к узкой (3–10 км) полосе, согласной с простиранием складчатых структур. Мелкие железо-марганцеворудные месторождения располагаются на восточной периферии пояса в виде прерывистой цепочки, простирающейся с северо-востока на юго-запад. В этом же направлении увеличиваются и масштабы марганцеворудных накоплений.

Сутарское месторождение представлено рудным горизонтом железистых кварцитов мощностью 20–70 м, среди которых выделяются существенно магнетитовые и гематит-магнетитовые разности с прослоями хлорит-доломитовых брекчий. В основании рудного горизонта залегают марганценосные карбонатно-силикатные сланцы и роговики мощностью 0–25 м. Надрудный горизонт мощностью 50–200 м сложен кремнисто-серицитовыми, кремнисто-амфиболовыми, кремнисто-глинистыми сланцами, известняками, доломитами и окварцованными пирокластическими брекчиями.

Железные руды месторождения представлены следующими минеральными типами: магнетитовыми, гематит-магнетитовыми, магнетит-гематитовыми, силикатно-магнетитовыми и карбонатно-магнетитовыми кварцитами. Существенно магнетитовые кварциты – основной промышленно-технологический тип месторождения, слагают 76,6 % его запасов. Руды содержат, %: $Fe_{общ}$ – 32,85, $Fe_{магн}$ – 25,14, $Fe_{тем}$ – 2–3 и $Fe_{сил} \approx 5$. Предварительно разведанные запасы железных руд месторождения 300 млн т.

Костеньгинское месторождение представлено одним пластообразным рудным телом, прослеженным по простиранию на 6 км, по падению – на 400–500 м, состоящим из двух тектонических блоков с падением на запад под углом 60–70°. Мощность тела плавно увеличивается в средней части до 40–50 м и резко снижается на северном фланге до 11 м, в среднем составляя 36 м. Оно сложено полосчатыми тонкозернистыми магнетитовыми, магнетит-гематитовыми, гематит-магнетитовыми, карбонатно-силикатными и карбонатно-магнетитовыми кварцитами. Выделяется два главных промышленно-технологических типа руд: существенно магнетитовые преобладающие и магнетит-гематитовые. Существенно магнетитовые руды составляют 70 % запасов. Среднее содержание в них, %: $Fe_{общ}$ – 30,73, $Fe_{магн}$ – 21,41, S – 0,15. Магнетит-гематитовые руды слагают 25,7 % запасов и содержат в среднем, %: $Fe_{общ}$ – 32,29, $Fe_{магн}$ – 9,68 и S – 0,07.

КАБАРГИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Кабаргинский рудный район расположен в одноименном террейне Ханкайского супертеррейна Бурея-Ханкайского орогенного пояса. В этом районе известны лишь многочисленные рудопроявления железистых кварцитов, которые представлены горизонтами магнетитсодержащих и гематит-магнетитсодержащих кремнистых пород в раннекембрийских терригенно-карбонатных отложениях, перекрывающих раннекембрийские доломиты. Более древние породы Кабаргинского террейна представлены интенсивно деформированными мраморами, сланцами, гнейсами и кварцитами, метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фации. Их Rb-Sr возраст по породе более 1500 млн лет (Nokleberg et al., 2003). Более молодые породы представлены силу-

рийскими песчаниками, известняками, коллизионными гранитоидами, пермскими базальтами, андезитами и риолитами, а также раннетриасовыми песчаниками. Предполагается, что Кабаргинский террейн – это фрагмент палеозойской окраинно-континентальной дуги, аккретированной к восточной границе Азии в раннем мелу.

Железорудная минерализация связана с кембрийскими кремнистыми известняками, графитистыми пелитовыми сланцами, доломитами и представлена железо-марганцевыми и фосфатными горизонтами.

ВОЗНЕСЕНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Вознесенский рудный район свинцово-цинковых месторождений локализован в одноименном террейне Ханкайского супертеррейна, который сложен двумя комплексами пород. Первый комплекс представлен кембрийскими песчаниками, сланцами, риолитами, кислыми туфами, известняками и доломитами, а второй – ордовикско-раннесилурийскими конгломератами и песчаниками. Породы интрудируются биотитовыми и литий-фтористыми протолитионитовыми гранитами, Rb-Sr и Sm-Nd возраст которых около 450 млн лет (Nokleberg et al., 2003).

Перекрывающие комплексы включают: 1) девонские риолиты, кислые туфы и редкие базальты, переслаивающиеся с мелководно-морскими терригенными отложениями и линзами известняков, 2) каменноугольные кислые вулканиты и алевролиты с линзами известняков, 3) позднепермские базальты, андезиты, риолиты, песчаники и алевролиты. Вознесенский террейн был амальгамирован с остальной частью Ханкайского супертеррейна в раннем палеозое (Nokleberg et al., 2003).

Колчеданные месторождения корейского типа представлены сульфидными свинцово-цинковыми рудами в карбонатных породах, главным образом в известняках и доломитах, реже – в мергелях (Андросов, Раткин, 1990; Андросов, 1992; Раткин, 1995). Примером является Вознесенское колчеданное месторождение.

Вознесенское месторождение совмещено с ордовикскими флюоритовыми грейзенами (см. гл. 7). Таким образом, оно рассматривается как сложный полигенный и полихронный рудный объект. Вмещающие породы представлены черными органогенными битуминозными известняками с прослоями шунгит-серицитовых сланцев, доломитами, мергелями, серицит-карбонатными сланцами, известняками и кремнями. Рудные тела отчетливо стратиформные и представляют собой серию согласных со слоистостью линз и пластов мощностью от 2 до 10–15 м. Залежи многоярусны, и у них контакты с вмещающими осадочными породами. Пластообразные тела сложены рудами наиболее простого состава, полосчатыми, реже массивными. Преобладают сульфидные пирит-сфалеритовые и пирит-пирротин-сфалеритовые руды. Менее развиты сфалерит-магнетитовые и магнетит-карбонат-флюоритовые, образующие маломощные пласты и линзы и характеризующиеся тонкополосчатой текстурой, осложненной микроскладчатостью. Прослои кислых вулканитов среди линзовидных сульфидных тел указывают на возможное участие в рудогенезе горячих гидротерм, выходивших на дне моря, что подтверждает гидротермально-осадочную модель концентрации сульфидных руд на фоне седиментации карбонатов в рифтах пассивной континентальной окраины.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И РУДНЫЕ РАЙОНЫ (416–318 млн лет)

Главные среднепалеозойские металлогенические пояса Востока России следующие (рис. 8.4): 1) Ярославский – оловянно-вольфрамовых и флюоритовых грейзенов, 2) Урультунский и Сударский, 3) Кедонский – Au-Ag эпитермальных жильных, молибден-порфировых, железорудно-скарновых и сопутствующих месторождений, 4) Сетте-Дабанский – свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах и Cu-содержащих осадочных пород и медистых базальтов, 5) Березовский – колчеданных месторождений типа Куроко, 6) Биджанский – оловянно-вольфрамовых и флюоритовых грейзеновых месторождений – свинцово-цинковых и ртутно-сурьмяных месторождений в карбонатных толщах, медистых базальтов и вулканогенно-осадочных месторождений марганца.

ЯРОСЛАВСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Ярославский металлогенический пояс оловянно-вольфрамовых и флюоритовых грейзенов локализован в Вознесенском террейне Ханкайского супертеррейна и совпадает с областью широкого развития гранитоидных интрузивов, прорывающих кембрийские терригенно-карбонатные толщи. Наиболее значимое оловянное месторождение – Ярославское, а флюоритовое – Вознесенское-II.

Ярославское грейзеновое месторождение олова сформировалось в результате грейзенизации скарнов, известняков, сланцев и в меньшей степени гранитов и гранит-порфиров с Rb-Sr возрастом 408 млн лет и начальным отношением изотопов Sr = = 0,7136. С грейзенами ассоциируют оловоносные кварцевые и кварц-турмалиновые жилы. По мине-

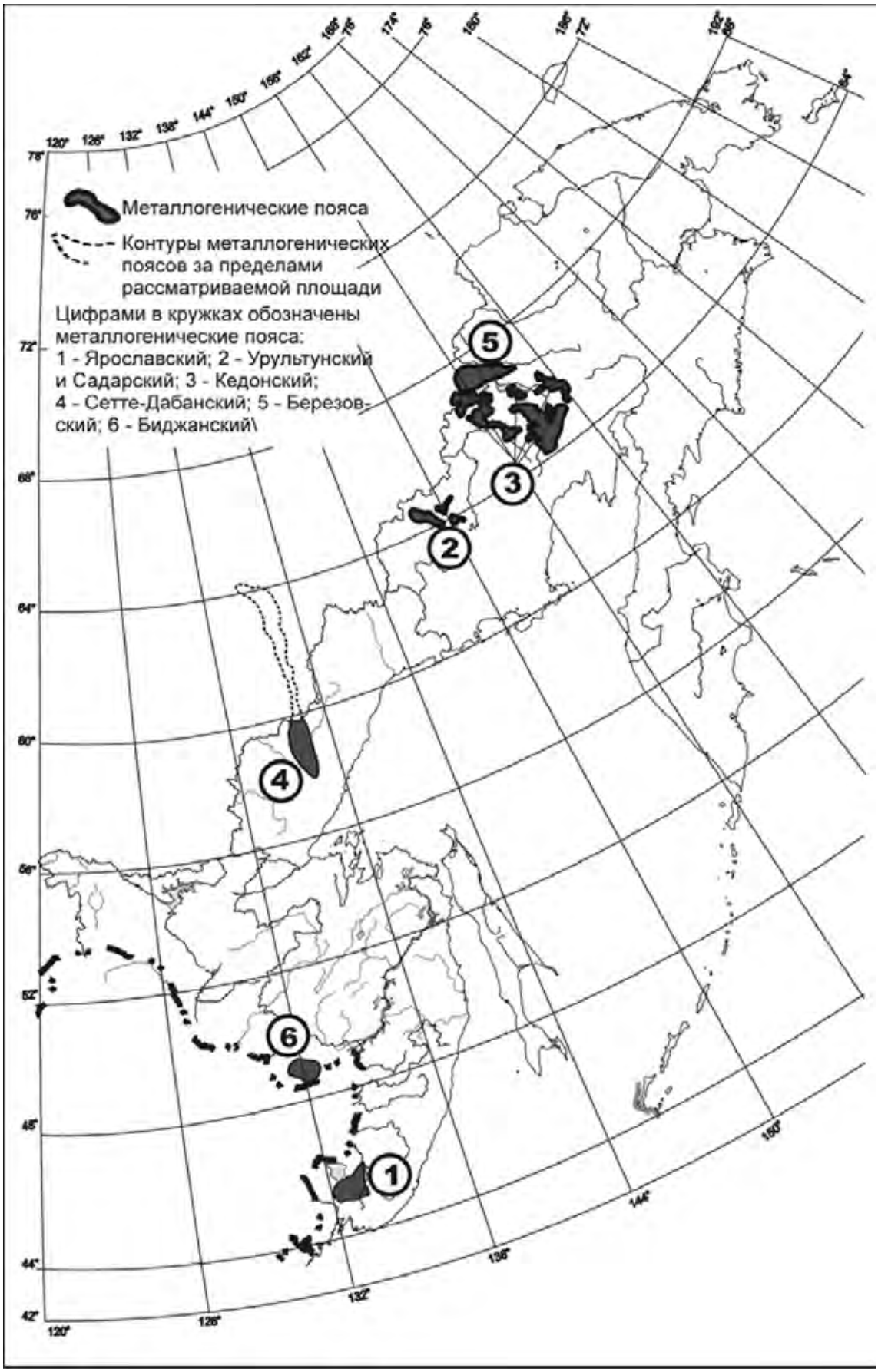


Рис. 8.4. Среднепалеозойские (416–318 млн лет) металлогенические пояса

ральным ассоциациям выделяется три типа оловянных руд: 1) турмалин-кварцевые, 2) турмалин-флюоритовые и 3) сульфидно-турмалин-кварцевые с подчиненным количеством касситерит-полиметаллических и хлорит-сульфидных руд. Сульфиды представлены преимущественно пиритом, арсенопиритом, галенитом и сфалеритом.

Вознесенское редкометалльно-флюоритовое месторождение локализовано в нижнекембрийских битуминозных известняках и ограничивается с востока согласным контактом известняков со сланцами. Западная граница проходит по надвигу СЗ простирания с падением на ЮЗ под углами 35–65°. Слюдисто-флюоритовое оруденение залегает непосредственно под этим нарушением. Лейкократовые порфировидные редкометалльные граниты, прорывающие осадочные породы, слагают интрузив вытянутой формы, выходящий на поверхность на северном фланге месторождения в виде узкого дайкообразного тела. Рудная зона месторождения вытянута согласно с вмещающими известняками в субмеридиональном направлении на протяжении 1,5 км при ширине до 500 м.

Среди флюоритовых руд выделяются массивные, очковые, брекчиевые, тонкополосчатые и сетчатые. В рудах выделяются три основные минеральные ассоциации: альбит-флюоритовая с прожилковидными и гнездовыми обособлениями флюорита, мусковит-альбит-флюоритовая, широко распространенная в апобрекчиевых и апокарбонатных рудах и мусковит-флюоритовая, развитая там же. Во многих случаях место мусковита занимают эфесит и лепидолит. Помимо упомянутых минералов в рудах присутствуют турмалин, топаз, селлаит, кальцит, фенакит, реже хризоберилл и эвклаз (на флангах рудных тел).

УРУЛЬТУНСКИЙ И СУДАРСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Урультунский и Сударский металлогенические пояса свинцово-цинковых и ртутно-сурьмяных месторождений в карбонатных толщах, медистых базальтов и вулканогенно-осадочных месторождений марганца размещаются в трех разобщенных фрагментах Омулевского террейна, простирающихся в северо-западном направлении на 170 км (Шпикерман, 1998). Юго-восточная часть пояса располагается в бассейне р. Сударь, а северо-западная – в верхнем течении р. Таскан и бассейне р. Урультун. Месторождения размещаются в различных частях Сударского палеозойского рифтового комплекса Омулевского террейна пассивной континентальной окраины (Nokleberg et al., 1994, 1997), входящего в Яно-Колымский орогенный пояс. Свинцово-цинковые месторождения, такие как Урультунское, преобладают и встречаются в толщах от верхнего ордовика до среднего девона (Шпикерман, 1998). Наиболее значительные месторождения – Урультунское свинцово-цинковое, Уочатское ртути в карбонатных породах, Лыглыхтахское вулканогенно-осадочное марганцевое, Призовое пластовых баритовых руд и рудопроявление медистых базальтов Батько (Nokleberg et al., 1997, 1998).

Урультунское месторождение (Шпикерман, 1998) представлено прожилково-вкрапленными и брекчиевыми рудами в раннедевонских доломитах, перекрытых среднедевонскими (живетскими) мергелями. Рудные тела состоят из доломита, кальцита, флюорита, галенита, сфалерита и антраксолита. Местами присутствуют барит, пирит и киноварь. Месторождение формировалось в две стадии: 1) раннюю, сфалерит-флюоритовую, которая выразилась в образовании вкрапленных метасоматических руд и 2) галенит-флюорит кальцитовую стадию, когда образовались брекчиевые и прожилковые руды. Рудовмещающие доломиты мощностью до 240 м приурочены к крылу синклинальной складки северо-западного простирания. В них от двух до пяти согласных рудоносных горизонтов, мощностью от 1 до 10 м.

В каждом таком горизонте рудные тела размещаются спорадически. Месторождение располагается на площади примерно 20×4 км. Эта залежь и другие, а также вмещающие породы перекрыты более глубоководными глинистыми и углеродистыми осадочными породами. Месторождение имеет ресурсы около 23 млн т с содержанием 2,85 % Pb, 6,74 % Zn и 10 % флюорита.

Рудопроявления ртути в карбонатных породах в Урультунском и Сударском металлогенических поясах сформировались одновременно со свинцово-цинковыми месторождениями. Наиболее значительное – **Уочатское** месторождение (Бабкин, 1975) состоит из рассеянных киноварьсодержащих прожилков, приуроченных к брекчированным доломитам нижнего (?) девона вдоль крупного меридионального разлома. Рудная залежь имеет протяженность около 20 м при мощности от 4 до 7 м. Главный рудный минерал – киноварь, которая встречается вместе с кальцитом в массах и неправильных прожилках. Также встречаются пирит, кварц, сфалерит и антраксолит. Залежь формировалась в несколько стадий: 1) дорудного окремнения, 2) дорудной кальцитизации, 3) отложения киновари и кальцита и 4) пострудного отложения кальцита.

Проявления самородной меди в базальтах встречаются в потоках трахибазальтов рифтогенного происхождения в живетских отложениях, формировавшихся в мелководном море. Наиболее значительно **рудопроявление Батько** (Шпикерман и др., 1991), которое представлено вкрапленностью и неправильными массами сульфидов в субщелочных миндалекаменных базальтах мощностью до 200 м,

среди смятых в складки красноцветов среднедевонского (живетского) возраста. Рудные минералы представлены борнитом, халькозином и ковеллином. Залежи приурочены к кровле базальтовых потоков. Вмещающие трахибазальты интенсивно эпидотизированы и карбонатизированы. Верхний минерализованный горизонт не более 2–3 м мощностью. Рудопроявление небольшое, штуфные пробы содержат до 3,1 % Cu и 13,7 г/т Ag. Ag и Ba ассоциируют с Cu.

Стратиформные вулканогенные залежи марганца, такие как **Лыглыхтах**, и **пластовые залежи барита** содержатся в смятых в складки раннекаменноугольных–позднепермских кремнисто-глинистых сланцах, кремнях и кремнисто-карбонатных породах, которые переслаиваются с туфами и диабазами. Пластовая залежь барита Призовое приурочена к раннее среднекаменноугольной батьковской свите. Родохрозитовые стратиформные залежи (Лыглыхтах и др.) в бассейнах р. Судари и соседних рек приурочены к нижней части позднепермской туринской свиты. Между этими свитами осадочных пород могут быть стратиграфические перерывы.

Как свинцово-цинковые месторождения, так и ртутные в карбонатных породах сформировались в среднепалеозойском артезианском термальном бассейне в крупной потенциально нефтеносной области (Шпикерман, 1998). Ранне- и среднекаменноугольный рифтинг рассматривается как источник минерализующих флюидов. Подобным образом глубоководные морские осадочные породы и мафические вулканиты, вмещающие рудопроявления меди, вулканогенные проявления марганца и ассоциирующие с ними в Урультунском и Сударском металлогенических поясах рассматриваются либо как аллохтонные блоки осадочных пород океанического дна, либо как осадочные и вулканические породы, которые накопились во время девонского рифтинга окраины Северо-Азиатского кратона, приведшего к образованию Омулевского террейна (Nokleberg et al., 1994, 1997). Характерная пирокластика в осадочных породах указывает на подводный вулканизм, который сопровождался формированием осадочно-эксгаляционных минеральных залежей. Эта интерпретация поддерживается аномальными значениями Pb, Zn, Cu, Ag и Hg во вмещающих породах. Несмотря на разнообразие минеральных типов залежей в поясах, генетические связи намечаются между большинством из них. Осадочно-эксгаляционное накопление марганцевых и баритовых руд и аномальные концентрации Pb, Zn, Cu, Ag и Hg интерпретируются как образовавшиеся во время накопления Pb-Zn залежей типа юго-восточного Миссури в Артезианских бассейнах. Наиболее молодые части Омулевского террейна состоят из каменноугольных и пермских содержащих ископаемую фауну туфов, кремней, глинистых сланцев, известняков, алевролитов и песчаников и триасовых алевролитов, алевропелитов, мергелей и глинистых известняков.

КЕДОНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНЧЕСКИЙ ПОЯС[2]

Кедонский металлогенический пояс золото-серебряных эпитермальных жильных, молибден-порфировых, железорудно-скарновых и сопутствующих месторождений размещается в ранне- и среднепалеозойских гранитах и одновозрастных им риолитах, андезитах, трахиандезитах, кислых туфах и сопутствующих осадочных породах, перекрывающих Омолонский кратонный террейн. Площадь Кедонского металлогенического пояса около 40 000 км^2.

Металлогеническую специализацию территории в среднем палеозое определяют прежде всего магматические ассоциации, возникшие при формировании Кедонского окраинно-континентального вулкано-плутонического пояса, поэтому для среднепалеозойской эпохи характерны эпитермальный золото-серебряный, золотоносных джаспероидов («карлинский») и медно-порфировый формационные типы оруденения. Выделяются Гурникский, Спокойнинский и Халалинский рудные узлы, а также несколько рудных полей. Все они объединены в северо-северо-восточную Анмандыканскую золото-серебряную минерагеническую зону и в северо-восточную Верхне-Омолонскую медно-молибден-золото-серебряную минерагеническую зону (Горячев, Егоров, 2003). В Анмандыканской зоне широко развито эпитермальное золото-серебряное оруденение, связанное с заключительными этапами формирования вулканитов кедонской серии, а в Верхне-Омолонской медно-молибден-золото-серебряной минерагенической зоне развито оруденение золото-серебряного и медно-порфирового типа. Возраст вулканогенного золото-серебряного оруденения раннекаменноугольный; оно связано с поздним магматизмом и постмагматической гидротермальной деятельностью среднепалеозойского этапа. На это указывают положение рудных тел и околорудных метасоматитов в кедонских вулканитах, а также повышенные концентрации золота в метасоматически измененных субвулканических телах риолитов–риодацитов завершающего этапа вулканизма и данные изотопной геохронологии (Котляр и др., 2001).

Исходя из связи золото-серебряного оруденения с завершающими этапами проявления кедонского вулканизма, мы предполагаем, что в локализации рудопроявлений золота важную роль играли палеовулканоструктуры – крупные, слегка вытянутые в субмеридиональном направлении депрессии. Одна на севере – Гурникская, другая на юге – Спокойнин-

[2]Раздел написан в соавторстве с В.Н. Егоровым.

ская. Вулканогенно-осадочные отложения третьего этапа формирования кедонской серии (гурникская толща) в депрессиях имеют общее центриклинальное залегание с углами от 5–10 до 25–30°. Лишь на месторождении Кубака залегание нарушено более поздними взбросо-надвигами. К краевым частям депрессии приурочены экструзивные и субвулканические метасоматически измененные трахириолиты или трахириодациты (реже трахидациты), содержащие золотую минерализацию. Отчетлива приуроченность золото-серебряного оруденения к периферии депрессий (месторождение Кубака и рудопроявления Биркачан, Лабазный и Магнитный, а также многочисленные пункты минерализации – в Гурникской депрессии, проявления Елочка, Бакчар и Дикий – в Спокойнинской депрессии). Такая приуроченность оруденения к периферии депрессий не случайна, их краевые части были наиболее проницаемыми для поствулканических растворов из-за большей тектонической нарушенности и меньшей мощности вулканитов. По краям Гурникской депрессии широко развиты россыпные месторождения золота (Магнитный, Выстрел, Мизинец и Сомнительный). Структурными ограничениями рудных узлов, для которых характерно золото-серебряное вулканогенное оруденение, служат именно границы депрессий, сформированных на позднем этапе среднепалеозойского вулканизма. Положение рудных полей, по-видимому, контролируется участками максимальной проницаемости. Так, Гурникская депрессия ограничена с запада и востока зонами глубинных разломов, оперяющие разломы которых пересекают депрессию в северо-западном и северо-восточном направлениях. К зонам разломов, а особенно к узлам их пересечения, приурочены экструзивные и субвулканические риолиты и дациты (вулкано-купольные структуры), с которыми связано золото-серебряное оруденение. Предполагается, что золотая и серебряная минерализация контролируется взбросо-надвигами (Кубакинским и Биркачанским), которые могли экранировать оруденение Мунугуджакского прогнозируемого рудного поля. На мезозойском этапе тектоно-магматической активизации большинство этих зон подновлялось либо затушевывалось более молодыми движениями. Влияние подобных преобразований можно видеть на месторождении Кубака и на проявлениях Магнитный и Биркачан.

Золото-серебряное эпитермальное жильное месторождение Кубака (Яранцева, Болдырев, 1988; Савва, Ворцепнев, 1990; Степанов, Шишакова, 1994; В.А. Банин, 1993 г.; И.Н. Котляр, 1986 г.) состоит из жил и зон адуляр-кварцевых и адуляр-халцедон-гидрослюда-кварцевых прожилков, содержащих флюорит, барит и карбонат. Жилы размещаются в вытянутой в северо-западном направлении кальдере диаметром 4 км. Кальдера расположена поперек главного северо-восточного регионального простирания структур. Она обрамлена средне- и позднедевонскими вулканическими породами и осадками и выполнена позднедевонскими и раннекаменноугольными вулканитами. Содержащие Au жилы находятся внутри кальдеры и локализованы в субвулканических трахидацитах в стратифицированном средне- и позднедевонском вулканокластическом разрезе, состоящем из игнимбритов, пемзовых риолитов и дацитов, трахиандезитовых и риодацитовых силлов, тефры и агломератовых туфов различного состава. В перекрывающих раннекаменноугольных углистых глинистых сланцах и алевролитах жил нет. Наиболее интенсивно минерализованные жилы простираются в субширотном и запад-северо-западном направлениях. Вмещающие породы сильно окремнены, адуляризованы и серицитизированы с развитием большого количества гидрослюды. Начальная стадия минерализации характеризуется золото-халцедоновой ассоциацией с коллоидным золотом (совместно с электрумом и кюстелитом). Более поздняя адуляр-кварцевая стадия содержит более крупное, перекристаллизованное самородное золото и рассеянные пирит, арсенопирит, галенит, фрейбергит, акантит, агвиларит, науманнит, аргентопирит и тонкозернистые агрегаты Au-Ag сульфидов. Самородное золото заметно преобладает над золотом, связанным в сульфидах. Отношение Au:Ag от 1:1 до 1:2. Месторождение среднее по запасам: около 100 т Au со средним содержанием 172 г/т Au и 15,7 г/т Ag. Pb-Sr возраст стратифицированных вулканических и субвулканических пород кальдеры 332–344 млн лет. K-Ar возраст пострудных щелочных базальтов дайки 125–155 млн лет. Ar-Ar возраст адуляров из рудных жил от 110 до 175 млн лет, с плато – 110–130 млн лет. Риолитовые и щелочно-базальтовые дайки встречаются внутри и за пределами минерализованного блока. Базальтовые дайки секут минерализованные жилы и, в свою очередь, пересекаются более поздними, бедными Au кварц-карбонатными жилами и прожилками. Возраст минерализации позднедевонский–раннекаменноугольный, поскольку фрагменты включающего Au скрытокристаллического кварца встречаются по соседству в конгломератах, содержащих раннесреднекаменноугольные окаменелости.

Золото-серебряное эпитермальное жильное месторождение Ольча (Загрузина, Показаньев, 1975; И.Н. Котляр и др., 1984 г.) состоит из крутопадающих кварцевых, карбонат-кварцевых и адуляр-кварцевых жил и штокверковых зон, от нескольких десятков метров до 1300 м в длину. Жилы и штокверки размещаются в средне- и позднедевонских или раннекаменноугольных вулканических породах кедонской серии. Жилы приурочены к разрывам главным образом в экструзивных андезитовых брекчиях вулканического жерла и реже в гипабиссальных те-

лах дацит-порфиров и кислых экструзивных пород. Рудные минералы включают золото, халькопирит, аргентит, полибазит, галенит, сфалерит, пирит, гематит, окислы Mn, штромейрит, тетраэдрит, самородное серебро и теллуриды. Жильные минералы представлены кварцем и адуляром, меньше кальцитом, доломитом, родохрозитом и баритом. Au и Ag ассоциируют с Hg, Cu, Mo, Pb, Zn, Mn и As. На месторождении развиты пропилитизация и кварц-серицитовые изменения. Au-Ag рудные тела контролируются дугообразными разломами, развитыми вокруг вулкано-тектонической депресии в фундаменте, сложенном архейскими метаморфическими породами и раннепалеозойскими (?) карбонатными и обломочными породами. Адуляры из кварцевых жил дали возраст K-Ar 268 млн лет и Pb-Sr – 251 млн лет. K-Ar возраст адуляров из золотосодержащих жил 318 млн лет. Месторождение среднее по размерам: 0,5–273 г/т Au и 26,3–4978 г/т – Ag.

Омолонский кратонный террейн, где находится Кедонский металлогенический пояс, состоит из древнего архейского и раннепротерозойского фундамента и миогеосинклинальных осадочных пород от среднего протерозоя до среднего палеозоя (Nokleberg et al., 1994, 1997). Более молодая часть стратиграфического разреза состоит из несогласно залегающих широко распространенных пологопадающих средне- и позднедевонских известково-щелочных лав и риолитовых туфов, а также раннекаменноугольных трахитов, трахиандезитов и базальтов, которые переслаиваются с неморскими песчаниками, конгломератами и алевролитами. Эти породы составляют, по В.И. Шпикерману (1998), Кедонскую палеоостровную дугу. Рудные месторождения и вулкано-плутонические ассоциации Кедонского металлогенического пояса формировались в Кедонской окраинно-континентальной магматической дуге, возникшей в позднем девоне. Впоследствии, после формирования дуги, Омолонский террейн был отколот от Северо-Азиатского кратона (Nokleberg et al., 1998, 2000; Шпикерман, 1998).

СЕТТЕ-ДАБАНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Сетте-Дабанский металлогенический пояс свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах, медь-содержащих осадочных пород и медистых базальтов располагается на окраине Северо-Азиатского кратона в пределах Верхоянской пассивной окраины (Nokleberg et al., 1994, 1997; Шпикерман, 1998). Он протягивается с юга на север более чем на 700 км вдоль горного хребта Сетте-Дабан. Рудные залежи, от позднего протерозоя до раннего карбона, залегают на разных стратиграфических уровнях разреза Верхоянской пассивной окраины Северо-Азиатского кратона. Главные свинцово-цинковые месторождения – это Лугун, Сакырыр, Сардана, Сегенях и Уруй. Основное месторождение меди в осадочных породах – Курпанджа, а главное проявление меди в базальтах – Джалкан (Nokleberg et al., 1997, 1998). Свинцово-цинковые месторождения доминируют в металлогеническом поясе. Месторождения Уруй и Лугун размещаются в вендских доломитах юдомской свиты, а рудопроявления Сегенях и Сакырыр – в позднесилурийских доломитах моронской свиты. Месторождения меди в осадочных породах ассоциируют с медистыми базальтами, обычно встречающимися на том же самом или близком стратиграфическом уровне. Медные месторождения в осадочных породах приурочены к позднедевонским-раннекаменноугольным песчаникам и глинистым сланцам.

Свинцово-цинковое месторождение Сардана (Кузнецов, Яншин, 1979; Ручкин и др., 1977; Кутырев и др., 1989) состоит из вкрапленных, полосчатых, массивных и брекчиевых руд и прожилков, располагающихся внутри и вблизи доломитового биогерма мощностью 50–80 м. Биогерм – часть позднепротерозойской (поздневендской) юдомской свиты. Рудные тела имеют форму линз, пластов, лент и столбов и в большинстве своем размещаются в подвернутом крыле синклинальной складки, падающем на восток под углами 75–85°. Рудные тела достигают 40 м по мощности и на глубину прослежены на 200–300 м. Бурение показало наличие дополнительных рудных тел на глубине от 200 до 300 м. Бóльшая часть руды ассоциирует с метасоматическими сахаровидными и полосчатыми (коричневыми и белыми) доломитами. Главные минералы руд представлены сфалеритом, галенитом, кальцитом и доломитом, второстепенные – пиритом, марказитом, арсенопиритом, кварцем и антраксолитом. Окисленные минералы руд включают смитсонит, церуссит, аннезит, гетит, гидрогетит и арагонит. Бедное вкрапленное оруденение в доломитах прослеживается на многие километры на обоих крыльях и в осевой части синклинали меридионального простирания шириной 3 км и протяженностью более 10 км. Месторождение по ресурсам среднее до крупного: Pb+Zn более 1 млн, соотношение Pb:Zn равно 1:3–4. Доломиты рудовмещающей толщи мощностью 200 м трансгрессивно перекрывают позднерифейские кварцевые и кварц-полевшпатовые песчаники. В свою очередь, они согласно перекрываются раннекембрийскими пестроцветными глинисто-карбонатными отложениями. Рудная залежь прорывается редкими дайками диабазов и долеритов.

Месторождение Уруй (Ручкин и др., 1977; Волкодав и др., 1979; Боговин и др., 1979) представлено слоистыми лентообразными залежами мощностью от 2–3 до 40 м и протяженностью от 0,5 до 1,2 км, размещающимися в позднепротерозойских

(вендских) доломитах. Рудные тела конформны вмещающим породам и простираются на 30–40° СЗ; обычно они выклиниваются на глубине 30–40 м. Залежи от массивных, гнездообразных прожилково-вкрапленных до полосчатых. Главные рудные минералы – галенит и сфалерит, второстепенные – пирит, марказит и арсенопирит; изредка встречаются пирротин, халькопирит и электрум. Присутствуют также кальцит, кварц и антраксолит. Месторождение среднее до крупного со средними содержаниями 9,9–25,6 % Pb; 6,4–21,3 % Zn; 6,8–200 г/т Ag; до 10г/т Ge. Месторождение ассоциирует со значительной перекристаллизацией доломитов и образованием «зебра-доломитовых» разностей. Общий структурный план месторождения определяется моноклинальным падением осадочной толщи к западу и многочисленными пострудными разломами субширотного простирания, падающими на северо-запад. Местами встречаются дайки палеозойских диабазов.

Сетте-Дабанский металлогенический пояс расположен в Сетте-Дабанском горст-антиклинории в юго-западной части окраины Северо-Азиатского кратона. Местные стратиграфические подразделения, вмещающие Сетте-Дабанский металлогенический пояс, состоят в основном из шельфовых карбонатных и обломочных отложений, содержащих вулканокластические породы рифейского, вендского и кембрийского возраста. Общая мощность их достигает 13 км. Главные породы: известняки, доломиты, мергели, глинистые сланцы, алевроаргиллиты, алевролиты, песчаники, кварциты, конгломераты, базальты, туфы, Cu-содержащие песчаники и Cu-содержащие базальты. Встречаются редкие мафические и ультрамафические дайки. Местами наблюдается метаморфизм низшей ступени зеленосланцевой фации.

Свинцово-цинковые залежи размещены в верхней части оронской свиты лудловского возраста (350–500 м), состоящей из доломитов и гидрогенных доломитовых брекчий. Она перекрывается мергелями хуратской свиты. Месторождения Pb-Zn в Сетте-Дабанском металлогеническом поясе сформировались из артезианских термальных вод, которые циркулировали в карбонатных породах пассивной континентальной окраины Северо-Азиатского кратона. Медистые песчаники Сетте-Дабанского пояса приурочены к вулканогенно-осадочным породам живетского, франского, фаменского и туронского возраста. Значительные залежи имеются в верхнефаменской и туронской менкюленской свитах мощностью от 100 до 550 м, состоящих из прибрежно-морских и континентальных песчаников, туфопесчаников, алевролитов и доломитов. Cu-проявления в базальтах и осадочных породах образовались во время рифтинга, главным образом начиная со среднего девона по ранний карбон (Шпикерман, 1998).

БЕРЕЗОВСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Границы Березовского металлогенического пояса колчеданных месторождений типа Куроко совпадают с контурами Березовского террейна (фрагмент задугового бассейна), входящего в состав Олойско-Чукотского орогенного пояса. В строении зоны принимают участие вулканогенно-осадочные толщи верхнего девона, карбона, перми и триаса. Протяженность пояса 200 км, ширина – 50 км. Металлогения пояса определяется проявлениями медно-свинцово-цинковой (полиметаллической) минерализации. Все известные полиметаллические объекты приурочены к тынытынджинской свите франского возраста мощностью менее 400 м. Свита сложена перемежающимися конгломератами, гравелитами, песчаниками, туфопесчаниками, черными глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, кремнистыми алевролитами и аргиллитами. Присутствуют также маломощные покровы трахибазальтов и измененных риодацитов и горизонты их туфов.

Типовые проявления рудной минерализации описаны по данным В.И. Шпикермана (1998).

Рудопроявление Негорелый-I расположено в левом береговом обрыве р. Березовка напротив устья р. Бурунда. В нижней части тынытынджинской свиты верхнего девона здесь снизу вверх обнажены:

1. Гравелиты и крупнозернистые песчаники серые полимиктовые ..... более 20 м
2. Базальты серо-зеленые афировые хорошо раскристаллизованные, хлоритизированные и серицитизированные, с редкими мелкими миндалинами. Выявлены два тонких прослоя вулканомиктовых песчаников. В базальтах многочисленные гнезда, послойные и секущие карбонат-барит-сульфидные жилы. Сульфиды в основном представлены галенитом и сфалеритом. Встречаются руды с концентрически-зональными агрегатами сульфидов: в центре галенит, по краям сфалерит. В верхней части слоя жил больше. Они часто представляют собой очень богатые руды .....30 м
3. Гравелиты, аналогичные слою 1, затем песчаники. .....около 5 м
4. Базальты зеленые с подушечной отдельностью. Нижняя граница согласная со слоистостью песчаников слоя 3, волнистая конформна изгибу «подушек». Размеры «подушек» по длинной оси от 0,5 до 1,5 м, по короткой – от 40 см до 1 м. Межподушечное пространство заполнено рудными образованиями, которые представлены крупнозернистыми карбонат-барит-сульфидными зональными агрегатами, внешняя их кайма сложена сульфидами, внутренняя часть – в основном баритом и карбонатом.....7–8 м
5. Базальты серо-зеленые с редкими прослоями песчаников (аналогично слою 2). Руда здесь наблюдает-

ся уже в виде тонких (5–15 см) послойных и секущих жил, также зональных. Верхняя часть базальтового потока представлена миндалекаменными разностями ..... 30 м

6. Вулкано-терригенные конгломераты серые несортированные. Нижележащие базальты перекрывают с размывом. Встречаются секущие рудные прожилки... ..... 4 м

7. Песчаники коричневато-серые тонкозернистые горизонтально-слоистые. Послойно рассечены кварцевыми жилками мощностью до 3 м ..... 40 м

8. Алевролиты известковые темно-серые полосчатые ..... 5 м

Рудоносная пачка (слои 2–7) имеет общую мощность 76–77 м. Большую ее часть составляет покров измененных субаквальных базальтов, отдельные потоки внутри которого разделены горизонтами вулканомиктовых пород. Рудная минерализация носит наложенный характер, но вместе с тем четко приурочена к текстурным неоднородностям покрова, связанным с кристаллизацией базальтов (межподушечному пространству, контракционным трещинам и т. п.). Отчетливо проявлена зависимость состава оруденения от характера вмещающих пород: в песчаниках наблюдаются жилы кварцевого или карбонат-кварцевого состава с пиритом и галенитом и небольшим количеством сфалерита, в лавах базальтов главные жильные минералы – карбонат и барит, кварца почти нет, а среди сульфидов явно преобладает сфалерит. Помимо пирита и галенита встречаются также халькопирит и арсенопирит. По данным В.Н. Боброва (1976 г.), средние содержания полезных компонентов в рудах составляют: Pb – 2,3 %, Zn – 5,3 %, Cd – 0,03 %, Au – 0,1г/т, Ag – от 25–56 г/т до 250 г/т. Из других элементов примесей отмечаются As (до 0,3 %), Mo (до 0,01 %), Sb (до 0,06 %), Cu (0,03 %), Co (до 0,03 %) и Sn (до10 г/т).

Рудопроявление Негорелый-II, расположенное в 5 км к северу от рудопроявления Негорелый-I, приурочено к пачке переслаивания туффитов, туфов кислого состава, туфопесчаников и известковых алевролитов тынытынджинской свиты. В канавах вскрыты линзообразные тела массивных сульфидных руд протяженностью до 15 м и мощностью до 30 см. Линзы массивных руд сопровождаются ореолами вкрапленного оруденения мощностью до 1 м. Сливаясь, массивные и вкрапленные руды образуют тела мощностью до 7,5 м. В совокупности все тела образуют единую, круто падающую на северо-восток залежь мощностью более 60 м и протяженностью 140 м.

Околорудные метасоматические изменения представлены хлоритизацией, альбитизацией, кальцитизацией и серицитизацией. Рудные минералы: галенит, сфалерит, в подчиненном количестве гематит, пирит и халькопирит. Средние содержания полезных компонентов в описанной зоне на мощность 60 м составляют, %: Pb – 3,2, Zn – 5,6. Сопутствующие элементы: Ag – 1–5 г/т, Cd – до 0,2 %, Ge – до 0,005 %, Mo – до 0,01 % и Sb в отдельных пробах – до 0,02 %.

Вакаровское рудопроявление находится на левом берегу р. Березовка, в 11 км ниже по течению от проявления Негорелый-I. Здесь оруденение локализовано в алевролитах, туфопесчаниках и известковых алевролитах тынытынджинской свиты. Выявлены два тела существенно медных руд и одно – существенно свинцовых. Медные руды представлены вкрапленностью и гнездами пирита и халькопирита, реже галенита и сфалерита, сопровождаемой многочисленными кварцевыми и баритовыми прожилками с убогой сульфидной минерализацией. Среднее содержание меди на единую зону мощностью 115 м и протяженностью 500 м 0,8 %. Содержания полезных компонентов в существенно свинцовом рудном теле составляют: Pb – 2,7–8,9 %, Zn – 0,6–1,0 % и Ag – 35–56 г/т.

У описанных объектов много общих черт. Все они приурочены к одной, тынытынджинской, свите, состоящей из морских вулканогенно-осадочных отложений. Вещественный состав руд близок. Основные рудные минералы: галенит, сфалерит и пирит, а иногда сюда входит халькопирит и всюду присутствует барит. Некоторые залежи массивных руд слоисто-полосчатые. Однако большинство рудных образований явно эпигенетические, наложенные по отношению к вмещающим породам. Вместе с тем установлено: эпигенетические гидротермальные руды четко приурочены к синкристаллизационным текстурным неоднородностям лавовых потоков. Это служит указанием на то, что вулканизм и гидротермальное рудообразование не были сильно оторваны друг от друга во времени. Скорее всего, рудное вещество отлагалось из постмагматических растворов на том же этапе вулканизма, что и излияние лав.

Современный наклон рудных тел связан с более поздними деформациями. Возможно, при этом происходили метаморфогенные преобразования руд и перераспределение вещества. Но все эти вопросы совершенно не исследованы.

На основе фактического материала мы в качестве наиболее приемлемой рабочей гипотезы предлагаем относить оруденение Березовского пояса к колчеданно-полиметаллической или колчеданно-барит-полиметаллической формации, соответствующей рудно-алтайскому или Куроко типу. Однако большая часть рудных тел, вероятно, представляет собой секущие и согласные с напластованием штокверки, сформировавшиеся на месте былых систем подводящих каналов.

Березовский турбидитный террейн проявлен в нескольких тектонических блоках (пластинах), приуроченных к серии надвигов южного направления

вдоль северной окраины Омолонского террейна (Nokleberg et al., 1994, 1997). Березовский террейн состоит из: 1) переслаивания глубинных и малоглубинных подводных базальтов, риолитов, кремнистых алевролитов, кремней, песчаников и конгломератов, которые формировались в обстановке рифтогенеза и содержат позднедевонские конодонты и остатки радиолярии, а также раннекаменноугольные фораминиферы и ископаемую фауну; 2) средне-позднекаменноугольных–раннеюрских кремней, аргиллитов, алевролитов с прослоями пелитоморфных известняков и глинисто-карбонатных конкреций. Позднедевонские руды типа Куроко и ассоциируют с бимодальными вулканическими породами, которые формировались в течение рифтинга на самых ранних стадиях существования Березовского террейна (Nokleberg et al., 1994, 1997).

БИДЖАНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Биджанский металлогенический пояс оловянно-вольфрамовых и флюоритовых грейзеновых месторождений расположен в Малохинганском террейне аккреционной призмы, составной части Буреинского супертеррейна Бурея-Ханкайского орогенного пояса. Среди стратифицированных образований главную роль в террейне играют метаморфические породы раннего протерозоя, осадочные отложения позднепротерозойско-раннепалеозойского возраста, а также мезозойская андезитовая галечниково-песчано-глинистая моласса. Верхнепротерозойско-нижнепалеозойские отложения представлены графитистыми кварцитами, филлитами, мраморизованными известняками, песчаниками, алевролитами, филлитами, сланцами, магнезитами, доломитами, седиментационными брекчиями, железистыми кварцитами и битуминозными известняками. Все породы собраны в крупные линейные складки меридионального простирания, осложненные более мелкой складчатостью, а также продольными и поперечными разрывными нарушениями. Верхнепротерозойские и кембрийские отложения интрудированы гранитоидами бирского и биробиджанского комплексов, K-Ar возраст которых от 604 до 301 млн лет.

Преображеновское месторождение флюоритовых грейзенов локализуется внутри массива биотит-роговообманковых гранодиоритов предположительно девонского возраста. Центральная часть массива рассекается мощной (250–300 м) и протяженной (около 1,5 км) зоной трещиноватости, вмещающей несколько линзообразных рудных тел кварц-мусковитовых грейзенов с прожилковой и вкрапленной редкометалльно-флюоритовой минерализацией. Зоны грейзенизации от 130 до 740 м по простиранию и от 7,5 до 57,0 м по мощности. Грейзены состоят из кварца, мусковита и флюорита при подчиненном количестве вольфрамита, касситерита, молибденита, арсенопирита, пирротина, халькопирита, монацита, ксенотима и бериллиевых минералов.

Предполагается, что рудоносный интрузив является частью магматической дуги, возникшей в связи с зоной субдукции (Nokleberg et al., 2003).

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ–РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И РУДНЫЕ РАЙОНЫ (318–228 млн лет)

Главные позднепалеозойские–раннемезозойские металлогенические пояса Востока России следующие (рис. 8.5): 1) Алучинский; 2) Усть-Бельский, содержащие месторождения хромитов; 3) Мельгин-Ниманский редкометалльно-редкоземельных и молибден-порфировых проявлений; 4) Лаоелин-Гродековский Cu-Mo (±Au, Ag)-порфировых и Au-Ag эпитермальных жильных месторождений.

АЛУЧИНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Алучинский металлогенический пояс хромитовых месторождений находится в бассейне р. Большой Анюй в центральной части Северо-Востока России. Пояс размещается в Алучинской части Яракваамского террейна. Хромитовые месторождения, такие как Теленеут, приурочены к дунитам и серпентинитам и встречаются в северо-восточной и южной частях пояса в крупных, вытянутых в длину массивах дунитов и гарцбургитов, прослеживающихся более чем на 100 км (Nokleberg et al., 1997, 1998).

Теленеутское месторождение хромитов (Аксенова и др., 1970) залегает в серпентинизированных породах южного окончания Алучинского альпинотипного ультрамафитового массива, где ультрамафиты обнажены в виде ограниченной разломами линзы меридионального простирания протяженностью 7 км и шириной 2,5 км. Ультрамафиты состоят из серпентинитов (70 %) и подчиненного количества слабо измененных дунитов и гарцбургитов. Теленеутская хромитовая залежь находится в центральной части линзы, сложенной преимущественно серпентином. Рудное тело протягивается с севера на юг на 1500 м при ширине 700 м и представляет собой сочетание вкрапленных руд со сплошными скоплениями, состоящими на 70 % из хромита. Текстура преимущественно слоистая или линзовидная, редко массивная. Главные минералы – хромит, магнетит и шпинель,

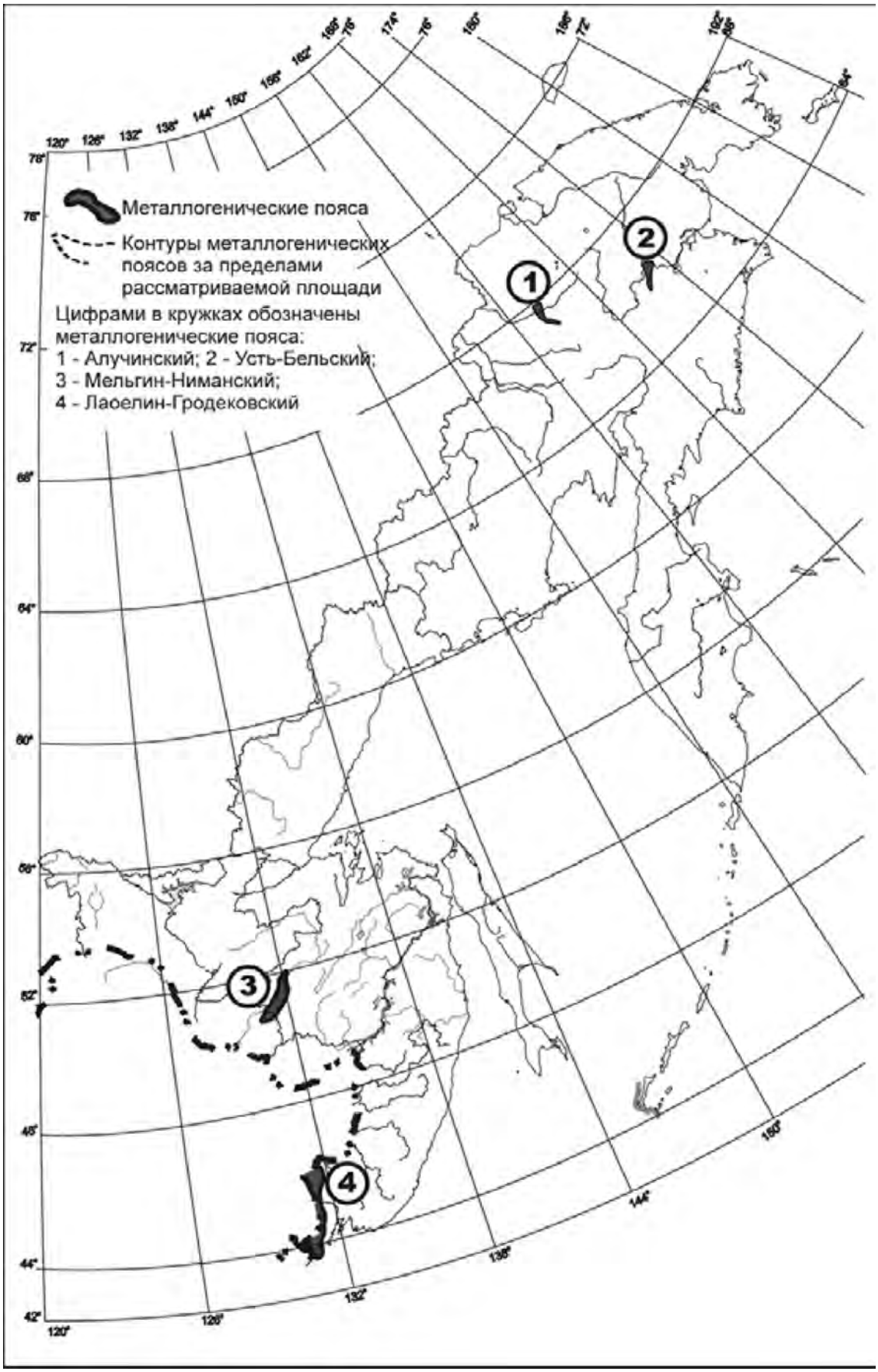


Рис. 8.5. Позднепалеозойские–раннемезозойские (318–228 млн лет) металлогенические пояса

сопровождающиеся сульфидами Ni, Fe и Cu, а также пентландитом, миллеритом, бравоитом, виоларитом, терротином и халькопиритом. Сульфиды встречаются как в богатых хромитовых рудах, так и в бедных рудах и лиственитах. Ксеноморфные зерна сульфидов обычно располагаются между зернами хромитов и серпентинизированных силикатов.

Ультрамафитовые породы, вмещающие хромитовые залежи Алучинского металлогенического пояса, являются частью разбитого разломами комплекса Ярakваамского террейна зоны субдукции, состоящего главным образом (Лычагин и др., 1989; Бялобжеский и др., 1990; Сеславинский, Гедько, 1990) из: 1) тектонически нарушенных офиолитов, включающих гарцбургиты, пироксениты, дуниты, лерцолиты, габбро, плагиограниты, серию основных даек, базальты и местами глаукофановые сланцы, 2) линз туфообломочных островодужных отложений от среднекаменноугольного до раннепермского возраста, базальтов и андезибазальтов, интрудированных диоритами и тоналитами и 3) несогласно залегающих позднетриасовых (норийских) мелководно-морских вулканических и осадочных пород и раннеюрских обломочных отложений, которые содержат гальки подстилающих диоритов и тоналитов. Террейн зоны субдукции интерпретируется как небольшая часть протяженной субдукционной зоны, которая тектонически связана с Алазейской островной дугой позднетриасового–раннеюрского возраста (Nokleberg et al., 1998, 2000).

УСТЬ-БЕЛЬСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Усть-Бельский металлогенический пояс хромитовых месторождений размещается в одноименном дунит-перидотитовом субтеррейне Пенжино-Анадырского аккреционного океанического террейна (Nokleberg et al., 1994, 1997, 1998). Единственное крупное месторождение хромитов в Усть-Бельских горах состоит из нескольких тесно сближенных зон пластовых залежей с 10–30 % хромита, в которых вкрапленные или сплошные хромитовые руды слагают линзы, шлиры или жилоподобные тела (Силкин, 1983). Хромитовые тела в дунитах Усть-Бельского альпинотипного ультрамафитового массива имеют протяженность до 1300 м и ширину до 400 м. Залежи протягиваются в меридиональном направлении на 13 км полосой шириной до 2 км. С хромитами ассоциируют россыпные проявления минералов платиновой группы, которые представлены преимущественно минералами Os, Ir и Ru, что типично для дунитов и перидотитов Корякского нагорья (Дмитренко и др., 1990).

Усть-Бельский металлогенический пояс приурочен к офиолитам, слагающим северную часть Пенжино-Анадырского террейна (Усть-Бельский субтеррейн). Они образуют крупный офиолитовый ареал, занимающий площадь свыше 1000 км^2. Хромитовые залежи приурочены к дунитам, которые встречаются вместе с перидотитами, метагаббро, амфиболитами и габбро, входящими в состав следующих тектонических пластин, различающихся контрастным набором пород (Nokleberg et al., 1994, 1997): 1) Отрожненская пластина слагается офиолитами, которые включают метаморфизованные ультрамафиты, габбро, диабазы, базальты и вулканические брекчии и перекрывающий комплекс кремней, известковистых песчаников, туфов и известняков, содержащих средне-, позднедевонскую и раннекаменноугольную ископаемую фауну. Пластина прорвана диабазами, плагиогранитами и диоритовыми дайками с K-Ar возрастом от 180 до 304 млн лет; 2) пластина без названия, состоящая из серпентинитового меланжа; 3) Мавринская пластина, сложенная мелководно-морскими песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов и известняков, которые содержат остатки среднеюрской фауны и 4) самая верхняя пластина, состоящая из переслаивающихся песчаников, алевролитов и алевропелитов, содержащих ископаемую фауну поздней юры–раннего мела. Пенжино-Анадырский террейн интерпретируется как аккреционный клин или зона субдукции, которые содержат фрагменты океанической литосферы, ныне сохранившиеся в виде офиолитов. Тектонически Пенжино-Анадырский террейн связан с Западно-Пекульнейским – позднеюрской и раннемеловой островной дуги (Nokleberg et al., 1998, 2000).

МЕЛЬГИН-НИМАНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Пояс предположительно пермского возраста, расположен в Буреинском супертеррейне. Он объединяет U-REE и Mo-порфировые (±W, Sn, Bi) месторождения, ассоциирующие с гранитоидными плутонами тырма-буреинского интрузивного комплекса, который прорывает Буреинский метаморфический супертеррейн. Комплекс состоит из: 1) габбро и диоритов, 2) биотит-роговообманковых гранодиоритов и гранитов и реже кварцевых диоритов, 3) биотитовых гранитов, 4) лейкогранитов. Наиболее известные месторождения – Чергиленское U-REE и Метрекское Mo-порфировое. В поясе также известно несколько слабо изученных пегматитовых редкоземельно-редкометалльных проявлений. Они известны в экзоконтактовых зонах Li-F лейкократовых гранитных плутонов и содержат Ta-Nb минералы, касситерит, Li-слюды, кварц, альбит, микроклин, апатит, турмалин, топаз, берилл и другие минералы. Рудные тела дайкообразные или линзообразные длиной от нескольких до сотен метров и шириной от 1 до 10 м.

Ассоциирующие пегматиты состоят из кварца, альбита, Li-слюдистых, Ta и Sn-W минералов.

Чергиленское U-REE месторождение (Онихимовский, Беломестных, 1996) локализовано вблизи массива позднепалеозойских гранитоидов, состоящих из биотитовых гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов. Гранитоиды интрудируют кембрийские известняки и алевролиты. В свою очередь, позднепалеозойские гранитоиды прорываются мезозойскими лейкократовыми гранитами. Позднепалеозойские гранитоиды и вмещающие породы изменены до кварц-альбитовых и альбитовых метасоматитов, которые развиты в виде штокверка со сложной минералогией. Рудные минералы – циркон, бастнезит, малакон, ксенотим, монацит, хризоберилл, фенакит, ортит, куспидин, кариоцерит, бритолит, магнетит, касситерит и ильменит. Месторождение крупное.

Метрекское Mo-порфировое (±W, Sn, Bi) месторождение (В. Сухов и С. Родионов, 1986 г.; Онихимовский, Беломестных, 1996) состоит из примерно 80 кварц-молибденитовых жил сложной морфологии, содержащих рассеянную сульфидную минерализацию. Сульфиды представлены в основном пиритом, молибденитом и халькопиритом. Присутствуют также вольфрамит и Bi-минералы. Жилы распространены на площади приблизительно 1,5 км^2. Месторождение вмещается брекчированными и гидротермально измененными интрузивными породами вдоль контактовой зоны позднепалеозойских лейкократовых гранитов, которые интрудируют докембрийские гнейсы вдоль северо-восточного фланга Буреинского супертеррейна. Месторождение крупное, но недоразведанное.

ЛАОЕЛИН-ГРОДЕКОВСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Пермский Лаоелин-Гродековский металлогенический пояс Cu-Mo (±Au,Ag)-порфировых и Au-Ag эпитермальных жильных месторождений связан с гранитоидами, интрудирующими в Лаоелин-Гродековский островодужный террейн, который состоит в основном из: 1) нижнего тектонического меланжа, 2) прерывистых раннесилурийских осадочных и вулканокластических пород и 3) позднекаменноугольных (?), ранне- и позднепермских карбонатных, кластогенных и вулканических пород. Террейн прорывают пермские плутоны зональных дунитов и клинопироксенитовые габбро аляскинского типа и небольшие массивы тоналитов и плагиогранитов, которые интерпретируются как часть пермской вулканической дуги. Более молодые, связанные с коллизией, позднепермские гранитные плутоны интрудируют террейн и комагматичны пермским вулканическим породам Ханкайского супертеррейна. Такое соотношение предполагает, что аккреция Лаоелин-Гродековского террейна и Ханкайского супертеррейна произошла в конце палеозоя. Порфировые Cu-Mo (±Au, Ag) и Au-Ag эпитермальные жильные месторождения в этом поясе локализованы в мощном пермском морском комплексе кислых и мафитовых вулканических пород, которые, возможно, благоприятны также и для не обнаруженных пока колчеданных месторождений типа Куроко. Основное месторождение – это Байкальское Cu-Mo-порфировое (±Au, Ag), а наиболее значимое Au-Ag эпитермальное жильное – Комиссаровское.

Байкальское Cu-Mo (±Au, Ag)-порфировое месторождение (Петраченко Е., Петраченко Р., 1985) представлено зонами прожилково-вкрапленной минерализации, которые залегают вдоль эндо- и экзоконтактов габбро-диоритов, габбро и сиенитов. Гидротермально измененные породы представлены биотит-полевошпатовыми метасоматитами, окруженными эпидот-хлоритовой зоной. Рудные минералы – халькопирит, борнит, пирит и молибденит. В гидротермально измененной области аномально повышены содержания Au. Вмещающие породы – метаморфизованные силурийские и пермские осадочные и кислые вулканические породы, а также пермские (?) субщелочные габбро-диориты, габбро и сиениты и гранит-порфиры, прорывающие осадочный комплекс. Габбро и диориты высокощелочные. Габбро, сиениты и гранит-порфиры, вмещающие месторождение, обогащены калием. Рудные минералы сильно окислены. Месторождение небольшое.

Комиссаровское Au-Ag эпитермальное жильное месторождение (А. Родионов, 1991 г.) состоит из коротких Au-Ag-пиритовых жил с низкими содержаниями полезных компонентов, которые залегают в дацитах – пермского вулканического комплекса. Жилы содержат немного галенита и сфалерита, залегают в метасоматических серицит-биотит-кварцевых породах, в трещинных зонах, ориентированных как согласно, так и под углом к слоистости. Месторождение небольшое со средним содержанием 1,92 г/т Au и 49–52 г/т Ag.

Лаоелин-Гродековский металлогенический пояс сформировался в пермской островной дуге.

ПОЗДНЕТРИАСОВО-РАННЕЮРСКИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И РУДНЫЕ РАЙОНЫ (228–175 млн лет)

Подобные рудные объекты слабо проявлены на Востоке России. Небольшое количество W-Mo-Be грейзеновых и золото-кварцевых слабоизученных рудопроявлений предположительно позднетриасового возраста известны на юге Дальнего Востока, где

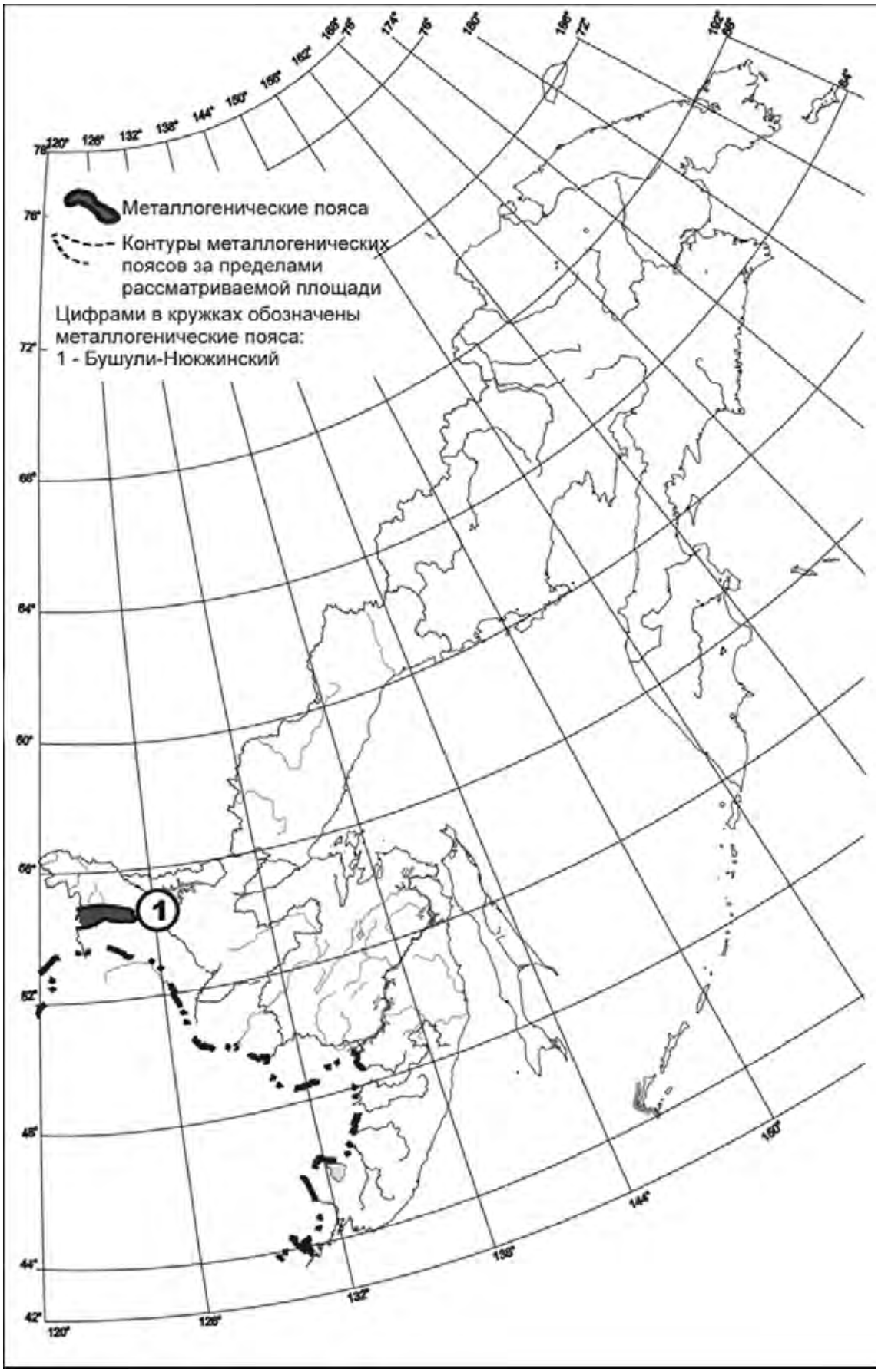


Рис. 8.6. Позднетриасово-раннеюрские (228–175 млн лет) металлогенические пояса

они объединяются в Бушули-Нюкжинский металлогенический пояс (рис. 8.6).

БУШУЛИ-НЮКЖИНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Этот позднетриасовый (?) металлогенический пояс W-Mo-Be грейзеновых и золото-кварцевых месторождений ассоциирует с Селемджинским вулкано-плутоническим. В нем известно несколько малоизученных W-Mo-Be грейзеновых проявлений, состоящих из жил и штокверков с W, Mo-W и берилл-Mo-W минерализацией в эндо- и экзоконтактах многофазных гранитоидных интрузий. Вольфрамит и молибденит рассеяны в грейзенах, кварцевых жилах и прожилках. Другие рудные минералы – висмутин, пирит, пирротин, арсенопирит, борнит, халькопирит, шеелит, касситерит, берилл, галенит, сфалерит и разные Bi-минералы. Кварц, мусковит, K-полевой шпат, флюорит, лепидолит и редкий турмалин – жильные минералы. Жилы локализуются как в верхних частях самих плутонов, так и над ними в контактово-метаморфизованных вмещающих породах. Гидротермально измененные породы представлены грейзенами, альбититами, реже – зонами хлоритовых и турмалиновых изменений. Грейзеновые зоны содержат Li, Nb и Ta минералы.

Золото-кварцевые проявления в зонах скалывания состоят из жильных свит, эшелонированных жильных систем и штокверковых зон с рассеянным золотом и сульфидными минералами. Жилы обычно локализуются в сложных небольших гранитных интрузиях. Рудные минералы: самородное Au, золотоносные теллуриды и сульфидные минералы, с ассоциирующими кварцем, турмалином, мусковитом, серицитом, хлоритом, полевым шпатом, карбонатными минералами и флюоритом. Рассеянные сульфидные минералы в измененных вмещающих породах, особенно арсенопирит, в большинстве своем обогащены Au и Ag. Обычны гидротермальные изменения до березит-лиственитовой формации с образованием кварца, серицита, турмалина и хлорита.

Пояс связан с окраинно-континентальной дугой, которая сформировалась во время субдукции Монголо-Охотской плиты под Северо-Азиатский кратон. W-Mo-Be грейзены и Au жилы, связанные с гранитоидами, располагаются вокруг плутонов и генетически связаны с Амуджиканским интрузивным комплексом. Rb-Sr возраст метасоматитов, вмещающих месторождение, 212 млн лет. Тектоническое строение поясов связано с коллизионными структурами и (или) внутриплитными зонами сдвигов.

СРЕДНЕЮРСКО-РАННЕМЕЛОВЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И РУДНЫЕ РАЙОНЫ (175–136 млн лет)

Главные такие пояса Востока России следующие (рис. 8.7): 1) Дарпирский оловянных и ассоциирующих с кислым магматизмом месторождений золота; 2) Шаманихинский золото-кварцевого и серебро-полиметаллического жильного оруденения; 3) Яно-Колымский золото-кварцевого, оловянно-вольфрамового жильного и грейзенового, золото-серебро-кварцевого оруденения, связанный с гранитоидами и ртутно-сурьмяного оруденения в осадочных породах; 4) Куюльский подиформных хромитовых месторождений; 5) Ясачненский свинцово-цинковых скарнов и медно-порфировых месторождений; 6) Тамватней-Майницкий подиформных хромитовых залежей и колчеданных месторождений типа Куроко; 7) Кондер-Феклистовский Cr-PGE месторождений, связанных с зональными мафит-ультрамафитовыми интрузиями; 8) Чара-Алданский золотоносных скарнов, месторождений золота карлинского типа и золотопорфировых месторождений; 9) Керби-Селемджинский – золото-кварцевых, связанных с гранитоидами жильных месторождений золота; 10) Ариадненский металлогенический пояс Ti-Fe (+V) месторождений, связанных с мафит-ультрамафитами, и Cr-PGE месторождений в зональных мафит-ультрамафитовых плутонах.

ДАРПИРСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Дарпирский металлогенический пояс оловянных и ассоциирующих с кислым магматизмом месторождений золота связан с формированием раннемеловых гранитных интрузий Главного плутонического пояса Яно-Колымского орогенного пояса. Дарпирский металлогенический пояс протягивается более чем на 1000 км в северо-западном направлении вдоль юго-западной границы Омулевского террейна пассивной континентальной окраины (Nokleberg et al., 1994, 1997). Металлогенический пояс и зона гранитных интрузий поперечны или почти ортогональны простиранию более молодого Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса на юго-востоке. В Дарпирский металлогенический пояс входит группа разнообразных месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом. Крупными месторождениями пояса являются оловорудное скарновое месторождение Большой Каньон, бор-оловянные (людвигитовые) месторождения в магнезиальных скарнах Титовское и Чибагалах, грейзеновое месторождение

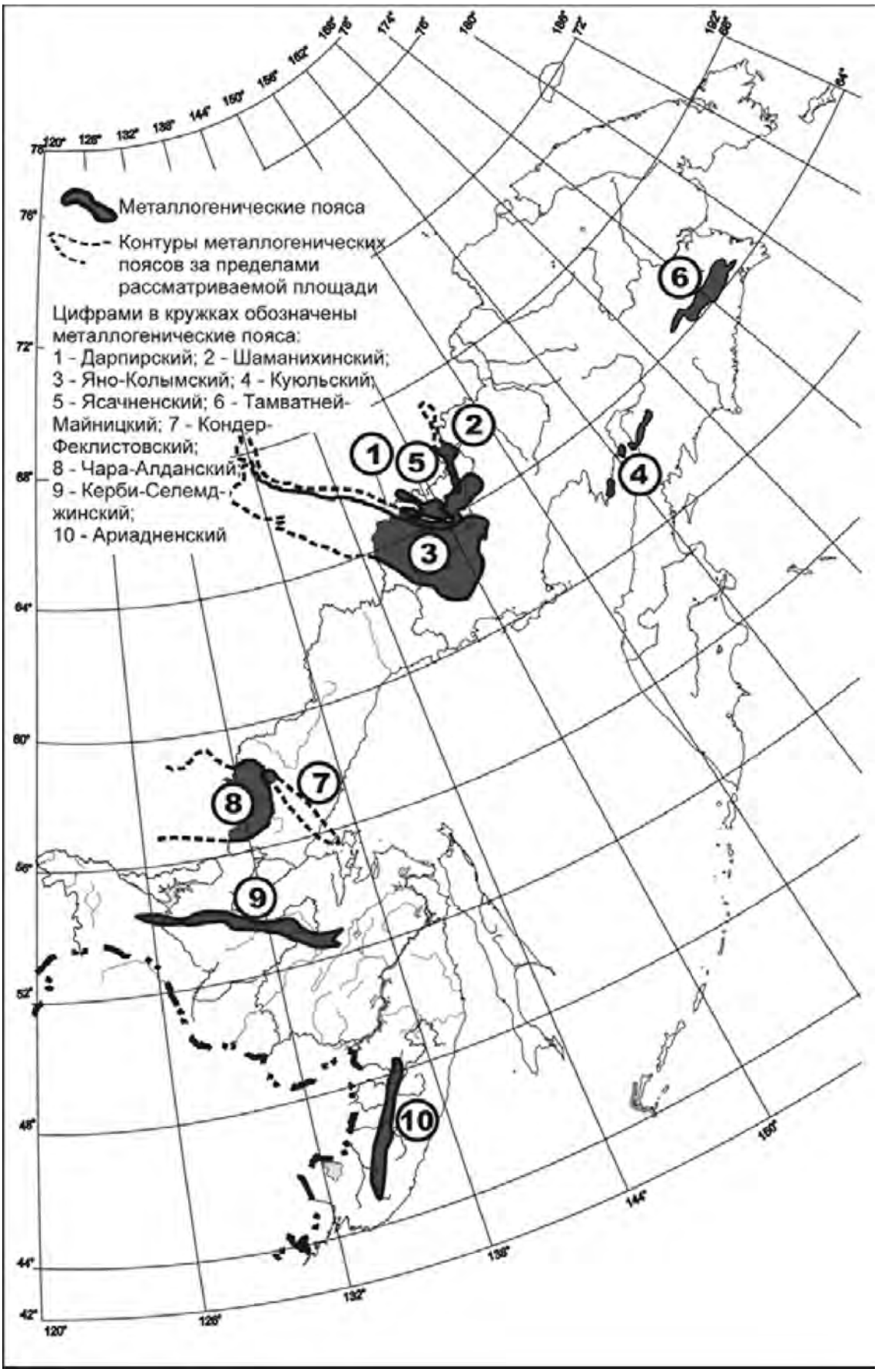


Рис. 8.7. Среднеюрско-раннемеловые (175–136 млн лет) металлогенические пояса

олова Бастион, касситерит-силикатно-сульфидные месторождения олова Дарпир и Лазо, Верхне-Сеймчанское кобальт-серебро-арсенидное жильное месторождение и связанное с гранитоидами золоторудное месторождение Чепак (Nokleberg et al., 1997, 1998). Пояс содержит также несколько свинцово-цинковых скарновых месторождений.

Золоторудное месторождение Чепак (П.И. Скорняков, 1951 г.; В.И. Шпикерман и Н.А. Горячев, 1995 г.; Горячев, 1998) состоит из крутопадающих кварц-сульфидных прожилков, жил замещения и ассоциирующих с ними зон измененных пород, которые залегают согласно или секут интенсивно контактово-метаморфизованные позднетриасовые песчаники и глинистые сланцы, перекрывающие невскрытый гранитоидный плутон. Содержащие Au рудные тела находятся в зонах жил северо-восточного простирания. Вмещающие породы прорваны дайками гранодиорит-порфиров, лампрофиров и долеритов, а также небольшими телами позднеюрско-раннемеловых гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и дацитов. Участки прожилкования с вкрапленным оруденением встречаются также в магматических породах и роговиках. Вмещающие породы окремнены, хлоритизированы и серицитизированы. Жилы состоят в основном из кварца (30–60 %), серицита, полевого шпата, хлорита, карбоната, апатита, арсенопирита, леллингита, шеелита, пирротина и пирита. Менее обычны или редки халькопирит, висмут, висмутин, марказит, вольфрамит, магнетит, ильменит, рутил, сфен, турмалин, эпидот и флюорит. Арсенопирит и леллингит образуют от 20 до 40 % вещества жил. Большая часть золота тонко рассеяна в арсенопирите, леллингите и пирротине. Масштабы месторождения средние. Содержание Au от 5 до 50 г/т, редко до 200 г/т. Запасы составляют 30 т Au со средним содержанием от 7 до 8 г/т. Ar-Ar возраст оруденения по мусковиту 146 млн лет (Горячев, 1998; Ньюберри и др., 2000).

Раннемеловые гранитоидные интрузивы, ассоциирующие с месторождениями Дарпирского металлогенического пояса, являются частью Главного Колымского гранитоидного пояса, который подробно охарактеризован в гл. 5. Главная часть Верхоянского коллизионного (анатектического) гранитного пояса и связанный с ней Дарпирский металлогенический пояс сформировались в течение коллизии Колыма-Омолонского (Nokleberg et al., 1994, 1997) или Индигиро-Омолонского (Шпикерман, 1998) супертеррейна с окраиной Северо-Азиатского кратона.

ШАМАНИХИНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Шаманихинский металлогенический пояс золото-кварцевого и серебро-полиметаллического оруденения размещается в метаморфизованных породах палеозойского и более древнего возраста западной части Шаманихинского субтеррейна Приколымского террейна пассивной континентальной окраины. Зона метаморфизованных пород и жильного оруденения прилегает к позднеюрским вулканическим и плутоническим породам Уяндино-Ясачненского вулканического пояса. Главные проявления в поясе – это золото-кварцевые жильные Надежда и Копач и серебро-полиметаллическое Опыт (Nokleberg et al., 1997, 1998, Горячев, 1998). Металлогенический пояс протягивается с севера на юг примерно на 350 км при ширине от 5 до 50 км.

Золото-кварцевое жильное оруденение в большинстве случаев наблюдается в виде маломощных кварцевых жил в протерозойских осадочных породах, метаморфизованных до зеленосланцевой фации. Значительные проявления Au-кварцевого жильного оруденения – Глухариный и Копач. **Рудопроявление Глухариный** (Е.Я. Луцкин, 1964 г.; В.А. Семенов, 1974 г.; Горячев, 1998) состоит из золота кварцевых жил в позднепротерозойских кварц-хлорит-эпидотовых кристаллосланцах, кварцитах и метариолитах и сцементированных кварцем брекчиях в тех же породах. Вмещающие породы метаморфизованы в высшей ступени зеленосланцевой фации. Рудные минералы представлены самородным золотом, галенитом, халькопиритом, арсенопиритом и гематитом. Оруденение приурочено к трем широтным зонам протяженностью 1200–4000 м и шириной от 400 до 900 м. Запасы небольшие, бороздовые пробы содержат до 25 г/т Au и 50 г/т Ag.

Серебро-полиметаллическое оруденение приурочено к позднепротерозойским Cu-содержащим песчаникам, метаморфизованным в зеленосланцевой фации. Значительно рудопроявление **Опыт** (Е.Я. Ляский, 1937 г.; В.А. Ерзин, 1946 г.; Г.В. Ручкин и С.Л. Цыкарев, 1984 г.), представленное жилами и зонами сплошного, рассеянного и брекчиевидного прожилкования. Рудные минералы – пирит, халькопирит, борнит, галенит, сфалерит, куприт, самородная медь, халькозин, арсенопирит и электрум. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, доломитом, графитом и хлоритом. Жилы локализованы в позднепротерозойских меденосных графит-серицит-хлорит-кварцевых кристаллосланцах, а также позднеюрских алевролитах и песчаниках. Рудопроявление приурочено к сопряжению позднеюрской депрессии с блоком древних метаморфических пород близ слабоэродированной интрузии гранитов. Главное рудное тело длиной около 2 км в целом простирается с северо-запада на юго-восток примерно на 3 км. Прогнозные ресурсы залежи около 14 млн т с содержанием 1,5 % Cu, 1,2 % Pb, 0,5 % Zn, 180 г/т Ag и 1 г/т Au.

Серебро-полиметаллическое оруденение Шаманихинского металлогенического пояса ассоциирует с позднеюрскими гранитоидами и по сравнению с золото-кварцевым жильным оруденением в том же самом поясе отличается более разнообразным минеральным составом.

Поскольку метаморфогенные жильные проявления Шаманихинского пояса частично залегают в позднеюрских осадочных породах, жилы интерпретируются как сформировавшиеся в конце поздней юры или раннем мелу. Метаморфизм, ассоциирующие с ним деформации и образование золотых и серебро-полиметаллических жил (Nokleberg et al., 1998, 2000) произошли во время аккреции в конце поздней юры–начале раннего мела Омулевского, Уяндино-Ясачненского и Приколымского террейнов к окраине Северо-Азиатского кратона.

ЯНО-КОЛЫМСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Яно-Колымский металлогенический пояс золото-кварцевого, оловянно-вольфрамового жильного и грейзенового, золото-серебро-кварцевого оруденения, связанного с гранитоидами, и ртутно-сурьмяного оруденения в осадочных породах (Горячев, 1998) размещается в верхнепалеозойских–среднемезозойских породах Куларо-Нерского террейна и деформированной Верхоянской пассивной окраины. Вмещающие пояс толщи характеризуются крупными, широкими сдвиговыми зонами, хорошо выраженными складками и многочисленными гранитоидными интрузиями. Эти структуры и интрузии формировались во время коллизии континентальных блоков в поздней юре–раннем мелу. Зона коллизии вмещает крупный пояс раннемеловых гранитоидных плутонов, в большинстве своем высокоглиноземистых и S-типа, в меньшем количестве I-типа (Шкодзинский и др., 1992). Последние ассоциируют с многочисленными свитами даек андезитов и гранит-порфиров.

Многочисленные Au-кварцевые жильные коренные месторождения и связанные с ними Au россыпи в Яно-Колымском металлогеническом поясе являются объектами основной золотодобычи на Северо-Востоке России (Шило, 1960; Фирсов, 1957, 1985; Горячев, 1998). Общая добыча составила более чем 2750 т Au из россыпей и свыше 100 т рудного золота. Наиболее важными коренными месторождениями Au в металлогеническом поясе являются Наталка, разрабатываемое с 1945 г., из которого добыто около 75 т Au, Игуменовское месторождение, давшее 11 т Au, Родионовское, Ветренское и Утинское месторождения с суммарной добычей около 8 т, а также месторождения Среднеканское и Штурмовское. Разработка всех коренных месторождений временно прекращена, за исключением месторождений Наталка и Светлое. Большинство их до конца не разведаны. Значимыми месторождениями в поясе являются: золото-кварцевые жильные Алешкино, Базовское, Бадран, Бурхала, Чай-Юрья, Челбанья, Дайка Новая, Дарпир, Дегдекан, Диринь-Юрях, Джелгала-Тыеллах, Дорожное, Экспедиционное, Гольцовое, Игуменовское, Имтачан, Каменистое, Хангалаасс, Хантагай-Хая, Холодное, Контрандья, Ларюковое, Лазо, Мальдяк, Митрей, Наталка, Надежда, Павлик, Пил, Родионовское, Сана, Среднеканское, Стахановское, Штурмовское, Сох, Светлое, Табога, Талалах, Токичан, Туманное, Тунгусское, Туора-Тас, Учуй, Утинка, Верхне-Хетакчанское, Ветренское, Юглер, Юхонджа, Затесное и Жданное, золото-редкометалльные, связанные с гранитоидами Au месторождения Чистое, Мякитское и Приисковое, касситерит-кварцевые жильные месторождения Хатыннахское и др., серебро-сурьмяные месторождения Крохалиное и Сурьмяное, оловянно-вольфрамовое грейзеновое месторождение Бохапчинское; Кузьмичанское месторождение ртути в осадочных породах.

Ассоциирующие с коренными рудными месторождениями Яно-Колымского металлогенического пояса разнообразные коллизионные плутоны сложены диоритами-гранодиоритами, гранодиоритами-гранитами и гранитами-лейкогранитами, которые подробно охарактеризованы в гл. 5.

С гранит-лейкогранитными плутонами S-типа ассоциируют небольшие проявления олова и золота (золото-редкометалльного типа). Позднеюрские и раннемеловые диорит-гранодиоритовые интрузии относятся к ярко выраженному I-типу ильменитовой серии. С ними обычно ассоциируют Au-кварцевые жильные, золото-редкометалльные месторождения, а также W-жильные месторождения.

Золото-кварцевое месторождение Наталка (Фирсов, 1957; Шило, 1960; Ворошин и др., 1989; Гончаров и др., 2002) состоит из зон с субпараллельными и сетчатыми кварцевыми прожилками, сгруппированными в две или три системы, которые местами накладываются друг на друга по простиранию, образуя линзообразные или пластообразные жилы. Жильные минералы цементируют рассланцованные, брекчированные, катаклазированные и графитизированные позднепермские туфогенные осадочные породы. Месторождение приурочено к Тенькинскому разлому. Рудные залежи смяты в синклинали и антиклинали близ зоны разлома. Местами месторождение интрудировано многочисленными дорудными и пострудными дайками кислого или среднего состава. Зона минерализованных прожилков имеет ширину приблизительно 300 м; отдельные рудные тела встречаются в зонах от 50 до 300 м в длину и от 1 до 15 м по мощности. Нерудные минералы в прожилках представлены в основном кварцем (90–95 %), альбитом, анортоклазом, карбонатом, хлоритом и серици-

том, реже каолинитом, баритом, апатитом и графитом. Среди рудных минералов доминирует тонкозернистый рассеянный арсенопирит в сростках с пиритом в краевых частях жил. Подчиненные и более редкие минералы – галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, бурнонит, буланжерит, тетраэдрит-теннантит, шеелит, рутил, ильменит и стибнит. Тонкозернистое и микроскопическое низкопробное Au обычно ассоциирует с арсенопиритом и галенитом в жилах и прожилках. Значительное количество Au содержится в сростках с арсенопиритом в бортах жил. Месторождение Наталка – крупный золоторудный объект. Оно разрабатывается с 1945 г., и в нем добыто 75 т Au и 22 т Ag, а ежегодно добывается 8 т Ag и 4 т Au. Среднее содержание Au в руде 4 г/т.

Золото-кварцевое месторождение Светлое (П.И. Скорняков, 1953 г.; Федотов, 1960, 1967; Горячев, 1998) состоит из серии субпараллельных кварцевых жил протяженностью 600–1500 м при средней мощности 0,2–0,5 м. Жилы залегают согласно или размещаются в секущих под острым углом трещинах на крыльях асимметричной антиклинали с падением 70–85°. Рудные тела преимущественно северо-западного простирания, но могут варьировать от широтного до меридионального. Вмещающие Au-кварцевые жилы позднетриасовые и раннеюрские песчаники и глинистые сланцы интрудированы поперечной системой даек кислого и среднего состава. Рудные минералы представлены главным образом арсенопиритом, пиритом и галенитом, содержащими золото 858 пробы. Подчиненные рудные минералы – сфалерит, халькопирит, шеелит, пирротин и самородное золото. Месторождение маленькое, с запасами 3,6 т Au с содержанием от 1,0 до 100 г/т, в настоящее время отработано.

Месторождение Холодное, находящееся южнее, состоит из трех систем кварцевых жил и минерализованных зон трещиноватости, простирающихся в северо-западном направлении. Некоторые жилы приурочены к дайкам. Золото встречается в виде очень мелких включений или неправильных масс.

Золото-кварцевое месторождение Утинское (И.Р. Якушев, 1950 г.; П.И. Скорняков, 1953 г.; Горячев, 1998) приурочено к свите позднеюрских оруденелых даек, которая протягивается примерно на 35 км. Дайки секут среднеюрский осадочный разрез под острым углом к слоистости. Вмещающие осадочные породы смяты в изоклинальные складки запад-северо-западного простирания. Главное рудное тело протягивается на 12 км и приурочено к крутопадающей дайке мощностью от 0,4 до 1,3 м, которая сложена гидротермально измененными андезит-порфиритами. Дайка интенсивно нарушена и деформирована. Au-кварцевые жилы образуют сложные, часто диагонально пересекающиеся системы внутри дайки. Некоторые кварцевые жилы, также косо секущие дайки, протягиваются в окружающие осадочные породы. Арсенопирит, пирит и пирротин составляют до нескольких процентов вещества жил. Присутствуют также золото, галенит, сфалерит, халькопирит, джемсонит, Bi-буланжерит, тетраэдрит, шеелит, марказит и стибнит. Распределение золота крайне неравномерное, рудные столбы протягиваются по простиранию на 5–30 м и достигают нескольких сотен метров в ширину. Месторождение было открыто в 1929 г., среднее по запасам, частично отработано; добыто 12 т Au с содержаниями в руде от 0,1 до 3,923 г/т Au. Содержания Au в рудных скоплениях колеблются от 5 до 3,923 г/т.

Золото-кварцевые жильные и ассоциирующие с ними месторождения Яно-Колымского металлогенического пояса располагаются в виде линейных полос и кластеров, которые контролируются двумя крупными системами зон сдвигов, протягивающихся в северо-западном направлении на 500–600 км (Горячев, 1998). Контролирующими структурами второго порядка являются менее протяженные диагональные и поперечные зоны разломов, ограниченные сдвигами северо-западного простирания. Наиболее крупные Au-кварцевые жильные месторождения, как правило, приурочены к зонам северо-западного простирания. Главные типы Au оруденения представлены: 1) минерализованными зонами дробления (линейными штокверками) с бедными рудами, которые не так широко распространены, как другие типы руд, но содержат примерно половину запасов Au региона, 2) кварцевыми жилами, которые обычно содержат богатые руды с крупным золотом, наиболее благоприятные для разработки, но с меньшими запасами, 3) Au-содержащими кварцевыми штокверками в измененных дайках с бедными рудами, но вмещающими рудные скопления с высоким содержанием и средними запасами, 4) связанными с гранитоидами Au-редкометалльно-кварцевыми жилами и грейзенами с низким содержанием Au, а также рудами, обогащенными мышьяком.

Возраст оруденения определен разными методами в интервале 147–134 млн лет (Горячев, 1998; Ньюберри и др., 2000).

Вмещающими породами золото-кварцевых месторождений Яно-Колымского металлогенического пояса служат черные глинистые сланцы и туфогенные осадочные породы (пермь–юра), которые образуют часть Куларо-Нерского террейна. Глинистые сланцы местами содержат аномальные количества сингенетичного углистого вещества. Au минерализация связана с погружением и зеленосланцевым метаморфизмом низкой ступени, который включает как контактовый, так и региональный, проникающий, метаморфизм и гидротермальную деятельность (Гельман, 1976). Au-кварцевые жильные месторож-

дения Яно-Колымского металлогенического пояса сходны с другими месторождениями такого типа во всем мире. Главными особенностями месторождений этого типа являются: 1) преобладание кварца, 2) небольшие количества сульфидных минералов (менее 5 %) главным образом арсенопирита и пирита, и отсутствие минералов теллура, незначительная примесь жильных минералов (менее 3–5 %) – серицита, альбита, карбонатных минералов и хлорита, 3) во многих местах значительный вертикальный размах оруденения при малой или отсутствующей вертикальной зональности.

Большинство золото-кварцевых жильных месторождений ассоциируют с зеленосланцевым метаморфизмом низкой ступени. Они формировались в течение коллизии после образования серии диорит-гранодиоритовых даек и мелких штоков и перед внедрением гранитоидных плутонов гранодиорит-гранитной серии и в последующем местами были термально метаморфизованы поздними плутонами. Соответственно, Яно-Колымские Au-кварцевые жильные месторождения как генетически, так и парагенетически связаны с одновозрастными диоритовыми дайками и небольшими гранитоидными плутонами I-типа. Au отлагалось в две стадии: 1) из гидротермального флюида, генерировавшегося во время метаморфизма содержавшегося в осадках Au, которое, в свою очередь, произошло во время многостадийного переотложения Au из золотоносных зон в пирротине и пирите в эксгаляционно-осадочных залежах и 2) из гидротермального флюида, генерировавшегося во время внедрения гранитоидов I-типа. Связанные с гранитоидами Au-кварцевые жильные месторождения приурочены к позднеюрским и раннемеловым гранодиорит-гранитным и гранит-лейкогранитным плутонам (Горячев, 1998).

Au-редкометалльные месторождения и ассоциирующие с ними месторождения Яно-Колымского пояса сформировались во время синколлизионных региональных деформаций, метаморфизма и магматизма, связанных с аккрецией разнообразных террейнов к окраине Северо-Азиатского кратона (Верхоянская пассивная окраина) (Nokleberg et al., 1998, 2000). Sn-жильное, Sn-грейзеновое, W-жильное и Hg оруденение в осадочных породах Яно-Колымского металлогенического пояса формировалось во время внедрения раннемеловых позднеколлизионных (анатектических) гранитоидных пород (гранодиорит-гранитная и гранит-лейкогранитная ассоциации) Главного Колымского гранитного пояса (Nokleberg et al., 1994, 1997). Альтернативно П.В. Бабкин (1975) и В.И. Бергер (Berger, 1993) полагают, что Hg оруденение в обломочных осадочных породах сформировалось позже в палеоцене.

КУЮЛЬСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Куюльский металлогенический пояс подиформных хромитовых месторождений находится в южной части покровов и надвигов Корякского нагорья на востоке центральной части Северо-Востока России. Протягивается более чем на 900 км от п-ова Тайгонос до северных отрогов хр. Пекульней. Размещается в куюльских офиолитах части Куюльского субтеррейна Таловского террейна зоны субдукции (Nokleberg et al., 1994, 1997), входящих в состав Корякского орогенного пояса. Куюльские офиолиты содержат около 20 плохо изученных хромитовых залежей в серпентинизированных перидотитах, которые встречаются примерно в 50 небольших, плохо обнаженных ультрамафитовых телах. Наиболее значительные из них Таловское и Тихореченское рудопроявления (Nokleberg et al., 1997, 1998). Эти залежи состоят из хромита и акцессорной хромшпинели, находящихся вместе с минералами ЭПГ в дунитах и ассоциирующих с ними ультрамафитовых породах. Локальные концентрации Cu-Zn-Co-Ag сульфидных минералов встречаются в карбонатных брекчиях (Горелова, 1990).

Куюльский субтеррейн Таловского террейна состоит из тектонических пластин, сложенных (Nokleberg et al., 1994, 1997): 1) серпентинитовым меланжем с блоками: а) ультрамафитовых пород, габбро, плагиогранитов, серий даек океанического происхождения, зоны субдукции и амфиболитов, б) островодужных вулканических и осадочных накоплений, сложенных преимущественно андезитами, дацитами и их туфами, и глаукофановых сланцев, в) преддуговых туфов и осадочных пород; 2) куюльскими офиолитами, представленными гарцбургитами, габбро, троктолитами, верлитами, плагиогранитами, комплексом параллельных даек и подушечными лавами батского и титонского возраста (Чехов, 1982; Марков и др., 1982); 3) кингивеемским комплексом, состоящим из океанических вулканических, кремнистых и карбонатных пород пермского, средне-позднетриасового и среднеюрского возраста; 4) куюльским меланжем зоны субдукции, состоящим из позднеюрских и раннемеловых турбидитов, содержащих остатки бухий и среднеюрские радиоляриевые кремни.

Куюльский офиолитовый комплекс, вмещающий Куюльский металлогенический пояс, формировался либо во время спрединга окраинно-морского бассейна в течение ранних стадий формирования островной дуги, либо по соседству с трансформным разломом на окраине океанического бассейна (Паланджян, Дмитренко, 1990).

ЯСАЧНЕНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Ясачненский металлогенический пояс свинцово-цинковых скарнов и медно-порфировых месторождений в виде двух ветвей протягивается в северо-западном направлении примерно на 500 км, достигая в ширину 100 км. Месторождения ассоциируют с позднеюрскими гранитоидными и субвулканическими телами Уяндино-Ясачненского островодужного террейна. Крупные Pb-Zn скарновые месторождения – это Террасное и Кунаревское (Шпикерман, 1998). Медно-порфировое месторождение Дацитовое пространственно ассоциирует с Pb-Zn скарновым Кунаревским. Такие взаимосвязи определяют комплексный рудный район, где Pb-Zn скарновое и Cu-порфировое оруденение тесно ассоциируют друг с другом.

Террасное свинцово-цинковое скарновое месторождение (Шпикерман, 1998) располагается вдоль разлома, рассекающего позднедевонские глинистые и кремнистые породы, лежащие в основании позднеюрской вулканической депрессии, интрудированные гипабиссальными дайками над невскрытым позднемезозойским гранитоидным интрузивом. Скарны состоят из геденбергита, граната (андрадита-гроссуляра) и ильваита. Главные рудные минералы – сфалерит, галенит, халькопирит и магнетит. Серебро встречается главным образом с сульфидными минералами, и преобладают Ag-полиметаллические минералы. Ag минерализация наложена на скарны. Месторождение имеет прогнозные запасы в 5,2 млн т со средним содержанием около 1 % Pb, 5 % Zn и 140 г/т Ag. Протяженность рудной залежи около 700 м.

Кунаревское Cu-порфировое месторождение (Шпикерман, 1998) представляет собой комплексное месторождение, содержащее как Cu-порфировое, так и Pb-Zn-Cu-Ag скарновое оруденение. В центре вмещающего позднеюрского вулканического комплекса находится Ag-Cu-B-кварцевый штокверк, связанный с дайкой трахириолит-порфиров и штоком кварцевых диоритов. Кварц-карбонатные прожилки в штокверке содержат пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, фрейбергит и Ag-Pb-Bi сульфосоли. Вмещающие риолиты и кварцевые диориты интенсивно пиритизированы, а кварцевые диориты пропилитизированы. Эта часть месторождения известна как рудопроявление Дацитовое. Западнее и южнее расположено Pb-Zn-Cu-Ag скарновое месторождение Кунаревское. Скарны залегают в виде пластовых замещений средне- и позднеюрских известковистых конгломератов и в виде жил, выполняющих трещины ниже и выше конгломератов. Они состоят из геденбергита и граната вместе с пирротином, сфалеритом и халькопиритом. Центральная часть месторождения состоит из более молодых кварц-карбонатных жил и прожилков, которые содержат сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, кобальтин, матильдит и галенит-висмутин. Средние содержания таковы: 0,7–1,1 % Pb, 1,15–10,5 % Zn и 47–170 г/т Ag. Далее к югу скарны замещены эпидот- и яшмосодержащими метасоматическими породами. На южном фланге месторождения в нескольких местах наблюдаются полиметаллические залежи мощностью то 10 до 25 м. Рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом, халькопиритом и марказитом.

Соседнее серебряное **рудопроявление Широкое** находится дальше от центральной части вулканоструктуры, в северо-западном конце рудного поля. Проявление залегает в нижней части вулканического разреза и представляет собой кварц-карбонат-сульфидный штокверк и жилы в ранне- и среднедевонских известняках. Штокверк и жилы образуют конформные и секущие рудные тела сложной морфологии. Рудные минералы, по данным Н.Е. Саввы, представлены галенитом, Pb-содержащим сульфостибнитом, сфалеритом, сульфосолями серебра, фрейбергитом, акантитом, бурнонитом, самородным серебром и стибнитом. Средние содержания в богатых рудах составляют 1100 г/т Ag, 1,3 % Pb, 0,6 % Zn и 0,4 % Sb.

Кунаревское свинцово-цинковое скарновое месторождение размещается в эродированной позднемезозойской вулканоструктуре. В основании вулканического разреза залегают разбитые разломом палеозойские обломочные и карбонатные породы. Основная часть вулканического разреза состоит из пологозалегающих вулканических и осадочных пород. Нижняя его часть содержит известковистые конгломераты мощностью до 150 м, перекрытые аргиллитами мощностью 350 м, а верхняя сложена смешанными туфами мощностью около 80 м. В центральной части разреза находится кальдера диаметром около 4–5 км, которая углублена в складчатый палеозойский фундамент. Кальдера выполнена породами верхней части вулканического разреза. Интрузивные породы включают субвулканические штоки, сложенные андезитами, дацитами, диоритами и гранит-порфирами. Встречаются также эксплозивные брекчии. Наиболее молодой из интрузивных пород является трахириолитовая дайка северо-восточного простирания. Rb-Sr изотопный возраст субвулканических пород 141,5±6,5 млн лет (Шпикерман, 1998).

Zn-Pb скарны и ассоциирующее с ними оруденение Ясачненского металлогенического пояса размещаются в основном в палеозойском карбонатном основании Уяндино-Ясачненского островодужного террейна, прорванном позднеюрскими гранитами, диоритами и риолитами. Оруденение формировалось в позднеюрской островной дуге.

ТАМВАТНЕЙ-МАЙНИЦКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Тамватней-Майницкий металлогенический пояс подиформных хромитовых залежей и колчеданных месторождений типа Куроко приурочен к тамватнейским офиолитам и другим подобным образованиям на востоке центральной части Северо-Востока России. Тамватнейские офиолиты тектонически перемежаются с другими подразделениями в Майницком островодужном террейне (Nokleberg et al., 1994, 1997) Корякского орогенного пояса. Месторождения состоят из редких залежей массивных хромитов с акцессорными Os-Ru-Ir минералами в дунитах, пироксенитах и ассоциирующих породах. Обогащенная хромом шпинель ассоциирует с Pt, Rh и Pd минералами (Дмитренко и др., 1987, 1990). Значительные залежи горы Красная и Чирынайских гор размещаются в дунитах и расслоенных комплексах габбро, дунитов и перидотитов (Nokleberg et al., 1997, 1998).

Красногорское месторождение хромитов (Дмитренко, Мочалов, 1986; Дмитренко и др., 1987) состоит из двух горизонтов с многочисленными хромитовыми телами в альпинотипном ультрамафитовом массиве горы Красная. Верхний горизонт располагается на контакте дунитов и залегающего выше пироксенит-дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. Хромиты приурочены к дунитам. Линзы и шлиры почти сплошных или сплошных хромитов прослеживаются на 35–70 м при мощности до нескольких метров. Несколько крупных линзообразных тел в основании дунитов – это сплошные и концентрированные хромиты на протяжении 60–100 м по простиранию и мощностью более 1 м. Наблюдается также зона хромитовой вкрапленности мощностью до 22 м. Металлы платиновой группы, ассоциирующие с хромитами, присутствуют в виде твердых растворов в сульфидах с Os, Ir и Ru в гексагональных формах, а Pt, Ru и Rh – в кубических. Иногда присутствуют редкие вторичные арсениды и сульфоарсениды платины, родия и палладия.

Месторождение колчеданных руд Угрюмое состоит из массивных сульфидных руд с высокими концентрациями Cu, Zn, Pb и Au, распространенных в зоне окремненных пород длиной около 3 км (Опарин, Сушенцов, 1988). Сульфидные горизонты состоят из сплошного пирита, халькопирита и кварца. Сульфиды приурочены к мезозойским переслаивающимся базальтам, плагиориолитам, туфам и кремнистым туфоалевролитам. Месторождение рассматривается как возможный тип Куроко; залегает в лазовской толще геттангского и синемюрского возраста. Интрузивные породы представлены гранитами, плагиогранитами и габбро. Многочисленные геологические данные предполагают значительные потенциальные возможности обнаружения других сульфидных залежей в этом поясе.

Тамватнейские офиолиты, вмещающие Тамватнейско-Майницкий металлогенический пояс, состоят из крупных крутопадающих тектонических блоков, сложенных более древним комплексом серпентинитового меланжа с гарцбургитами и лерцолитами и более молодым – позднеюрских и раннемеловых (неокомских) базальтов, андезитов и мафических вулканокластических пород (Дмитренко и др., 1990). Серпентинитовый меланж сложного строения состоит из ультрамафитовых пород, габбро, кремней, палеозойских и раннепалеозойских известняков, амфиболитов, зеленых и глаукофановых кристаллосланцев, а также эклогитов. Более молодой комплекс содержит яшмы, базальты, плагиориолиты, алевролиты и песчаники раннемезозойского и позднеюрско-раннемелового возраста (Тильман и др., 1982; Марков и др., 1982). Нижний структурный комплекс является частью аккреционной призмы с преобладанием пород былой океанической литосферы, тогда как верхний комплекс представляет собой основание позднеюрской и раннемеловой островной дуги (Паланджян, Дмитренко, 1990). Подиформные Cr залежи металлогенического пояса (Красногорское и другие месторождения) размещаются в более древнем комплексе, тогда как незначительные залежи массивных сульфидов кипрского типа – в более молодом. Майницкий террейн тектонически связан с Алькатваамским террейном аккреционного клина (Nokleberg et al., 1998, 2000).

КОНДЁР-ФЕКЛИСТОВСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Кондёр-Феклистовский раннемеловой пояс Cr-PGE месторождений связан с несколькими зональными мафит-ультрамафитовыми интрузиями, которые трассируют зону предполагаемого разлома северо-западного простирания, секущего юго-восточную часть Станового блока Северо-Азиатского кратона и северо-восточную часть Галамского террейна. Пояс включает крупное зональное мафит-ультрамафитовое Cr-PGE месторождение Кондер, месторождения Чад и Феклистов.

Месторождение Кондер (Маракушев и др., 1990; Залищак и др., 1993; Bundtzen, Sidorov, 1998) локализовано в Кондерском щелочно-ультраосновном массиве площадью около 12 км^2, который представляет собой изометричное в плане интрузивное тело с субвертикальными контактами и зонально-кольцевым строением. В нем выделяются щелочные пегматиты, диориты, диорито-сиениты, меланократовые диориты, косьвиты, пироксениты, перидотиты, дуниты, а также магнетит-биотит-пироксеновые и

магнетит-амфибол-пироксеновые породы, образующие поля линзовидных тел и даек. Центральная часть массива сложена преимущественно дунитами, площадь распространения которых составляет около 6 км^2. С дунитовым ядром массива ассоциирует платиновая минерализация.

Проявления коренной платиновой минерализации в дунитах представлены двумя морфологическими типами: 1) линзообразными залежами прожилково-вкрапленной минерализации протяженностью от 2 до 50 м и мощностью первые метры, 2) овальными в плане залежами вкрапленной минерализации до 300 м по длинной оси. МПГ в залежах первого типа ассоциируют с хромитом и оливином и встречаются в сростках с ними или в виде небольших изометричных включений. Второй тип залежей сложен хромдиопсидом, флогопитом и магнетитом с МПГ, образующими сростки с магнетитом, пироксеном и реже флогопитом.

Существуют расхождения по поводу возраста и тектонической обстановки формирования рудоносных мафитовых и ультрамафитовых пород. Первоначально эти породы считались неопротерозойскими (Косыгин, 1994) или палеозойскими (Каретников, 2004). Однако А.И. Ханчук (Nokleberg et al., 2003) интерпретирует мафитовые и ультрамафитовые породы как юрские, потому что эти интрузии сходны по составу с юрскими плутонами Ариадненского магматического пояса, который формировался непосредственно перед позднеюрской аккрецией в регионе или, возможно, в среднемеловое время. Неопубликованные K-Ar возрасты зональных мафит-ультрамафитовых интрузий в Кондерском массиве варьируют от 110 до 160 млн лет (А.М. Ленников, 1993 г.). Ar-Ar возраст 127 млн лет (ранний мел) недавно получен для щелочных мафит-ультрамафитовых магматических пород массива Ингили (Nokleberg et al., 2003), который может быть частью того же самого магматического пояса, который ассоциирует с Кондерским металлогеническим поясом.

Металлогенический пояс формировался во время внедрения внутриплитной интрузии мафит-ультрамафитовых плутонов по глубинному разлому, который возник вдоль окраины Северо-Азиатского кратона во время коллизии и аккреции внешних террейнов в раннем мелу.

ЧАРА-АЛДАНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Чара-Алданский металлогенический пояс золотоносных скарнов, месторождений золота карлинского типа и золото-порфировых месторождений на рассматриваемой территории представлен лишь своим крайним восточным флангом, где наиболее изучены только небольшие скарновые золоторудные месторождения, примером которых является месторождение Клин.

Скарновое месторождение золота Клин[3] связано со скарнированными карбонатными породами чехла Алдано-Станового щита, интрудированными сиенитами и щелочными породами. На месторождении развиты терригенно-карбонатные породы юдомской и пестроцветной свиты, прорванные крупным Ороченским массивом и силлами диорит-сиенитов. Золотое оруденение связано с эпидот-гранат-магнетитовыми скарнами, образующими кольцо с периметром около 3 км на абсолютных отметках 1200–1250 м. Канавами и небольшими карьерами вскрыты рудные тела мощностью от 4,0 до 5,5 м с содержанием золота в среднем от 7 до 15 г/т. Кроме скарновых минералов в рудах отмечены золото, халькопирит, пирит, галенит, арсенопирит, малахит и лимонит. Золото в виде мелких пластинчатых зерен проволочковидной и октаэдрической формы величиной до 5 мм.

В докембрийских породах на территории металлогенического пояса известны многочисленные признаки золотой минерализации, однако они изучены пока крайне слабо.

Формирование металлогенического пояса связывается с первичным накоплением золота в древних терригенно-карбонатных породах с последующей реювинацией золотоносных отложений и формированием золоторудных месторождений в процессе внедрения юрско-раннемеловых щелочных гранитоидов.

КЕРБИ-СЕЛЕМДЖИНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Керби-Селемджинский позднеюрско-раннемеловой металлогенический пояс золото-кварцевых и связанных с гранитоидами Au жильных месторождений характеризуется развитием систем кварцевых жил в позднемеловых гранитоидах, прорывающих Тукурингра-Джагдинский и Баджальский террейны. Эти террейны перекрыты и интрудированы меловым Умлекано-Огоджинским и позднемеловым–раннетретичным Хингано-Охотским вулкано-плутоническими поясами. Основные месторождения золота – Токурское и Маломырское.

Токурское месторождение (Мельников, Фатьянов, 1970; Моисеенко, Эйриш, 1996) представлено серией золотоносных жил. Рудные минералы составляют не более 3 % объема руд и включают пирит, арсенопирит, золото, сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, тетраэдрит, теннантит и шеелит. Жильные минералы – кварц, адуляр, серицит, хлорит и кальцит. Пробность золота от 650 до 800. Содер-

[3]По: Моисеенко, Эйриш, 1996.

жание сфалерита и арсенопирита увеличивается с глубиной. Карбонатный материал залегает вдоль зальбандов жил. Мощность жильных зон от 25 до 90 м. Жилы обычно залегают согласно со слоистостью вмещающих пород, но в некоторых случаях ориентированы под углом к ней. Протяженность их достигает 800 м по простиранию и до 500 м по падению. Жилы интрудированы диоритовыми дайками и штоками. Месторождение среднего размера, разрабатывалось с 1933 по 1940 г.

Маломырское золоторудное месторождение расположено в западной части Керби-Селемджинского металлогенического пояса. Оно представлено серией рудных зон, из которых наиболее изучена рудная зона Диагональная, наклоненная на СЗ под углами 25–30°. Зона образована слабопиритизированными перемятыми и дробленными до брекчий, метаалевропелитовыми и кремнистыми сланцами, пронизанными прожилками (1–10 мм) кварцевого, сульфидно-кварцевого, карбонат-кварцевого и адуляр-кварцевого состава. Сульфиды в прожилках и цементе представлены выделениями (1–2 мм) и прожилками пирита и игольчатого арсенопирита. Отмечаются зерна халькопирита, сфалерита, пирротина, марказита, халькозина и иногда вольфрамита. Содержание сульфидов в рудах 2–5 %. Зона Диагональная прослежена по простиранию на 4,2 км и по падению буровыми скважинами до глубины 270 м при мощности 60–100 м. В зоне оконтурена залежь длиной 2 км, длиной по падению 280–350 м и мощностью от 14,5 до 49,1 м при среднем содержании 2,45 г/т (в отдельных рудных телах от 3,02 до 11,8 г/т). Выделяется два геохимических типа руд: существенно низкомышьяковистые кварцевые (Au:Ag > 1) и высокомышьяковистые с примесью Cu, As и W (Au:Ag = 1:5).

Пояс формировался во время коллизии Ханкайского и Буреинского супертеррейнов с Северо-Азиатским кратоном. Процесс формирования пояса включал два этапа: накопление рассеянного золота в осадочных породах в среднем триасе и тектоническая реактивация в позднеюрское–раннемеловое время, сопровождавшаяся формированием рудных скоплений золота. Во время позднеюрской коллизии, средне-позднепалеозойские кластические породы пассивной континентальной окраины Северо-Азиатского кратона были надвинуты на Буреинский супертеррейн с севера на юг. Палеозойские кластические породы и ограниченно распространенные океанические толеиты, кремни, известняки и черные сланцы Тукурингра-Джагдинского и Галамского террейнов аккреционного клина образуют покровы. Во время коллизии и регионального надвига эти породы были регионально метаморфизованы до зеленосланцевой фации с образованием золотоносных жильных месторождений на позднем этапе. Локальный метаморфизм высокой степени имел место в метаморфических куполах.

АРИАДНЕНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Ариадненский среднеюрско-раннемеловой металлогенический пояс Ti-Fe (+V) и Cr-PGE зональных месторождений связан с мафит-ультрамафитовыми плутонами, интрудирующими Самаркинский террейн аккреционного клина. Зональные интрузии, распространенные в Ариадненском металлогеническом поясе, представлены позднеюрскими мафитовыми и ультрамафитовыми плутонами с K-Ar возрастом около 160 млн лет. Эти плутоны интерпретируются как синвулканические интрузивы, прорывающие турбидиты Самаркинского террейна непосредственно перед аккрецией террейна в раннем мелу.

Основные месторождения – Катэнское, Ариадное и Кокшаровское, представленные главным образом пластообразными зонами вкрапленных или массивных ильменитовых руд в габбро и пироксенитах. Титан-магнетитовые и апатитовые руды редки. Месторождения также содержат редкие минералы платиновой группы. Вмещающие плутонические тела имеют мощность несколько десятков и длину несколько сот метров. Их K-Ar возраст 160–170 млн лет. Петрохимические признаки и минеральный состав габбро и пироксенитов сходны с теми, в которых локализовано месторождение Кондер (Nokleberg et al., 2003).

Катэнское месторождение (Щека и др., 1991) представлено крупными зонами вкрапленных ильменитовых руд в раннемеловом пироксен-роговообманковом и оливиновом габбро. Месторождение состоит из линзовидных тел мощностью несколько десятков метров и протяженностью более 1 км.

Ариадное месторождение (Щека и др., 1991) состоит из многочисленных небольших пластообразных зон вкрапленных ильменитовых руд в расслоенных интрузивах – пироксен-роговообманковом габбро и пироксенитах. Зоны ильменитовых руд имеют мощность несколько десятков метров и длину несколько сотен метров. K-Ar возраст вмещающей интрузии 160–170 млн лет. Месторождение крупное, а среднее содержание в рудах 1,0–11,8 % TiO_2 и 0,086 % V_2O_5.

Кокшаровское месторождение (Щека и др., 1991) состоит из вкрапленности ильменита, магнетита и апатита в роговообманковых и биотитовых пироксенитах с K-Ar возрастом 160 млн лет. Встречаются минералы платиновой группы. Месторождение крупное, средние содержания 1,0–10 % P_2O_5; 3,3–4,5 % TiO_2.

Пояс сформировался во время генерации ультрамафитовых и габбровых плутонов в период под-

двига океанического хр. Кула и формирования бимодальных изверженных пород вдоль трансформной континентальной окраины. Средне- и позднеюрский матрикс Самаркинского террейна состоит из парautохтонных турбидитов и олистостромы с фрагментами в основном средне- и позднепалеозойских офиолитов и зеленых сланцев, среднетриасовых роговиков, раннеюрских кремнистых и глинистых сланцев, а также триасовых кластогенных пород. Олистостромы, в частности в северной части террейна, содержат крупные фрагменты каменноугольных до раннепермских известняков.

РАННЕМЕЛОВЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И РУДНЫЕ РАЙОНЫ (136–99 млн лет)

Главные металлогенические пояса второй половины раннего мела на Востоке России следующие (рис. 8.8): 1) Лево-Омолонский – меденосных скарнов и молибден-медно-порфировых руд, 2) Олойский – медно-молибден-порфировых руд, 3) Удско-Мургальский – Cu-Mo-порфирового, золото-редкометалльного связанного с гранитоидами и эпитермального золото-серебряного оруденения, 4) Чукотский – золото-кварцевых жильных и связанных с ними месторождений, 5) Северо-Становой – связанных с гранитоидами жильных месторождений золота и золото-серебряных эпитермальных месторождений, 6) Джелтулакский – жильных месторождений золота, связанных с гранитоидами, 7) Северо-Буреинский – золото-серебряных эпитермальных и связанных с гранитоидами жильных месторождений золота, 8) Самаркинский – Cu-Mo (±Au, Ag)-порфировых, Mo (±W, Sn, Bi) и W±Mo±Be скарновых месторождений, 9) Ланский – Hg±Sb месторождений в терригенных породах и 10) Беневский рудный район скарновых месторождений вольфрама.

ЛЕВО-ОМОЛОНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Лево-Омолонский металлогенический пояс меденосных скарнов и молибден-медно-порфировых руд ассоциирован с небольшими раннемеловыми штоками и мелкими телами гранодиоритов, образующими цепочку северо-западного простирания протяженностью около 300 км вдоль левобережья р. Омолон (Nokleberg et al., 1997, 2003). Главные типы месторождений представлены Mo-Cu-порфировыми и связанными с ними Mo-Cu скарновыми месторождениями. Наиболее значимы месторождения Бебекан и Медь-Гора. С Mo-Cu-порфировыми месторождениями связаны жильные Au-Ag и Pb-Zn месторождения.

Молибден-медное месторождение Бебекан представляет собой штокверк сульфидно-кварцевых прожилков с вкрапленностью молибденита, халькопирита, пирита, сфалерита, пирротина, арсенопирита, борнита и ковеллина, локализованный в порфировых гранодиоритах раннего мела (Алексеенко и др., 1990). Гранодиориты интенсивно окварцованы, серицитизированы, калишпатизированы и биотитизированы. Рудное тело имеет размеры около 1,5 км в длину при ширине 400–500 м, соизмеримые с площадью интрузива. Ореол вкрапленного пирита удален на 1 км от интрузива и ассоциирует с зоной пропилитового метасоматоза во вмещающих позднеюрских вулканогенно-осадочных отложениях. Месторождение средних размеров и содержит около 0,5 % Mo и 0,7 % Cu с небольшой примесью Pb, Zn, W, Au и Ag.

Медно-молибден-скарновое месторождение Медь-Гора (Городинский и др., 1978; Очерки…, 1994) представляет собой ареал прожилково-вкрапленной минерализации в скарнах, вдоль контактов раннемелового одноименного плутона гранит-гранодиоритов. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, молибденитом, пирротином, магнетитом, гематитом и сфалеритом. Скарны сложены гранатом, пироксеном, актинолитом, скаполитом, кальцитом и эпидотом. Встречаются также хлорит, слюда и кварц. Отдельные скарноворудные тела прослежены на 30–160 м. Месторождение среднее по размерам с содержаниями 0,1–0,64 % Mo, 0,94–2,94 % Cu и 0,4 г/т Au.

Лево-Омолонский пояс расположен вдоль северо-восточной окраины Омолонского кратонного террейна. Его происхождение может быть связано с двумя возможными обстановками: 1) раннемеловые гранитоиды представляли собой поперечные пояса, связанные с действием Удско-Мургальского вулканогенного пояса, или 2) они были частью Олойского вулканического пояса – части раннемеловой Олойской окраинно-континентальной магматической дуги, которая существовала к северо-востоку от Омолонского террейна (Nokleberg et al., 1994, 1997, 2000, 2003).

ОЛОЙСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

В бассейне р. Яблон и в зоне Анадырского разлома, в крайней северо-восточной части Олойско-Чукотского орогена, порфировые Cu-Mo месторождения ассоциируют с меловыми плутонами габбро, диоритов и щелочных гранитов. Эти месторождения могут контролироваться Олойским металлогеническим поясом порфировых Cu-Mo и Au-Ag эпитер-

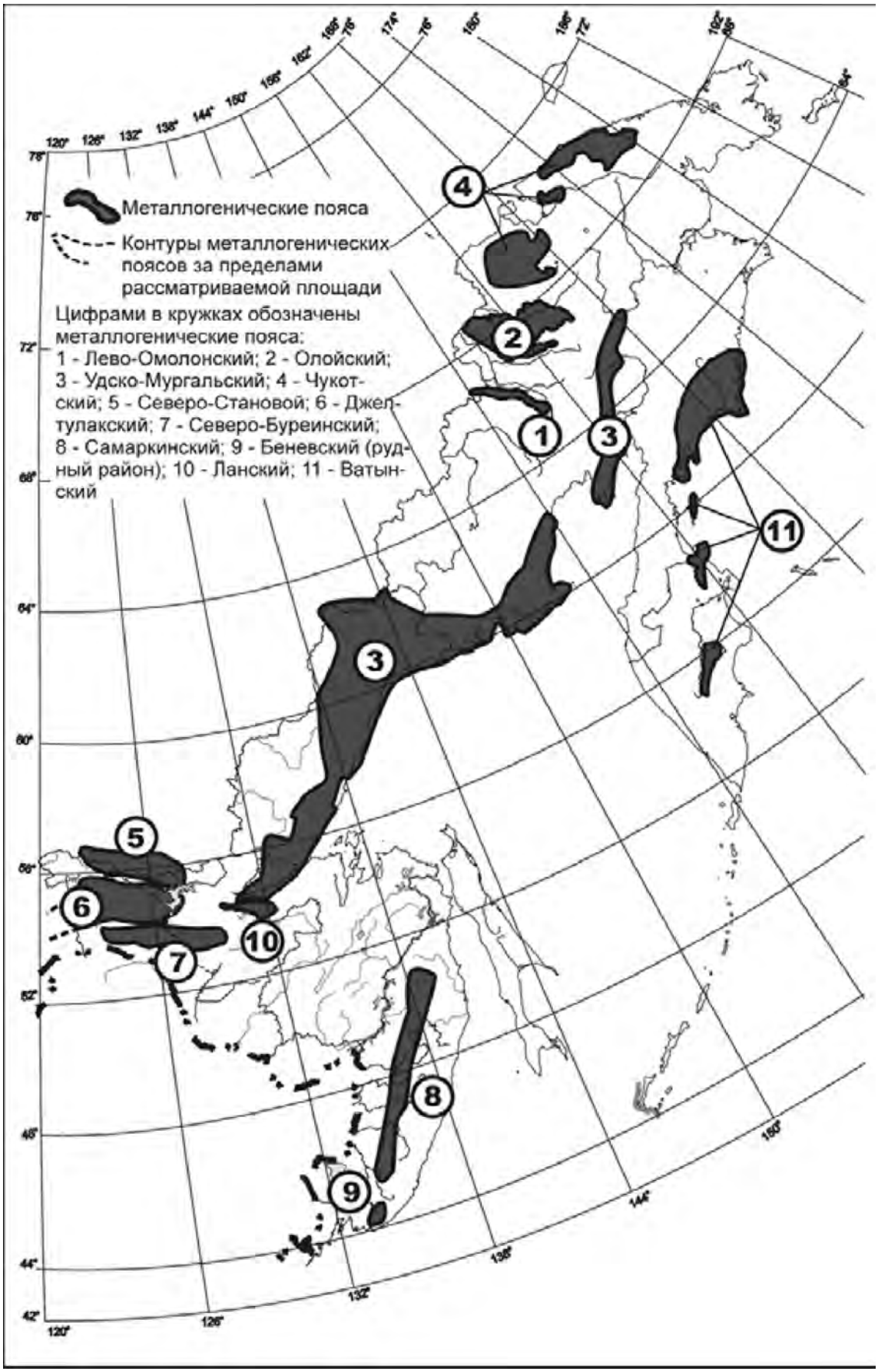


Рис. 8.8. Раннемеловые (136–99 млн лет) металлогенические пояса и рудные районы

мальных жильных месторождений, которые размещаются в более молодой (неокомской) части позднеюрско-неокомского Олойско-Святоносского вулканического пояса (Nokleberg et al., 1994, 1997). Наиболее изученное месторождение Баимское охарактеризовано в гл. 7.

УДСКО-МУРГАЛЬСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Удско-Мургальский металлогенический пояс Cu-Mo-порфирового, золото-редкометалльного связанного с гранитоидами и эпитермального золото-серебряного оруденения располагается вдоль северо-западного побережья Охотского моря в перивулканической зоне более молодого Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, где оруденение ассоциирует с изолированными древними раннемеловыми вулканоструктурами или с плутонами раннемеловых гранитоидов (Goryachev, 2002). Значимыми месторождениями пояса являются (Nokleberg et al., 1997, 1998; Горячев, 2003): молибден-порфировые Гуан-Ти (Архимед), Хакандья, Молибденитовый, Тикас и Травка; Cu-Mo-порфировые – Накхатанджинское, Этанджа, Икримун, Осеннее, Окса, Усинское и Викинг, Лора; золото-серебро-кварцевое – Школьное, золото-редкометалльные связанные с гранитоидами – Тэутэджак, Бутарное и Цирковое; Au-Ag эпитермальные жильные – Джульетта, Березовогорское, Иргуней, Нявленга, Сергеевское и Серовское; Cu скарновое – Малый Комуй; Mo грейзеновое и жильное – Ласточка и Co-Bi-As жильное – Верхнесеймчанское. Co и Bi месторождения, такие как Верхний Сеймчан, ассоциируют с меловыми гранитоидными плутонами.

В Северном Приохотье пояс зонален. Внутренняя зона характеризуется молибден-медным и медным оруденением, приуроченным к многофазным, крупным, Na серии раннемеловым плутонам габбро, тоналитов, гранодиоритов и плагиогранитов с низкими первоначальными величинами Sr отношения (< 0,705). Для внешней зоны типично существенно молибденовое месторождение, ассоциирующее с более калиевыми гранитами и гранит-порфирами. Здесь же в ассоциации с ними проявлены и золото-редкометалльные месторождения, связанные с гранитоидами. Рудные месторождения располагаются вдоль кальдер, диаметр которых от 7 до 12 км. Порфировые месторождения обычно содержат халькопирит, молибденит и другие минералы в виде прожилков, вкрапленности, жил и штокверков (Скибин, 1982; Аноров, Маючая, 1988). Зональность коррелирует с большей мощностью гранитного слоя континентальной коры и увеличением количества лейкократовых гранитов и гранит-порфиров вглубь континента. Концентрации Ag в порфировых месторождениях также возрастают в сторону континента.

Сходные взаимоотношения установлены в юго-западной части пояса (Кони-Яблонской зоне), где значимы месторождения Cu-Mo-порфировое Этанджа и Cu-Mo скарновое Муромец. Эти месторождения ассоциируют с раннемеловыми тоналитами и кварцевыми монцодиоритами, которые прорывают кембрийские доломиты, и раннемеловыми вулканическими породами. Некоторые месторождения переходят из порфировых в скарновые.

Золото-серебряное эпитермальное жильное месторождение Джульетта (С.Ф. Стружков, О.Б. Рыжов, В.В. Аристов, 1994 г.; Стружков и др., 1994) состоит из Au-Ag сульфидно-карбонатно-кварцевых жил, которые находятся внутри крупной раннемеловой кальдеры. Вулканические породы в кальдере и ассоциирующие субвулканические интрузивные породы включают андезиты, андезибазальты и андезидациты. Жилы крутопадающие длиной 200–500 м и шириной 1–4 м. Главные рудные минералы представлены самородным золотом и серебром, фрейбергитом, полибазитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, гесситом, акантитом, кубанитом, пирротином и науманнитом. Ассоциирующие минералы в прилегающих метасоматически измененных вулканических породах – это анкерит, кальцит, хлорит, эпидот и гидрослюда. Рудные минералы образовались в две стадии: более древнюю золото-полиметаллическую и более молодую Au-Ag сульфосольную. Месторождение среднее по размеру со средними содержаниями 29 г/т Au, 325 г/т Ag и запасами в 18 т Au и 200 т Ag. Оцененные ресурсы равны 40 т Au и 1000 т Ag. Rb-Sr и Ar-Ar возраст адуляров 136 млн лет (Стружков и др., 1994).

Бутарное рудное поле приурочено к одноименному гранитному интрузиву, в центральной части которого располагается само месторождение. Рудные тела представляют собой жильно-прожилковые зоны небольшой мощности (1–3 м), локализованные кулисообразно в гранитах между двумя разломами в оперяющих трещинах скола или отрыва. Они сопровождаются редкими прожилками кварц-арсенопиритового состава и маломощными зонами метасоматитов березит-аргиллизированного типа. Количество таких жильных зон около 10. Судя по параметрам этих тел, рассматриваемый объект относится к мелким–средним месторождениям с богатыми рудами, пригодными для селективной отработки. Объект охарактеризован скважинами на глубину до 100 м. Почти во всех образцах керна скважин установлено золото, в виде тонкой эмульсиеподобной вкрапленности в арсенопирите, хотя по данным опробования они считались пустыми. Кроме того, почти все штуфы, отобранные из канав или делювиальных развалов, тоже содержат микроскопическое зо-

лото. Оруденение представлено арсенопиритовой минерализацией в кварце с редкими очень мелкими включениями в арсенопирите самородного золота (и редко в свободном виде в кварце), самородного висмута и, вероятно, висмутина. Кварц и арсенопирит катаклазированы. Эти руды формируют тела в зонах скалывания, «зажатых» между двумя разломами. На месторождении проявлен поздний этап минерализации, представленный прожилками гребенчатого резко зонального мелкокристаллического кварца с мелкокристаллическим (возможно, сурьмянистым) арсенопиритом, ассоциирующим со сноповидными агрегатами игольчатого антимонита. Такая минерализация установлена на северном фланге. K-Ar возраст оруденения по валовым пробам метасоматитов 138–150 млн лет.

В состав пояса входит также **золото-серебряное кварцевое месторождение Школьное** (Орлов, Епифанова, 1988; С.В. Ворошин и др., 1990 г.; Б.Ф. Палымский, З.А. Палымская, 1990 г.; В.А. Банин, 1993 г.; Goncharov, 1995; Горячев, 1998), состоящее из эшелонированной системы кварцевых жил, которые в целом простираются с востока на запад. Жилы размещаются в многофазном гранитоидном штоке площадью около 4 км^2, сложенном преимущественно гранодиоритами и адамеллитами. Шток прорван дайками гранит-порфиров, риолитов, пегматитов, аплитов и лампрофиров. Кварцевые жилы окружены зонами березитизации и аргиллитизации, а местами присутствуют скарновые и грейзеновые изменения. Месторождение сформировалось в две стадии, разделенные внедрением лампрофировых даек (Горячев, 1998): 1) более древнюю, связанную с гранитоидами, Au жильного оруденения, содержащего молибденит, арсенопирит, леллингит, самородный висмут, Bi-теллуриды и самородное золото, 2) наиболее важную в промышленном отношении стадию Au-кварцевого жильного оруденения, содержащего арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, золото, электрум, фрейбергит, тетраэдрит, Pb-Sb и Ag-сульфосоли, аргентит и стибнит. Au рудные тела прослеживаются на большую глубину, переходя в большую зону со сложной минералогией, геохимией и структурой. Общие запасы составляют 32 т Au со средним содержанием 29 г/т Au и 45 г/т Ag. На месторождении с 1991 г. добыто 17 т Au и 17 т Ag.

Рудопроявление Тэутэджак локализовано в слабодислоцированных, субгоризонтально залегающих породах позднего триаса, представленных алевролитами и глинистыми сланцами с пластом ракушняков, интенсивно ороговикованными и прорванными многочисленными телами кварц-диоритового и диоритового состава предположительно раннемелового возраста. Эти тела образуют следующий ряд магматических образований в возрастной последовательности: 1) пластообразные и секущие тела диоритов и кварцевых диоритов центральной и западной частей рудного поля, 2) крупное тело порфировидных диоритов восточного фланга (бассейн руч. Диана), 3) дайки гранатсодержащих гранодиорит-порфиров. Все вышеперечисленные интрузивные образования прорваны дайками пострудных гранит-порфиров и риолитов позднего мела.

Осадочные и раннемеловые интрузивные породы испытали интенсивный метасоматоз (окварцевание, пирротинизация, хлоритизация, эпидотизация и турмалинизация), проявленный на площади не менее 4 км^2. Ареал метасоматитов зонален: на фоне хлоритовых метасоматитов обособляются обширные изометричные ареалы эпидот-хлоритовых и кварц-хлоритовых метасоматитов, вмещающих «острова» мусковит-кварцевых и кварц-турмалиновых метасоматитов, имеющие сотни метров в поперечнике. K-Ar возраст метасоматитов 104 млн лет.

Основные рудные тела представлены сульфидно-кварцевыми прожилками, образующими изометричные штокверки и протяженные зоны линейного прожилкования, которые тяготеют к центральной зоне метасоматитов. В рудном поле выделено два структурно-морфологических типа рудных тел: линейные протяженные жильно-прожилковые зоны (зона Лехина и др.) и два штокверка – Приветливый (1500×800 м) и Соленый (500×800 м) с 1–5 прожилками на погонный метр. Жильно-прожилковые зоны имеют сложное строение. Представляют собой серию субпараллельных жилок, занимающих осевое положение и сопровождающихся ореолами прожилков, которые непосредственно около стволовой жилки совпадают с ней по направлению, а по мере удаления становятся ветвящимися, разноориентированными и постепенно выклиниваются. Мощность наиболее крупных жил достигает 10–20 см, а ореола прожилкования – 0,5–1 м. Отдельные такие жильно-прожилковые зоны прослеживаются на 30–40 м, с постепенным уменьшением по мощности до их полного выклинивания. Зоны продолжают друг друга кулисообразно и прослеживаются на первые сотни метров. Содержания золота достигают в них 78 г/т, а остальных элементов варьируют в широких пределах: мышьяк – 50–4000 г/т, теллур – до 700 г/т, серебро – 300–1000 г/т, висмут – 70–1000 г/т, кобальт – 40–1500 г/т. Отмечается высокая положительная корреляция между содержаниями золота, висмута, теллура и мышьяка.

В штокверках прожилки сложены преимущественно мелкокристаллическим кварцем. Протяженность отдельных прожилков до 1–1,5 м, мощность не превышает 1 см, контакты четкие, прямолинейные. Обычно они субпараллельны, но локально сгущаются, образуя участки сетчатого прожилкования, в которых пересекаются под прямым (или близким к этому) углом. Количество рудных минералов в них

(пирротин, арсенопирит, леллингит, кобальтин, галенит, халькопирит, молибденит, сульфотеллуриды висмута, паркерит, гессит, самородные золото и висмут) варьирует в широких пределах – от 1 до 20 %, в отдельных случаях до 50–60 % (преимущественно, это пирротин). Содержания золота в этих прожилках невысоки и достигают 1,9 г/т; кроме золота повышены содержания молибдена, меди и мышьяка.

Медно-порфировые месторождения Накхатанджинское и Лора (Скибин, 1982; В.Б. Воробьев, 1986 г.) представлены штокверком сульфидных, сульфидно-кварцевых и сульфидно-хлорит-кварцевых прожилков, ассоциирующих с сульфидной вкрапленностью вдоль зон разломов восточного, северо-восточного и северо-западного простираний на юго-восточном и северном контактах Среднинского гранитоидного плутона. Плутон прорывает триасово-юрские и раннемеловые вулканокластические и вулканические породы. Раннемеловые тоналиты, гранодиориты и эксплозивные брекчии, которые вмещают месторождение, слабо серицитизированы и пропилитизированы. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом и молибденитом с подчиненными магнетитом и ильменитом. Месторождение тесно ассоциирует с трубкой эксплозивных брекчий. Оно среднее до крупного с прогнозными ресурсами 178 млн т с содержанием 0,5 % Cu, 0,025 % Mo и 2,1 г/т Ag. K-Ar возраст метасоматитов месторождения Лора 102 млн лет (Н.Е. Савва, 2003 г.).

Cu-Mo-порфировое месторождение Осеннее (Л.В. Фирсов, А.Е. Соболева, 1952 г.; С.В. Сендек, 1965 г.) образует серповидное рудное тело, которое залегает в зоне трещиноватости и рассланцевания северного простирания в гранитоидных породах Магаданского батолита. Залежь протяженностью более 400 м и мощностью около 30 м. Вмещающие породы – габбро, гранодиориты, субщелочные граниты и сиениты, гранит-порфиры и лампрофиры. Молибденит сопровождается пиритом и меньше пирротином, сфалеритом, халькопиритом и шеелитом. Молибденит и ассоциирующие минералы находятся в кварцевых, кварц-полевошпатовых и кварц-турмалиновых прожилках и жилах, а в виде вкрапленности – в порфирах и прожилках в изверженных породах, испытавших окремнение, серицитизацию, хлоритизацию, калишпатизацию и пиритизацию по разлому и близ него. Месторождение небольшое до среднего и содержит от 0,1 до 0,33 % Mo, до 0,1 % Cu и до 5 г/т Ag. Присутствует также некоторое количество U.

Cu-Mo-порфировое месторождение Этанджа (Н.Л. Кобцева, Т.Г. Девяткина, 1988 г.) состоит из тонких прожилков и вкрапленности молибденита и халькопирита в меловых кварцевых диоритах. Месторождение занимает зону северо-восточного простирания размерами 400 на 200 м. Средние содержания от 0,2 до 2,0 % Cu, 0,02 – 0,74 % Mo, до 4 г/т Au, до 15 г/т Ag и некоторое количество U.

Cu-Mo скарновое месторождение Муромец (Ю.И. Никитин, Ю.П. Рассказов, 1970 г.; Красный, Рассказов, 1975) размещается вдоль контакта метасоматизированных среднекембрийских доломитов и известняков, которые прорваны раннемеловыми кварцевыми монцодиоритами. Скарны залегают в зоне длиной 1 км, полого (от 20 до 40°) погружающейся под интрузив. Отдельные тела скарнов мощностью от 6 до 12 м содержат вкрапленные, прожилково-вкрапленные и реже сплошные руды. Скарны широко распространены и содержат диопсид, скаполит, гроссуляр и андрадит. Рудные минералы представлены магнетитом, халькопиритом, молибденитом, шеелитом, пирротином, борнитом, пиритом, галенитом и сфалеритом. Магнезиальные скарны менее распространены и содержат шпинель, форстерит, флогопит, тремолит, диопсид и серпентин. Формировались скарны в несколько стадий: 1) магнезиальных скарнов с магнетитом, 2) известковых пироксен-гранатовых скарнов с магнетитом и шеелитом и 3) метасоматических кварц-полевошпатовых пород с молибденитом и сульфидами Cu. Медная сульфидная вкрапленность присутствует также в измененных кварцевых монцодиоритах и образует Cu-порфировую залежь. Месторождение небольшое до среднего и содержит до 10 % Cu, до 0,92 % WO_3 и до 0,3 % Mo.

ЧУКОТСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Чукотский металлогенический пояс золото-кварцевых жильных и оловянно-вольфрамовых месторождений находится (Горячев, 1998) в центральной и западной частях палеозойского и раннемезозойского Чукотского террейна пассивной континентальной окраины (Nokleberg et al., 1994, 1997). Золоторудные месторождения расположены в Анюйском и Чаунском субтеррейнах этого же террейна. Значимыми месторождениями являются Каральвеем, Озерное и Средне-Ичувеемское.

Золоторудные месторождения залегают в антиклинальных структурах, образованных триасовыми алевролитами, глинистыми сланцами и песчаниками, которые прорваны широко распространенными силлами триасовых габбро-диабазов и раннемеловыми гранитоидными дайками. Месторождения золота контролируются крупными разломами северо-западного простирания и оперяющими их зонами разломов, которые формировались во время низкотемпературного метаморфизма зеленосланцевой фации. Несколько Au-кварцевых жильных месторождений приурочено также к зонам надвигов в среднепалеозойских обломочных и карбонатных породах и в позднеюрских и раннемеловых вулканических и оса-

дочных породах. Au-кварцевые жильные и Au в зонах дробления месторождения Чукотского металлогенического пояса являются, вероятно, главным коренным источником для многочисленных россыпей Au Северной Чукотки. Однако при детальном рассмотрении известные коренные месторождения Au не соответствуют известным крупным россыпным месторождениям Au. Это обстоятельство наводит на мысль о неоткрытых Au-кварцевожильных или других типах неоткрытых месторождений, которые могли существовать в регионе.

Единственное промышленное **золото-кварцевое жильное месторождение Каральвеем** (В.М. Альшевский, 1974, 1976, 1984 гг.; Н.М. Давиденко, 1975, 1980 гг.; Скалацкий, Яковлев, 1983) состоит из многочисленных продольных, поперечных и диагональных крутопадающих кварцевых лестничных жил мощностью до нескольких метров, которые залегают в силлах триасовых габбро-диабазов, в особенности близ контактов с триасовыми песчаниками и глинистыми сланцами. Осадочные породы и силлы сильно деформированы в узкие, крутые складки северо-западного простирания. Рудные тела контролируются продольными сдвигами, ассоциирующими со складками. Вмещающие породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Au-кварцевые жилы состоят на 95–97 % из кварца с сегрегациями арсенопирита и линзами шеелита, альбита, анкерита и мусковита. Широко распространены также кальцит, доломит, светлая слюда, галенит, самородное золото, аквамарин, сфалерит, пирит и пирротин. Золото встречается главным образом в голубовато-серых кварцевых прожилках в матриксе из крупнозернистого кварца и арсенопирита в верхних горизонтах месторождения. Возле рудных зон наблюдаются кремнисто-карбонатные и сульфидные замещения. Близ поверхности кварцевые жилы часто содержат друзовидные сростки крупного, хорошо раскристаллизованного кварца и изометричные кристаллы золота. Для месторождения характерны крупнозернистые скопления золота и реже его дендриты до 1 см. На глубине золото встречается главным образом в виде тонкозернистых масс в арсенопирите. Месторождение среднее по размеру и разведано для разработки.

Золоторудные месторождения Чукотского металлогенического пояса формировались в раннем мелу во время региональной деформации и ассоциирующих метаморфизма и анатектического гранитного магматизма (Горячев, 1998), которые имели место в течение главного периода коллизии и аккреции Чукотского террейна на северо-востоке с океаническими и островодужными террейнами на юго-западе. Этот период рассматривается как состоящий из (Nokleberg et al., 1998, 2000): 1) раннемелового раскрытия Канадского бассейна (Арктический океан), 2) миграции Чукотского террейна к юго-западу, 3) закрытия позднепалеозойского (?) и раннемезозойского Южно-Анюйского океана, 4) аккреции Чукотского террейна к Южно-Анюйскому террейну зоны субдукции, который в свою очередь столкнулся с Омолонским кратонным террейном и более мелкими террейнами далее к юго-западу. Au-кварцевые жильные месторождения формировались на ранней стадии аккреции.

СЕВЕРО-СТАНОВОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Северо-Становой металлогенический пояс жильных месторождений золота и золото-серебряных эпитармальных месторождений связан с гранитоидами Станового гранитного пояса, которые интрудируют северную часть Становой гранит-зеленокаменной области Алдано-Станового щита Северо-Азиатского кратона. Обычно месторождения состоят из кварцевых и кварц-карбонатных жил, которые связаны с юрскими-раннемеловыми гранитами и гранодиоритами, формировавшимися в коллизионной обстановке. Единственное крупное золото-серебряное эпитермальное месторождение – Бамское. Кроме того, в этом металлогеническом поясе известны многочисленные россыпи золота, часть из которых являются одними из самых крупных россыпных месторождений золота российского Дальнего Востока.

Бамское золоторудное месторождение, связанное с гранитоидами (А.В. Ложников и др., 1989 г.; Курник, 1992) состоит из 35 зон лиственитов и березитов, залегающих в гранитах и гнейсах. Метасоматические зоны вмещают многочисленные золотоносные жилы, залежи и небольшие штокверки кварцевых и кварц-карбонатных прожилков. Золотоносные участки имеют длину от 140 до 960 м и среднюю мощность примерно 3 м. Рудоносные метасоматические зоны и золотосодержащие жилы локализованы по периферии раннемелового субвулканического риолитового и риодацитового штока, который интрудирует неопротерозойские гранитные и биотит-амфиболитовые гнейсы.

Буриндинское золото-серебряное эпитермальное месторождение (В.А. Тараненко, 1991 г.; Г.П. Ковтонюк, 1993 г.) представлено серией крутопадающих кварцевых и кварц-карбонатных золотоносных жил. Жилы длиной до 200 м и средней мощностью около 10 м вмещаются раннемеловым вулканическим комплексом. Месторождение среднего размера с запасами 6 230 кг золота и 38 200 кг серебра с содержанием 9,5 г/т Au и 42,6 г/т Ag.

Пояс сформировался на поздней стадии аккреции Буреинского супертеррейна с юга к Северо-Ази-

атскому кратону на севере. Золоторудные и крупные россыпные месторождения золота локализуются преимущественно в южной части металлогенического пояса, в области развития зеленосланцевой фации метаморфизма и распространения палеозойских пород, и содержат слои золотоносных, пиритоносных графитовых глинистых сланцев.

ДЖЕЛТУЛАКСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Джелтулакский раннемеловой металлогенический пояс жильных месторождений золота, как и предыдущий, связан с гранитоидами Станового гранитного пояса, которые интрудируют южную часть Становой гранит-зеленокаменной области Алдано-Станового щита Северо-Азиатского кратона и западную часть Джугджурского анортозитового пояса. Месторождения обычно состоят из кварцевых и кварц-карбонатных жил, пространственно связанных с юрскими–раннемеловыми гранитами и гранодиоритами. В этой области также широко развиты многочисленные россыпные месторождения золота. Основное коренное месторождение металлогенического пояса – Золотая Гора.

Месторождение Золотая Гора, связанное с гранитоидами (Мельников, 1984), состоит из кварцевых жил и зон гидротермально измененных метаморфических пород, ориентированных по слоистости вмещающих пород. Минеральные комплексы зон гидротермально измененных пород – преимущественно серицит+кварц и хлорит+амфибол+кварц. Главные минеральные комплексы руд – сульфиды+биотит+кварц; сульфиды+серицит+кварц; биотит+кварц+амфибол+хлорит и менее обычный амфибол+кварц+полевой шпат. Рудоотложение протекало в течение четырех последовательных стадий минералообразования: 1) магнетит-халькопирит-пирротин-кварцевой, 2) золото-карбонатно-сульфидной, 3) цеолитовой и 4) супергенной. Золото встречается как в раннем, так и в позднем кварце, а также в виде рассеянной вкрапленности в гидротермально измененных породах. В рудных жилах оно обычно отмечается в виде пленок и тонких пластинок и концентрируется в зальбандах кварцевых и кварц-пиритовых жил. Пробность золота высокая – 985. Месторождение вмещается гнейсо-гранитами, гранулитами, известковыми сланцами и кварцитами. Оно небольшое, со средним содержанием Au примерно 52 г/т и время от времени разрабатывалось с 1917 до 1948 г. с общей добычей около 2,5 т золота.

Пояс сформировался на поздней стадии аккреции Буреинского супертеррейна к Северо-Азиатскому кратону.

СЕВЕРО-БУРЕИНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Северо-Буреинский раннемеловой металлогенический пояс связан с жилами и гранитоидами в раннемеловых кислых и средних вулканических породах Умлекано-Огоджинского вулкано-плутонического пояса. В нем залегают несколько слаборазведанных золото-серебряных эпитермальных и связанных с гранитоидами жильных месторождений золота, а также многочисленные россыпи золота. Основной интерес представляют эксплуатирующееся золото-серебряное эпитермальное жильное месторождение Покровское и разведываемое в настоящее время золото-кварцевое жильное месторождение, связанное с гранитоидами, – Пионерское.

Покровское золото-серебряное эпитермальное месторождение (Мельников, 1984; Хомич, 1990; В.Д. Мельников, 1993 г.) вмещается комплексом раннемеловых андезитов, андезито-дацитов и туфов, который перекрывает юрский угленосный комплекс песчаников, алевролитов и аргиллитов. Месторождение состоит из пологопадающих кварцевых жил и зон гидротермально измененных пород. Главные типы гидротермальных изменений – пропилитовые (альбит, серицит, кальцит, хлорит и пирит), березитовые (кварц, серицит и гидрослюды) и аргиллизитовые (каолинит, монтмориллонит, гидрослюды, карбонат, кварц и пирит). Самая крупная часть месторождения – это пологопадающая зона измененных пород, которая залегает около нижнего контакта андезитового комплекса с силлом гранодиорит-порфиров. Гидротермально измененные породы состоят из кварца (25–85 %), карбоната (2–5 %), гидрослюды (5–12 %), адуляра (до 5 %), каолинита (5–7 %) и сульфидов (менее 1 %, в основном пирит). Золото мелкозернистое (0,0005–0,032 мм), ассоциировано с кварцем, и редко – с сульфидами. Зерна серебра (0,002–0,016 мм) встречаются в зоне железо-гидроксидовых изменений. Месторождение среднего размера с запасами 15 млн т и со средним содержанием 4,4 г/т Au и 15 г/т Ag.

Пионерское золото-кварцевое жильное месторождение, связанное с гранитоидами (Н.Е. Малямин, В.Е. Бочкарева, 1990 г.; В.Н. Акаткин, 1991 г.), локализовано около границы раннемелового гранодиоритового интрузива, как в нем самом, так и во вмещающих породах, которые представлены контактово-метаморфизованными юрскими песчаниками и алевролитами. Месторождение состоит из кварцевых, кварц-полешпатовых, кварц-турмалиновых и кварц-карбонатных жил и зон гидротермально измененных пород (калишпатитов, серицititов и альбititов). Мощность жил и зон от 1 до 50 м. Месторождение небольшое, с запасами 17,1 т Au, 20,1 т Ag и средним содержанием 2,7 г/т Au и 5,2 г/т Ag.

Ассоциирующий с металлогеническим поясом Умлекано-Огоджинский вулкано-плутонический пояс представляет собой типичный пример пограничной линейной структуры между аккреционными призмами Монголо-Охотского орогенного пояса и континентальной окраиной Буреинского супертеррейна. По характеру взаимодействия плит пояс может быть отнесен к коллизионно-трансформным, которым свойственно сочетание зон коллизии (сжатия) и зон синсдвигового растяжения с развитием депрессий типа «pull-apart». Металлогенический пояс сформировался во время образования окраинно-континентальной дуги во время субдукции части древней Тихоокеанской плиты, которая теперь сохранена в виде тектонически «вплетенных» фрагментов Баджальского, Хабаровского и Самаркинского террейнов. Это предположение основано на: 1) залегании террейнов аккреционного клина за бортом Умлекано-Огоджинской дуги (в сторону к океану), 2) формировании меланжевых структур в юрское и раннемеловое время и 3) падении меланжевых структур и ограничивающих разломов под магматические подразделения дуги, там, где оно не нарушено обширным меловым и раннекайнозойским движением вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома по простиранию.

САМАРКИНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Самаркинский ранне-среднемеловой металлогенический пояс Cu-Mo (±Au, Ag) порфировых, Mo (±W, Sn, Bi) и W±Mo±Be скарновых месторождений связан с гранитоидами S-типа Хунгарийско-Татибинского гранитного пояса, который интрудирует Самаркинский террейн аккреционного клина. Главные месторождения – медно-молибден-порфировое Малахитовое, а также вольфрамовые скарновые Восток-2 и Лермонтовское.

Малахитовое Cu-Mo (±Au, Ag)-порфировое месторождение (Петраченко Е.Д., Петраченко Р.И., 1985) представлено зонами прожилково-вкрапленной медно-молибденовой, иногда с золотом и серебром минерализации среди изометричной зоны гидротермально измененных пород размером 200×200 м, расположенной над интрузивным куполом. От центра к периферии зоны измененных пород сложены следующими минеральными комплексами: 1) кварц-биотит-актинолит с пироксеном и эпидотом, 2) кварц-биотит-актинолит, 3) кварц-биотит-серицит (± хлорит) и 4) кварц-гидрослюда с карбонатом. Штокверк охватывает первые три фации, состоит из мощной сети кварц-эпидот-актинолитовых прожилков и линз толщиной до 2–3 см и содержит халькопирит, борнит и пирит. Сильно трещиноватые и брекчированные кремни и алевролиты прослежены на глубину до 100 м. Рудные минералы в зонах брекчий: халькопирит, борнит, молибденит и пирит, редко пирротин, кубанит, арсенопирит, галенит и сфалерит. Встречаются прожилки карбонатов с халькопиритом. Месторождение расположено на северо-западной окраине вулкано-тектонической депрессии, основание которой сложено раннемеловыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и глинистыми сланцами. Локально проявленные на поверхности интрузивные породы представлены дайками известково-щелочных андезит-порфиров – апикальными выступами куполообразной субвулканической интрузии.

Скарново-шеелит-сульфидное месторождение Восток-2. Породы, вмещающие месторождение, представлены чередованием турбидитовых и меланжевых олистостром, интрудированных гранитоидами с возрастом от 128 ± 16 млн до 98 ± 15 млн лет. Вольфрамовое оруденение локализовано на контакте гранитоидов (плагиогранитов, гранодиоритов, гранодиорит-порфиров) с карбонатными породами олистостромы. Главное рудное тело представляет собой крутопадающую залежь мощностью несколько десятков метров. По минеральному составу руды подразделяются на шеелит-кварцевые (20–30 %) и шеелит-сульфидные (70–80 %). Шеелитовая минерализация распространена крайне неравномерно. Наиболее богатые шеелитом руды тяготеют к эндоконтакту штока гранитоидов.

Скарново-шеелит-сульфидное месторождение Лермонтовское локализовано среди верхнеюрско-нижнемеловой аккреционной призмы, интрудированной гранитоидами с возрастом 127±4,5 млн и 124–126±8 млн лет. Рудные тела месторождения представляют собой метасоматические залежи пластообразной, линзо- или гнездоподобной формы. Протяженность рудных тел от 40 до 640 м при мощности от 1 до 78 м. Границы скарново-рудных тел нечеткие, со множеством апофиз и часто устанавливаются лишь по данным опробования. По минеральному составу, как и на месторождении Восток-2, можно выделить два основных типа руд: шеелит-кварцевые (30–40 %) и шеелит-сульфидные (60–70 %).

Самаркинский металлогенический пояс интерпретируется как образованный во время генерации гранитоидных плутонов S-типа в течение поддвига океанического хр. Кула и формирования бимодальных магматических пород вдоль трансформной континентальной окраины. K-Ar возраст вмещающих гранитоидов 110–115 млн лет.

БЕНЕВСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА

Рудный район связан с Хунгарийско-Татибинским гранитным поясом, который интрудирует Тау-

хинский и Сергеевский террейны. Главное месторождение – Беневское.

Беневское скарновое месторождение вольфрама (В.Д. Шлемченко и др., 1983 г.) состоит из 2 зон, содержащих скарновые и гидротермальные образования, которые представлены примерно 30 рудными телами от нескольких метров до 20 м длиной и мощностью от 0,6 до 6 м. Месторождение локализовано в приконтактовой зоне раннемеловых биотитовых высокоглиноземистых гранитов, которые интрудируют олистолиты, состоящие из пермских глинистых сланцев, переслаивающихся с известняками. Кварц-полевошпатовые и кварц-амфиболовые метасоматиты замещают скарны и локально содержат рассеянный шеелит. Кварц-серицитовые и цеолитовые метасоматиты поздней стадии распространены ограниченно. Главные рудные минералы – шеелит, магнетит, арсенопирит, пирит и редкий касситерит. Жильные минералы – кварц, полевой шпат, амфибол, эпидот, биотит и турмалин. Месторождение небольшое со средним содержанием 0,44–3,15 % W_2O_3.

Рудный район сформировался во время генерации гранитоидов в течение «косого» поддвига океанического хр. Кула и формирования бимодальных магматических пород вдоль трансформной континентальной окраины юго-востока России.

ЛАНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Ланской раннемеловой металлогенический пояс Hg±Sb месторождений в терригенных породах связан с северо-восточным флангом Хингано-Охотского вулкано-плутонического пояса. Главное месторождение – Ланское.

Ланское Hg±Sb месторождение представлено серией штокверков и минерализованных брекчий в складчатых осадочных породах, состоящих из алевролитов, глинистых сланцев, песчаников и конгломератов. Породы силицифицированы и изменены до пропилитов, аргиллизитов и серицитолитов. Рудные минералы – киноварь, самородные Hg, Sb, реальгар, арсенопирит, пирит, халькопирит, редкие тетраэдрит и аурипигмент, которые встречаются в виде вкрапленности, гнезд и тонких прожилков. Жильные минералы – в основном кварц, карбонатные минералы и диккит. Рудные тела приурочены к зонам региональных разломов со смещением по простиранию. Ассоциированные изверженные породы главным образом редкие дайки диорит-порфиров.

Пояс формировался во время коллизии Буреинского супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И РУДНЫЕ РАЙОНЫ (99–70 млн лет)

Главные ранние позднемеловые металлогенические пояса на Дальнем Востоке России следующие (рис. 8.9): 1) Догдо-Эрикитский – золото-серебряного эпитермального, касситерит-силикатно-сульфидного и ртутного оруденения в вулканитах; 2) Ирунейский – медно-порфировых месторождений; 3) Омсукчанский – касситерит-силикатно-сульфидного, золото-серебряного эпитермального, медно-молибден-порфирового и ассоциирующего оруденения; 4) Коркодон-Наяханский – Мо-порфирового и золотого оруденения, связанного с гранитоидами; 5) Охотский – золото-серебряного эпитермального и медно-порфирового оруденения; 6) Чаунский – комплексного оруденения, связанного с гранитоидным магматизмом; 7) Верхне-Колымский – касситерит-силикатно-сульфидного, серебро-полиметаллического оруденения и оловянного оруденения, связанного с риолитами, а также золотого оруденения, связанного с гранитоидами; 8) Корякского нагорья – платиновометаллльного оруденения в зональных мафит-ультрамафитовых интрузиях и медно-колчеданных руд; 9) Ватынский – вулканогенных месторождений марганца и железа; 10) Хингано-Охотский – оловорудных, золоторудных и вольфрам-молибденовых месторождений; 11) Восточно-Сихотэ-Алинский – оловянных, оловянно-вольфрамовых и золотых месторождений; 12) Сергеевско-Таухинский – связанных с гранитоидами Au жильных, борных (датолитовых) скарновых, Zn-Pb (±Ag, Cu) скарновых, полиметаллических Pb-Zn ± Cu (±Ag, Au) жильно-штокверковых, Au-Ag эпитермальных и порфировых Cu (±Au) месторождений; 13) Дурминский рудный район Au-Ag эпитермальных жильных месторождений.

Последние четыре металлогенических пояса входят в Восточно-Азиатско-Арктический металлогенический мегапояс. Этот огромный мегапояс рудных месторождений, связанных с грандиозной Охотско-Чукотской окраинно-континентальной магматической дугой, протягивается на несколько тысяч километров вдоль восточной окраины Северо-Востока России. По сути, это планетарная структура, что и позволяет выделить ее в ранге мегапояса. Главные типы месторождений в нем – это медно-молибден-порфировые, золото-серебряные эпитермальные, связанные с гранитоидами золото-серебро-кварцевые, касситерит-силикатно-сульфидные скарновые месторождения сурьмы и ртути. Мегапояс охватывает тыловую, фронтальную и перивулканическую зоны Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса.

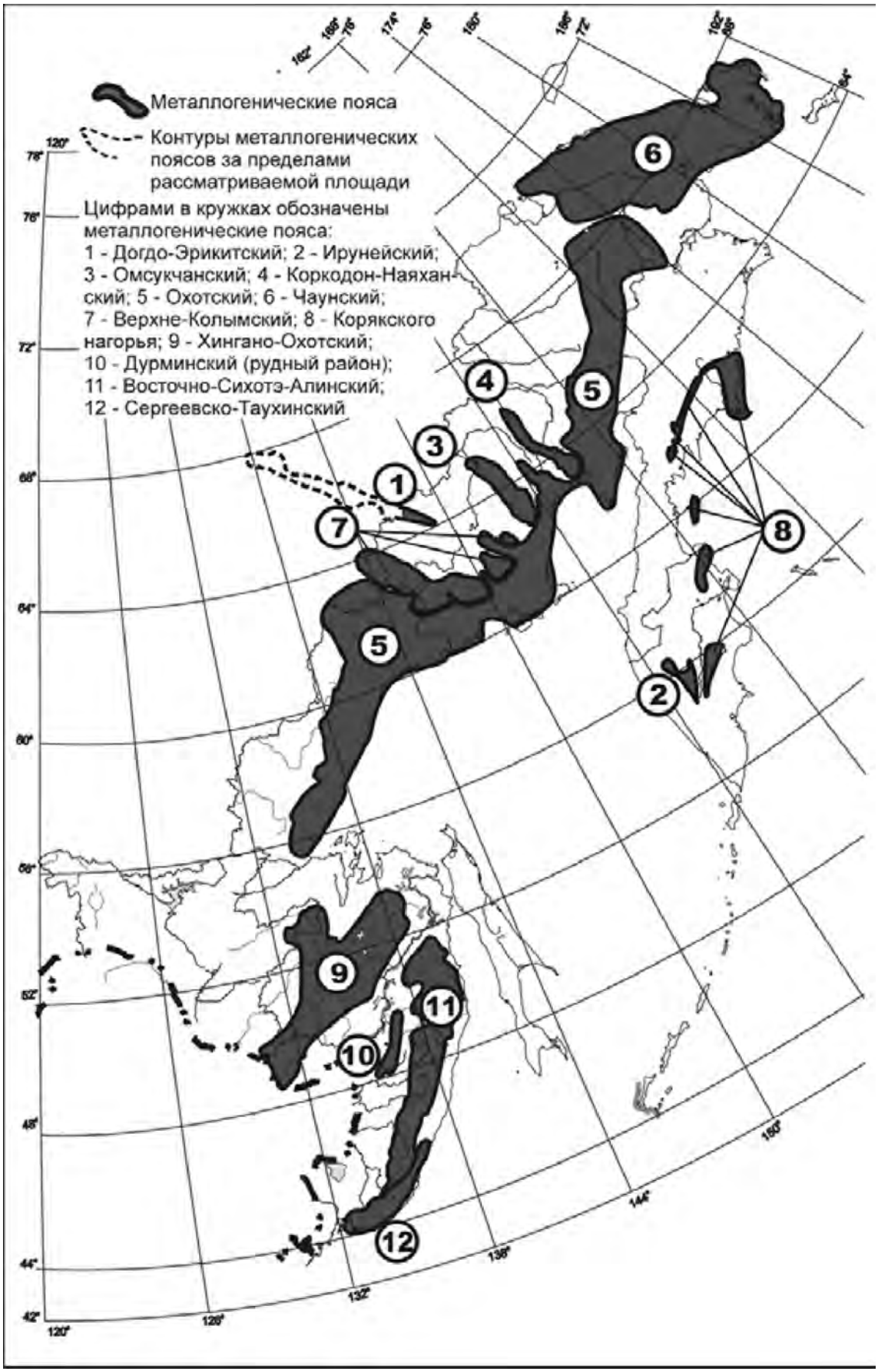


Рис. 8.9. Позднемеловые (99–70 млн лет) металлогенические пояса и рудные районы

Восточно-Азиатско-Арктический металлогенический мегапояс подразделяется на меньшие по размерам металлогенические пояса, которые характеризуются отличным от других «набором» рудных месторождений, связанных с кислым магматизмом. Металлогенический облик каждого пояса определяется влиянием: 1) состава подстилающего террейна; 2) продольных и поперечных разломов субмеридионального либо северо-западного простирания, в некоторых случаях эти разломы протягиваются на несколько сот километров к северо-западу от Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса; 3) региональной магматической зональности Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса.

Мегапояс соответствует Охотско-Чукотскому вулкано-плутоническому поясу, который перекрывает ранее аккретированные террейны. Он протягивается на 3000 км вдоль берега Охотского моря, через Берингов пролив до п-ова Сьюард и состоит главным образом из пологозалегающих базальтов, андезитобазальтов, андезитов, дацитов, риолитов и их туфов (Nokleberg et al., 1994, 1997). В основании встречаются редкие слои неморских обломочных пород с конгломератами, гравелитами и песчаниками. Местами пояс содержит также широко распространенные кислые вулканические породы (главным образом ингимбриты) и ассоциирующие с ними интрузивы тоналитов, кварцевых диоритов и гранитов. К северо-западу, вглубь континента, позднемеловые плутонические породы переходят в субщелочные и щелочные граниты. Охотско-Чукотский пояс перекрывает юго-восточную окраину Северо-Азиатского кратона, Омолонский и Охотский фрагменты кратона, а также террейны Яно-Колымского, Олойско-Чукотского и Охотско-Корякского орогенных поясов. Охотско-Чукотский пояс интерпретируется как обращенная к Тихому океану окраинно-континентальная дуга, которая с альба по кампан и местами до палеоцена сформировала границу Северо-Восточной Азии. Фронтальная часть этого пояса характеризуется преобладанием базальтов, в тыловой зоне доминируют андезиты и риолиты, а также присутствуют одновозрастные интрузии от гранитов до габбро (Белый, 1977, 1978; Филатова, 1988). Охотско-Чукотский пояс является эквивалентом Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса. Вместе эти два магматических пояса составляют огромную окраинно-континентальную дугу субдукционного магматизма мелового и третичного возраста. На севере Охотско-Чукотский пояс изверженных пород связан с Западно-Камчатским террейном турбидитового бассейна и Янранайским террейном аккреционного клина, а Восточно-Сихотэ-Алинский пояс – с Сенивским, Хикада и Набильским террейнами аккреционного клина и зоны субдукции (Nokleberg et al., 1998, 2000).

ДОГДО-ЭРИКИТСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Догдо-Эрикитский металлогенический пояс золото-серебряного эпитермального, касситерит-силикатно-сульфидного и ртутного в вулканитах оруденения протягивается примерно на 1000 км в виде узкой (50–70 км) полосы с северо-запада на юго-восток на западе центральной части российского Северо-Востока (Шпикерман, Горячев, 1996). Он размещается в породах Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и обломочных отложениях Инялы-Дебинского флишевого бассейна Куларо-Нерского террейна.

Пояс включает значимые Au-Ag эпитермальные жильные месторождения Кысылга, Тихон и Широкое, Sn-полиметаллическое жильное – Солкучан и ртутное – Догдо (Nokleberg et al., 1997, 1998). Au-Ag эпитермальные жильные месторождения тесно связаны с позднемеловыми гипабиссальными риолитовыми телами с K-Ar возрастом от 90 до 56 млн лет. Гипабиссальные риолиты секут контактово-метаморфические ореолы более древних меловых гранитоидных плутонов (Гамянин, Горячев, 1988). Hg месторождения в вулканитах (Догдо и др.) размещаются в раннемеловых (?) кислых вулканических породах, которые ассоциируют с риолитовыми и андезитовыми гипабиссальными телами с K-Ar возрастом от 125 до 63 млн лет (Ганеев, 1974). Эти месторождения непромышленные и находятся в северо-западной части вулканического пояса, которая накладывается на Селенняхский металлогенический пояс доаккреционных Hg месторождений.

Догдо-Эрикитский металлогенический пояс сформировался в тылу мелового Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса (Шпикерман, Горячев, 1996).

ИРУНЕЙСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Небольшой Ирунейский металлогенический пояс медно-порфировых месторождений проявлен в южной части Камчатки в одноименном островодужном террейне (Nokleberg et al., 1994, 1997, 1998). В нем известно только одно экономически значимое медно-порфировое месторождение – Кирганик (Власов, 1977; А.В. Игнатьев, 1980 г.), которое представлено пологопадающими зонами метасоматитов биотитового и калишпатового состава в позднемеловых окварцованных вулканических породах. Измененные зоны содержат прожилки и вкрапленность пирита, халькопирита, борнита, халькозина, гематита при содержании золота до 0,8 г/т. Позднемеловые известково-щелочные вулканиты, которые вмещают оруденение, перекрывают маастрихтские шошониты,

прорванные дунит-клинопироксенит-габбро-монцонитами. Медно-порфировое оруденение предполагается генетически связанным с монцонитовой интрузией. Месторождение имеет K-Ar датировки от 75 до 65 млн лет, которые близки возрасту интрузива. Месторождение средних размеров и содержит 0,1–1 % Cu и 0,2–0,4 г/т Au во вкрапленных и прожилковых рудах, а в окисленных – Au до 0,8 г/т. Ирунейский террейн интерпретируется как часть Олюторско-Камчатской островной дуги, аккретированной в палеогене к Северо-Азиатской континентальной окраине (Nokleberg et al., 2000).

ОМСУКЧАНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Омсукчанский металлогенический пояс касситерит-силикатно-сульфидного, золото-серебряного эпитермального, медно-молибден-порфирового и ассоциирующего оруденения образует обширную поперечную (ортогональную) ветвь Восточно-Азиатско-Арктического металлогенического мегапояса, которая расположена внутри и близ Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса (Nokleberg et al., 1994, 1997). Длина его более 150 км, а ширина от 10–15 до 60–70 км. Значимые месторождения пояса – касситерит-силикатно-сульфидные Малый Кен, Труд, Егорлык, Галимое, Хатарен-Индустриальный и Охотничье, золото-серебряные эпитермальные жильные Арылах, Дукат и Роговик, касситерит-силикатно-сульфидные Ирча, Невское и Новый Джагын и полиметаллические жильные месторождения Мечта, Тидит и Якорь (Nokleberg et al., 1997, 1998). Основные оловорудные и серебряные месторождения встречаются в северной и средней частях пояса, тогда как золото-серебряные эпитермальные и Mo-Cu-порфировые приурочены преимущественно к его южной части.

Омсукчанский металлогенический пояс формировался в уникальной локальной тектонической обстановке растяжения континентальной коры мощностью до 52 км, которая возникла в задуговой части Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса (Родионов, 2003, 2005). Рифт заполнен раннемеловыми вулканическими и осадочными толщами континентальной угленосной молассы, которые несогласно перекрыты альбскими до сеномана включительно андезитами, риолитами и ингимбритами. Общая мощность молассы более 3000 м. Нижняя часть молассы включает аптскую аскольдинскую свиту, которая состоит из высококремнеземистых ультракалиевых риолитов. Среди плутонических пород, ассоциирующих с металлогеническим поясом, доминируют калиевые биотитовые граниты омсукчанского комплекса с K-Ar возрастом около 90 млн лет и Rb-Sr по целой породе – 80 млн лет.

Месторождение Невское (Лугов и др., 1972; Лугов, 1986) состоит из тонкозернистых сложных срастаний пирофиллита, топаза, кварца, мусковита и касситерита. Широко распространены также турмалин, хлорит, вольфрамит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, пирит, пирротин, марказит, тетраэдрит-теннантит, станнин, рутил и шеелит. Изредка встречаются семсейит, гуанахуатит, лайтакариит, серебро, зунит, апатит, флюорит и др. Содержание олова, так же как пирофиллита и топаза, убывает с глубиной, а кварца – увеличивается. Месторождение занимает район, который протягивается в север-северо-западном направлении вдоль зоны интенсивно-трещиноватых раннемеловых обломочных осадочных пород шириной от 180 до 350 м. Обломочные осадочные породы замещены кварцем, турмалином, пирофиллитом, каолинитом и местами дюмортьеритом и топазом. Рудные тела совпадают с наиболее измененными породами и протягиваются по простиранию на сотни метров. Рудник на месторождении небольшой до среднего; месторождение почти отработано.

Месторождение Мечта (В.И. Ткаченко и др., 1976–1979 гг.; Пляшкевич, 1986; В.И. Копытин, 1987 г.) состоит из серии эшелонированных, в целом меридионального простирания, дугообразных зон трещиноватости шириной от 3,5 до 4 км и длиной до 10 км. Зоны содержат кварц-хлорит-сульфидные жилы и прожилки. Рудные тела образуют веерообразные структуры, которые ветвятся на верхних уровнях и рассекают позднемеловые игнимбриты, испытавшие пирофиллитизацию и аргиллизацию. Главные жильные минералы – Ag-содержащий галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, арсенопирит, фрейбергит, пираргирит, стефанит, фаматинит, теннантит, аргентит, кварц, хлорит и гидрослюда, а подчиненные – пирротин, станнин, самородное золото и серебро, полевой шпат, каолинит и карбонат. В рудах преобладают галенит-сфалеритовые и халькопирит-фрейбергитовые ассоциации. Месторождение среднее по размерам со средними содержаниями около 1 % Pb, 0,74 % Zn, до 310 г/т Ag и 0,3 г/т Au.

Крупное серебряное месторождение Дукат (Бростовская и др., 1974; Савва, Раевская, 1974; А.И. Калинин, 1975 г., 1986; Раевская и др., 1977; Сидоров, 1978; Наталенко и др., 1980; Сахарова, Брызгалов, 1981; Сидоров, Розенблюм, 1989; Шергина и др., 1990; Goncharov, 1995; Константинов и др., 1998) состоит из многочисленных обширных зон замещения с рассеянной рудной вкрапленностью и кварц-адуляр-родохрозит-родонитовых жил с разнообразной Ag и полиметаллической сульфидной минерализацией. Запасы составляют 15 000 т серебра (Константинов и др., 1998). Оно размещается в ультракалиевых риолитах, являющихся частью раннемелового аскольдинского изверженного комплекса,

который залегает поверх купола омсукчанских гранитов. Месторождение отличается от сходных эпитермальных месторождений драгоценных металлов преобладанием Ag и многостадийным формированием от раннего мела до раннего палеогена. Оно сформировалось при частичной ремобилизации Ag из рассеянных сульфидных минералов, которые отлагались в течение раннемелового аскольдинского магматизма (Милов и др., 1990). Этот рудный район обладает потенциалом еще не открытых месторождений, сходных с Дукатом, с крупнообъемными промышленными залежами с низким содержанием Ag подобно Ватерлоо и другим трубкообразным Ag месторождениям Мексики (Наталенко, Калинин, 1991).

КОРКОДОН-НАЯХАНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Коркодон-Наяханский металлогенический пояс Mo-порфирового оруденения и золотого оруденения, связанного с гранитоидами, состоит из двух частей, каждая из которых имеет длину около 200 км. В нем известно небольшое порфировое месторождение Орлиное, связанное с гранитоидами, Au месторождение Хетагчан и Fe скарновое месторождение Скарновое (Nokleberg et al., 1997, 1998). Оба типа месторождений связаны с субщелочными кислыми и средними интрузивами гранитов и граносиенитов. Месторождения, как правило, мелкие, обычно локализованы в апикальных частях интрузивов либо поблизости во вмещающих породах. Для Au оруденения, связанного с гранитоидами, характерны теллуриды Ag. Большинство рудных залежей представлено сульфидной вкрапленностью и прожилками. Гранитоидные породы, вмещающие Коркодон-Наяханский пояс, поперечные или ортогональные по отношению к Охотско-Чукотскому вулкано-плутоническому поясу, и связь их с Охотско-Чукотским вулкано-плутоническим поясом неясна.

Молибден-порфировое месторождение Орлиное (В.Н. Охотников, 1957 г.) представлено крутопадающим штокверком, который протягивается на несколько десятков метров. Штокверк состоит из тонких кварцевых жил и прожилков с вкрапленностью и скоплениями молибденита. Второстепенные минералы представлены пиритом, халькопиритом, вольфрамитом, повеллитом, мусковитом, флюоритом, кальцитом, хлоритом и гранатом. Месторождение локализовано в контактово-метаморфизованных позднетриасовых осадочных породах и прорывающих их позднемеловых гранитах. Оно небольшое, с содержаниями 0,01 – 0,03 % (местами до 8,5 %) Mo.

Связанное с гранитоидами золоторудное **месторождение Хетагчан** (В.А. Сидоров, 1990 г.) состоит из зон сульфидно-кварцевых и сульфидно-хлорит-кварцевых жил и прожилков до 150 м длиной и мощностью от 10 до 15 м. Жилы и прожилки размещаются вдоль контактов позднемеловых гранодиоритов как внутри, так и поблизости от интрузии. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, вольфрамитом, пиритом, арсенопиритом, висмутином, самородным висмутом, золотом, электрумом, тетраэдритом-теннантитом, сульфосолями Ag и аргентитом. Месторождение небольшое с содержаниями до 20 г/т Au и до 50 г/т Ag.

ОХОТСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Охотский металлогенический пояс золото-серебряного эпитермального и медно-порфирового оруденения имеет длину более 1500 км и местами достигает ширины более 100 км. Располагается он главным образом в тылу Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса (Nokleberg et al., 1994, 1997). Значимыми месторождениями являются (Nokleberg et al., 1997, 1998) Au-Ag эпитермальные жильные Агатовское, Алдигыч, Бургагылкан, Дручак, Эвенское, Ирбычан, Карамкен, Хаканджинское (Хаканджа), Колхида, Ойра, Олындья, Сентябрьское, Спиридоныч, Теплый, Утесное, Ветвистый и Юрьевское, связанное с гранитоидами Au месторождение Халали, эпитермальные жильные и жильные в вулканитах Sb месторождения Сенон, Утро и Серебряное, касситерит-силикатно-сульфидное месторождение Кинжал; Pb-Zn-Ag скарновое месторождение Скарновое.

Типичные обстановки для Au-Ag месторождений таковы (Очерки…, 1994): 1) вулканические поля и субвулканические купола, которые ассоциируют с кальдерами диаметром от 10 до 60 км, 2) контрастные вулканические разрезы с высоким индексом эксплозивности и инъекционными брекчиями, 3) обилие риолитов и дацитов, с меньшим количеством латитов и трахиандезитов, 4) комбинация хорошо выраженных или скрытых разломов фундамента с конформными кольцевыми, дуговыми и радиальными разрывами, 5) площади пропилитовых изменений и 6) вулканические породы с начальным отношением изотопов Sr, большим чем 0,708. Радиологический и палеонтологический возраст Au-Ag эпитермальных жильных месторождений – поздний мел до палеоцена. Однако есть и более древние месторождения, такие как альбская (?) Нявленга.

Эпитермальные Au-Ag месторождения в целом характеризуются: 1) низким или умеренным содержанием сульфидов; 2) широким распространением Ag-Sb сульфосолей, сульфидов, селенидов и редкими теллуридами Ag, встречающимися в ассоциации с электрумом и другими интерметаллидами Au и Ag;

3) жилами, состоящими из адуляра, карбоната, халцедона и кварца, адуляризацией, серицитизацией и гидрослюдизацией вмещающих пород; 4) Au:Ag отношением с преобладанием Ag 1:1 до 1:2 и до 1:300; 5) отчетливой вертикальной зональностью месторождений с поэтажным залеганием рудных столбов и 6) признаками переотложения руд. Главные Au месторождения встречаются в средней части Охотского пояса: это Карамкен (см. гл. 7), Агатовское, Ойра и Бургагылкан. Значимое месторождение в северной части пояса – Эвенское, а значимые в южной части пояса – Хаканджа и Юрьевка.

Золото-серебряное эпитермальное месторождение Карамкен (Красильников и др., 1971; Некрасова, 1972; Гольдфрид и др., 1974; Некрасова, Демин, 1977; Сидоров, 1978; Очерки…, 1994) состоит из многочисленных адуляр-кварцевых и адуляр-карбонат-кварцевых жил протяженностью более 200 м и мощностью более 0,2 м. Жилы контролируются дуговыми и линейными разломами, которые оконтуривают и секут кальдеру, выполненную дацитами, андезибазальтами и риолитами. Главная залежь, которая содержит около 80–90 % запасов, приурочена к нескольким крупным жилам, которые пространственно связаны с гипабиссальным телом, рассеченным круговыми разломами и состоящим из андезитов, андезито-дацитов, вулканических брекчий андезито-дацитового состава и риолитов. Наиболее продуктивные жилы ассоциируют с зоной замещения, содержащей адуляр-гидрослюду и кварц, и телами взрывных и гидротермальных брекчий. Рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом, халькопиритом, канфильдитом, фрейбергитом, теннантитом, науманнитом, полибазитом, электрумом, кюстелитом, самородным серебром и другими менее обычными сульфидами, селенидами, сульфостаннатами и сульфосолями серебра. Au-Ag отношение от 1:3 до 1:4 в наиболее богатых частях Главной жилы. Жилы образуют кластеры, которые соединяются на глубине. Наиболее продуктивными являются золото-канфильдит-фрейбергит-халькопиритовые и золото-пирит-сфалеритовые зоны, которые на глубине сменяются галенит-канфильдитовой зоной с олово-серебряными минералами. Месторождение среднее по размерам и почти полностью выработано. Оно было открыто в 1964 г.; с 1978 по 1992 г. из него добыто 40 т Au, среднее содержание составляло от 100 до 129 г/т в 1978 г. и 16–18 г/т в 1992 г. Ar-Ar возраст адуляров из Au-Ag жил 79 млн лет.

Золото-серебряное эпитермальное месторождение Агатовское (В.И. Найбородин, 1971, 1977 гг.) состоит из нескольких десятков кварцевых, карбонат-кварцевых и сульфидно-кварцевых жил в покровах пропилитизированных меловых андезитов. Жилы, как правило, простые и контролируются трещинами северо-западного до меридионального простирания. Рудные тела обычно имеют длину от десятков до сотен метров, но иногда достигают 2 км; в среднем их мощность от 0,2 м до 1 м, но есть и до 50 м. Жилы обычно изменены до гидрослюды, хлорита и кремнезема, однако наименее эродированные из них сопровождаются только слабой адуляризацией. Как правило, жилы обладают симметричной крустификационной текстурой и сложными деформационными структурами. Главные рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, марказитом и пиритом. Местами присутствуют арсенопирит, пирротин, тетраэдрит-теннантит, теллуриды, Ag-сульфосоли и другие минералы. Главные нерудные минералы – кварц и карбонаты, включающие кальцит, доломит, сидерит, обогащенный Mn сидерит, родохрозит и кутнагорит. Барит, халцедон и опал встречаются на периферии месторождения. Золото находится в виде электрума. Среднее содержание сульфидов в жилах от 5 до 10 %, но местами – от 20 до 30 %. В большинстве жил наиболее продуктивна золото-сфалерит-галенит-кварцевая ассоциация. Эта ассоциация содержит также халькопирит, тетраэдрит-теннантит, Au и Ag-теллуриды, пираргирит, стефанит и аргентит. Au-Ag отношение от 5:1 до 1:100, в среднем около 1:2 до 1:5. Установленные запасы месторождения 3,8 т Au и 70 т Ag. Средние содержания Au от 6,5 до 11,8 г/т, а Ag – от 65 до 174 г/т. Бонанцовые руды содержат до 30 кг/т Au.

Хаканджинское золото-серебряное эпитермальное месторождение локализовано в Ульинской вулканической зоне, перекрывающей Охотский кратонный террейн, и приурочено к крупной куполообразной вулкано-тектонической структуре. Основание вулканоструктуры сложено позднетриасовыми терригенными породами. Нижнюю часть вулкано-тектонической структуры слагают андезиты, а верхнюю – дациты и риолиты. Подстилающие осадочные и перекрывающие вулканические породы интрудированы позднемеловыми брекчированными силлами латитов, а также граносиенитовыми палеоценовыми базальтовыми, диабазовыми и андезитовыми дайками. Месторождение представлено пологопадающей (15–30° ЮЗ) зоной брекчий и кварцевого метасоматоза, мощность которой от 7 до 52 м. Эта зона сечется многочисленными ветвящимися жилами и прожилками кварца и кварц-адуляра, которые содержат Au-Ag минералы. Руды малосульфидные, их главные рудные минералы – самородное золото, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, электрум и самородное серебро. Жильные минералы – кварц, адуляр, родохрозит, родонит и кальцит. Пробность золота от 532 до 774. Содержание золота от 0,1 до 1806 г/т (среднее 8–10 г/т) и Ag 0,1–32,676 г/т (среднее 350–600 г/т). Соотношение Au/Ag 1:44. Для месторождения типично высокое содержание Mn.

Юрьевское золото-серебряное эпитермальное месторождение также локализуется в Ульинской вулканической зоне. Оно вытянуто вдоль крутопадающей тектонической зоны субширотного простирания. Вмещающие породы изменены до пропилитов. Руды многосульфидные, со средним содержанием около 10–25 г/т Au и содержат примерно 7,1 т золота.

Челасинское Cu(±Au)-порфировое месторождение (С.М. Родионов и др., 1994 г.) состоит из 42 штокверковых зон и серии кварц-сульфидных жил. Зоны залегают в единой полосе, которая простирается примерно на 2,5 км. Мощность зон от 10 до 28 м, а протяженность более 700 м. На флангах зоны обычно расщепляются на несколько ветвей. Вмещающие породы представлены дацитами и андезитами, интрудированными многочисленными дайками риолитов, андезитов, диоритовых порфиритов и гранодиоритов, которые окварцованы и пропилитизированы. K-Ar возраст измененных пород 64–67 млн лет. Месторождение не разрабатывается. Руды содержат до 1,0–9,4 % Cu, до 10,0 г/т Au, до 1119,0 г/т Ag, до 3,0 % Pb и до 3,0 % Zn.

Авлаяканское золото-серебряное эпитермальное месторождение (Моисеенко, Эйриш, 1996) локализовано в позднемеловых дацитах, риолитах и андезитах, которые перекрывают докембрийские габбро и анортозиты. Месторождение состоит из кварцевых и кварц-карбонатных жил, которые залегают в нескольких субмеридиональных зонах. Две зоны хорошо разведаны. Центральная зона мощностью от 5 до 40 м и длиной примерно 3 км состоит из кварцевых и кварц-карбонатных жил и прожилков с рассеянным золотом. Вмещающие вулканические породы изменены до хлорит-серицит-гидрослюдисто-кварцевых пропилитов. Среднее содержание золота по двум пересечениям 34,5 и 72,5 г/т. Северо-Восточная зона расположена в 450 м севернее Центральной, мощность ее от 50 до 120 м, а длина 3 км. Она состоит из многочисленных разветвляющихся кварцевых жил и зон брекчий с второстепенными сульфидами. Среднее содержание Au примерно 10,8 г/т в одном пересечении. Среднее содержание по всему месторождению 18,2 г/т Au и 38,1 г/т Ag. Au:Ag=1:2–4. Месторождение небольшое.

ЧАУНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Чаунский металлогенический пояс находится в северо-восточной части Северо-Востока России. Главными типами оруденения в поясе являются касситерит-силикатно-сульфидное, Sn-W грейзеновое, Sn-скарновое, Sn-порфировое, полиметаллическое жильное и связанное с гранитоидами золотое; связанное с гранитоидами месторождение Au Пелвунтыкойнен и вкрапленные Au-сульфидные месторождения Эльвеней и Майское (см. гл. 7). Пояс находится в тылу Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса и прилегающих территорий (Nokleberg et al., 1994, 1997) и протягивается приблизительно с запада на восток примерно на 1300 км от устья р. Колыма до р. Уэлен. Чаунская зона через Берингов пролив коррелирует со Сьюардским металлогеническим поясом северо-западной Аляски, который содержит сходные месторождения. Значимые месторождения пояса (Nokleberg et al., 1997, 1998) следующие: касситерит-силикатно-сульфидные Диоритовое, Эльмаун, Эрулен, Эруттин, Ичаткинское, Кекур, Кукеней, Лунное, Мраморное, Мымлереннет, Телекай, Валькумей и Водораздельное; олово-порфировые (?) Экуг и Пыркакай; золото-редкометалльные, связанные с гранитоидами, – Канелывеем и Куэквунь; Cu-Mo-порфировые Гранатное и Шурыкан; Pb-Zn скарновые и Fe-Pb-Zn-Sn Чечекуюмское, Энпылхан, Мельюл, Реечен и Сердце-Камень; Au-Ag эпитермальное жильное Пепенвеем; Au-сульфидное вкрапленных руд Туманное и Hg в осадочных породах или Hg типа Хот-Спринг (?) Ясное.

Оловорудные и ассоциирующие рудные месторождения в Чаунском поясе, как правило, размещаются в: 1) вулканических породах и риолитовых субвулканических интрузиях, часто с аномалиями In и Ag, 2) крупных плутонах позднемеловых лейкократовых биотитовых гранитов с K-Ar возрастом 95–70 млн лет, 3) поздне-раннемеловых диоритах (месторождение Канелывеем). Месторождения обычно приурочены к апикальным частям гранитоидных интрузий и интрузивным куполам. Типичными минералами на месторождениях являются кварц, турмалин, хлорит и сульфидные минералы. На Западной Чукотке значимы месторождения Валькумей, Пыркакай, Телекай и Кукеней и, возможно, связанное с гранитоидами Au месторождение Канелывеем. На Восточной Чукотке значимые Sn-Ag скарновые и полиметаллические жильные месторождения Чечекуюм, Реечен и Энпылхан размещаются в палеозойских карбонатных породах.

Майское месторождение вкрапленных Au-сульфидных руд (Сидоров и др., 1978; Гаврилов и др., 1986; Ольшевский, Мезенцева, 1986; А.А. Сидоров, 1966, 1987 гг.; Беневольский и др., 1992) размещается в линейных зонах нарушений, которые в целом протягиваются с севера на юг, имея разное простирание и падение, и выражены отчетливым кливажом, трещиноватостью, смятием и будинажем.

Месторождение состоит из прожилков и вкрапленности Au-содержащих пирита и арсенопирита. Прожилки и вкрапленность приурочены к более пластичным породам, таким как алевролиты, алевритистые и глинистые сланцы, которые являются частью средне(?)- и позднетриасового флиша. Эти осадоч-

ные породы прорваны дайками кварц-полевошпатовых порфиров, гранитов, граносиенит-порфиров, раннемеловых лампрофиров, позднемеловых риолитов, а также жилоподобными телами интрузивных брекчий Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса. Изверженные породы подверглись березитизации, каолинизации, серицитизации, карбонатизации, графитизации и неравномерному окремнению. Углеродистые осадочные породы метаморфизованы до филлитов. Руда состоит в основном из рассеянного высокопробного золота в игольчатом арсенопирите и обогащенном As пирите. Более поздняя (кварц-стибнит-самородный мышьяк) стадия минерализации также широко представлена. Внешние к рудным зонам молибденит-кварцевые и полисульфидно-кварцевые жилы встречаются главным образом в песчаниках. Эти жилы содержат касситерит, шеелит, вольфрамит, минералы висмута, тетраэдрит-теннантит и сульфосоли Pb и Ag. K-Ar возраст адуляра из жил 79,4 млн лет (Ishihara et al., 1997). Золотая минерализация широко распространена как вертикально, так и по площади. Месторождение содержит доказанные запасы 23 млн т со средним содержанием Au 12 г/т.

Также частью Чаунского пояса месторождений, связанных с кислым магматизмом, является группа Sn и комплексных Sn-W полиметаллических жильных, небольших ассоциирующих с ними Sn грейзеновых месторождений, которые залегают в среднепалеозойских и раннемезозойских песчаниках, аргиллитах и редких карбонатных породах. Полиметаллические рудные месторождения тесно асоциируют с ранне- и среднемеловыми анатектическими, лейкократовыми и калиевыми гранитоидными плутонами. Главные Sn-W жильные месторождения находятся на востоке в Иультинском рудном районе. Иультин, Светлое, Чаанталь, Тенкергин и ассоциирующие месторождения содержат большую часть прогнозных запасов вольфрама этого региона, а месторождения Иультин и Светлое производят весь вольфрам и сопутствующее олово на Северо-Востоке России.

Иультинское олово-вольфрамовое жильное и грейзеновое месторождение (Зильберминц, 1966; Лугов и др., 1972; Лугов, 1986; Родионов, 2005) состоит из кварцевых жил, минерализованных штокверковых зон и рассеянных прожилков в грейзенах. Штокверковые зоны и прожилки как крутопадающие, так и пологозалегающие. Некоторые рудные тела вертикально выклиниваются. Рудные тела залегают в кровле лейкогранитового плутона, находящегося примерно в 300 м ниже поверхности, а Sn рудные тела – в краевой зоне лейкогранитов. Известно около 65 минералов, из которых наиболее обычны кварц (95 %), мусковит, флюорит, альбит, касситерит, вольфрамит, арсенопирит и леллингит. Менее часты топаз, пирит, пирротин, висмутин, станнин, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, шеелит и самородные серебро и висмут. Касситерит обычно ассоциирует с вольфрамитом, арсенопиритом и мусковитом. Он образует короткие столбчатые кристаллы до 10 см. Встречаются крупные (до 4–9 см) и гигантские (до 0,5 м) кристаллы вольфрамита и кристаллические сростки. Вертикальный размах рудных тел превышает 900 м.

Результаты определения возраста гранитоидов района K-Ar методом дают значительный разброс значений от 132 до 66 млн лет с наиболее вероятным интервалом 110–90 млн лет (Зильберминц, 1966; Бордюгов, Фрейдин, 1969; Лугов и др., 1972; Милов, 1975; Политов, Столяров, 1980; Родионов, 2005). По результатам Rb-Sr датирования возраст гранодиоритов и гранитов составляет 99,6±3,2 млн лет, крупнозернистых порфировидных гранитов – 84,1±4,7 млн лет, гранитов–лейкогранитов – 82,4±1,4 млн лет, мелко-среднезернистых биотитовых и лейкократовых гранитов – 79,5 млн лет, а ультракислых лейкогранитов заключительной фазы – 76,3–78,8 млн лет (Дудкинский и др., 1986).

Отмечается (Дудкинский и др., 1986; Родионов, 2005) закономерное возрастание величины начального отношения изотопов стронция в ряду последовательно формирующихся интрузивных фаз района от 0,7088 в порфировидных гранитах до 0,7118 в биотитовых мелко-среднезернистых гранитах и до 0,7175 в ультракислых лейкогранитах заключительной фазы. Отмеченный последовательный рост первичных Sr-изотопных отношений в разновозрастных дифференциатах иультинской магматогенно-рудной системы может быть связан как с особенностями процессов дифференциации инициального магматического очага, так и с изменяющимся соотношением глубинного и корового источников вещества в эволюционном развитии системы.

Месторождение крупное, разрабатывается с 1959 г. и в среднем содержит 0,43 % Sn и 1,29 % W.

Оловорудное месторождение Светлое (Лугов, 1986; Кулешов и др., 1988) состоит из эшелонированной серии кварцевых жил и прожилков, которые образуют две зоны, расходящиеся к юго-востоку. Каждая зона состоит из нескольких десятков больших жил мощностью от 0,2 до 1,5 м и протяженностью до нескольких сот метров и более ста мелких жил. В руде преобладают Sn минералы с обильными сульфидными, которые находятся над скрытым штоком грейзенизированных гранитов. Жилы размещаются в метаморфизованных триасовых песчаниках и глинистых сланцах и секутся дайками гранит-порфиров и аплитов мелового иультинского комплекса. Последовательные минеральные ассоциации представлены: 1) топаз-флюорит-мусковитовыми грейзенами, 2) наиболее продуктивной касситерит-воль-

франит-кварцевой ассоциацией с топазом, леллингитом и флюоритом, 3) арсенопирит-кварцевой с касситеритом и самородным висмутом, 4) станнин-халькопиритовой с небольшим количеством висмутина, сфалерита, галенита, пирротина и борнита, 5) шеелит-флюорит-альбитовой с хлоритом, пиритом, марказитом и касситеритом, 6) флюорит-кальцитовой с каолинитом. Комплексная касситерит-вольфрамитовая ассоциация доминирует в верхней части месторождения, тогда как W минералы преобладают на глубине. Месторождение среднее по размерам и разрабатывается с 1979 г.

Валькумейское касситерит-силикатно-сульфидное месторождение (Лугов и др., 1972; Лугов, 1986) состоит из простых и сложных жил, минерализованных зон и реже линейных штокверков. Оно находится в основном в краевой зоне позднемелового Певекского плутона, сложенного гранитами, адамеллитами и гранодиоритами, и отчасти в меловых песчаниках и глинистых сланцах, которые вмещают плутон. Оруденение размещается в зоне север-северо-западного простирания вдоль контакта плутона. Рудные тела обычно состоят из сопряженной системы: 1) главных жил меридионального простирания и оперяющих их прожилков, 2) зон, жил приблизительно широтного и северо-западного простирания. На месторождении установлено 70 минералов, но большинство жил состоит преимущественно из турмалина с кварцем, хлоритом, альбитом, арсенопиритом, касситеритом, пирротином, халькопиритом, станнином, сфалеритом, антимонитом, флюоритом и различными карбонатами. Рудные тела имеют большой вертикальный размах. На глубине касситерит-кварц-турмалиновые жилы замещаются сульфидными жилами. Месторождение крупное, открыто в 1935 г. и разрабатывалось с 1941 г. Среднее содержание олова в руде от 0,4 до 1,2 %.

Чечекуюмское свинцово-цинковое скарновое месторождение (Г.А. Жуков и др., 1953 г.) представляет собой пологозалегающую рудную залежь мощностью около 18 м и длиной 30 м, состоящую из пирротина, сфалерита, галенита, халькопирита, магнетита, пирита, никелина, марказита, кальцита, граната, диопсида и кварца. Скарны располагаются вдоль зоны трещин в среднедевонских известняках, которые перекрыты позднемеловыми кислыми экструзивными породами и прорваны дайками гранит-порфиров и спессартитов. Сплошные и вкрапленные пирротиновые руды залегают в висячем борту залежи. Сплошные галенитовые, реже сфалерит-галенитовые руды слагают среднюю часть залежи. Рассеянные скопления массивных сфалеритовых руд характерны для лежачего бока. Собственно скарны также содержат редкую вкрапленность рудных минералов, а также аномалии Sn, Cd, Co, Bi и Ag. Месторождение небольшое.

ВЕРХНЕ-КОЛЫМСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Верхне-Колымский металлогенический пояс касситерит-силикатно-сульфидного, серебро-полиметаллического оруденения, оловянного оруденения, связанного с риолитами, и золотого оруденения, связанного с гранитоидами, находится в юго-восточной части Северо-Востока России. Он простирается в основном с северо-запада на юго-восток, протягиваясь примерно на 700 км, достигая ширины 100 км. Металлогенический пояс ассоциирует с меловыми плутоническими породами, которые прорывают Верхоянскую пассивную окраину и Вилигинский террейн пассивной континентальной окраины (Nokleberg et al., 1994, 1997). Эти породы образуют поперечное ответвление Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса. Оловянное и серебро-полиметаллическое оруденение приурочено, как правило, к позднемеловым дацитовым и риолитовым субвулканическим дайкам и штокам. Значимые месторождения в зоне (Nokleberg et al., 1997, 1998): касситерит-силикатно-сульфидные Барыллыелах-Центральный, Богатырь, Днепровское, Кандычан, Харон, Хениканджа, Хурен, Куранах-Сала, Кюрбелях, Порожистое, Светлое и Тигрец-Индустрия; Sn грейзеновое Оссолонья; олово-порфировое Хетта; Суворовское Sn месторождение в риолитах; Mo-порфировые Танкист и Мираж. Месторождения, как правило, небольшие и либо отработаны, либо частично отработаны, либо их разработка только начата. Остальные Sn месторождения с Ag, Pb и Zn в будущем могут представлять интерес для разработки.

Месторождение Тигрец-Индустрия (Лычагин, 1967; Пляшкевич, 1990) состоит из кварц-карбонатно-сульфидных, кварц-сульфидных и сульфидно-кварцевых жил и линзовидных тел и зон прожилкования, которые залегают в слабометаморфизованных позднепермских осадочных породах, прорванных позднемеловыми гранит-порфирами. Рудные тела приурочены к разрывам северо-восточного простирания, имеют длину от 100 до 200 м при мощности от 0,1 до 0,3 м. По периферии минерализованной площади залегают потоки позднемеловых кислых лав. На месторождении развито несколько минеральных ассоциаций. Раннюю и позднюю стадии разделяет период деформаций. Ранние ассоциации представлены кварц-касситеритовой и полисульфидной, содержащей касситерит, арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, канфильдит, Fe-фрейбергит, станнин и пираргирит. Поздняя селеноканфильдит-кварцевая ассоциация содержит кварц, пирит, сфалерит, галенит, станнин, селеноканфильдит и Mn-кальцит.

Месторождение Кандычан (Фирсов, 1972; Лугов и др., 1974; Н.Е. Савва, 1980 г.) размещается в

основном в позднемеловых субвулканических породах и лавах умеренно кислого до кислого составов. Оно состоит из группы жил и прожилков, которые образуют полосу северного простирания длиной более 2 км и шириной 500–600 м.

Вмещающие вулканические породы пропилитизированы. Рудные тела состоят из кварц-хлорит-касситерит-сульфидных жил с различными карбонатами (кальцитом, сидеритом и доломитом), серицитом, гидрослюдой, каолинитом, диккитом, пирофиллитом, флюоритом и турмалином. Сульфидные минералы представлены главным образом станнином, пираргиритом, гесситом и аргентитом, в меньшей степени пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, марказитом, пирротином, сфалеритом, галенитом, борнитом и ковеллином. Месторождение характеризуется высокими содержаниями Ag, Bi, Co и Au. Сульфидные жилы с колломорфным касситеритом близ поверхности с глубиной сменяются малосульфидными хлорит-кварцевыми жилами с кристаллическим касситеритом. Месторождение небольшое, частично отработанное; добыто 2000 т Sn.

Суворовское месторождение олова в риолитах (Лугов и др., 1974; Флеров, 1974) состоит из колломорфных модулей касситерита («деревянистого» олова), которые находятся в интенсивно окремненных и каолинизированных флюидальных риолитах, потоках агломератовых витрических туфов и туфо- и лавобрекчиях. Вмещающие позднемеловые породы образуют различные вулканические жерловые фации. Касситерит ассоциирует с тонкозернистым кварцем, гематитом, хлоритом, каолинитом, пиритом и арсенопиритом. В руде высокие содержания Fe и In. Месторождение мелкое.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Пояс платиновометалльного оруденения в зональных мафит-ультрамафитовых интрузиях и медно-колчеданных руд находится на юге Корякского нагорья российского Северо-Востока. Он состоит главным образом из мелких месторождений ЭПГ и Cr в небольших зональных плутонах аляскинского типа, сложенных габбро, клинопироксенитами и дунитами.

Месторождение Cr-ЭПГ Снежное (Кутыев и др., 1991, 1998) размещается в небольшом округлом штоке около 2 км шириной, сложенном ультрамафитовыми породами. Шток имеет зональное строение с ядром из дунита и внешней зоной из верлита-пироксенита и пироксенита. Ультрамафитовые породы штока прорывают позднемеловые вулканогенно-осадочные породы, которые контактово-метаморфизованы вблизи штока. Хромиты залегают в дунитовом ядре и в виде небольших линз в полосчатых и прожилковых структурах. Эти рудные тела достигают 1 м в ширину и нескольких метров в длину. Железистые хромиты содержат до 48 % Cr_2O_3. Титаномагнетит и сульфиды Cu залегают в периферических пироксенитах. Минералы ЭПГ встречаются в ассоциации с хромитами и образуют мелкие идиоморфные кристаллы хромшпинели или ксеноморфные включения в интерстициях. Преобладают Fe и Pt сплавы, которые содержат включения самородного Os. В интерстициях в хромшпинели доминируют сперрилит и тетраферроплатина. Зерна минералов ЭПГ достигают 1 мм в диаметре. Минералы ЭПГ сходны с таковыми из подиформных Cr месторождений юго-восточной Аляски и Урала.

Зональные мафит-ультрамафитовые плутоны в металлогеническом поясе Корякского нагорья прорывают позднемеловые вулканогенно-осадочные породы. Последовательность от ядра плутона к краевой части, как правило, такова: дуниты переходят в пироксениты, далее в габбро и габбро-диабазы. Внедрение происходило в самом конце мела, и эти плутоны интерпретируются как глубинные магматические корни островной дуги (Богданов и др., 1987). Имеющиеся геологические, петрологические и геохимические данные указывают, что зональные плутоны с ЭПГ минерализацией формировались в окраинно-океаническом бассейне и фронтальной части островной дуги во время субдукции океанической плиты (Богданов и др., 1987). Недавние изотопные определения предполагают, что зональные мафит-ультрамафитовые плутоны внедрились в позднем мелу, не древнее 71 млн лет (Kepezhinkas et al., 1993; А.А. Сидоров и др., 1997 г.; Bundtzen, Sidorov, 1998). Олюторско-Камчатский террейн интерпретируется как комплекс островодужных пород, подстилаемый океанической корой. Олюторский субтеррейн надвинут на почти одновозрастный Укэлаятский субтеррейн позднемелового и палеогенового турбидитного бассейна Западно-Камчатского террейна, расположенный к северо-западу. Позднемеловой-раннетретичный Олюторско-Камчатский остороводужный террейн тектонически связан с Ветловским террейном аккреционного клина (Nokleberg et al., 1998, 2000).

ВАТЫНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Ватынский металлогенический пояс вулканогенных месторождений марганца и железа находится в юго-восточной части Северо-Востока России. Он состоит из нескольких фрагментов, протягивающихся с востока на запад, имеет длину около 600 км и ширину от 15 до 100 км. Пояс размещается большей частью в породах океанической коры и офиолитах от позднекаменноугольного до раннеюрского возраста,

меловом Олюторско-Камчатском островодужном террейне и – в меньшей степени – Янранайском террейне аккреционного клина океанической коры (Nokleberg et al., 1994, 1997). В базальтах Янранайского террейна имеются небольшие проявления Fe и Mn-содержащих слоев и корок в кремнистых породах, которые залегают на поверхности базальтовых потоков. Значимое месторождение в поясе Итчайваямское вулканогенное Mn (Nokleberg et al., 1997, 1998).

Итчайваямское и сходные месторождения в металлогеническом поясе (В.И. Егиазаров и др., 1965 г.) размещаются в альб-кампанской ватынской серии, которая содержит обильные базальты и кремнистые породы. Залежи состоят из массивных, линзовидных и брекчированных Mn руд, залегающих в виде согласных тел длиной от 1 до 30 м и мощностью от 0,3 до 10 м, размещающихся в кремнистых породах. Главный рудный минерал представлен браунитом, но местами встречается пиролюзит. Mn встречается также в жилах метаморфического происхождения, варьирующих по мощности от 2 до 10 м и содержащих от 11 до 47 % Mn.

Вулканогенные залежи руд Mn и Fe Ватынского металлогенического пояса сформировались в обстановке глубоководного окраинно-морского или океанического бассейна во время подводных базальтовых излияний как части Олюторского субтеррейна Олюторско-Камчатского островодужного террейна. Впоследствии залежи были метаморфизованы и местами переотложены в виде секущих жил (Колясников, Кулиш, 1988). Олюторский субтеррейн состоит из мощного комплекса позднемезозойских и раннекайнозойских островодужных вулканических и осадочных пород и образует большой тектонический покров, который обдуцирован на Укэлаятский субтеррейн Западно-Камчатского террейна турбидитового бассейна (Nokleberg et al., 1994, 1997). Олюторский субтеррейн состоит из 1) нижней части – альб-кампанской ватынской серии, сложенной вулканитами, главным образом базальтами и их туфами, а также кремнистыми осадочными породами, преимущественно кремнями и 2) верхней части – ачайваямской и ивтыгинской свит, сложенных маастрихтскими и палеоценовыми вулканическими и обломочными островодужными отложениями. Субтеррейн местами прорван зональными интрузиями – от дунитов до клинопироксенитов и габбро. Вместе с одновозрастными островодужными террейнами Кроноцкий и Немуро Олюторско-Камчатский интерпретируется как тектонически связанный с Ветловским террейном аккреционного клина перед аккрецией к окраине Северо-Восточной Азии в середине третичного времени (Nokleberg et al., 1998, 2000).

ХИНГАНО-ОХОТСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Хингано-Охотский металлогенический пояс совпадает с обширным ареалом магматических зон, объединенных в одноименный вулкано-плутонический пояс (Родионов, 2001, 2003, 2005; Sato et al., 2002), описание которого приведено в гл. 5. Он включает серию оловянных, олово-вольфрамовых, вольфрам-молибденовых и золоторудных месторождений.

Иппатинское Sn-W месторождение (Огнянов, 1986) пространственно связано с крупным Дуссе-Алинским гранитоидным плутоном и локализовано в северной его части. Обнаружено 65 жил, разведанных на глубину до 10 м, шириной от 2 см до 2 м, протяженностью до 290 м. Они залегают в субмеридиональной зоне длиной до 3000 м и шириной до 300 м. Рудные минералы – касситерит, вольфрамит, арсенопирит, редкие халькопирит, пирит, шеелит, сфалерит и молибденит, а также редкие висмутинит и берилл. Жильные минералы – кварц, мусковит, полевой шпат, флюорит и редкий турмалин. В рудах содержатся незначительные количества Cu, Sb, Pb и Au. Месторождение связано с мелкозернистыми лейкогранитами с K-Ar возрастом 75–90 млн лет. Месторождение небольшое, со средним содержанием 0,31 % Sn и 0,19 % WO_3 в шести самых крупных жилах.

Ледниково-Самаркинское W-Mo-Be месторождение (А.И. Буханченко, 1988 г.; Онихимовский, Беломестных, 1996) локализовано в апикальной части позднемелового гранитного плутона в пределах пояса гранит-порфировых даек, которые интрудируют песчаники и аргиллиты. Месторождение представлено линейным штокверком до 2 км в длину и примерно 300 м в ширину. Штокверк состоит из кварцевых и флюорит-топаз-кварцевых жил и прожилков, мощность которых от 1,0 до 30,0 см. Вмещающие породы изменены до грейзенов, хлорит-кварцевых и серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов. Главные минералы – кварц, мусковит, вольфрамит, арсенопирит, пирит и халькопирит. Рудные минералы составляют 5–40 % жил. Месторождение крупное с ресурсами 41 000 т WO_3 и 28 000 т Cu. При средних содержаниях 0,37 % (0,31–0,43 %) WO_3 и 0,18 % (0,14–0,21 %) Cu.

Агние-Афанасьевское золоторудное месторождение локализовано в Пильда-Лимурийской вулканической зоне. Оно представлено (Моисеенко, Эйриш, 1996) жильной системой до 0,5 км шириной и до 1,0 км длиной. Система залегает в антиклинали, образованной раннемеловыми песчаниками и алевролитами. Несколько диоритовых даек ориентированы вдоль разломов, которые секут слоистость вмещающих пород. Жилы длиной 200–700 м и шириной

5–10 см, с северо-восточным простиранием и пологим падением, содержат в основном кварц, карбонат, полевой шпат, хлорит и серицит и до 1 % рудных минералов. Рудные минералы – пирит, арсенопирит, антимонит, халькопирит, сфалерит и золото, а также редкие касситерит, вольфрамит, шеелит и молибденит. Пирит доминирует и образует вкрапления и тонкие прожилки в кварце. Арсенопирита меньше, чем пирита. Зерна золота 1–6 мм, встречаются в гнездах, тонких прожилках и редких кристаллах-октаэдрах в трещиноватом кварце. Пробность золота 790. Около кварцевых жил вмещающие породы изменены и содержат до 2–4 г/т Au. Месторождение небольшое, среднее содержание Au примерно 25 г/т (максимальное – 1–2 кг/т Au). Разрабатывалось с 1936 до 1962 г.

Учаминское оловянно-полиметаллическое (±Ag, Au) жильно-штокверковое месторождение (В. Кочубей, 1955 г.; Моисеенко, Эйриш, 1996) локализовано в складчатых раннемеловых песчаниках и алевролитах, которые интрудируются позднемеловым гранит-порфировым штоком и лампрофировыми дайками. Оно залегает в линейной зоне трещиноватых осадочных пород примерно 1,5 км шириной и 0,8–30,0 м мощностью. Эта зона содержит несколько кварц-сульфидных жил мощностью 1,5–3,0 м и линейных штокверков, состоящих из мелкозернистого кварца и сульфидов, включая пирин, пирротин и арсенопирит. Месторождение небольшое, со средним содержанием 7,0–12,2 г/т Au, 30–70 г/т Ag, 0,5–1,0 % Pb, 0,03–0,5 % Sn.

Хинганское олово-порфировое месторождение расположено в юго-западной части пояса, в Хингано-Олонойской вулкано-плутонической зоне (Огнянов, 1986; Rodionov, 2000; Копылов и др., 2004). Оно предствлено трубообразным телом гидротермально измененных эксплозивных брекчий, которое интрудирует кислые вулканические породы. Рудоносные брекчии прослежены на глубину более 1200 м. На верхних горизонтах они хлоритизированы, а на глубине 700–800 м замещены кварц-мусковит-(серицит)-топазовыми грейзенами. Большая часть рудных тел состоит из кварца, флюорита и касситерита с подчиненными арсенопиритом, марказитом, леллингитом, халькопиритом и Bi-минералами. Месторождение генетически связано с субщелочными калиевыми гранитами, K-Ar возраст которых 80–90 млн лет, Rb-Sr – по породе – 78 млн лет и начальное отношение изотопов Sr = 0,7123. Месторождение разрабатывается с 1960-х годов. Месторождение среднего размера, среднее содержание Sn 0,6–0,7 %.

Солнечное касситерит-силикатно-сульфидное месторождение (Огнянов, 1986) – одно из главных в Комсомольском оловорудном районе, расположенном в центральной части Хингано-Охотского металлогенического пояса. Месторождение представлено зоной кварц-турмалиновых метасоматитов, расщепляющейся на многочисленные апофизы и развивающейся вдоль протяженного субмеридионального левостороннего сдвига. Мощность зоны от 0,5 до 15 м, длина 800 м, а глубина более 500 м. Выделяется пять зонально распределенных минеральных комплексов: 1) кварц-турмалиновый, 2) кварц-арсенопирит-касситеритовый с вольфрамитом, бисмутинитом и шеелитом, 3) кварц-сульфидный (пирротин, халькопирит и марказит), 4) кварц-галенит-сфалеритовый и 5) кварц-карбонатный. Месторождение ассоциирует с обогащенной калием гранитной фазой габбро-диорит-гранодиоритового комплекса с K-Ar изотопным возрастом 75–86 млн лет.

Соболиное касситерит-силикатно-сульфидное месторождение (Г.Е. Усанов, 1987 г.; Онихимовский, Беломестных, 1996) расположено в северной части Амутской вулканической мульды Комсомольского оловорудного района. Месторождение ограничено с северо-запада Ленинградским надвигом, который падает на запад под углом 48° и содержит тектонические брекчии. Вдоль надвига смятый в складки юрский флиш перекрыт позднемеловыми андезитами, дацитами и риолитами. Осадочные и вулканогенные породы интрудированы позднемеловыми диоритовыми и кварц-диоритовыми штоками и дайками. Все, в том числе и интрузивные, породы обычно секутся крутопадающими (60–80°) трещинными зонами, которые залегают в сбросах зоны надвига. Месторождение включает примерно 10 минерализованных зон кварц-турмалинового, кварц-серицитового и кварц-хлоритового состава. Зоны имеют длину до 1,1 км, мощность 3–7 м, а иногда до 60 м. Месторождение содержит Sn, W, Cu, Bi, Ag и промышленный In. Кварц-турмалиновые метасоматиты представляют ранний минеральный комплекс. За ним следуют минеральные комплексы: 1) кварц-касситеритовый с арсенопиритом, 2) кварц-пирротин-халькопиритовый со станнитом, флюоритом, магнетитом, 3) кварц-галенит-сфалеритовый и 4) кварц-флюорит-кальцитовый. Вмещающие породы обычно изменены до кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых метасоматитов в верхних частях месторождения. Месторождение крупное со средним содержанием 0,3–0,7 % Sn, 0,53 % Cu, 0,06 % WO_3 и 0,014 % Bi.

Правоурмийское Sn-W месторождение (Алексеев, 1987; Гульбин, Евангулова, 1987; Семеняк, 1983, 1987; Семеняк и др., 1988; Родионов, 2003, 2005) одно из главных в Баджальском оловорудном районе центральной части Хингано-Охотского металлогенического пояса. Рудное поле месторождения сложено позднемеловыми покровными вулканитами, экструзивными и интрузивными образованиями. Большую его часть занимают экструзивные кристаллоигнимбриты риолитов. Гранит-порфиры слагают

мощную дайку, к висячему контакту которой приурочена рудная зона месторождения. Основной рудовмещающей структурой месторождения является зона смятия, фиксирующая положение малоамплитудного надвига без разрыва сплошности пород по его сместителю. «Надвиг» локализован в экзоконтакте висячего бока дайки гранит-порфиров по касательной к ее выпуклой стороне. Общая протяженность зоны смятия по падению от первых десятков метров на ее западном фланге до 600–950 м (около 500 м по вертикали) в центральной и восточной частях месторождения. Направление падения зоны север-северо-западное (340–350°) под углами 25–45°, в среднем – 33°. Рудная зона Правоурмийская сформировалась в контуре вышеописанной зоны смятия. Она представляет собой непрерывную узкую (мощностью от 4,4 до 17,2 м) и протяженную по простиранию и падению (более 2400 и около 950 м соответственно) ленту рудоносных метасоматических образований. Основными продуктивными являются кварц-топазовые грейзены, а кварц-турмалиновые с касситеритом жилы и прожилки секут кварц-топазовые грейзены. Мощность жил обычно составляет 0,20–0,30 м, иногда достигая 1 м. Маломощные жилы и прожилки турмалинитов часто залегают как в осевой части кварц-топазовых тел, так и в их зальбандах. Продуктивный оловорудный грейзеновый этап включает четыре стадии минерализации, из которых первые две (касситерит-кварц-топазовая и кварц-турмалин-сульфидная) отличаются наибольшим минеральным разнообразием.

Геодинамическая природа Хингано-Охотского пояса остается предметом дискуссий. Ранее предполагалось, что Хингано-Охотский пояс в предсенонское время развивался в обстановке активной континентальной окраины андийского типа, которая с сенона сменилась коллизией (Родионов, Натальин, 1988). Позднее У.Дж. Ноклеберг с соавторами (Nokleberg et al., 1998) предположили, что Хингано-Охотская магматическая дуга сформировалась в результате косой субдукции палео-Тихоокеанской плиты под континентальную окраину в раннем мелу. К. Сато с соавторами (Sato et al., 2002), учитывая сопоставимость начального периода образования магматических комплексов Хингано-Охотского пояса и периода аккреции Киселевско-Маноминского террейна (альб–сеноман), подтвердили формирование пояса благодаря косой субдукции, предположив при этом, что субдуцирующаяся часть плиты представляла собой задуговой бассейн, подобный современному Андаманскому бассейну в дуге Сунда. При интерпретации геодинамической природы Хингано-Охотского пояса важно также учитывать, что в поясе все оловорудные районы с крупными месторождениями располагаются над зонами максимального градиента мощности земной коры и литосферы, а Баджальский район – еще и над крупным региональным поднятием астеносферы, которое, возможно, образует «slab-window» (Карсаков и др., 2000; Романовский и др., 2001).

Многие особенности строения и формирования Хингано-Охотского металлогенического пояса могут быть удовлетворительно объяснены геодинамической обстановкой трансформной континентальной окраины (Ханчук и др., 1997; Ханчук, Иванов, 1999; Ханчук, 2000; Khanchuk, 2001; Родионов, 2003). С этих позиций Хингано-Охотский вулкано-плутонический пояс интерпретируется как ареальная область магматизма, возникшая на трансформной континентальной окраине с формированием «slab-window» в ее центральной части. В раннем мелу к восточной окраине Буреинского супертеррейна причленились юрская аккреционная призма и раннемеловой турбидитовый бассейн, которые образуют современный Баджальский террейн. Турбидитовый бассейн, в основании которого присутствуют позднеюрские спрединговые базальты, фиксирует переход от субдукции к латеральному скольжению субдуцированной плиты на север вдоль палеоконтинентальной окраины. Сдвиги рассекли край Буреинского супертеррейна и переместили отдельные его части в северном направлении, сформировав наблюдаемую нынешнюю «зубчатую» восточную границу этого геоблока. Одновременно с этим готерив-сеноманские левосторонние сдвиги создали гигантский S-образный Баджальский орогенный пояс. С этим этапом развития трансформной континентальной окраины связано начало формирования гранитоидных плутонов и вулкано-плутонических комплексов бимодального, с преобладанием риолитов, типа, слагающих Хингано-Охотский пояс (Ханчук, 2000). Характерно, что интрузивные члены Даянского магматического комплекса Баджальской магматической зоны по своим петрогеохимическим и минералогическим особенностям аналогичны шошонит-абсарокитам, а вулканиты – лампроитам кайнозойской трансформной континентальной окраины запада США (Моисеенко, Сахно, 2000; Ханчук, 2000).

ДУРМИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Дурминский позднемеловой рудный район Au-Ag эпитермальных жильных месторождений связан с небольшим магматическим ареалом, относящимся к Восточно-Сихотэ-Алинскому вулкано-плутоническому поясу, который здесь интрудирует и перекрывает Киселевско-Маноминский террейн аккреционного клина. Основное месторождение – Дурминское.

Дурминское золото-серебряное эпитермальное месторождение (Моисеенко, Эйриш, 1996) состоит из пяти зон гидротермально измененных, кварц-адуляр-серицитовых, кварц-адуляровых и

кварцевых жил и брекчий до 220 м длиной и до 7 м мощностью. Рудные минералы – пирит и пирротин с редким арсенопиритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Au/Ag отношение от 1:20 до 1:30. Месторождение вмещается позднемеловыми андезитами, дацитами и риолитами, которые перекрывают раннемеловые комплексы песчаников и алевролитов. Штоки и дайки позднемеловых гранитов, гранит-порфиров и гранодиоритов прорывают вулканические и осадочные породы. Месторождение небольшое.

Рудный район интерпретируется как формировавшийся во время генерации гранитоидов вдоль Восточно-Сихотэ-Алинской окраинно-континентальной дуги, которая была связана с косой субдукцией древней Тихоокеанской плиты.

ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Восточно-Сихотэ-Алинский позднемеловой металлогенический пояс оловянных, оловянно-вольфрамовых и золотых месторождений связан с Восточно-Сихотэ-Алинским вулкано-плутоническим поясом, который интрудирует и перекрывает Журавлевско-Амурский террейн. Важные месторождения здесь касситерит-силикатно-сульфидные (Кавалеровский и другие рудные районы), Sn-порфировые (Янтарное, Мопау и др.) и Sn-W грейзеновые (Тигриное и Забытое). Оловянные месторождения формировались в позднем мелу. Кроме того, в этой же области находятся более молодые, обычно не имеющие промышленного значения Sn-W грейзеновые, штокверковые и кварцево-жильные проявления с K-Ar возрастом 60–50 млн лет. Кроме Sn месторождений металлогенический пояс содержит редкие небольшие порфировые Cu (±Au) месторождения (Верхнезолотое), которые ассоциируют с сеноманскими и туронскими монцодиоритами.

Олово-порфировое месторождение Мопау (Финашин, 1959; Усенко, Чеботарев, 1973; Родионов, 1984, 1990; Родионов, Макеев, 1983) ассоциирует с компактной группой вулканических аппаратов, выполненных латитовыми брекчиями и прорванных риолит-порфировыми интрузивами и риолитовыми дайками. Возраст месторождения позднемеловой. Оно состоит из линзовидных штокверковых зон в кварц-серицитовых метасоматитах. Зоны содержат многочисленные кварц-касситеритовые, касситерит-кварц-полевошпатовые, кварц-касситерит-хлоритовые и кварц-касситерит-арсенопирит-хлоритовые прожилки. Мощность прожилков от долей миллиметра до 0,5 см и локально до 10 см. Прожилки образуют сложные штокверковые зоны с высоким содержанием Sn длиной более 400 м и мощностью несколько десятков метров. Некоторые зоны залегают на контактах с диабаз-порфиритовыми дайками. Месторождение простирается на глубину более 200 м и обеднено сульфидами. Оно небольшое со средним содержанием Sn 0,3 %.

Тумнинское золото-кварцевое месторождение (Моисеенко, Эйриш, 1996) расположено в северной части Самаркинского террейна. Месторождение состоит из малосульфидных золотоносных кварцевых жил 200–500 м длиной и 0,2–6,0 м шириной (местами до 19 м). Жилы на 90–95 % состоят из кварца. Руды содержат арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, золото и вольфрамит. Жильные минералы представлены кроме кварца кальцитом, альбитом, адуляром, серицитом и хлоритом. Кварц местами содержит многочисленные фрагменты вмещающих пород. Месторождение локализовано в раннемеловых песчаниках и алевролитах в антиклинали Оемку, которая простирается на север-северо-восток. Ядро антиклинали сложено алевролитами, а фланги – переслаивающимися песчаниками и алевролитами. Главные Au жилы и редкие дайки гранит-порфиров, диорит-порфиров и спессартитов залегают вдоль несогласно крутопадающих (50–60°) разломов, которые широко распространены. Месторождение небольшое, с добычей 576 кг Au с 1962 по 1966 г.

Тигриное оловянно-вольфрамовое месторождение (Родионов и др., 1984, 1988; Родионов, Родионова, 1980; Коростелев и др., 1990; Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., 1991) сложное и состоит из: 1) грейзеновой залежи вдоль контакта Li-F гранитного штока, 2) линейного штокверка, состоящего из густой сети (5–70 прожилков на метр) параллельных, субмеридиональных кварц-топазовых жил, мощностью от 3 до 100 см и 3) сульфид-касситеритовой трубки брекчий, которая содержит фрагменты пород штокверка и грейзена, сцементированных кварцем и второстепенными карбонатом, флюоритом и сульфидами. В гл. 7 приведена его детальная характеристика. K-Ar возраст Li-F гранитов 90 ± 5 млн лет. Rb-Sr возраст Li-F гранитов 86 ± 6 млн лет с начальным отношением изотопов Sr 0,7093, а грейзена – 73 ± 18 млн лет с начальным отношением изотопов Sr 0,7105. Месторождение среднего размера, со средним содержанием Sn – 0,14 % и WO_3 – 0,045 %.

Зимнее касситерит-силикатно-сульфидное месторождение (П.Г. Коростелев и др., 1980 г.; Назарова, 1983) состоит из брекчиевых и жильно-прожилковых зон длиной до 1200 м и мощностью от нескольких дециметров до нескольких десятков метров. Месторождение залегает около гранодиоритового тела. Руды состоят в основном из пирротина, пирита, арсенопирита, сфалерита, станнина и касситерита. Далеко от гранодиоритового массива и в верхней части жил сульфидные руды преобладают и содержат мелкозернистый касситерит. K-Ar возраст

измененных пород, связанных с Sn-полиметаллическим месторождением, 75 млн лет. Месторождение небольшое, со средним содержанием Cu – 0,1–3,0 %, Pb – 3,18 %, Sn – 0,59 %, Zn – 4,09 %.

Арсеньевское касситерит-силикатное месторождение (Руб и др., 1984; Радкевич, 1980) представлено серией параллельных, крутопадающих кварцевых жил, протяженность которых до 1000 м по простиранию и 600–700 м по падению (см. гл. 7). Оно ассоциирует с роем умеренно до крутопадающих риолитовых даек с K-Ar возрастом 60 млн лет. Комплексы рудных минералов сверху вниз следующие: кварц-касситерит, кварц-арсенопирит-пирротин, полиметаллы, арсенопирит-пирротин. Риолитовые дайки изменены до кварц-серицитовых метасоматитов. Месторождение среднее с содержанием Sn 2–3 %, а местами до 20–25 %. Оно также содержит 0,1–0,5 % WO_3 , 1–2 % Pb и Zn и несколько сот ppm Ag. Месторождение разрабатывается с 1970 г.

Янтарное олово-порфировое месторождение (Родионов, 1984, 1988, 2001; Родионов, Родионова, 1980, 1981) состоит из прожилково-вкрапленной касситеритовой и сульфидной минерализации в трубообразном теле вулканических брекчий трахиандезитов и риолитов (см. гл. 7). Это тело интрудирует раннемеловые кластические осадочные породы. Основная часть месторождения вмещается риолитами и состоит из метасоматитов кварц-хлоритового, кварц-серицитового и кварц-хлорит-серицитового состава, которые содержат вкрапленность касситерита, галенита, сфалерита и халькопирита. K-Ar возраст метасоматитов 65 млн лет. Месторождение небольшое, со средним содержанием Cu – 0,1–2,17 %, Pb – 0,03–1,02 %, Sn – 7,3 %, Zn – 0,7–2,22 %.

История развития металогенического пояса в целом сложная и многоэтапная, в соответствии с развитием ассоциирующего Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса. Последний представляет собой широкую полосу развития мел-палеогеновых плутонических, вулкано-плутонических и вулканических ассоциаций, распространенных вдоль современной Сихотэ-Алинской континентальной окраины (Назаренко, Бажанов, 1986; Ханчук и др., 1995). Его формирование охватывает время от альба до позднего палеогена. В некоторых работах пояс разделяется на два самостоятельных пояса – плутонический в западной части и вулканический в восточной (Тихоокеанская окраина..., 1991). Однако, учитывая тесную пространственно-временную связь и геохимическое родство плутонических и вулканических образований пояса, такое деление представляется нецелесообразным. Более обоснованно представление о развитии плутонических частей вулкано-плутонических ассоциаций в его западной, перивулканической, зоне, а вулканических – преимущественно в восточной зоне. В промежуточной, осевой, зоне пояса одновременно развиваются как плутонические, так и вулканические комплексы. Пояс обладает также элементами поперечной зональности (Вулканические пояса..., 1984; Тихоокеанская окраина..., 1991; Моисеенко, Сахно, 2000; Khanchuk, 2001). Особенности тектонического положения пояса, петрогеохимические характеристики слагающих его пород и зональность рассмотрены во многих работах (Геохимическая модель…, 1984; Ветренников, 1976; Фаворская и др., 1969; Ханчук и др., 1995; Вулканические пояса..., 1984; и др.).

Наиболее отчетливо выделяется северный сектор пояса, обладающий специфическим строением и металлогенией (Сухов, 1975; Пилацкий, 1982; Карсаков и др., 2000). В отличие от остальной его части, здесь развита преимущественно позднемеловая–палеогеновая золотая и золото-серебряная минерализация с признаками медно-молибден-порфировой. По геофизическим данным (Карсаков и др., 2000), северный сектор пояса располагается над литосферой с пониженной мощностью и контрастным повышением скорости сейсмических волн в ее подошве.

Центральный и южный секторы пояса характеризуются повышенной мощностью земной коры с серией глубинных зон разуплотнения (Романовский, Рейнлиб, 1984; Романовский, 1985; Романовский и др., 1992). Именно в центральном и южном секторах пояса сконцентрирована подавляющая часть рудных объектов Восточно-Сихотэ-Алинского металлогенического пояса.

Вулканические образования пояса представлены сеноманскими риолитами, дацитами, базальтами и андезитами, турон-сантонскими игнимбритами, а также маастрихт-датскими базальтами, андезитами и риолитами. Возраст вулканических пород пояса охватывает интервал 105–40 млн лет. Начальное отношение изотопов Sr в вулканитах колеблется от 0,7039 до 0,7078 (Тихоокеанская окраина..., 1991). Комагматичные вулканитам интрузивные породы представлены широким спектром петрографических разновидностей от габбро до гранитов и лейкогранитов и образуют несколько магматических комплексов, из которых гранодиорит-гранитный и диорит-гранодиоритовый оловоносные. Гранодиорит-гранитный комплекс Восточно-Сихотэ-Алинского пояса с возрастом 98–65 млн лет тяготеет к его западной, перивулканической зоне. Начальное отношение изотопов Sr от 0,7049 до 0,7098 (Родионов, 2001). По своим петрогеохимическим свойствам породы относятся преимущественно к I-типу или переходному I-S-типу. Диорит-гранодиоритовые комплексы развиты главным образом в центральной и восточной зонах пояса. Их возраст от 97 до 50 млн лет. Началь-

ное отношение изотопов Sr от 0,7045 до 0,7105 (Родионов, 2001). Петрогеохимические характеристики пород свидетельствуют о принадлежности их к переходному I-S-типу.

Геодинамическая история Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса включает несколько основных этапов с соответствующей сменой геодинамических обстановок. В течение неокомраннесеноманского этапа в обстановке трансформной континентальной окраины формировались щелочные, известково-щелочные и латит-шошонитовые вулкано-плутонические серии и плутоническая серия гранитоидов «пестрого» состава (Ханчук, 2000). Главной особенностью вулканитов этого этапа является присутствие высокомагнезиальных андезитов, повышенные содержания в андезито-дацитовых разностях Nb при пониженных содержаниях Rb и Sr, монцонитоидность пород и повышенная роль калия (Вулканические пояса..., 1984; Моисеенко, Сахно, 2000). Все эти признаки отличают их от вулканитов, формирующихся в современных активных континентальных окраинах в связи с зонами субдукции (Ханчук, 2000). Породы плутонического березовско-араратского комплекса характеризуются пироксеновыми обособлениями, которые интерпретируются как показатель пикритового состава исходного расплава (Гладков, 1982). Генерация исходного расплава происходила в условиях низкого давления, на что указывает оливин-пироксеновый парагенезис. Это, а также особенности состава не позволяют предполагать формирование березовско-араратского комплекса над зоной субдукции, но дают основания связать его со «slab-window» в обстановке трансформной окраины (Ханчук, 2000).

На позднесеноманском–раннепалеоценовом этапе формировались известково-щелочные и шошонитовые вулкано-плутонические серии в обстановке активной континентальной окраины в связи с зоной субдукции. Вулканиты этого этапа преимущественно кислые с небольшим объемом андезитов и базальтов на сеноманском и маастрихтском уровнях. Пространственное распределение вулканитов подчиняется типичной для надсубдукционных магматических поясов поперечной зональности (Ханчук, 2000). С плутоническими фазами вулкано-плутонических ассоциаций этого этапа, развитых преимущественно в тыловой и промежуточной продольных зонах пояса, связано основное количество оловопроявлений Сихотэ-Алиня. Заключительный поздний палеоцен-миоценовый этап развития пояса характеризуется проявлением контрастной серии вулканитов – от риолитов до базальтов, заполняющих вулканические депрессии, поперечные к общему простиранию пояса. Эта серия формировалась в обстановке внутриплитного рифтинга (Ханчук, 2000).

СЕРГЕЕВСКО-ТАУХИНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Сергеевско-Таухинский позднемеловой и раннетретичный металлогенический пояс связанных с гранитоидами Au жильных, борных (датолитовых) скарновых, Zn-Pb (±Ag, Cu) скарновых, полиметаллических Pb-Zn ± Cu (±Ag, Au) жильно-штокверковых, Au-Ag эпитермальных и порфировых Cu (±Au) месторождений находится в восточном секторе Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса, который интрудирует и перекрывает Сергеевский, Самаркинский и Таухинский террейны Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса.

Связанное с гранитоидами золоторудное месторождение Прогресс (А.Н. Родионов, 1991 г.) состоит из малосульфидных жил и небольших прожилков, которые содержат пирит, арсенопирит, кварц и золото. Кроме того, оно содержит слабоминерализованные зоны трещиноватости, милонитизации и зоны метасоматически измененных карбонатных и хлорит-серицитовых пород. Месторождение залегает в или около позднемелового гранитоидного плутона, сопровождаемого серией даек, которые интрудируют кембрийские гранитные и габбровые породы Сергеевского террейна. Оно также является источником локальных россыпей Au. Месторождение среднего размера, со средним содержанием Au 5,89 г/т.

Связанное с гранитоидами золото-редкометалльное месторождение Аскольд (М.И. Ефимова, 1971 г.; Ефимова и др., 1978) состоит из Au-кварцевого жильного штокверка в мезозойском гранитоидном массиве, который прорывает палеозойские вулканические и осадочные породы и сопровождается грейзенами. K-Ar по мусковиту возраст околорудно измененных пород, ассоциированных с жилой, 83,2 млн лет. Месторождение разведано до глубин более 100 м. Оно среднего размера, с содержанием Au 5,9–7,6 г/т.

Дальнегорское месторождение боросиликатных скарнов (см. гл. 7) локализовано в олистостромовом комплексе, прорванном гранитоидами с возрастом от 72 до 35,6 млн лет.

Дальнегорское боросиликатное месторождение – это пластообразное тело скарнированных известняков, простирающееся на 3,5 км согласно складчатости терригенного матрикса олистостромы; ширина зоны скарнирования достигает 540 м, а протяженность на глубину – 1728 м. Скарнирование контролируется по простиранию субмеридиональными и северо-восточными разломами, а на глубине – контактом известняков с интрузией гранитоидов. Основной объем скарнов сложен волластонитом, гранатом, пироксеном, кварцем, кальцитом, датолитом, данбуритом и аксинитом; меньше встречаются эпидот, хлорит, серицит, альбит, актинолит,

флюорит, апофиллит, стильпномелан, сидерит, манганокальцит, ильваит, гематит, сульфиды железа, свинца, цинка, меди, кобальта, мышьяка и отмечаются самородные висмут и сурьма.

Николаевское и Партизанское скарново-полиметаллические месторождения (см. гл. 7) расположены в западной части Дальнегорского района и приурочены к краевой части Николаевской депрессии на ее границе с Дальнегорским горстом (Гарбузов и др., 1987). Вмещающие породы образуют два структурных этажа – нижний, сложенный осадочными породами среднеюрского комплекса, и верхний, образованный покровными фациями приморского и дальнегорского вулкано-плутонических комплексов. Ассоциирующий с месторождением интрузивный массив площадью около 1,2 км^2 сложен габбро-диоритами, прорванными мелкими телами гранит-порфиров.

Красногорское полиметаллическое месторождение (Раткин и др., 1990) состоит из крутопадающих кварц-сульфидных жил до нескольких сотен метров длиной и мощностью от 0,2 до 1,5 м. Жилы интрудируют позднемеловые туфы. Сфалерит, касситерит и галенит – преобладающие рудные минералы. К малораспространенным относятся пирит, марказит и пирротин с незначительным количеством Sb-Ag-сульфосолей. K-Ar возраст 65 млн лет. Месторождение среднего размера со средним содержанием Ag – 62 г/т, Pb – 5 %, Sn – 0,26 % и Zn – 6,77 %.

Сергеевско-Таухинский металлогенический пояс в целом интерпретируется как формировавшийся во время генерации гранитоидов вдоль Восточно-Сихотэ-Алинской окраинно-континентальной дуги, связанной с субдукцией древней Тихоокеанской плиты. Этот пояс пространственно связан с изверженными породами, которые интрудируют и перекрывают Таухинский террейн аккреционного клина, содержащий сложный комплекс многочисленных палеозойских и раннемезозойских океанических пород и – в незначительной степени – юрских и раннемеловых турбидитов.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ–ПАЛЕОЦЕНОВЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И РУДНЫЕ РАЙОНЫ (70–55 млн лет)

Главные такие пояса на Дальнем Востоке следующие (рис. 8.10): 1) Чукотский – гидротермально-магматогенных месторождений Hg; 2) Анюйско-Беринговский – золото-серебряного эпитермального оруденения; 3) Анадырский пояс золото-кварцевых месторождений и золотоносных россыпей; 4) Квинумский – медно-никелевых месторождений, связанных с роговообманковыми перидотитами и габброидами; 5) Нижнеамурский – эпитермальных золото-серебряных, эпитермальных кварц-алунитовых, золото-порфировых, медно-молибден (±Au, Ag)-порфировых и оловянно-вольфрамовых грейзеновых месторождений; 6) Кемский золото-серебряных эпитермальных жильных и Cu-Mo (±Au, Ag)-порфировых, Cu (±Au)-порфировых и Mo (±W, Sn, Bi) порфировых месторождений.

ЧУКОТСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Чукотский металлогенический пояс гидротермально-магматогенных месторождений Hg находится в северо-восточной части российского Северо-Востока. Он содержит многочисленные ртутные месторождения и рудопроявления, протягивается широтно, приблизительно на 1000 км при ширине от 120 до 150 км. Значимые месторождения пояса (Nokleberg et al., 1997, 1998): Кыттамлай и Палянское с Hg в обломочных осадочных породах; Кульпольней, Омрелькай и Пламенное с Hg в вулканических породах; кремнисто-карбонатное Hg месторождение Матачингай. Месторождения размещаются как в Охотско-Чукотском вулкано-плутоническом поясе, так и в изверженных породах, которые интрудируют юрские и раннемеловые породы Раучуанского прогиба (Nokleberg et al., 1994, 1997). Чукотский металлогенический пояс интерпретируется как, возможно, коррелятная часть металлогенического пояса гор Кусковеем на Юго-Западной Аляске.

Ртутные месторождения Чукотского пояса обычно встречаются в линейных зонах длиной несколько километров и частично контролируются разломами северо-западного простирания. Они размещаются в риолитах, андезитах, реже в ультрамафических породах и отчетливо связаны с дайками базальтов и лампрофиров (А.А. Оболенский, И.Т. Оболенская, 1971 г.). Месторождения Hg встречаются в нарушенных разломами участках вулканических куполов, горстах, кальдерных погружениях и антиклиналях. Они, как правило, представлены штокверками и жилами, в которых доминирующий минерал киноварь, обычно в ассоциации с анкеритом, кварцем и диккитом. Главные ртутные районы – Центрально-Чукотский, Средне-Анадырский и Восточно-Чукотский (Бабкин, 1975; Копытин, 1978). Лучше всего изученная Паляваамская площадь (Центрально-Чукотский район) включает месторождения Палянское и Пламенное. Некоторые месторождения промышленные.

Палянское месторождение Hg в обломочных осадочных породах (Сыромятников, 1972; Бабкин, 1975; Сыромятников, Дубинин, 1978) состоит из

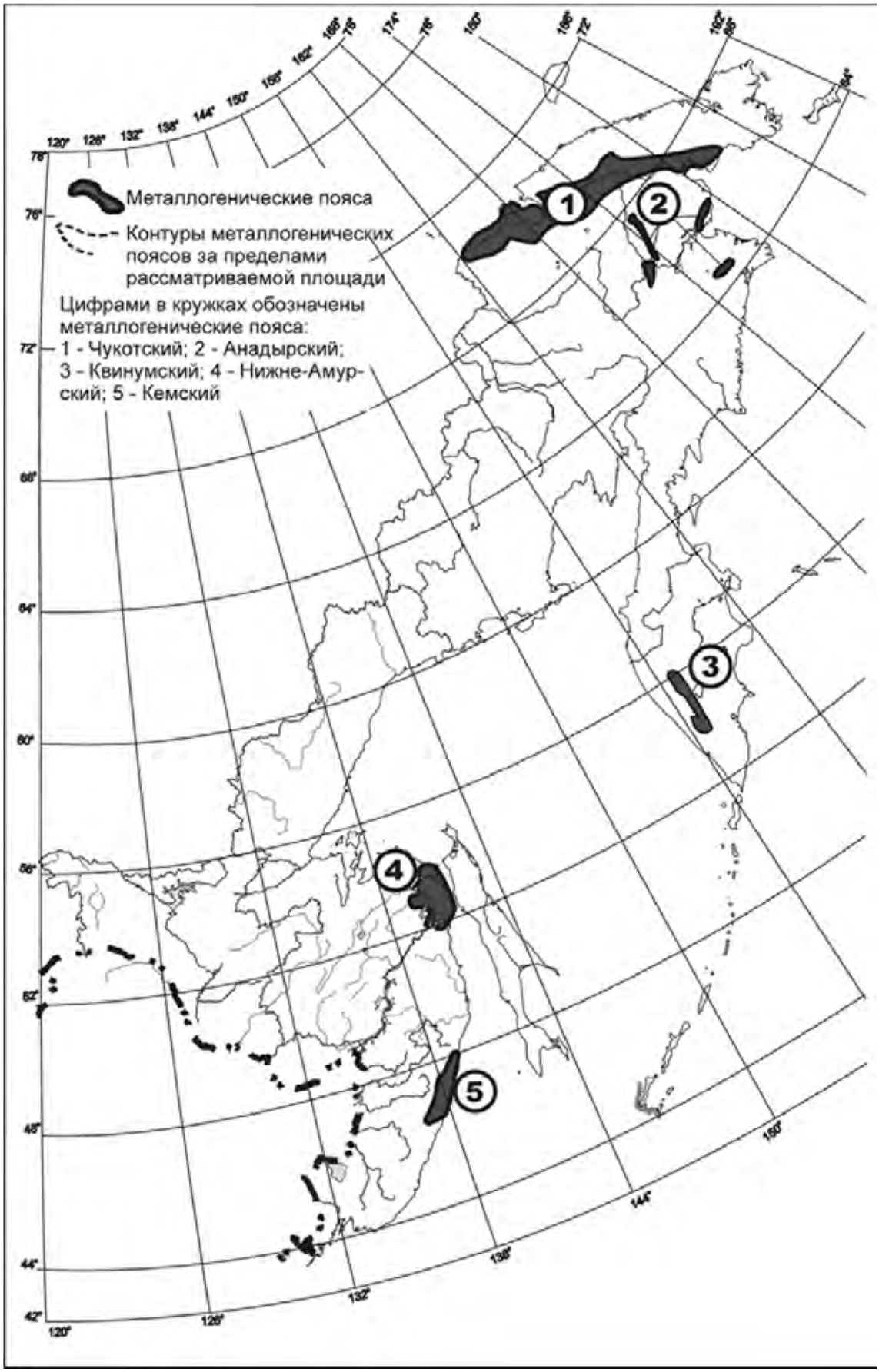


Рис. 8.10. Позднемеловые-палеоценовые (70–55 млн лет) металлогенические пояса

штокверков, прожилков и линз вкрапленных руд, которые вмещаются позднемеловыми песчаниками и глинистыми сланцами. Осадочные породы перекрывают глубоко эродированный вулканический купол, обнаженный в виде блока вулканокластических пород с интрузивным ядром. Месторождение Hg формировалось в несколько стадий. Большая часть месторождения приурочена к пересечениям крупных меридиональных и широтных разломов. Рудные тела размещаются по слоистости в вулканических породах и вдоль зон тектонических нарушений и эксплозивного брекчирования. Установлено более 30 минералов, включая кварц, диккит, доломит, сидерит, кальцит, киноварь, марказит, пирит, галенит, сфалерит, самородный мышьяк и реальгар, а также минералы никеля. Изменений во вмещающих породах нет. Месторождение имеет запасы в 10 117 т Hg в руде с содержанием 0,53 % Hg.

АНЮЙСКО-БЕРИНГОВСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Анюйско-Беринговский пояс Au-Ag эпитермального жильного и вкрапленного Au-сульфидного оруденения находится в северо-восточной части российского Северо-Востока. Он протягивается приблизительно с востока на запад более чем на 1000 км при ширине от 200 до 250 км и размещается в вулканических породах Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса и прилегающих площадях одновозрастных гранитоидных плутонов. Большинство месторождений близповерхностные. Au-Ag эпитермальные жильные месторождения позднемеловые и раннепалеоценовые. Они находятся главным образом в вулканических породах и пространственно связаны с вкрапленными Au-сульфидными залежами, которые размещаются в терригенных породах Чукотского террейна, подстилающего Охотско-Чукотский вулканогенно-плутонический пояс. Значимые месторождения в зоне (Nokleberg et al., 1997, 1998): Au-Ag эпитермальные жильные Чинейвеем, Дразнящее, Энмываам, Горностай, Малый Пеледон, Промежуточное, Шах, Жильное, Сопка Рудная, Упрямое и Валунистое. Условия образования месторождений Анюйско-Беринговской зоны аналогичны таковым Au-Ag эпитермальных жильных месторождений Охотского пояса.

Золото-серебряное эпитермальное месторождение Валунистое (Берман, Тренина, 1968; Берман, 1969; Сидоров, 1978; V. Ivanov, T.K. Bundtzen, 1994 г.) состоит из более чем сотни адуляр-кварцевых, адуляр-кварц-карбонатных и флюорит-кварцевых жил, которые составляют зону протяженностью до 1500 м длиной и до 400 м шириной. Рудные минералы представлены главным образом тонковкрапленными электрумом, аргентитом, агвиларитом, штроймеритом, самородным серебром, галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Ассоциация золото–аргентит преобладает в жилах верхних частей месторождения. На глубине золото-аргентитовая ассоциация сменяется золото-халькопиритовой и золото-галенит-сфалеритовой. Рудные тела находятся в позднемеловых вулканических породах вулканической купольной структуры, которая расположена на пересечении разломов северо-западного и северо-восточного простирания. Вмещающие породы представлены преимущественно андезитами и дацитами с кварц-адуляр-гидрослюдистым пропилитовым замещением. Кварцевые жилы – от ленточных до линзовидных, расположены обычно эшелонированно и местами переходят в прожилковый штокверк, ассоциирующий с гидротермальными и субвулканическими брекчиями. Ar-Ar возраст адуляра в Au-Ag жилах 72 млн лет. Месторождение среднее по размеру, с содержаниями Au от 1,4 до 787 г/т и Ag от 2 до 6273 г/т.

АНАДЫРСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Анадырский металлогенический пояс золото-кварцевых месторождений и золотоносных россыпей расположен в бассейне приустьевой части р. Анадырь (Nokleberg et al., 1997, 1998). Главнейшими проявлениями рудной золотоносности являются рудопроявления Ваеги и Нутекин, а также россыпные узлы Кенкерен, Отрожный и Пекульней (Nokleberg et al., 1997, 1998). Первые россыпи были открыты в 1902 г. в Золотом хребте. Россыпные узлы распространены в островодужных и океанических террейнах, реликты которых сохранились в складках и надвиговых зонах.

Коренными источниками россыпей являются: 1) разнообразные золото-кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы с полевыми шпатами, карбонатами, эпидотом, хлоритом и другими минералами, 2) разнообразные минерализованные зоны в палеозойских и мезозойских обломочных породах, кремнях и вулканогенных породах, интрудированных позднемеловыми известково-щелочными магматическими телами. Некоторые золотые проявления ассоциируют с рудопроявлениями платиноидов, известных в кварц-карбонатных метасоматитах серпентинитового меланжа. Два небольших жильных рудопроявления золота Ваеги и Нутекин локализованы в Майницком островодужном террейне (Nokleberg et al., 1997, 1998).

Золоторудные месторождения пояса сформировались в течение поздне-раннемеловой аккреции (и в процессе связанных с ней метаморфизма и де-

формаций) Майницкой островной дуги вместе с Западно-Пекульнейской островной дугой к Пенжино-Анадырской аккреционной призме или террейну субдукционной зоны (Nokleberg et al., 1994, 1997, 2000).

Золото-кварцевое рудопроявление Ваеги. Это небольшое рудопроявление жильного типа (М.Н. Захаров, В.П. Василенко, 1977 г.) состоит из тонких кварцевых и карбонат-кварцевых жил и прожилков, содержащих вкрапленность золота, гематита, пирита, халькопирита и редкого арсенопирита. Оно локализовано в палеозойских и, возможно, протерозойских метавулканитах среднего состава. В шлихах и россыпях отмечены срастания золота с киноварью. Месторождение расположено в эрозионном окне раннепалеозойских и, возможно, более древних метавулканитов, испытавших метаморфизм зеленосланцевой фации и замещенных кварцем и сульфидами, которые могут быть потенциально интересными в качестве жильного и вкрапленного оруденения (Иванов и др., 1989).

Золото-кварцевое проявление Нутекин имеет небольшие размеры и представлено пологопадающими кварцевыми и кварц-карбонатными жилами с высокими содержаниями золота, окруженными ореолами тонкого прожилкования и окварцованных и сульфидизированных пород. Рудная зона ориентирована в северо-западном направлении и прослежена на 500 м. Вмещающие породы – кластические осадки раннего мезозоя и менее проявленного раннего мела. Наивысшие концентрации золота установлены в жилах, локализованных в дайках палеогеновых долеритов. Золото ассоциирует с редкой вкрапленностью пирита и арсенопирита и отличается высоким содержанием ртути. Структурно месторождение приурочено к осевой части горст-антиклинорной структуры.

КВИНУМСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Квинумский металлогенический пояс медно-никелевых месторождений ассоциирует с телами габброидов, проявленными на юге Камчатского полуострова (Nokleberg et al., 2003). Основные Cu-Ni месторождения Шануч, Квинум и Кувалорог тесно ассоциируют с кортландит-норит-диоритовыми интрузивами, внедрившимися в древние метаморфические породы и гранитоиды Срединно-Камчатского метаморфического террейна (Nokleberg et al., 1997, 1998, 2000). По данным $^{40}Ar\backslash^{39}Ar$ датирования рудовмещающие интрузивы имеют возраст от 60 до 40 млн лет (Nokleberg et al., 2003). Рудная минерализация представлена пентландитом, Zn-содержащей хромовой шпинелью, пирротином, халькопиритом и борнитом, которые образуют как вкрапленность и прожилки, так и массивные линзовидные залежи в горнблендит-перидотит-норит-диоритовых интрузивах. Месторождение мелкое, преобладают вкрапленные руды в габбро (Щека, Чубаров, 1984). Ni и Cu в рудах несколько меньше 1,0 % каждого. В сульфидных рудах установлены повышенные содержания Au (до 1 г/т) и Pt (до 6 г/т). Пояс формировался в задуговой обстановке зоны субдукции под Камчатский полуостров, являвшийся частью Центрально-Камчатской окраинно-континентальной дуги (Nokleberg et al., 2003).

НИЖНЕ-АМУРСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Нижне-Амурский позднемеловой–палеоценовый металлогенический пояс эпитермальных золото-серебряных, эпитермальных кварц-алунитовых, золото-порфировых, медно-молибден (±Au, Ag)-порфировых, оловянно-вольфрамовых грейзеновых месторождений пространственно и генетически связан с северным флангом Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса, который интрудирует или перекрывает Журавлевско-Амурский и Киселевско-Маноминский террейны аккреционного клина. Формирование пояса длительное – от позднего мела до олигоцена. Входящие в состав пояса Au-Ag эпитермальные жильные месторождения, такие как Многовершинное, варьируют по масштабам от средних до крупных и обычно ассоциируют с палеоценовыми щелочными гранитоидами, которые тесно связаны с одновозрастными андезит-дацитовыми вулканическими породами. Ряд Au-Ag эпитермальных жильных месторождений генетически связан с эоценовым и олигоценовым вулканизмом. Такие месторождения, как Белая Гора и Бухтянское, тесно связаны с риолитовыми и трахириолитовыми потоками и экструзивными породами жерловой фации, которые обычно гидротермально изменены до вторичных кварцитов и адуляровых метасоматитов. Золото в рудах либо распределено в виде вкрапленности по гидротермально измененной породе, либо сконцентрировано в небольших кварцевых жилах. Адуляровые фазы локально также содержат золото. Коренными источниками россыпных месторождений золота, таких как Колчанское, Ульское и Оемку, являются Au-Ag эпитермальные жильные месторождения. Кроме Au-Ag эпитермальных жильных месторождений Нижнеамурский металлогенический пояс содержит несколько небольших медно-порфировых (±Au) месторождений, которые локализуются в или около палеогеновых щелочных гранитоидов. Главные Au-Ag эпитермальные жильные месторождения – Белая Гора, Бухтянское и Многовершинное; медно-порфировое (±Au) – Тырское месторождение, а главное и крупное кварц-алунитовое месторождение – Искинское.

Многовершинное золото-серебряное эпитермальное месторождение (Моисеенко, Эйриш, 1996) состоит из гидротермально измененных адуляр-серицит-кварцевых жильных зон до 800 м длиной, которые содержат серию адуляр-кварцевых жил и прожилков (см. гл. 7). Некоторые рудные зоны состоят из родонит-карбонатных жил и линз скарнов с сульфидной минерализацией. Рудные минералы – пирит, марказит, золото, аргентит, Au- и Ag-теллуриды, галенит, сфалерит, халькопирит и фрейбергит. Рудные минералы составляют до 10 % объема жил и соотношение Au:Ag равно 1:1. Месторождение залегает в палеоценовых андезитах и дацитах, которые генетически связаны с многофазной интрузией высокощелочных гранитоидов. K-Ar возраст месторождений от 49 до 69 млн лет. Во время формирования локальных Au-содержащих скарнов, когда, вероятно, внедрились палеогеновые субщелочные граниты, произошла повторная мобилизация Au. Месторождение имеет средние размеры.

Золото-серебряное эпитермальное месторождение Белая Гора (Мельников, 1984; Моисеенко, Эйриш, 1996) состоит из зон вкрапленного и штокверкового оруденения, которые залегают в экструзивных телах субщелочных риолитов и дацитов и в эксплозивных брекчиях эоцен-олигоценового магматического комплекса. Минералы зон изменения – кварц (50–90 %), каолинит, диккит, серицит, гидрослюда и адуляр. Рудные минералы – золото, серебро, аргентит, пирит, марказит, халькопирит, сфалерит, галенит, гематит и киноварь. Распределение золота очень неравномерное. Размер месторождения средний.

Искинское эпитермальное кварц-алунитовое месторождение (Онихимовский, Беломестных, 1996) локализовано в интенсивно измененных третичных дацитах и риолитах. Месторождение состоит из метасоматического тела кварц-алунитов, окруженных концентрической зоной кварц-серицитовых метасоматитов и внешней зоной пропилитовых метасоматитов. Месторождение занимает ареал 2,3 км длиной и 1,2 км шириной и прослежено до 360 м на глубину. Рудные минералы: алунит (29,4–32,0 %); кварц (60,0–660 %); галлуазит (2,0 %); окислы Fe (1,5–5,0 %); каолинит (1,5–1,6 %) и бедантита (до 2,0 %). Редкие минералы – пирит, диаспор, андалузит, диккит, монтмориллонит и каолинит. Чистый алунит залегает в дискретных массах диаметром от 8 до 10 см. Месторождение крупное, с запасами 336 581 000 т алунитовой руды со средним содержанием алунита 26,1 %.

Металлогенический пояс в целом интерпретируется как сформировавшийся во время образования гранитоидов окраинно-континентальной дуги, связанной с субдукцией древней Тихоокеанской плиты под континент. Гранитоиды данного пояса – часть позднемелового и палеогенового Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса. Данный пояс состоит в основном из пяти главных подразделений: 1) раннесеноманские риолиты и дациты; 2) сеноманские базальты и андезиты; 3) мощные туронские-сантонские игнимбритовые комплексы; 4) маастрихтские базальты и андезиты; 5) маастрихтские-датские (раннепалеоценовые) риолиты. Восточно-Сихотэ-Алинский пояс также содержит одновозрастные, в основном промежуточного состава, гранитоидные плутоны, которые во фронтальной (восточной) части пояса – преимущественно раннемеловые гранитоиды магнетитовой серии. Восточно-Сихотэ-Алинский пояс коррелируется с Охотско-Чукотским вулкано-плутоническим поясом, простирающимся на север на Северо-Востоке России, и тектонически связан с террейнами Анива, Хидака и Набильского аккреционного клина и субдукционной зоны.

КЕМСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Кемский палеоценовый металлогенический пояс золото-серебряных эпитермальных жильных и Cu-Mo (±Au, Ag)-порфировых, Cu (±Au)-порфировых и Mo (±W, Sn, Bi)-порфировых месторождений ассоциирует с восточной частью Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса, образования которого интрудируют и перекрывают Кемский островодужный террейн. Ag эпитермальные жильные месторождения залегают в раннемеловых кластических и вулканокластических породах и в перекрывающих позднемеловых и палеогеновых субщелочных, постаккреционных вулканитах. Редкие Pb-Zn полиметаллические жильные месторождения также известны в этом поясе, но они не промышленные. Эпитермальные жильные месторождения обычно залегают в датских и палеоценовых вулканических породах или около них; однако несколько месторождений связаны с гранодиоритовыми плутонами. Cu-Mo (±Au, Ag)-порфировые месторождения известны в основном в северной части пояса. Эти месторождения обычно состоят из вкраплений и прожилков в интрузивных породах и одновозрастных вулканических породах и около них, которые помимо Cu и Mo часто содержат аномальные концентрации Pb, Zn, W, Au и Ag. Cu-Mo-порфировые месторождения залегают в позднемеловых до палеогеновых гранитных и диоритовых интрузивах. Cu (±Au)-порфировое месторождение также известно в южной части пояса. Главные Au-Ag эпитермальные жильные месторождения – Бурматовское, Глиняное, Салют, Сухое, Таежное, Верхнезолотое и Ягодное. Порфировые месторождения – Cu (±Au) Нестеровское и Ночное, Cu-Mo (±Au, Ag) – Сухой Ручей и Mo (±W, Bi) – Моинское.

Золото-серебряное эпитермальное месторождение Глиняное (А.Н. Родионов, 1986 г.) состоит из адуляр-кварцевых, серицит-хлорит-кварцевых, карбонатных и хлорит-кварцевых жил и зон, которые содержат пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, аргентит, акантит, Ag-теллуриды и самородные золото и серебро. Эти жилы и зоны залегают в измененных окремнелых вулканических породах, которые перекрывают позднемеловые (сантонские) кислые вулканические породы. Месторождение сформировалось в 4 стадии: 1) золото-пирит-кварцевую, 2) кварц-гидрослюдисто-карбонатную, 3) золото-серебряную и 4) кварц-хлорит-адуляровую с Ag-сульфосолями. Возраст месторождения позднемеловой до палеогенового. Месторождение небольшое, со средним содержанием 8,3 г/т Au и 122 г/т Ag.

Cu-Mo (±Au, Ag)-порфировое месторождение Сухой Ручей (Петраченко и др., 1988) состоит из штокверков, несколько сотен метров в поперечнике, и измененных зон. Преобладают полиметаллические руды. Рудные минералы – халькопирит, молибденит, сфалерит, галенит, касситерит, шеелит и пирит, с существенным содержанием Au и Ag. Месторождение залегает в раннемеловых осадочных породах, перекрытых позднемеловыми вулканитами и прорванных гранитными интрузивами с K-Ar возрастом 73 млн лет. Оно связано с несколькими гранодиоритовыми и гранитными штоками, которые сильно гидротермально изменены. Кварц-серицитовые изменения и среднетемпературные эпидот-пренит-хлоритовые пропилиты располагаются в ядре и переходят в слюдисто-хлорит-карбонатные пропилиты на периферии. Гранит местами изменен до кварц-мусковитовых грейзенов с турмалином и сфеном и в нескольких местах превращен в гранат-флогопитовую породу с апатитом. Вмещающие алевролиты и песчаники изменены до ортоклаз-актинолит-хлоритовых с роговой обманкой метасоматитов, а кислые экструзивные породы окварцованы и филлитизированы. Месторождение небольшое, с содержанием до 0,2 % Cu и 0,01 % Mo.

Золото-серебряное эпитермальное месторождение Таежное-I (А.Н. Родионов, 1976 г.; Nokleberg et al., 1997) состоит из крутопадающих кварцевых жил, залегающих вдоль северо-западных и субмеридиональных разломов среди раннемеловых песчаников. Жилы от 100 до 500 м длиной и от 0,5 до 2 м мощностью. Часть их локализована непосредственно под контактом между песчаниками и перекрывающими позднемеловыми кислыми вулканитами. Главные минералы серебра – это сульфосоли и сульфиды Ag. Пирит и арсенопирит редки и отлагались до минералов Ag. В верхних частях жил минералы серебра представлены аргентотетраэдритом, фрейбергитом, стефанитом, пираргиритом и полибазитом. На средних глубинах распространены акантит и стефанит вместе с арсенопиритом и алларгентумом. Акантит преобладает на глубине. Месторождение среднего размера, с содержанием 50–2000 г/т Ag и 1 г/т Au. Разрабатывается с 1980 г.

Cu (±Au)-порфировое месторождение Верхнезолотое залегает на северо-западной окраине кальдеры, интрудированной дайками известково-щелочных андезит-порфиритов, являющихся апикальными выступами куполообразной субвулканической интрузии. Штокверк залегает в кольцевом ореоле гидротермально измененных пород площадью 200 м^2 по поверхности интрузивного купола. Последовательные изменения следующие: 1) кварц-биотит-актинолитовые с пироксеном и эпидотом, 2) кварц-биотит-актинолитовые, 3) кварц-биотит-серицитовые с небольшим количеством хлорита и 4) кварц-гидрослюдистые с карбонатом. В штокверке проявлены первые три типа изменений; он состоит из мощной сети кварц-эпидот-актинолитовых прожилков и линз толщиной 2–3 см с халькопиритом, борнитом и пиритом. Штокверк связан с диоритовым штоком. Граница штокверка совпадает с ореолом биотитового изменения. При бурении глубиной до 100 м встречена сильно трещиноватая брекчия минерализованных кремнистых алевролитов. Рудные минералы в брекчии – халькопирит и борнит. Встречаются также молибденит и пирит и редкие пирротин, кубанит, арсенопирит, галенит и сфалерит. Самые богатые руды содержат Sn, Cu и локально – W. Зона окисленной руды мощностью до 20–30 м покрывает месторождение. Месторождение небольшое, со средним содержанием 3 г/т Au, 86 г/т Ag, 0,35–2,27 % Cu, 0,69 % Pb и 0,26 % Sn.

Кемский металлогенический пояс интерпретируется подобно Нижне-Амурскому в связи с формированием Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса.

ЭОЦЕН-ОЛИГОЦЕНОВЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И РУДНЫЕ РАЙОНЫ (55–23 млн лет)

На Северо-Востоке России выделен Центрально-Корякский пояс (рис. 8.11), который содержит месторождения, связанные с гранитоидным магматизмом, и тесно связан с формированием Камчатско-Корякского вулкано-плутонического пояса обстановки трансформной окраинно-континентальной дуги.

ЦЕНТРАЛЬНО-КОРЯКСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Центрально-Корякский пояс месторождений, связанных с магматической дугой, находится в Коряк-

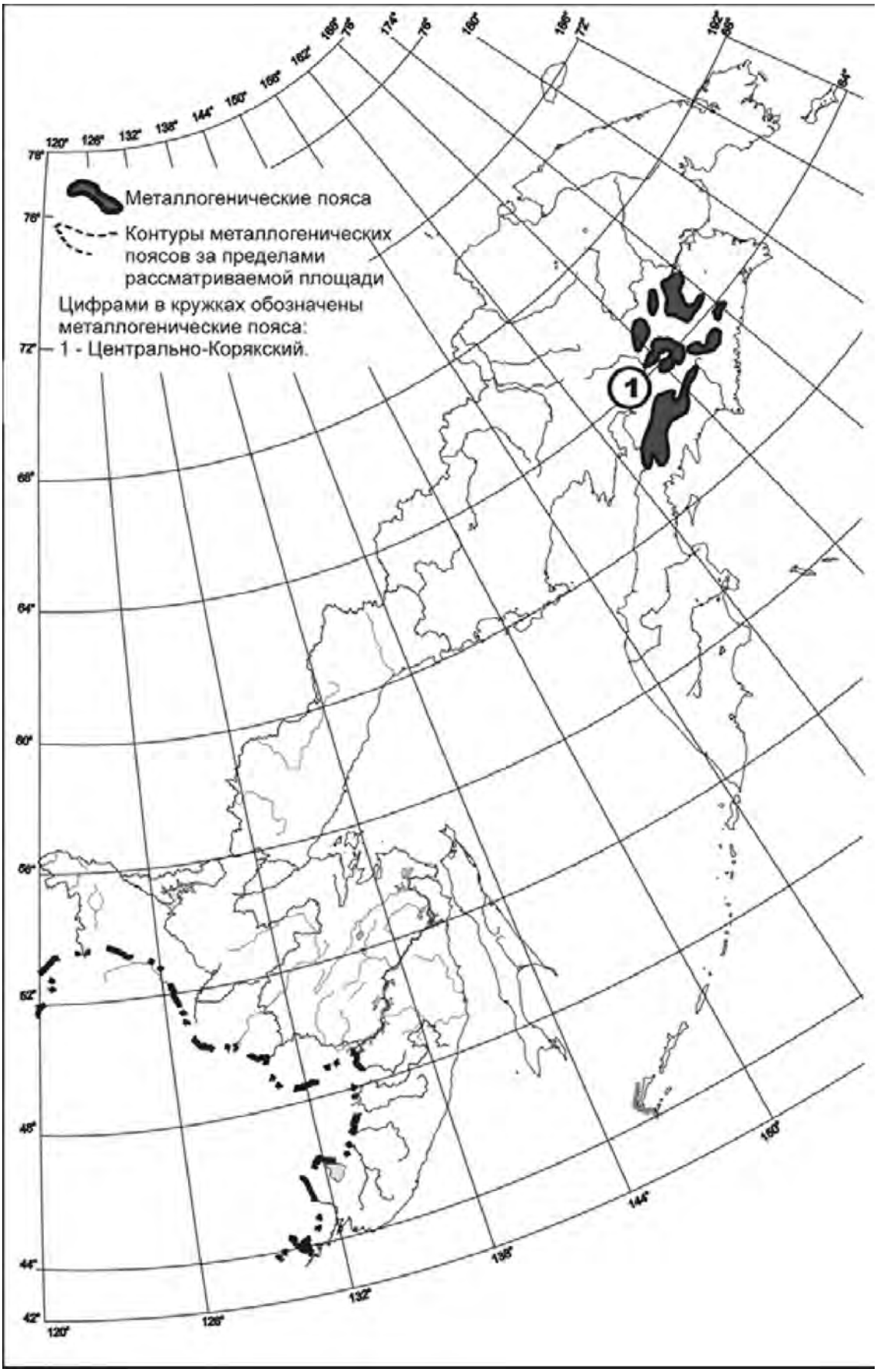


Рис. 8.11. Эоцен-олигоценовые (55–23 млн лет) металлогенические пояса

ском нагорье. Он протягивается от Пенжинской губы до Анадырского залива примерно на 1000 км и состоит главным образом из Sn-полиметаллических, Au-Ag эпитермальных, Hb-Sb жильных и Mo-Cu-порфировых месторождений. Значимы месторождения (Nokleberg et al., 1977, 1998): Sn-полиметаллические жильные Айнаветка, Березовское, Хрустальное, Пархонай, Резниковское и Унней; Au-Ag эпитермальные жильные Аметистовое, Иволга, Орловка и Спрут; Hg в вулканических породах Агранайское и Ламутское; Hg в обломочных осадочных породах или типа хот-спрингс (?) Красная Горка, Ляпганайское и Нептун; Hg в кремнисто-карбонатных породах Первенец и Тамватней; Cu-Mo порфировые Куйбивеем, Лаланкытап и Ржавье.

Металлогенический пояс ассоциирует с известково-щелочными магматическими породами западной части Камчатско-Корякского вулканического пояса (Филатова, 1988; Nokleberg et al., 1994, 1997). Различные изолированные кольцевые, вулкано-плутонические и вулканические структуры вмещают около трети рудных объектов металлогенического пояса. Камчатско-Корякский пояс несогласно перекрывает тектонические покровы и надвиговые чешуи ранее аккретированных флишевых, островодужных и офиолитовых террейнов. Sn-полиметаллические и Au-Ag эпитермальные жильные месторождения находятся главным образом на южном фланге металлогенического пояса в районе с мощной до 40 км корой, состоящей из гранитоидных и метаморфических пород. Северная часть пояса – Пархонайский район, который включает Sn, Au-Ag, Sb и Hg полиметаллические жильные месторождения и Hg месторождения в обломочных осадочных породах. Центрально-Корякский металлогенический пояс обладает также потенциалом для обнаружения Sn рудных месторождений. Как месторождения Hg в вулканических породах, так и месторождения Sn приурочены к крупному поперечному линеаменту северо-западного простирания на северо-восточном фланге пояса. Вмещающими породами являются риолиты, андезиты, базальты, обломочные и кремнисто-вулканогенные породы и офиолитовые аллохтоны.

Sn-полиметаллические месторождения размещаются в метаосадочных породах, кислых и средних вулканических породах, а также штоках и дайках гранит-порфиров и риолитов, которые расположены над невскрытыми гранитоидными батолитами (Лаштабег и др., 1987). Руды содержат повышенные концентрации Ag, In, Bi и иногда Au. Различные Ag-Au и Au-Ag эпитермальные жильные месторождения, также встречающиеся в Центрально-Корякском металлогеническом поясе, связаны с субвулканическими комплексами среднего состава (Хворостов, Зайцев, 1983). Они вертикально и латерально зональны в отношении Sn и Sn-Ag месторождений. Hg месторождения встречаются по всему Центрально-Корякскому металлогеническому поясу с максимальным распространением на его южном и северном флангах. Протяженные минерализованные зоны разломов содержат киноварь, стибнит и реальгар, которые ассоциируют с небольшими интрузиями и дайками среднего состава, прорывающими позднемеловые и палеогеновые песчаники и глинистые сланцы. Au-содержащие порфировые Mo-Cu рудопроявления, такие как Куйбивеем, и многочисленные гидротермальные жильные месторождения, содержащие Au, Ag, Cu, Mo, Pb и Zn, также имеются в Центрально-Корякском металлогеническом поясе. Эти месторождения, формировавшиеся при различных температурах, представляют разнообразие минеральных типов рудных залежей.

Касситерит-силикатно-сульфидное месторождение Анаветкинское (Лугов и др., 1974; Лугов, 1986) состоит из касситеритсодержащих сульфидно-хлорит-кварцевых жил и зон трещиноватости протяженностью до нескольких сот метров и мощностью от 1,0 до 6,0 м. Рудные минералы представлены касситеритом, магнетитом, пирротином, вольфрамитом, шеелитом, пиритом, станнином, канфильдитом, пираргиритом, золотом и самородной медью. Касситерит-хлорит-кварцевые жилы и зоны трещиноватости содержат до 10 % сульфидных минералов. Наиболее важными в промышленном отношении являются зоны брекчирования с обломками метасоматически измененных пород и кварцево-хлоритовым цементом с сульфидами. Месторождение размещается в сложно смятых сенон-кампанских песчаниках и глинистых сланцах, которые перекрыты позднеэоценовыми и олигоценовыми риолитами, риодацитами, туфами риодацитов и игнимбритами. Позднемеловые обломочные породы секутся многочисленными позднепалеогеновыми штоками, дайками и гипабиссальными гранитоидами. Месторождение среднее по размеру с содержанием Sn в среднем 0,6 %.

Золото-серебряное эпитермальное месторождение Аметистовое (Хворостов, 1983; В.П. Хворостов, 1986 г.; Беневольский и др., 1992) содержит два типа рудных тел: 1) рудные трубки с мелкими субпараллельными жилами и прожилками и 2) крутопадающие жилы и зоны. Жилы имеют длину сотни метров и мощность до нескольких метров; мощность зоны несколько десятков метров. Жилы состоят из кварца, каолинит-кварцевого и сульфидно-кварцевого агрегатов. Главные рудные минералы – золото, аргентит и кюстелит, а второстепенные – стефанит, стибиопирсеит, агвиларит, пираргирит, миаргирит, фрейбергит, науманнит и самородное серебро. Пирит, галенит, сфалерит и халькопирит широко распространены и составляют от 20 до 30 % некоторых жил. Нерудные минералы представлены кварцем, адуляром и хлоритом. Отношение Au:Ag в среднем

1:3. Наиболее богатые рудные тела приурочены к измененным породам, которые содержат каолинит, иллит и кварц, наложенные на широко развитое эпидот-хлорит-карбонатное пропиллитовое изменение. Месторождение сконцентрировано в магматической структуре глубиной от 5 до 6 км.

Вмещающие вулканические породы представлены эоценовыми и олигоценовыми породами с K-Ar возрастом 18–24 млн лет, которые состоят главным образом из андезитов, андезито-базальтов, андезито-дацитов и дацитов. Местами с ними ассоциируют обильные экструзивно-жерловые и гипабиссальные породы того же состава. Месторождение контролируется 1) северо-западными и субмеридиональными разломами, 2) радиальными и концентрическими разрывами и 3) экструзивными и гипабиссальными телами. Месторождение крупное, с запасами 96 т Au при среднем его содержании 16 г/т.

Ляпганайское месторождение Hg в осадочных породах (Тарасенко, Титов, 1970; Бабкин, 1975; Власов, 1977) состоит из минерализованной трещинной зоны в позднемеловых песчаниках и аргиллитах. Зона трещиноватости сцементирована кварцем и доломитом с подчиненными каолинитом и кальцитом. Вкрапленность киновари встречается в жилах или облекает обломки в брекчиях в виде тонких ободков. В небольших количествах установлены стибнит и пирит. Минералы образуют вкрапленности до сплошных скоплений и встречаются в брекчиях, прожилках и в виде полос вкрапленности. Рудные тела от 0,1 до 4,2 м в ширину при длине от 110 до 420 м. Наиболее перспективные рудные тела залегают в разломах, которые имеют северо-восточное простирание, параллельное осям главных складок. Ляпганайское месторождение сходно со многими другими месторождениями Hg в обломочных осадочных породах Корякского нагорья. Оно среднее по размеру и содержит 1400 т руды с содержанием Hg от 0,5 до 2,4 %.

Hg месторождение в вулканитах Ламутское (Бабкин и др., 1967; Розенблюм и др., 1975) состоит из линзовидных залежей и скоплений кварца, опала, халцедона, доломита, диккита и киновари. Второстепенные рудные минералы представлены метациннабаритом, реальгаром, стибнитом и пиритом. Месторождение залегает в интенсивно серицитизированных, каолинизированных, карбонатизированных и хлоритизированных позднепалеогеновых риолитах, меньше в базальтах и туфах и приурочено к зоне трещиноватости северо-восточного простирания.

Тамватнейское месторождение Hg и W в кремнисто-карбонатных породах (И.С. Розенблюм и др., 1973 г.; Бабкин, 1975; В.Н. Воеводин и др., 1979, 1980 гг.; Очерки…, 1994) локализовано в измененных серпентинитах, серпентинизированных перидотитах, конгломератах, а также крупнозернистых песчаниках и аргиллитах (см. гл. 7). Серпентинит деформирован до милонита и обнаруживает карбонатное, кремневое и аргиллитовое изменение. Главными минералами являются киноварь, тунгстенит, вольфрамит, гюбнерит, шеелит, марказит и пирит. Подчиненные минералы представлены метациннабаритом, стибнитом, реальгаром, аурипигментом, арсенопиритом, сфалеритом, халькопиритом, миллеритом, бравоитом, халькозином, пирротином и гематитом; реликтовые – ильменит, хромит, магнетит, никелин и пентландит встречаются в серпентините и кремнисто-карбонатном метасоматите. Жильные нерудные минералы представлены главным образом кварцем, халцедоном, магнезитом, доломитом, каолинитом и диккитом, ассоциирующими со специфическими твердыми и жидкими битумами и самородным серебром. Средняя часть месторождения состоит из штокверков, сплошных скоплений рудных минералов, жил и плотной сетки сульфидных прожилков. Зона минерализации протягивается примерно на 20 км при средней мощности от 20 до 30 м. Месторождение залегает вдоль северного тектонического контакта Тамватнейского лерцолитового массива и структурно перекрывает обломочные породы раннемелового (аптского и альбского) и олигоцен-миоценового возраста. Ультрамафические породы прорваны раннемеловыми габбро-норитами, позднемеловыми плагиогранитами и неогеновыми андезитами и базальтами. Возраст месторождения раннеплейстоценовый. Месторождение крупное с запасами в 30 000 т Hg в руде с содержанием Hg 0,81 %.

Мо-порфировое месторождение Куйбивеем представлено кварц-турмалиновыми брекчиями, измененными породами, жилами и линейными зонами и штокверками, а также кварц-сульфидными прожилками, которые находятся в простирающейся почти с востока на запад зоне длиной около 25 км и шириной около 4 км (В.А. Захаров и В.П. Василенко, 1977 г.; И.С. Розенблюм, 1991 г.). Рудные залежи состоят из вкрапленного молибденита, арсенопирита, халькопирита, галенита и самородного золота, которые встречаются в зонах мощностью от нескольких десятков до сотен метров. Месторождение залегает в неогеновом комплексе малых интрузий и даек среднего и кислого состава. Оно размещается вдоль разлома, по которому позднемеловые кремнистые осадочные породы надвинуты на олигоценовые и миоценовые песчаники и конгломераты. Месторождение небольшое до среднего.

Камчатско-Корякский вулканический пояс, который вмещает Центрально-Корякский металлогенический пояс, состоит из пород главным образом палеоценового, эоценового и миоценового, в меньшей степени мелового возраста и протягивается на 800 км параллельно и в основном восточнее северной части Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса

(Nokleberg et al., 1994, 1997). Пояс состоит из прерывистых и изолированных вулканических полей и сложен пологопадающими неморскими вулканическими породами различного состава, а также песчаниками, гравелитами и конгломератами с ископаемой флорой. Нижняя часть вулканического пояса состоит из основных вулканических пород, в основном маастрихт-датских толеитовых базальтов, наряду с обильными палеоцен-эоценовыми щелочными базальтами и ассоциирующими с ними небольшими количествами диоритов, монцонитов, габбро, гранодиоритов и гранитов с K-Ar возрастом 56–73 млн лет. Верхняя часть пояса состоит из известково-щелочных дацитов, риолитов, андезитов и базальтов с позднеэоценовыми и раннемиоценовыми растительными остатками, а также и K-Ar датировками и ассоциирует с субвулканическими телами и дайками риолитов, гранодиоритов и диоритов. Камчатско-Корякский вулканический пояс интерпретируется как крупная, в основном раннетретичная дуга, которая формировалась вдоль трансформного разлома, параллельного континентальной окраине (Ханчук, Иванов, 1999).

МИОЦЕНОВЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И РУДНЫЕ РАЙОНЫ (23–5 млн лет)

К миоценовым металлогеническим поясам на Дальнем Востоке России относится Центрально-Камчатский пояс, который содержит месторождения, связанные с гранитным магматизмом, и совмещен с Центрально-Камчатским вулканическим и осадочным прогибом, интерпретируется как сформировавшийся во время субдукции (рис. 8.12).

ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Пояс Au-Ag эпитермальных и порфировых Cu-Mo месторождений протягивается вдоль п-ова Камчатка. Месторождения размещаются в Центрально-Камчатском вулканическом и осадочном олигоцен-голоценовом прогибе (Nokleberg et al., 1994, 1997). Значимые месторождения в нем (Nokleberg et al., 1997, 1998): Au-Ag эпитермальные жильные – Агинское, Бараньевское, Оганчинское, Озерновское, Сухариковские Гребни, Тутхливаям и Золотое; порфировое Cu-Mo – Красногорское и Hg – в вулканических породах – Чемпура.

Au-Ag эпитермальные жильные месторождения формировались в основном в две стадии в миоцене. В раннем миоцене (от 22 до 14 млн лет) (1-я стадия) во время извержения главным образом кислых вулканических пород малосульфидные Au-Ag месторождения, такие как Озерновское и Тутхливаям, с высокими содержаниями Te, формировались в течение становления сложных вулканических конусов и ассоциирующих гипабиссальных интрузий. В то же самое время сульфидные Au месторождения, такие как Ольчаканское, с высокими содержаниями Cu, Pb и Zn, формировались в ассоциации с интрузиями среднего состава. Однако некоторые из этих месторождений могли сформироваться в течение позднего эоцена, вплоть до олигоцена, и (2-я стадия) в позднем миоцене (от 12 до 5 млн лет), в финальную стадию миоценового вулканизма, андезитовых и базальтовых изменений. Эти Au (±Ag) эпитермальные жильные месторождения формировались в ассоциации с небольшими гипабиссальными телами и дайками, такие как Ачинское, Сухариковские Гребни и Бараньевское месторождения и некоторые рудные тела Тутхливаямского месторождения. Рудная минерализация представлена в основном самородным золотом и небольшими количествами сульфидных минералов в кварц-адуляровых жилах. В средней и северной частях пояса месторождения Hg, такие как Чемпура, и Au-Ag эпитермальные жильные месторождения залегают в позднемиоценовых гипабиссальных жилах и дайках.

Порфировые Mo, Cu и Cu-Mo месторождения в южной части пояса залегают в позднемиоценовых субщелочных гранит-порфирах и диоритовых порфиритах. Эти гранитоидные плутоны прорывают восточную часть Срединно-Камчатского метаморфического террейна. Месторождения, такие как Киргаником, Красногорское и Малахитовое, небольшие до средних и залегают в основном в штокверках и протяженных зонах нарушений как в интрузиях, так и в прилегающих метаморфических породах. Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит и молибденит. В молибдените высокие, до 600 г/т, содержания рения.

Озерновское золото-серебряное эпитермальное месторождение (Nokleberg et al., 1997) состоит из Au-содержащих кварц-адуляровых жил вместе с Cu-Mo, реальгар-аурипигментовыми и Au-Ag рудными залежами. Месторождение находится в слабоэродированном вулкане, сложенном андезито-базальтовыми, андезитовыми и дацитовыми пирокластическими породами и лавами. Au-Ag залежи состоят из прожилков и вкрапленности и наложены на различные фации гидротермально измененных пород. Руды формировались в жилах выполнения трещин и прожилках и как метасоматическое замещение более ранних минеральных агрегатов. На месторождении выделено четыре стадии минерализации: 1) золото-голдфилдит-кварцевая (пробность золота 933–938), 2) теллуро-сильванит-голдфилдит-каолинит-зо-

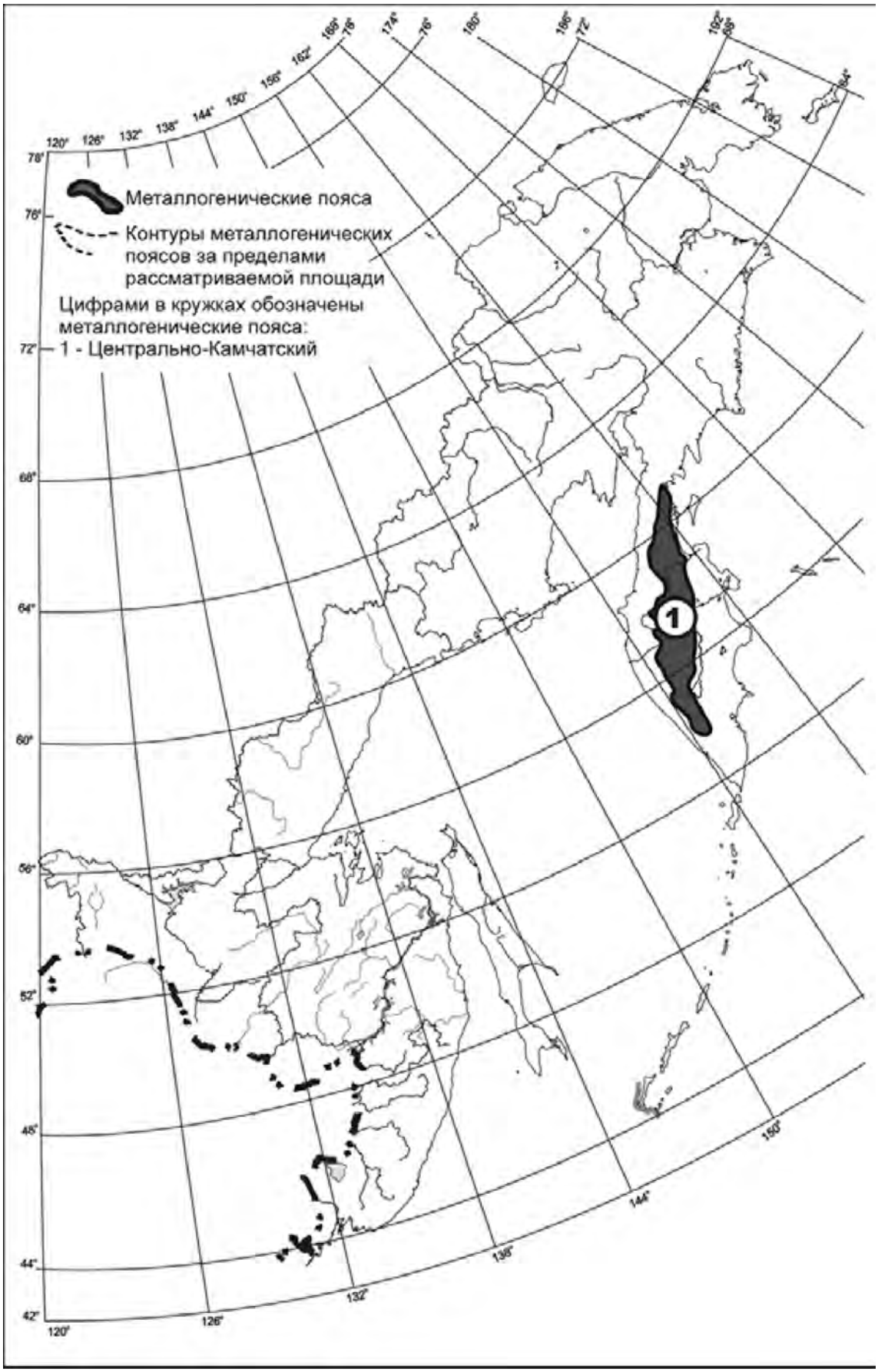


Рис. 8.12. Миоценовые (23–5 млн лет) металлогенические пояса

лото-кварцевая (пробность 945), 3) золото-гессит-гидрослюда-кварцевая (пробность 894), 4) золото-адуляр-гидрослюда-кварцевая (пробность от 643 до 679). Вмещающие породы пропилитизированы и окварцованы. Метасоматиты кварц-серицитовой, кварц-каолинитовой и кварц-монтмориллонит-гидрослюдистой фаций залегают в центральной части рудного поля, возле главного вулканического жерла. Измененные породы состоят из кварца и пирит-алунит-каолинит-кварцевой ассоциации, которые образуют вытянутые тела мощностью до 100 м вдоль зон разломов. Крупнейшие рудные тела находятся в этих пластинообразных окремненных породах. Месторождение крупное и содержит 0,01–0,1 % Te и Au в редких зонах с высоким, до 700 г/т, содержанием. Большая часть руды с низким содержанием – от 2 до 20 г/т.

Агинское золото-серебряное эпитермальное месторождение (Nokleberg et al., 1997) залегает в вулканической кальдере, сложенной миоценовыми андезибазальтами и их туфами. Руды залегают в зонах разрывов и интенсивной трещиноватости. Рудосодержащие структуры состоят из зон рассланцевания и брекчирования, которые вмещают многочисленные андезитовые дайки и жилы, а также линзы и прожилки адуляр-кварцевого и кварц-карбонатного состава. Главные рудоносные зоны – Агинская и Сюрприз. В них короткие рудные тела погружаются на глубину, образуя пологопадающие минерализованные слои, в верхней части осложненные крутопадающими рудными столбами. Рудные минералы составляют от 0,3 до 1,0 % жил. Руды состоят преимущественно из тонкозернистого халцедоноподобного кварца, адуляра и гидрослюды с колломорфной полосчатостью. Главными рудными минералами являются теллуриды, включая гессит, алтаит, калаверит, сильванит и петцит. В целом установлено 55 рудных минералов. Пробность золота от 740 до 990 и отношение Au/Ag – от 2:1 до 7:1. Установлено шесть стадий минералоотложения: 1) кварц-пиритовая, 2) золото-адуляр-коренсит-кварцевая с золотом пробностью от 924 до 968, 3) золото-адуляр-кварцевая с золотом пробностью от 936 до 952 на верхних уровнях и от 740 до 854 – на нижних, 4) золото-калаверит-кварцевая с золотом пробностью от 940 до 960, 5) золото-гессит-коренсит-кварцевая с золотом пробностью от 816 до 880 и 6) кварц-цеолит-кальцитовая. Эндогенная зональность проявлена вертикальной сменой состава руды, ее текстурой и структурой. Концентрация теллуридов и сульфидов возрастает с глубиной. Гидротермальные изменения, как правило пропилитизация, обычны. Месторождение среднее по размерам и содержит установленные запасы 35 т Au и 75–100 т Ag. Среднее содержание Au 20 г/т.

Кирганикское Cu-порфировое месторождение (Власов, 1977; А.В. Игнатьев, 1980 г.) представлено крутопадающими зонами биотит-калишпатовых метасоматитов. Рудная залежь мощностью 10–15 м и протяженностью до 1200 м находится в позднемеловых кремнистых вулканических породах. Залежь состоит из зон вкрапленности и прожилков минералов меди и золота. Рудные тела, как правило, конформны вмещающим породам. Зоны окисления наиболее глубоко проникают в сильнотрещиноватые породы (на 100–120 м) и содержат до 0,8 г/т Au. Самые богатые руды находятся в биотит-калишпатово-метасоматических измененных породах, которые содержат пироксен и калиевый полевой шпат и практически лишены руды. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, магнетитом, борнитом, халькозином, гематитом и золотом. Наиболее богатые содержания Au наблюдаются в халькозин-халькопирит-борнитовой руде с более чем 1 % Cu. K-Ar возраст биотит-калишпатово измененных пород, которые вмещают руду, 65–75 млн лет. Месторождение среднее по размеру. Средние содержания Cu равны 0,1–1,0 %, а Au 0,2 до 0,4 г/т – во вкрапленных и прожилковых рудах и до 0,8 г/т – в окисленной руде.

Центрально-Камчатский вулканический и осадочный прогиб (Nokleberg et al., 1994, 1997), который вмещает Центрально-Камчатский металлогенический пояс, состоит в основном из позднемиоценовых и четвертичных вулканических и осадочных пород мощностью до 5 км. Пояс от 20 до 70 км в ширину и около 350 км в длину. Вулканический и осадочный прогиб содержит также главным образом мелководно-морские осадочные породы до 6000 м мощностью и широко распространенные туфы, базальты и андезибазальты. Подразделения прогиба перекрывают деформированные позднемеловые до раннетретичных осадочные породы. Он интерпретируется как преддуговая часть Центрально-Камчатского вулканического пояса и часть главной постаккреционной окраинно-континентальной дуги на Дальнем Востоке России (Nokleberg et al., 1994, 1997).

ПОЗДНЕТРЕТИЧНЫЕ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА (от 5 до 0 млн лет)

Главные позднетретичные и четвертичные металлогенические пояса на Северо-Востоке России (рис. 8.13): 1) Курильский пояс, который размещается в Курильском вулкано-плутоническом поясе и интерпретируется как формировавшийся в течение связанного с субдукцией гранитного плутонизма, образовавшего Курильскую островную часть окраинно-континентальной дуги и 2) несколько подобных металлогенических поясов Камчатской части окраин-

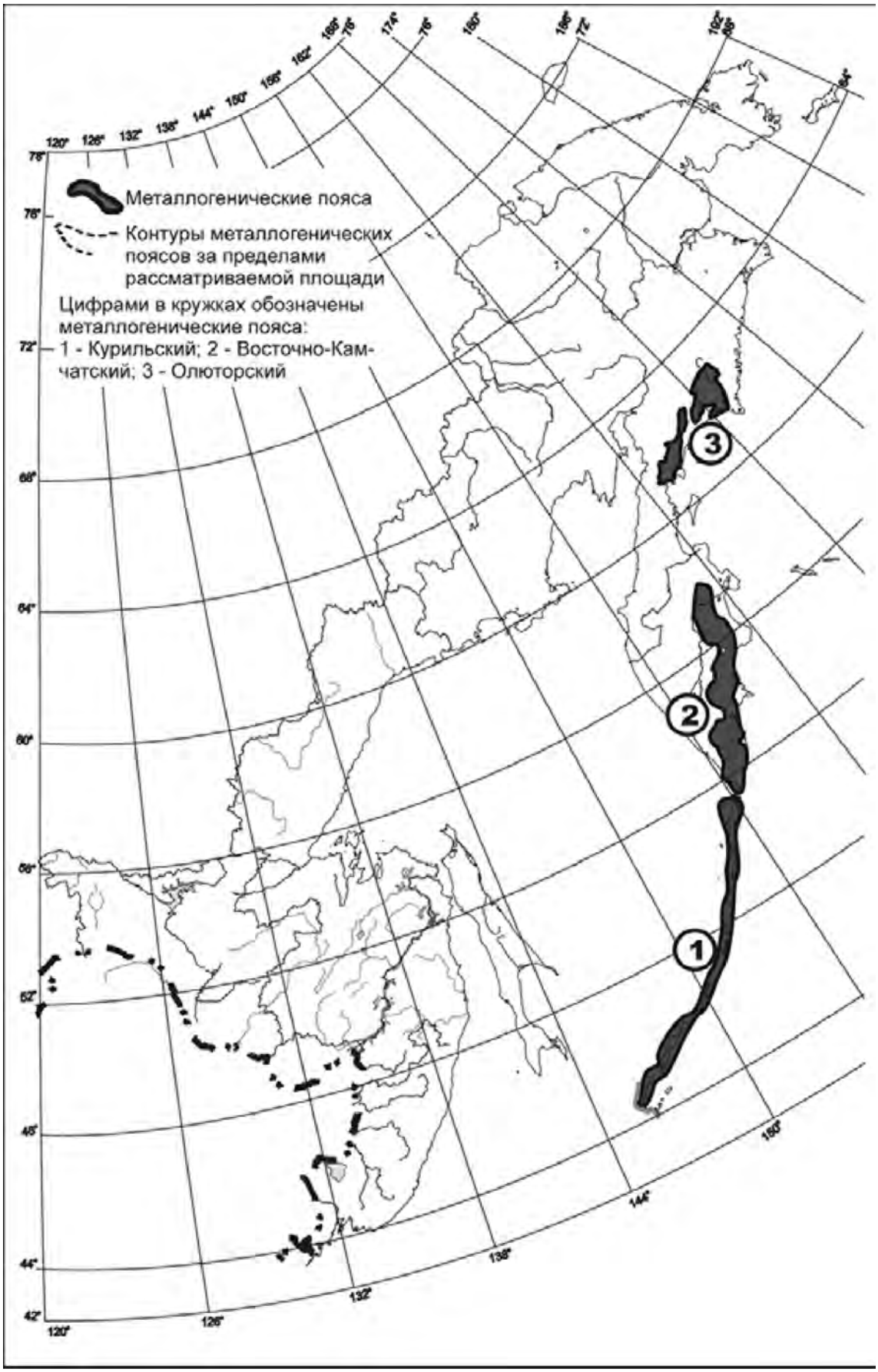


Рис. 8.13. Позднетретичные и четвертичные (5–0 млн лет) металлогенические пояса

но-континентальной дуги Северо-Восточной Азии. К последним относятся Центрально-Камчатский развивавшийся со среднетретичного времени), Восточно-Камчатский и Олюторский пояса.

КУРИЛЬСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Пояс золото-серебряных эпитермальных, полиметаллических (Cu-Pb-Zn) жильных, касситерит-силикатно-сульфидных и Mo-порфировых месторождений размещается в Курильской вулканической дуге. Он содержит разнообразные вулканогенные и плутоногенные месторождения (Nokleberg et al., 1997, 1998): серно-сульфидные (вулканической S) – Эбеко и Головнинское вулкана Криштофовича, Новое, Высокое и Заозерное; Au-Ag (Zn) эпитермальные жильные – Прасоловское, Рифовое, Средняя Река и Софья, Cu-Pb-Zn полиметаллические – Душное, Кашкинское и Метяевское; Sn-силикатно-сульфидные и Sn жильные – Рудниковское и Спиридоновское; порфировые Mo месторождения в кальдере вулкана Каргинского и Рейдовское и Cu-Pb-Zn типа Куроко – Валентиновское. Главные Au-Ag эпитермальные жильные и полиметаллические Sn и Sn-силикатно-сульфидные жильные месторождения формировались в течение позднего неогена во время наземного вулканизма (Вулканические пояса..., 1984), а небольшие проявления массивных сульфидных залежей типа Куроко – в течение раннемиоценового подводного вулканизма. Месторождения вулканической серы формировались во время образования четвертичных вулканических конусов и полей. Au-Ag эпитермальные жильные месторождения и месторождения вулканической серы представляют промышленный интерес.

Серно-сульфидное (вулканической серы) месторождение Новое (Петраченко Е.Д., Петраченко Р.И., 1985) размещается в пологозалегающем разрезе андезитов, андезибазальтов и их туфов мощностью от 400 до 500 м. Некоторые рудные тела контролируются разломами. Серная руда находится в гидротермально измененных окремненных породах с опалитом, алунитом и каолинитом. Все измененные породы на месторождении содержат некоторое количество серы, но наиболее богатые руды содержат опалит, окремненные породы и алунит. Вторичные минералы представлены баритом, гипсом, марказитом, пиритом (до 15 %) и молибденитом. Возраст минерализации плиоценовый и четвертичный. Месторождение крупное. Средние содержания S доходят до 20–80 % и MoS_2 до 0,5 %. Оно содержит около 5 млн т серы.

Прасоловское золото-серебряное эпитермальное месторождение (Данченко, 1991) состоит из рудных жил, в большинстве крутопадающих, мощностью от 2–3 м, а в некоторых случаях до 10 м. Жилы сложены главным образом полосчатыми агрегатами метаколлоидного золота, теллуридов и кварца. Руды малосульфидные и содержат до 1–3 % рудных минералов. На месторождении наблюдается вертикальная зональность снизу вверх: золото–касситерит–кварц, полисульфиды–кварц, золото–теллуриды–кварц и золото–адуляр (карбонат)–кварц. Доминирующими рудными минералами являются пирит, халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин и сфалерит. Местами обильны арсенопирит, молибденит, касситерит, галенит, аргентит, самородное серебро, золото, гессит, науманнит и голдфилдит. В зонах окисления встречаются лимонит, ковеллин, малахит и азурит. Рудные тела разведаны на глубину более 200 м. На площади 1,5×0,5 км пропилитизированные и импрегнированные пиритом вулканические породы насыщены многочисленными кварцевыми прожилками с эпидотом, серицитом, адуляром, хлоритом, кальцитом и изредка баритом. Ранние прожилки и рудная вкрапленность связаны с миоценовыми интрузиями. Более поздняя Au-Ag руда связана с плиоценовым вулкано-плутоническим комплексом. Месторождение ассоциирует с плиоценовыми плагиогранитами и кварцевыми диоритами, которые прорывают ранне- и среднемиоценовые зеленые туфы. Месторождение среднее по размерам и разрабатывалось до 1990-х годов.

Кашкинское Cu-Pb-Zn полиметаллическое жильное месторождение (Петраченко Е.Д., Петраченко Р.К., 1985) состоит из рудных тел длиной до 200 м, которые залегают в гидротермально измененных породах вблизи интрузии гранодиоритов и диоритов. Рудные тела состоят из участков тесно сближенных серицитизированных и гидрослюдизированных жил и прожилков различного состава. Минеральные ассоциации в жилах и прожилках представлены кварц-турмалиновой, кварц-хлоритовой, хлорит-карбонатной с цеолитами и кварц-хлорит-эпидотовой. Рудные минералы представлены халькопиритом, клейофаном, галенитом, стибнитом, реальгаром, аурипигментом, арсенопиритом, пиритом, марказитом, гематитом и магнетитом. Вмещающие породы пропилитизированы вплоть до эпидот-хлоритовой фации и местами окремнены. Пропилитизированные гранодиориты и диориты обнажены в средней части минерализованной площади. Изменения – результат действия сульфидных и галоидных кислотных гидротермальных растворов. Возраст минерализации позднемиоценовый (?).

Валентиновское Cu-Pb-Zn месторождение типа Куроко (Nokleberg et al., 1997) залегает в ран-

немиоценовых риолитах, дацитах, андезитах и андезитовых туфах с кремнистыми прослоями. Вмещающие породы пропилитизированы или серицитизированы и являются частью подводного туфового комплекса. Рудные тела представлены двумя крутопадающими маломощными линзовидными залежами длиной до 150 м и сложены двумя типами руд. 1. Первый и наиболее обычный тип состоит из массивных мелкозернистых агрегатов сфалерита, галенита, халькопирита, халькозина, азурита, мельниковита, барита, гипса, кварца, халцедона, хлорита, серицита и кальцита, содержащих около 1 % Cu, 1,5–1,7 % Pb и 10–13 % Zn. 2. Менее распространен тип богатой руды, состоящей из пирита, сфалерита и халькопирита с галенитом и другими сульфидами, содержащий до 4 % Cu, 10–16 % Zn, 1–1,7 % Pb. Месторождение мелкое.

Курильская вулканическая дуга, которая вмещает одноименный металлогенический пояс, состоит главным образом из туфов, брекчий, андезитов, базальтов и местами гипабиссальных и плутонических пород, включая габбро, диориты и диабазы (Nokleberg et al., 1994). Дуга представляет собой цепь крупных активных вулканов, которые связаны со среднетретичной до голоцена включительно субдукцией западной окраины океанической плиты Пацифика (Nokleberg et al., 1994, 1997.)

ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Восточно-Камчатский металлогенический пояс Au-Ag эпитермальных месторождений находится в центральной и южной частях п-ова Камчатка. Месторождения размещаются в Восточно-Камчатском вулканическом поясе, который перекрывает позднемезозойские и кайнозойские островодужные террейны и террейны аккреционного клина (Nokleberg et al., 1997). Au-Ag эпитермальные месторождения, большинство которых промышленные или потенциально промышленные, ассоциируют главным образом с миоценовыми вулканами, гипабиссальными телами и малыми интрузиями. Значимые месторождения в поясе Асачинское, Китхай, Кумроч, Мутновское и Родниковое (Nokleberg et al., 1997, 1998).

Au-Ag эпитермальные жильные месторождения пояса формировались в две стадии. 1. В раннем миоцене Au-Ag (±Zn, Pb) эпитермальные и штокверковые месторождения, такие как Мутновское, Кумроч и Китхой, формировались во время излияний средних и кислых магм и внедрения тел диорит-гранодиоритовых малых интрузивов. Главными металлами были Au, Pb, Zn вместе с Ag и сульфидами. 2. В позднем миоцене Au кварц-адуляровые эпитермальные жильные месторождения, такие как Родниковое и Асача, формировались в андезибазальтовых вулканических сооружениях, ассоциирующих с гипабиссальными телами, и в мафических среднего и кислого состава дайках. Месторождения бедны сульфидами и ассоциируют с пропилитовыми изменениями. Некоторые месторождения могут быть плиоценовыми, однако K-Ar возраст штокверков, даек и адуляр-кварцевых жил от 12 до 5 млн лет, что говорит о миоценовом возрасте. Ассоциация богатых и бедных сульфидами эпитермальных месторождений в Восточно-Камчатском металлогеническом поясе указывает на разные вулканические процессы (Nokleberg et al., 1997; Lattanzi et al., 1995).

Мутновское золото-серебро-полиметаллическое эпитермальное месторождение (см. гл. 7) (Nokleberg et al., 1997; Петренко, 1999) находится в центральной части палеовулкана, сложенного олигоцен-миоценовыми вулканическими породами основного и среднего состава. Главная рудная зона состоит из мощной жилы и нескольких апофиз с зонами кварцевых прожилков между ними. Бурение показывает, что оруденение протягивается до глубины 500 м. В сильно выветрелых зонах, в основном на южном фланге месторождения, кварцевые жилы содержат 10–18 % сульфидов. На менее выветрелом северном фланге месторождение обеднено сульфидами и содержит 0,202 % полиметаллов. Главные рудные ассоциации – золото-теннантит-тетраэдритовая, золото-аргентит-пиритовая и хлорит-галенит-сфалеритовая. Встречаются также канфильдит и минералы теллура, гессит и алтаит. Месторождение вертикально зональное, с золотом, теннантитом и тетраэдритом, встречающимися в верхних частях жил, и халькопиритом, галенитом, сфалеритом, находящимся в их нижних частях. Возраст минерализации олигоценовый вплоть до раннего миоцена. Месторождение среднее по размеру. Средние содержания колеблются до 3 г/т Au и 10 г/т Ag. Доказанные запасы на Северном участке составляют 1,8 млн т руды со средним содержанием 16 г/т Ag, а на Южном – 5,2 млн т руды со средним содержанием 12,4 г/т Au, 1300 г/т Ag и 69 000 т Pb и Zn. Оценочные ресурсы месторождения около 20 т Au.

Родниковое золото-кварц-адуляровое эпитермальное месторождение (см. гл. 7) (Nokleberg et al., 1997; Петренко, 1999) состоит из главной жилы и связанных с ней кварцевых и кварц-карбонатных жил и прожилков, содержащих голдфилдит, сульфосоли серебра и аргентит. Пробность золота от 400 до 600. Изменения включают пропилитизацию (хлорит-карбонатную и эпидот-хлоритовую фацию), каолинизацию, кварц-гидрослюдистые изменения с монтмориллонитом и силицитовые – с кварцем и пиритом. Измененные породы латерально зональны. Руда залегает в сложной жильной системе с несколькими

воронкообразными рудными столбами, уже на глубине. Столбы погружаются на юг под углами 30–50°. Вертикальная протяженность оруденения менее 150 м. Высокие концентрации Au (25–30 г/т) установлены на верхних уровнях рудных тел. Кварц-адуляровые жилы позднемеловые с K-Ar возрастом приблизительно 12 млн лет. Месторождение среднего размера. Средние содержания Au до 11,3 г/т и Ag – 40–50 г/т. Установленные запасы – 40 т Au.

Центрально-Камчатский вулканический пояс, с которым связан Восточно-Камчатский металлогенический пояс, состоит главным образом из мощных эоцен-четвертичных, пологозалегающих андезитов, дацитов и риолитов, которые переслаиваются с песчаниками, алевролитами, конгломератами и широко распространенными игнимбритами. Мелководные морские отложения преобладают в нижней части, а неморские в верхней. Вулканический пояс интерпретируется как главная постаккреционная окраинно-континентальная дуга, которая связана с Курило-Камчатским комплексом аккреционного клина и зоны субдукции (Nokleberg et al., 1994, 1997).

ОЛЮТОРСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Слабоизученный Олюторский металлогенический пояс месторождений, связанных с магматической дугой, находится на севере Камчатки, протягивается более чем на 600 км вдоль побережья Берингова моря и размещается в Восточно- и Центрально-Камчатских вулканических поясах (Nokleberg et al., 1994, 1997). Пояс содержит золото-серебряные эпитермальные, касситерит-силикатно-сульфидные, ртутные в осадочных породах и Mo-Cu-порфировые месторождения. Многочисленные плохо изученные порфировые Cu-Mo, Au-Ag эпитермальные жильные, серно-сульфидные и Sn-полиметаллические жильные месторождения известны на южном фланге пояса, где они образуют полосу Hg-Sb и Hg-As месторождений, которая протягивается более чем на 100 км вдоль побережья Олюторского залива. Месторождения Олюторского пояса размещаются главным образом в третичных осадочных, вулканических и гипабиссальных интрузивных породах. Месторождения Hg-Sb-As встречаются также в неогеновых экструзивных породах и зонах серпентинитового меланжа. Порфировые Mo-Cu месторождения залегают в третичных диоритовых и гранодиорит-порфировых штоках и ассоциируют с дайками, которые прорывают позднемеловые и раннепалеогеновые туфы и обломочные осадочные породы. Порфировые Mo-Cu месторождения протягиваются более чем на 100 км в северной части пояса вместе с интрузиями, очевидно приуроченными к крупным разломам. Значимыми месторождениями в Олюторском металлогеническом поясе являются Олюторское – Hg в обломочных осадочных породах, Mo-Cu-порфировое Лаланкытан и Малетойваямское серно-сульфидное. Несколько потенциально пригодных для разработки Hg, Au, Mo, Cu, Pb, Zn месторождений находятся в слабоэродированных вулканических структурах.

Олюторское месторождение Hg в обломочных осадочных породах (Бабкин, 1975; Власов, 1977) состоит из жил и прожилков, которые залегают в крутопадающих зонах нарушений. Зоны нарушений расходятся от крупного разлома северо-восточного простирания, который сечет палеогеновые и неогеновые вулканокластические породы, смятые в мелкие линейные складки. Отдельные рудные тела протягиваются по простиранию от нескольких десятков метров до 600 м. Жилы имеют многочисленные апофизы, обычно содержащие минерализованные брекчии, которые часто переходят в зоны прожилков. Наиболее продуктивные рудные тела залегают в туфах. Главный рудный минерал – киноварь, сопровождаемая стибнитом и иногда реальгаром. Руда содержит кварцевый цемент и обломки кварц-каолинитовой брекчии. Главные нерудные минералы – кварц, каолинит и реже доломит. Вмещающие породы слабоокремнены, каолинизированы и карбонатизированы. Месторождение крупное, руды содержат 1,4 % Hg, до 0,4 % Sb и 4 г/т Au.

Порфировое Mo-Cu месторождение Лаланкытан (Бражник, Колясников, 1989; Бражник, Морозов, 1989) представлено овальным штокверком площадью примерно 1,2 на 0,6 км, который содержит беспорядочно ориентированные кварцевые прожилки с неравномерной вкрапленностью пирита, молибденита и халькопирита, а также в меньших количествах пирротина и сфалерита, галенита, магнетита, мартита, рутила, анатаза и сфена. Рудные минералы встречаются как в прожилках, так и в виде вкрапленности. Cu и Mo минералы приурочены к зоне кварц-биотит-серицит-пиритовых замещений, которые находятся в палеогеновом плутоне кварцевых диоритов и монцодиоритов и во вмещающем позднемеловом флише. Плутон окружен субширотной зоной пиритизированных измененных пород протяженностью более 11 км и шириной от 1 до 4 км. Месторождение небольшое. В сцементированных гетитом четвертичных аллювиальных конгломератах близ месторождения содержится небольшое количество золота.

Малетойваямское серно-сульфидное месторождение (Власов, 1976, 1977) находится на южном окончании Олюторского вулканического пояса, в миоценовой корфовской свите. Два рудных тела, нижнее и верхнее, разделены 10–50-метровым слоем каолинит-монтмориллонитовых и кварц-каолинито-

вых пород. Оба тела наклонены под углами 5–10° по отношению к слоистости вмещающих пород. Верхнее рудное тело прослежено на 1800 м по простиранию, имеет ширину от 80 до 700 м и мощность от 3 до 115 м. Руда представляет собой вкрапленность сульфидов в серно-алунитовой и серной окремненной породе, которая содержит большую часть самородной серы. Сульфидно-серно-алунитовая окремненная порода содержит 18 % S, 30–40 % алунита и 10 % сульфидов Fe. В руде до 30 % самородной серы, которая при термальной очистке имеет чистоту 96–99 %. Выделяется также около 60 % сульфата калия. Месторождение крупное.

Магматические породы металлогенического пояса состоят главным образом из большой цепи вулканов плиоценового и более молодого возраста (Nokleberg et al., 1994, 1997.). Главными типами пород являются базальты, андезито-базальты, реже дациты и туфы. Пояс является северным продолжением современной Курильской вулканической дуги, которая начала формироваться в неогене.

Центрально-Камчатский вулканический пояс, который вмещает центральную и южную части Олюторского металлогенического пояса, протягивается меридионально на 1500 км вдоль Срединного хребта Камчатского полуострова. Вулканический пояс включает современную Камчатскую вулканическую дугу. Пояс состоит из мощных пологозалегающих андезитов, дацитов и риолитов, переслаивающихся с песчаниками, алевролитами и конгломератами, а также широко распространенными крупными полями игнимбритов (Nokleberg et al., 1994). Мелководные морские отложения преобладают в нижней части, а неморские – в верхней части. Формирование пояса завершалось излияниями плиоценовых и четвертичных платобазальтов, которые ассоциируют со стратовулканами (Филатова 1988). Минимальная мощность земной коры в регионе 27–33 км. Центрально-Камчатский вулканический пояс связан с кайнозойской субдукцией плиты Пасифик вдоль Курило-Камчатского меганадвига (Nokleberg et al., 1998, 2000).

ГЛАВА 9

РОЛЬ СДВИГОВЫХ СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ПРОЦЕССАХ МАГМАТИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Главнейшая структурно-кинематическая особенность Восточной окраины Азии – это широкое развитие системы север-северо-восточных, преимущественно позднемезозойских, левых сдвигов. Формирование сдвигов и их структурных парагенезов, несомненно, было следствием длительного динамо-кинематического взаимодействия Евразийской и Тихоокеанской плит. Однако более конкретное определение причин развития сдвиговых дислокаций в Азиатско-Тихоокеанской зоне перехода континент–океан затрудняется тем, что на современном уровне исследований этой проблемы не удается обосновать, какая из смежных плит смещалась относительно неподвижной или же их смещения в разных направлениях происходили поочередно либо были синхронными. К настоящему времени предложены и с разной детальностью охарактеризованы и обоснованы почти все варианты направлений смещений этих плит и возможные силы, обусловившие их подвижность (Benioff, 1959; Воронов, 1964, 1968 и др.; Иванов, 1961, 1972; Уткин, 1978, 1979, 1984, 1994; Ханчук и др., 1997; Xu et al., 1987; Utkin, 1993; и др.).

Система окраинно-континентальных сдвигов образует Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону, формирование которой рассматривалось и исследовалось с позиций смещения Евразийской и (или) Тихоокеанской плит соответственно на юго-запад и северо-восток (Уткин, 1978, 1979, 1980, 1986, 1989, 1997). В обстановках латерального скольжения (трансляции) плит относительно друг друга в зоне их сочленения возникали геодинамические режимы, в условиях которых формировались сдвиги и их структурные парагенезы. Получен большой и разнообразный материал, характеризующий не только особенности развития всего комплекса сдвиговых дислокаций (парагенезы структур скола, растяжения и сжатия), но и их роли, как и роли динамо-кинематических факторов, в проявлениях магматизма, рудогенеза, а также в образовании синсдвиговых структур растяжения континентальной коры, определивших формирование меловых седиментационных бассейнов, кайнозойских континентальных депрессий и глубоководных впадин (рифтов) современных окраинных морей.

Другая важная особенность тектоногенеза Восточной окраины Азии – смена во времени динамо-кинематических режимов. На основе установленных в Приморье различных планов деформаций разновозрастных образований и с учетом результатов структурного анализа (по литературным источникам) других окраин континентов Северного полушария Земли была обоснована концепция, согласно которой в развитии континентальных окраин обратимо сменялись сдвиговые геодинамические режимы на поддвиго-надвиговые (Уткин, 1979, 1984, 1985, 1994; Уткин и др., 2003). Показано, что изменение геодинамических режимов окраины Азии обусловлено сменой направлений смещения Евразийского континента вследствие ротационного фактора, который рассматривается как одна из возможных причин тектогенеза континентальной окраины, допускающей синхронное или асинхронное с континентом смещение океанических плит (Уткин, 1985, 1997).

В настоящей монографии установленная система масштабных окраинно-континентальных сдвигов рассматривается в качестве широкой трансформной границы между Евразийской и Тихоокеанской плитами, причина развития которой трактуется только как следствие смещения океанических плит (Ханчук и др., 1997; Ханчук, Иванов, 1999). Установление хронологии изменения направлений смещения океанических плит при таком подходе базируется прежде всего на результатах изучения петролого-геохимических характеристик магматических комплексов разного возраста, составы которых, как считается, – следствие тех или иных геодинамических обстановок. Согласно этим данным в раннем мелу–раннем сеномане и эоцене–раннем миоцене магматизм про-

текал в обстановке трансформной окраины, а в позднем сеномане–палеоцене – субдукции океанической плиты (Ханчук, Иванов, 1999; Симаненко, Ханчук, 2003).

Роль сдвиговых структурно-динамических факторов в процессах магматизма и рудообразования в различных геодинамических обстановках развития окраины Азии определялась на примере ее крупной структуры – Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса. Этот пояс зародился в неокоме, а от альба до палеоцена его магматизм происходил непрерывно с синхронным формированием месторождений олова, вольфрама, полиметаллов и золота. Согласно K-Ar определениям возраста (частично дублированных Rb-Sr методом) месторождения формировались в основном с конца раннего мела до палеоцена (110–60 млн лет). Синхронность в сочетании с пространственным совмещением процессов магматизма и металлогении позволяет рассматривать Восточно-Сихотэ-Алинский пояс как магмо-металлогенический (ВСАММП).

Согласно представлениям А.И. Ханчука (Ханчук, Иванов, 1999), ВСАММП начал формироваться в трансформной обстановке (ранний мел–ранний сеноман), а продолжал – в субдукционной (поздний сеноман–палеоцен). Резкая смена геодинамических обстановок в середине сеномана должна была отразиться не только в составе магматических продуктов, но и в изменении структурных рисунков тектонических дислокаций, а также в смене динамо-кинематических условий формирования рудных месторождений и проявлений магматизма разного возраста. Исследовались прежде всего рудные районы ВСАММП и Комсомольский рудный район Хабаровского края, которые наиболее изучены в различных аспектах. Использовался метод изучения структурных парагенезов (Лукьянов, 1965; Уткин, 1974, 1980, 1989 и др.; Riedel, 1929; Roering, 1968; Tchalenko, 1970; Pachell, Evans, 2002; Huerta, Rodgers, 1996; Kelly et al., 1998; Faulkner et al., 2003; и др.) в сочетании с методами динамического анализа (Гзовский, 1971; Данилович, 1961; и др.). Для закрытых горно-таежных условий Сихотэ-Алиня была разработана методика исследований сдвиговых дислокаций (Уткин, 1980), в которой большая роль отводится методу морфогенетических аналогий структур разных иерархических уровней. При изучении структур рудных месторождений вместо широко распространенного статичного метода применялся динамический, позволяющий не только изучить строение месторождений, но и расшифровать процесс «строительства», включая и выявление роли структурно-динамических факторов в рудолокализации. В изучении вертикального строения и развития ВСАММП применен метод исследования его косого эрозионного среза. Этот метод широко используется при изучении вертикальных разрезов стратифицированных образований, но в отношении крупнейшего вулкано-плутонического сооружения применен впервые.

В рассматриваемую площадь входят Таухинский, Кемкинский и Журавлевско-Амурский террейны и частично Самаркинский. ВСАММП – вулкано-плутоническое сооружение, которое представляет собой сквозную структуру, наложенную на все перечисленные террейны разного времени формирования. В связи с явно выраженным наложенным развитием пояса мы сочли целесообразным его изучение проводить на основе геологических карт, на которых отражены возрасты и составы стратифицированных структурно-формационных комплексов, независимо от их принадлежности к тому или иному террейну.

РОЛЬ СДВИГОВЫХ ЗОН И ИХ СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ В ПРОЦЕССАХ МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ ВСАММП

Крупнейший Центральный Сихотэ-Алинский левый сдвиг с амплитудой смещения до 200 км был впервые установлен на Восточной окраине Азии и детально исследован Б.А. Ивановым (1961, 1972). В дальнейшем на Сихотэ-Алине была открыта система левых сдвигов север-северо-восточного простирания: Меридионального (Силантьев, 1963; Паклин, 1963, 1964), Восточного, Микулинского, Арминского и др. (Уткин, 1976, 1980). В конце 80-х годов прошлого столетия система северо-восточных левых сдвигов Тан-Лу была установлена в Китае (Xu et al., 1987 и др.), что подтвердило существование обоснованной нами ранее (Уткин, 1977, 1978, 1980) Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны. Левосторонняя сдвиговая система вдоль восточного края Евразиатского континента заложилась, по-видимому, в начале мезозоя. Изучением планов деформаций палеозойских и мезозойских образований Приморья установлено (Уткин, 1979; Уткин и др., 2003), что в триасе субширотное главное сжатие сменилось на субмеридиональное, которое полностью отвечает динамическим условиям формирования северо-восточных левых сдвигов. Начало развития окраинно-континентальных левых сдвигов в триасе подтверждается и исследованиями системы Тан-Лу (Xu et al., 1987).

В процессе длительного развития сдвиги многократно активизировались. На Сихотэ-Алине значительная такая активизация произошла в меловом периоде. Доказан позднесенонский (Силантьев, 1969) и позднепалеоценовый (Паклин, 1963, 1964) возраст левосторонней активизации части сдвигов. В зонах динамического влияния сдвигов (например, Партизанского) происходили землетрясения, которые

предположительно связываются с современной активизацией некоторых сдвигов (Уткин и др., 1992).

С целью изучения роли сдвиговых структурно-динамических факторов в формировании рудных месторождений были проведены специальные исследования к востоку от Центрального Сихотэ-Алинского разлома, где сосредоточена основная масса месторождений. Здесь была установлена система север-северо-восточных сдвиговых зон (рис. 9.1) (Уткин, 1976, 1980). В качестве примеров кратко охарактеризуем некоторые из них.

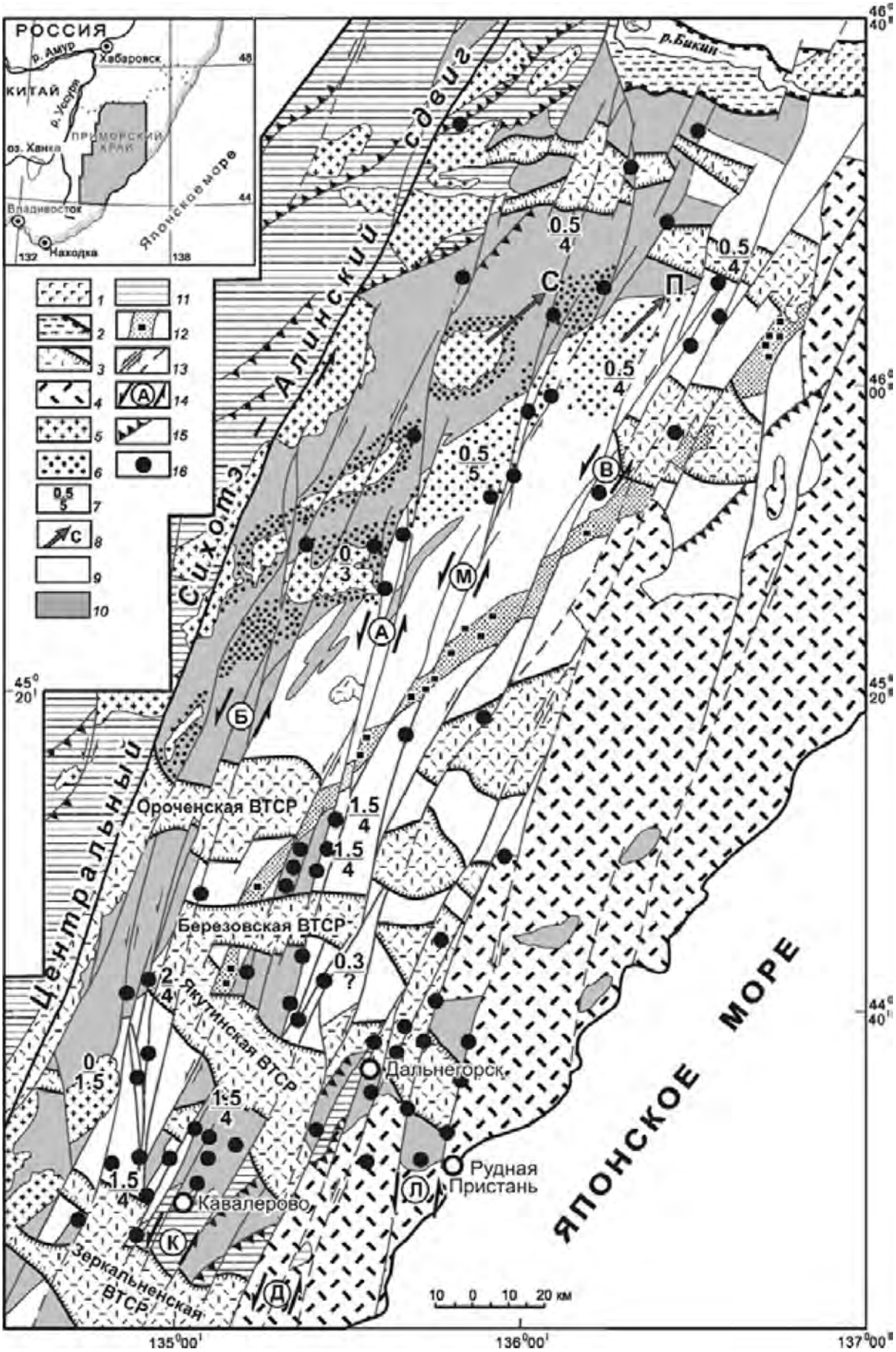
Восточная сдвиговая зона, грубо совпадая с западной границей поля вулканитов ВСАММП, трассируется в направлении СВ 28–30° более чем на 500 км (рис. 9.1). Зона представлена системой северо-восточных сдвигов, сконцентрированных в полосе шириной 5–15 км. Левый сдвиг доказывается анализом структур и смещением фаунистически охарактеризованных нижнемеловых отложений. Минимальная амплитуда по отдельным сдвигам – от первых метров до 3 км, а суммарная по сдвиговой зоне – не менее 8 км, определены по смещению слоя песчаников с остатками позднеальбских тригониид (рис. 9.2). Максимальная амплитуда левого сдвига – 20–30 км, определена по смещениям в плане терригенных отложений с ископаемыми тригониидами среднего–позднего альба, толщи конгломератов с остатками апт-альбских ауцеллин (рис. 9.1), а также позднеюрско-берриасской кремнисто-терригенной колумбинской толщи. Частные сдвиги зоны ограничивают позднемеловые вулкано-тектонические структуры растяжения, указывая на их многократное сосдвиговое раскрытие.

Микулинская сдвиговая зона прослеживается на 180 км в направлении СВ 20° и представлена системой сдвигов, сгруппированных в зоне шириной 2–10 км (рис. 9.1). Суммарная амплитуда левого сдвига составляет 17 км и определена по смещению ареала берриас-валанжинских отложений, кремнисто-терригенной колумбинской толщи (поздняя юра–берриас) и конгломератовой апт-альбской с ископаемыми ауцеллинами (рис. 9.1), а также подтверждается смещением ореола контактовых роговиков, развитых над альб-сеноманскими гранитоидами Приморского батолита (рис. 9.1). Сдвиги этой зоны, как и Восточной, ограничивают некоторые позднемеловые вулкано-тектонические структуры растяжения запад-северо-западного простирания.

Арминская сдвиговая зона прослеживается в направлении СВ 10–15° на 200 км при ширине 1–6 км (рис. 9.1). Суммарная амплитуда левого сдвига, равная 17–20 км, определена по смещению валанжинской туфоконгломератовой толщи, кремнисто-терригенной колумбинской (поздняя юра–берриас) и апт-альбской конгломератовой с остатками ауцеллин (рис. 9.1). На эту же амплитуду левосторонне смещены меловые альб-сеноманские Приморский и Сихотэ-Алинский батолиты (рис. 9.1).

Север-северо-восточными левыми сдвиговыми зонами, ориентированными параллельно и субпараллельно Центральному Сихотэ-Алинскому левому сдвигу, раннемеловые отложения рассечены на узкие (10–20 км) блоки, смещенные друг относительно друга, как показано выше, на первые десятки километров (рис. 9.1). Сдвиговые зоны согласно данным глубинного сейсмозондирования – крутопадающие (70–80°) разрывные структуры, проникающие в верхнюю мантию. В зонах развиты сдвиговые дислокации различного вида. Здесь широко проявлены сдвиги север-северо-восточного простирания, ограничивающие узкие тектонические блоки и линзы, часть которых интенсивно будинирована, развальцована и перемята. Сместители часто сопровождаются глинами трения и брекчированием, мощность которых меняется от нескольких сантиметров до первых метров. Поверхности сместителей в основном крутые, и на них часто видна преимущественно горизонтальная тектоническая штриховка (13 211 замеров) (рис. 9.3). Вместе с тем многочисленны взбросы, надвиги и взбросо-надвиги, обычно ориентированные косо к сдвигам, которые, как и идентичного простирания изоклинальная складчатость, отражают положение парагенетических структур сжатия сдвиговых зон (рис. 9.3). Массовые замеры ориентировок слоев доказывают, что в сдвиговых зонах они развернуты относительно фона на 20–30° против часовой стрелки с образованием флексур, что подтверждает левостороннее смещение блоков вдоль сдвиговых зон. Отдельные фрагменты сдвиговых зон выражены только флексурными изгибами крутопадающих слоев. Иногда эти слои, развернутые до простираний, близких к простиранию сдвиговых зон, вовлечены в дислокации с образованием складок с крутопадающими шарнирами (аксоноклинали), отражающими пликативные формы послойного сдвига.

Рисунок 9.4 показывает, что в процессе формирования флексур синхронно или последовательно развивались и иные дислокационные формы. Разворот слоев – следствие вращения в сдвиговых зонах. Синхронно с вращением, в результате действия ориентированных нормально друг к другу напряжений сжатия и растяжения и послойного сдвига, компетентные слои песчаников разрывались на части и растягивались (сосдвиговый будинаж), а пластичные слои алевролитов расплющивались, и они проникали в разрывы растяжения песчаников (межбудинное декомпрессионное пространство). Такие разрывы благоприятны для образования жил, поперечных слоям. В результате этих процессов перераспределение масс увеличивало протяженность и уменьшало ширину складок, вовлеченных в сдвиговые дислокации. В этих же условиях складки с пологими крыль-


РОССИЯ
р. Амур
Хабаровск
КИТАЙ
р. Уссури
ПРИМОРСКИЙ КРАЙ
оз. Ханка
Владивосток
Находка
Японское море
Сихотэ-Алинский сдвиг
р. Бикин
Центральный
Ороченская ВТСР
Березовская ВТСР
Якутинская ВТСР
Зеркальненская ВТСР
Дальнегорск
Рудная Пристань
Кавалерово
ЯПОНСКОЕ МОРЕ
С
П
А
Б
В
М
К
Л
Д
10 0 10 20 км
135°00'
136°00'
137°00'
45°20'
46°00'
44°40'

ями по мере вращения и сжатия преобразовывались в изоклинальные (Уткин, 1980).

Все перечисленные особенности развития складчатых структур в частных сдвиговых зонах можно уверенно перенести на формирование всей складчатой системы Сихотэ-Алиня, так как последняя в целом также сосдвиговая. На это указывает не только синхронность сдвиго- и складкообразования, но и то, что складчато-надвиговая система Сихотэ-Алиня, простираясь в направлении СВ 40–60°, ориентирована косо по отношению к Центральному Сихотэ-Алинскому сдвигу и сдвиговым зонам (рис. 9.1), в полном соответствии с положением сосдвиговых структур сжатия.

Доминирующее простирание системы левых сдвигов Сихотэ-Алиня – СВ 25°. Согласно теории сколообразования в хрупкой среде и результатам экспериментов, сдвиговая система Сихотэ-Алиня формировалась в условиях главного сжатия, ориентированного ССЗ 340° (угол между направлением сжатия и сколами – 45°). О главном напряжении продольного сжатия коры ССЗ 340° свидетельствует и доминирующая ориентировка в этом направлении структур растяжения, контролирующих рудные тела (рис. 9.3). Структуры сжатия (складки), как известно, ориентируются поперек главного напряжения. Следовательно, первично складчатая система Сихотэ-Алиня простиралась в направлении СВ 70°, что подтверждается результатами палинспастической реконструкции сдвигов, рассекающих складчатую систему (Уткин, 1976). Изменение простирания протоскладчатости на ныне существующее направление СВ 50° обусловлено действием сил вращения, присущих сдвигам. Особенно интенсивно разворот складчатых структур происходил вблизи сдвигов, что привело к формированию, как показано выше, флексурных зон, играющих важную роль в диагностике и самих сдвигов, и их кинематических характеристик. На изменение первичного простирания складчатой системы влияли также и смещения складок по многочисленным сдвигам (гигантский кливаж (Уткин, 1976).

Существующая на Сихотэ-Алине закономерная косая ориентировка складчатой системы по отношению к сдвиговой системе полностью соответствует дислокациям чехла, перекрывшего активные сдвиги. На основании этой закономерности и с учетом начала развития системы окраинно-континентальных сдвигов в триасе есть все основания считать, что Сихотэ-Алинская система сдвигов в берриасе–альбе перекрывалась терригенными осадками, которые в процессе активизации сдвигов сминались в конседиментационные складки. Анализ роли складчатых сдвиговых парагенезов как структурно-динамических факторов в процессах магматизма показал их важнейшее значение в формировании раннемеловых гранитоидных плутонов ВСАММП.

Стратиграфически наращивающаяся раннемеловая толща, мощность которой достигает 10–15 км,

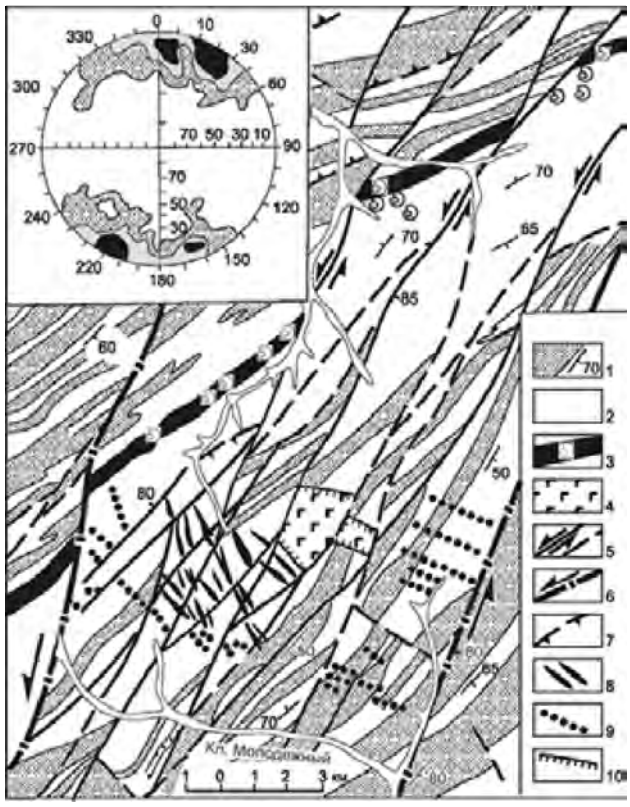


Рис. 9.2. Пример строения Восточной сдвиговой зоны (район месторождения Тернистое).

1 – песчаники; 2 – алевролиты и переслаивание песчаников и алевролитов; 3 – маркирующий горизонт песчаников с остатками тригониид (средний–верхний альб); 4 – габбро-диориты; 5, 6 – сдвиги: составляющие (5) и ограничивающие (6) сдвиговую зону; 7 – надвиги; 8 – рудные тела; 9 – дайки кислого состава; 10 – границы структуры сосдвигового растяжения.

На врезке: суммарная диаграмма ориентировки тектонических штрихов скольжения (540 замеров)

Рис. 9.1. Контроль рудных месторождений Центрального Сихотэ-Алиня сдвиговыми зонами (Уткин, 1976).

1, 2 – неогеновые андезиты, андезитобазальты (1) и третичные континентальные отложения (2); 3, 4 – позднемеловые эффузивно-экструзивные образования, компенсирующие вулканотектонические структуры растяжения (3) и слагающие вулканический чехол (4); 5 – альб-раннесеноманские гранитоиды; 6 – ореолы контактового метаморфизма криптоплутонов; 7 – глубины (в км) кровли (числитель) и подошвы гранитоидных плутонов; 8 – направление погружения Сихотэ-Алинского (С) и Приморского (П) батолитов; 9, 10 – преимущественно терригенные раннемеловые отложения: готерив-позднеальбские (9), берриас-валанжинские (10); 11 – домеловые кремнисто-вулкано-терригенные образования; 12 – маркирующая песчано-конгломератовая толща с остатками апт-альбских ауцеллин; 13 – частные сдвиги сдвиговых зон (пунктир – предполагаемые); 14 – рудоносные сдвиговые зоны: В – Восточная, М – Микулинская, А – Арминская, Б – Березовская, К – Кавалеровская, Д – Дальнегорская, Л – Лидовская; 15 – надвиги; 16 – рудные месторождения

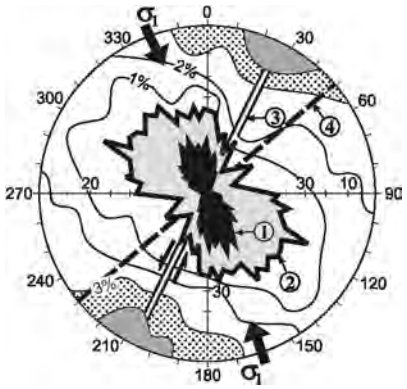


Рис. 9.3. Пространственно-генетические взаимоотношения различных форм сдвиговых дислокаций (по массовым замерам структурно-кинематических элементов) (Уткин, 1980).

1–4 (цифры в кружках) – суммарные розы простираний рудных тел (1) и даек разного состава (2) на месторождениях Сихотэ-Алиня, отражающие доминирующую ориентировку сосдвиговых структур растяжения, 3 – главное направление Сихотэ-Алинской системы левых сдвигов (структур скола), 4 – доминирующее простирание складок, надвигов и взбросов Сихотэ-Алиня (система структур сосдвигового сжатия).

Диаграмма (верхняя полусфера) массовых замеров (13 211) тектонической штриховки, отражающей главное направление сдвиговых смещений (СВ 10–40°). Черная стрелка – направление регионального продольного сжатия коры

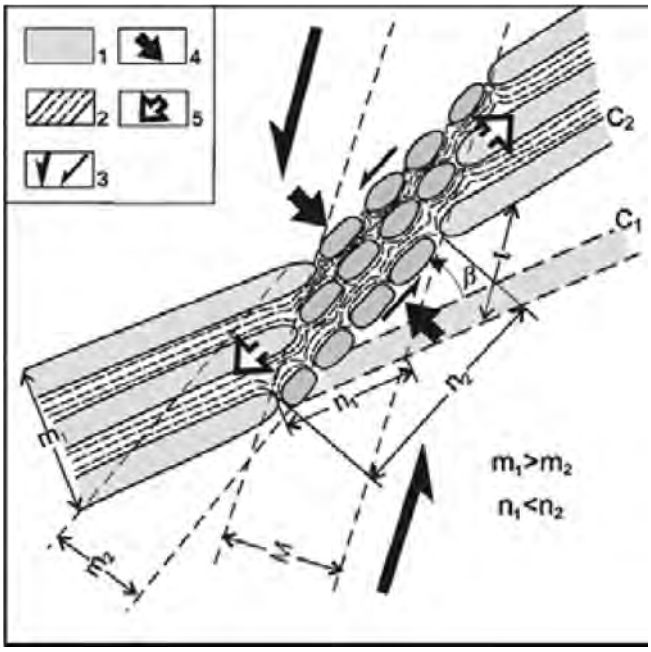


Рис. 9.4. Схема развития комплекса сдвиговых дислокаций крыла складки, сложенной переслаивающимися компетентными (песчаники) и пластичными (алевроаргиллиты) слоями (Utkin, 1993).

1 – песчаники; 2 – алевроаргиллиты; 3 – направления смещения блоков вдоль сдвиговой зоны и послойного сдвигания (тонкие стрелки); 4, 5 – напряжения сжатия (4) и растяжения (5) в сдвиговой зоне; C_1, C_2 – положение и морфология слоя песчаников до сдвигания (C_1) и после него (C_2); M – ширина сдвиговой зоны; m_1, m_2 – мощность крыла складки вне влияния сдвиговых дислокаций (m_1)) и в пределах сдвиговой зоны (m_2); n_1, n_2 – длина слоя до сдвигания (n_1) и после (n_2); β – угол разворота слоев в пределах сдвиговой зоны; Σ – амплитуда сдвигания

до рассечения сдвигами выполняла роль структурного экрана для восходящих по сдвиговым зонам глубинных энергоемких флюидов. При активизации сдвигов в складкообразование вовлекались прежде всего низы толщи. На берриас-валанжинском уровне раннемеловой толщи, по-видимому начиная с готерива, начали формироваться конседиментационные брахиформные антиклинали (эмбрионы зарождающейся складчатости), под которыми возникали декомпрессионные криптокамеры (ДКК), весьма благоприятные для образования магматических очагов. ДКК, с одной стороны, «всасывали» в себя мобильное рудно-магматическое вещество и энергоемкие глубинные флюиды, поступающие по вертикальным сдвиговым зонам, а с другой – с падением давления в них резко активизировалось плавление пород. Гранитизации способствовал и гранодиорит-гранитный состав осадочной толщи, близкий составу гранитной эвтектики, что определило выплавление гранитных магм из осадочных пород. ДКК под складчато-сводовыми структурами были линзовидными, что согласуется с уплощенной формой локализованных в них тел гранитоидов. Согласно геофизическим исследованиям мощность гранитоидных плутонов не превышает 6 км, а их площадь достигает 600 км^2. Другим важным аргументом, указывающим на сосскладчатую природу формирования гранитоидных плутонов, является то, что как многие линейные, конкордантные складкам частные интрузивы, так и протяженные до 100 км Сихотэ-Алинский и Приморский батолиты (Уткин, 1976, 1989) вытянуты параллельно северо-восточной складчатой системе Сихотэ-Алиня (рис. 9.1). Доминанта локализации гранитоидных плутонов на нижних уровнях раннемеловой толщи осадков доказывается простым подсчетом (Уткин, 1980), согласно которому гранитоиды занимают 17 % площади развития берриас-валанжинских отложений и лишь 3 % – готерив-альбских, в которых проявлены обширные поля контактовых роговиков, фиксирующих наличие скрытых плутонов.

Берриас-валанжинские отложения наиболее широко вскрыты эрозией в крупных антиклинальных структурах, полого погружающихся на северо-восток (Уткин, 1980, 1985). Эти структуры контролируют ареалы раннемелового гранитоидного магматизма и широкое развитие рудных месторождений и рудопроявлений с образованием рудных районов (рис. 9.5). Косая ориентировка антиклиналей по отношению к системе сдвигов, как и кулисная эшелонированность, указывают на их сосдвиговую природу. Антиклинали были сформированы до позднего мела, что определило их важную роль в контроле раннемелового интрузивного магматизма, который протекал под этими поднятиями, локализуясь прежде всего, как показано выше, в декомпрессионных криптокамерах брахиформ, а также в сосдвиговых

криптоструктурах растяжения, тоже обладавших декомпрессионным эффектом (Уткин, 1980). Последние особенно широко развиты в относительно жестком основании раннемеловой толщи, выполнявшей роль, как отмечено выше, структурного экрана для восходящих магм и флюидов. В конце раннего мела и позднем мелу антиклинали были значительно разрушены сдвигами и наложенными вулкано-тектоническими структурами, что привело к значительной потере их первозданного облика.

Активизация сдвигов к концу раннего мела обусловила не только смятие в складки осадочной толщи, в том числе и формирование крупных антиклинальных структур, но и ее срыв по системе пологих сместителей, особенно широко развитых в фундаменте, сложенном кремнисто-вулкано-терригенными породами разного возраста, объединенными в настоящее время в Самаркинский террейн, матрикс олистостром которого содержит остатки среднепозднеюрской микрофауны. В террейне широко развиты чешуйчато-надвиговые структуры. Их сместители часто листрические, выполаживающиеся с глубиной, что свидетельствует о наличии зоны субгоризонтального срыва. Северо-восточная система чешуйчато-надвиговых структур террейна ориентирована косо к системе левых сдвигов, указывая на их сосдвиговую природу как структур сжатия, достигших высокой степени дислокаций в условиях трансформной обстановки развития Восточной окраины Азии.

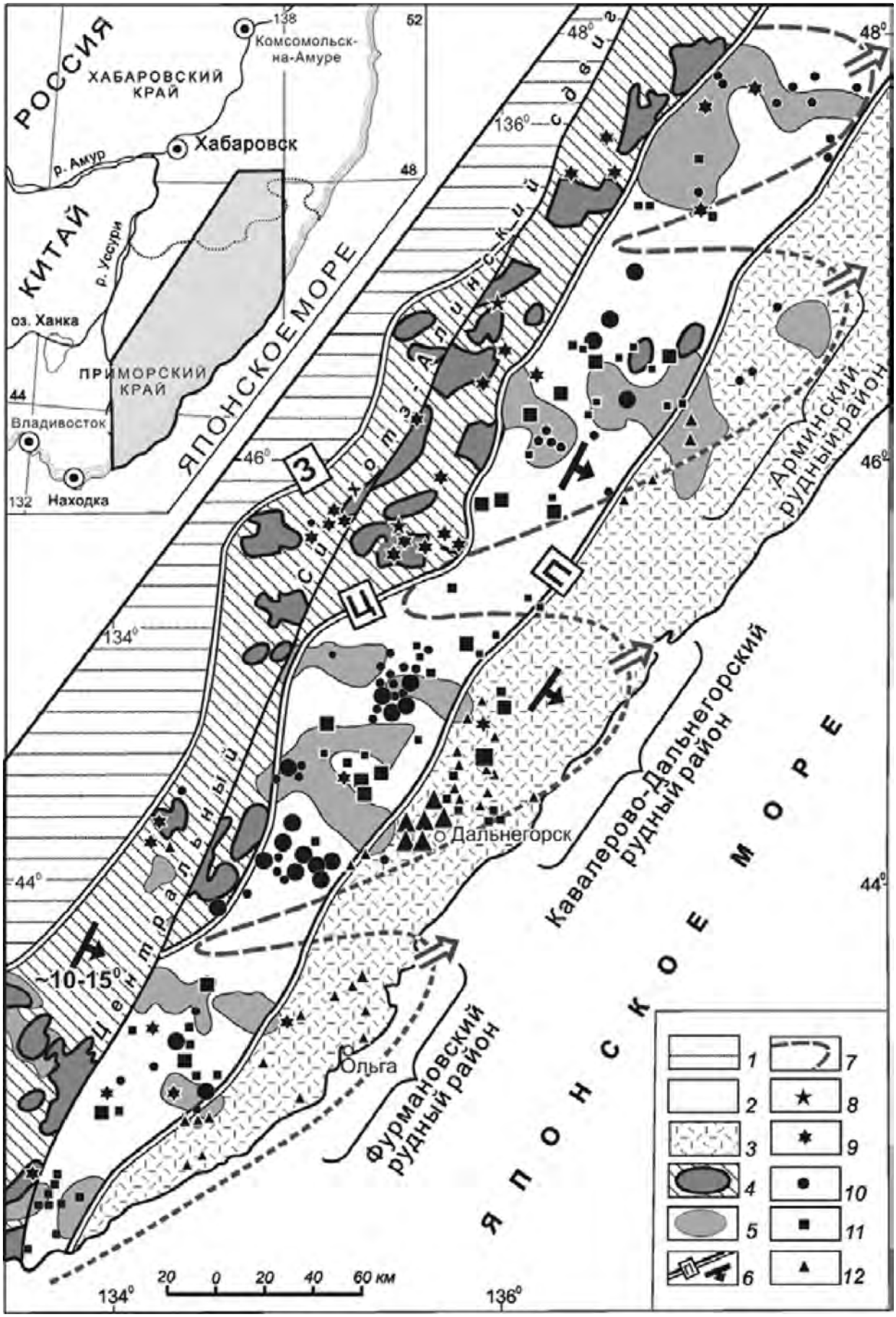
Гранитоиды, сформированные преимущественно во второй половине раннего мела и в раннем сеномане, локализуясь на нижних уровнях толщи раннемеловых осадков и непосредственно под ней, образуют зону гранитоидного магматизма, которая при ширине 20–40 км прослеживается в северо-восточном направлении на сотни километров (рис. 9.5) и известна как Восточно-Сихотэ-Алинский плутонический пояс. По данным геофизических исследований уплощенные тела плутонов, в общем маркирующих положение зоны срыва раннемеловой толщи, полого погружаются на юго-восток (рис. 9.5). Согласно разнице глубин подошв плутонов, вскрытых эрозией, и криптоплутонов, расположенных восточнее, зона тектонического срыва раннемеловой толщи падает на юго-восток приблизительно под углом 10–15°. Погружение зоны в этом направлении определяется не только локальным разуплотнением коры, отражающим положение криптоплутонов, но и обширными полями надынтрузивных контактовых роговиков, а также наличием скрытых плутонов в рудных районах и установленных не только геофизическими методами, но и буровыми скважинами и подземными горными выработками. В Кавалеровском рудном районе кровля гранитоидных плутонов определяется на глубинах 1,5–2 км, а в Арминском – 0,2–0,5 км (рис. 9.1).

Нельзя не обратить внимание на то, что позднемеловой вулканический чехол, как и зона локализации гранитоидных плутонов, также погружается на ЮВ (рис. 9.5). Об этом свидетельствует то, что юго-восточная кромка чехла, сложенного продуктами наземного вулканизма, перекрыта водами Японского моря. Перекос чехла произошел в неогене в результате формирования глубоководной Япономорской впадины (Уткин, 1980, 1984, 1985). Естественно, с чехлом в сторону Японского моря наклонился и его раннемеловой складчатый фундамент вместе с зоной гранитоидного магматизма. Моноклинальное падение дислоцированной раннемеловой толщи отражено и в северо-восточном погружении ее складчатых структур (рис. 9.5).

Проведенный такого рода структурный анализ позволил прийти к выводу, что в Сихотэ-Алине наблюдается косой эрозионный срез моноклинали (Уткин, 1977, 1980). Нижний этаж моноклинали сложен кремнисто-вулкано-терригенными домеловыми породами, объединенными в настоящее время в Самаркинский террейн, средний – раннемеловыми (берриас-альбскими) смятыми в складки терригенными отложениями, а верхний – несогласно залегающими на них сеноман-палеоценовыми вулканитами.

Моноклиналь, как отмечалось выше, образовалась в неогене после формирования ВСАММП, что обусловило его косой эрозионный срез, в котором с запада на восток отражены его вертикальное строение и хронология развития раннемелового гранитоидного магматизма до позднемелового вулканогенного чехла. В этом же срезе наблюдается эволюционное развитие металлогении по вертикали, выраженное постепенной сменой высокотемпературных минеральных ассоциаций гранитоидной зоны более низкотемпературными (рис. 9.5). Заметим: пологое погружение зоны локализации гранитоидов и ее важное значение в металлогении ВСАММП подтверждается тем, что к востоку от нее (над ней) сосредоточена обширная рудная минерализация с закономерными вещественно-температурными характеристиками по вертикали, а к западу (под ней) – рудная минерализация весьма скудная, не сформировавшая ни одного месторождения (рис. 9.5).

Возвращаясь к оценке структурно-динамических условий проявления раннемелового интрузивного магматизма, констатируем: очаги гранитоидного магматизма контролировались главным образом пликативными формами сдвиговых дислокаций, получившими развитие на нижних уровнях раннемеловой осадочной толщи, выполнявшей на этом этапе развития роль структурного экрана для восходящих глубинных магм и рудонесущих энергоемких флюидов. По составу раннемеловые гранитоиды близки к коллизионным, т. е. принадлежат к S-типу ильменитовой серии, они в той или иной мере высокоглино-


РОССИЯ
ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ
Комсомольск-на-Амуре
Хабаровск
р. Амур
КИТАЙ
р. Уссури
оз. Ханка
ПРИМОРСКИЙ КРАЙ
Владивосток
Находка
ЯПОНСКОЕ МОРЕ
Центральный Сихотэ-Алинский
Восточный Сихотэ-Алинский
З
Ц
П
~10-15°
Арминский рудный район
Кавалерово-Дальнегорский рудный район
Фурмановский рудный район
Дальнегорск
Ольга
20 0 20 40 60 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

земистые (Ханчук и др., 1995). А.И. Ханчук выделяет этот комплекс пород в особый тип гранитоидов трансформной окраины (Ханчук, Иванов, 1999). В этом случае коллизионные обстановки формирования гранитоидов следует рассматривать как сосдвиговые.

К концу раннего сеномана все раннемеловые отложения были смяты в складки и приобрели свойства достаточно жесткой литопластины, рассеченной на узкие блоки сдвигами. Смещение сдвигами блоков литопластины, включая и крутопадающие слои с остатками позднеальбских тригониид, на значительные амплитуды (рис. 9.2) указывает на активность сдвигов и в позднем мелу. Но если в раннем мелу в пластичных осадках формировались складчатые парагенезы сдвигов, то в позднем – в значительно консолидированной литопластине начали интенсивно развиваться деструктивные (раздвиговые) парагенезы сдвигов, которые, накладываясь на складки и рассекая их, обусловили проницаемость литопластины для рудных флюидов и гидротерм, обеспечивших формирование месторождений, и магм, сформировавших вулканический чехол ВСАММП.

Деструктивные формы представлены структурами растяжения разных амплитуд и длительности раскрытия. Одноактные и относительно небольших размеров (первые сантиметры в поперечнике) структуры растяжения не были благоприятными для продвижения вязких магм, но выполняли исключительно важную роль в миграции высокомобильных рудоносущих дифференциатов глубинных магматических очагов к верхним уровням литопластины. Доминирующая локализация руд в разрывах растяжения ССЗ простирания (рис. 9.3) указывает на их раскрытие как структурных парагенезов левых сдвигов ССВ простирания. Об этом свидетельствует и преимущественно СЗ ориентировка дайколокализующих структур растяжения (рис. 9.3).

Узкие блоки литопластины, ограниченные сдвиговыми зонами, начиная с сеномана вовлекались в интенсивное сосдвиговое растяжение с формированием поперечных к сдвигам значительных по масштабам линейных вулкано-тектонических структур многократного раскрытия (рис. 9.1). Ширина отдельных вулканно-тектонических структур растяжения (ВТСР) достигает 25 км при длине до 80 км (рис. 9.1). Они заполнены преимущественно кислыми вулканитами, дайками и субинтрузивами, а согласно данным геофизики, в Якутинской, Березовской и других ВТСР на глубинах 1,5–2 км размещены гранитоиды. Значительно эродированные ВТСР на поверхности часто представлены малоглубинными интрузивными и субинтрузивными телами, а не затронутые эрозией – «просвечиваются» на поверхности в виде зон аномально повышенной рассеянной рудной минерализации (рис. 9.6). Наличие в ВТСР многочисленных и разного возраста «секущих» друг друга экструзий и даек указывает на многократное их раскрытие. Время раскрытия как ВТСР, так и дайковмещающих структур определяется не только временем активизации сдвигов, но и возрастом заполняющих их магматических образований (сеноман–палеоцен). Раскрытие структур растяжения разных масштабов, синхронное позднемеловой активизации сдвигов, как и их закономерная запад-северо-западная ориентировка по отношению к последним, свидетельствуют о проявлении вулканизма в условиях левосторонней активизации системы север-северо-восточных сдвигов. Нельзя не обратить внимание на развитие ВТСР в Центральной зоне, между Западной зоной гранитоидного магматизма и Прибрежной, представленной вулканическим чехлом (рис. 9.5). Если план интерпретировать как косой эрозионный срез ВСАММП, погружающегося на ЮВ, то Центральную зону следует рассматривать как зону развития корневых частей вулканического чехла, представленного ВТСР, которые вместе с многочисленными дайкоконтролирующими структурами растяжения СЗ простирания служили магмоподводящими каналами. В позднем сеномане сдвиговые структуры растяжения всех рангов рассекли литопластину и вскрыли остаточные магматические очаги нижнего раннемелового уровня ВСАММП, что привело к началу интенсивного вулканизма. В позднем сеномане началась субдукция океанической плиты (Ханчук, Иванов, 1999). Можно предположить, что поступавшие по сдвиговым зонам, рассекающим нависающий край континента, водонасыщенные флюиды (результат субдукции), по-видимому, в совокупности с магмами остаточных очагов

Рис. 9.5. Строение Восточно-Сихотэ-Алинского магмо-металлогенического пояса в косом эрозионном срезе.

1 – домеловые кремнисто-вулкано-терригенные образования, слагающие основание раннемеловой осадочной толщи, интенсивно чешуированные; 2 – преимущественно терригенные раннемеловые (берриас–альб) отложения; 3 – вулканиты, слагающие позднемеловой вулканический чехол; 4 – зона альб-раннесеноманских, вскрытых эрозией, гранитоидных плутонов, размещенных под раннемеловыми осадками и в их нижних (берриас–валанжин) частях; 5 – гравитационные минимумы, отражающие положение гранитоидных криптоплутонов; 6 – генерализованные западные границы рудно-магматических зон: З – Западной (плутоногенной), Ц – Центральной (переходной), П – Прибрежной (вулканогенной), отражающих в косом эрозионном срезе вертикальное строение пояса; 7 – генерализованные границы антиклинальных структур, контролирующих ареалы раннемелового гранитоидного магматизма и рудолокализацию с образованием рудных районов (стрелка – направление погружения структур, короткие штрихи – периклинальные замыкания антиклиналей, перекрытые позднемеловым вулканическим чехлом); 8–12 – рудогенные минеральные ассоциации от высокотемпературных (8) к относительно низкотемпературным (12): 8 – вольфрамитовые, 9 – касситерит-кварцевые, 10 – касситерит-силикатные, 11 – касситерит-сульфидные, 12 – свинцово-цинковые (крупные значки – месторождения, мелкие – рудопроявления)

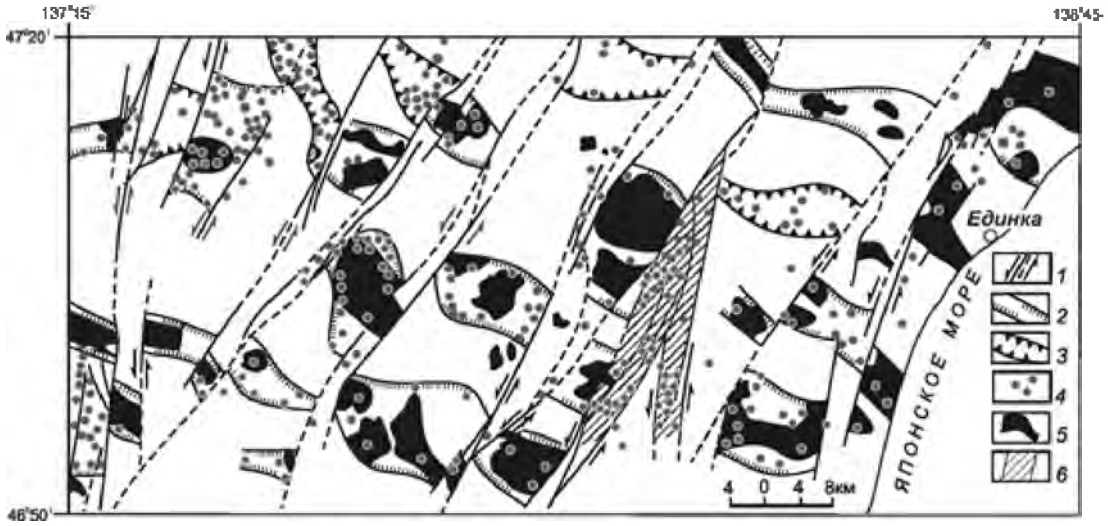


Рис. 9.6. Пространственно-генетическая связь магмо- и рудоконтролирующих структур растяжения со сдвигами (Уткин, 1989).

1 – сдвиговые зоны; 2 – границы вулкано-тектонических структур сосдвигового растяжения; 3 – зоны повышенной рудонасыщенности, отражающие положение не вскрытых эрозией вулкано-тектонических структур растяжения; 4 – точки рудной минерализации по данным штуфного и бороздового опробования; 5 – позднемеловые интрузивы кислого и среднего состава; 6 – участок Бурматовской сдвиговой зоны с повышенной рудонасыщенностью, образующей месторождения

сформировали магматические комплексы, петролого-геохимические характеристики которых отвечают составу надсубдукционного магматизма (Ханчук, Иванов, 1997).

Согласно вышеприведенному анализу динамокинематических условий раскрытия ВТСР, а также дайко- и рудовмещающих структур вулканизм и рудообразование в позднем мелу протекали в условиях сдвигового геодинамического режима, не отличающегося от режима раннемелового интрузивного магматизма. Разница заключается лишь в последовательной смене пликативных форм сдвиговых дислокаций на деструктивные (раздвиговые). Неизменность сдвигового режима на протяжении раннего и позднего мела не согласуется с представлениями (Ханчук, Иванов, 1999; Симаненко, Ханчук, 2003), согласно которым в середине сеномана трансформная (сдвиговая) обстановка развития Восточной окраины Азии сменилась на субдукционную. Однако это противоречие в известной мере можно снять, что будет сделано в заключительной части главы.

Анализ размещения рудных месторождений в пределах ВСАММП указывает на их контроль сдвиговыми зонами (рис. 9.1). Очевидно также, что рудные районы сформированы на пересечении сдвиговыми зонами крупных антиклиналей, контролирующих размещение гранитоидных плутонов (рис. 9.1, *5*). Это подтверждает сделанный выше вывод о вскрытии в сеномане сдвиговыми зонами остаточных магматических очагов, которые, возможно, продолжали подпитываться глубинными рудонесущими флюидами. Рудные дифференциаты длительно функционирующих магматических очагов, поступавшие в верхние уровни коры по сдвиговым зонам, очевидно, были главными составляющими при образовании месторождений. Вертикальная вещественно-температурная зональность рудной минерализации относительно гранитоидных плутонов (рис. 9.5) подтверждает эти выводы.

Контроль рудных месторождений сдвиговыми зонами на участках их пересечений с гранитоидными криптоплутонами четко подтверждается и на примере Комсомольского рудного района (рис. 9.7). В крайней западной части его расположен Чалбинский гранитоидный массив, представляющий собой плоское тело мощностью 4–7 км. Согласно геофизическим исследованиям (Лишневский, 1980), этот массив погружен к востоку, где его кровля находится на глубинах 2–3 км, а подошва – 7–9 км (рис. 9.7). Близкие по составу гранитоиды вскрыты на глубоких горизонтах Солнечного месторождения (Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., 1980). Комагматами чалбинских гранитоидов являются риолиты и их туфы, выполняющие Западную и Восточную грабен-синклинали (рис. 9.7). Магматические образования создают единый вулкано-плутонический комплекс (Руб и др., 1982; и др.), который формировался с перерывами на протяжении 114–75 млн лет, что почти полностью совпадает со временем формирования ВСАММП.

Погружение Чалбинского массива на восток вместе с надстраивающими его эффузивно-экструзивными фациями (холдаминская толща, амутская свита) обусловило косой эрозионный срез всего вулкано-плутонического комплекса. В результате (с запада на восток) горизонтальная магматическая и металлогеническая зональность отразила основные

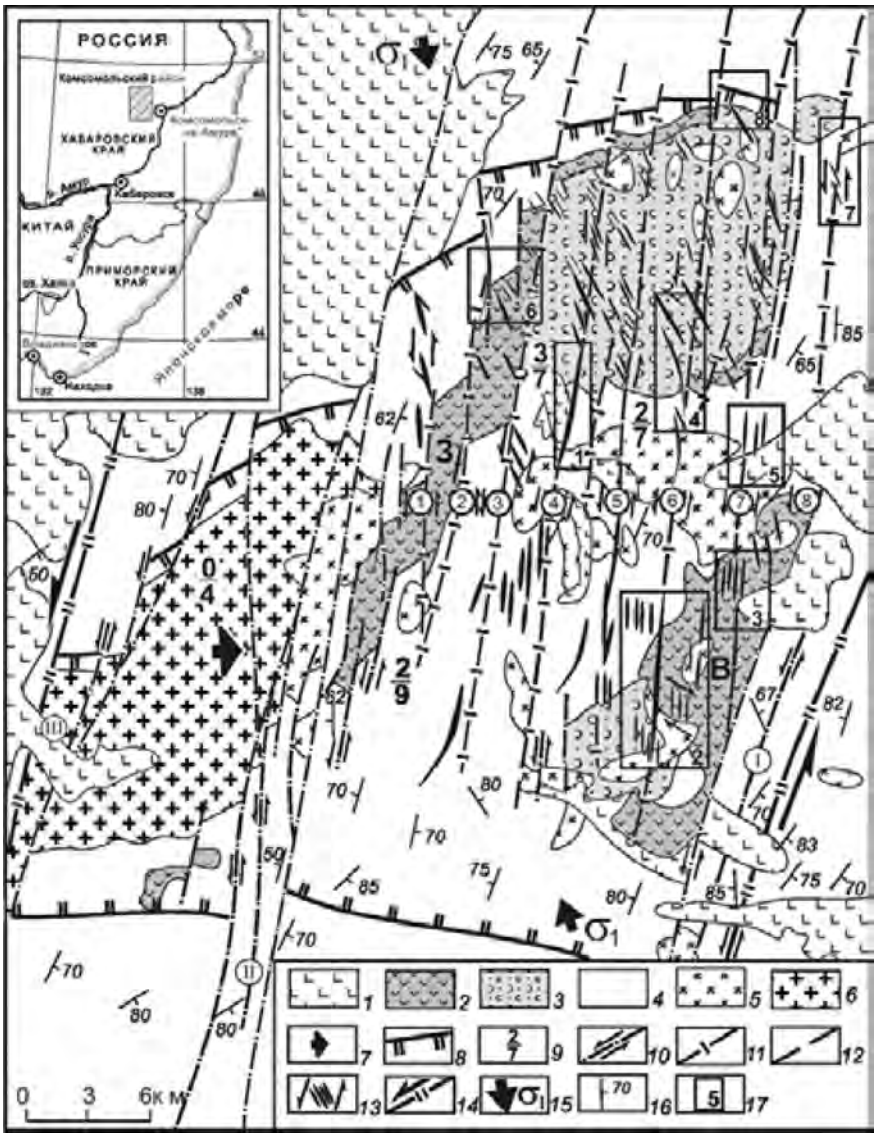


Рис. 9.7. Структура и геодинамика формирования Комсомольского рудного района (Уткин, 1989).

1 – неоген-четвертичные базальты; 2 – верхнемеловые андезиты и туфы амутской свиты; 3 – верхнемеловые туфы кварцевых порфиров и конгломераты холдаминской свиты; 4 – верхнетриасовые и средне-верхнеюрские осадочные отложения нерасчлененные (песчаники, алевролиты, кремнисто-глинистые породы, линзы гравелитов); 5 – монцонитоиды, гранодиориты-диориты, габбро силинского комплекса и интрузивная фация пурильского комплекса; 6, 7 – Чалбинский интрузивный массив гранитов (6) и направление его погружения (7); 8 – границы локального разуплотнения коры (область локализации гранитоидного криптоплутона); 9 – глубина (в км) кровли (числитель) и подошвы гранитоидного криптоплутона (Лишневский, 1980); 10 – частные сдвиги сдвиговых зон (цифры в кружках): I – Холдаминской, II – Мяочанской, III – Чалбинской; 11, 12 – рудоносные сдвиги, выходящие на поверхность (11) и проявленные в вулканическом чехле в виде потенциальных сдвигов (12): 1 – Западный, 2 – Лунный, 3 – Амутский, 4 – Солнечный, 5 – Лучистый, 6 – Перевальненский, 7 – Придорожный, 8 – Ветвистый; 13 – рудные тела, эшелонированные группировки которых отражают потенциальные сдвиги (стрелки – направления сдвигания); 14 – сдвиги, ограничивающие Комсомольскую магмо-металлогеническую сдвиговую зону (стрелки – направления сдвигания); 15 – направление регионального сжатия; 16 – элементы залегания слоев осадочных отложений; 17 – рудные месторождения: Солнечное (1), Фестивальное (2), Октябрьское (3), Перевальное (4), Придорожное (5), Лунное (6), Ветвистое (7), Соболиное (8)

черты его строения и развития по вертикали. В Чалбинском гранитоидном массиве развиты оловоносные грейзены и кварц-палевошпатовые жилы, а к востоку от него в юрских отложениях – кварц-касситерит-турмалиновые руды, сменяющиеся касситерит-сульфидной минерализацией в далеком экзоконтакте (Щеглов, Говоров, 1985). Прямая вертикальная зональность проявлена в некоторых рудных зонах, где оруденение прослеживается до глубины 1000 м и более. В этих случаях касситерит-сульфидная минерализация характерна для всего вертикального разреза рудных тел, но основная – медная и полиметаллическая относительно низкотемпературная минерализация – проявляется в верхних частях месторождений, наиболее удаленных по вертикали от Чалбинского криптоплутона. Таким образом, Комсомольский рудный район структурно и по закономерностям вертикальной магмо-металлогенической зональности является аналогом рудных районов ВСАММП (рис. 9.5).

Крутопадающие, рассекающие континентальную кору и достигающие верхней мантии сдвиговые зоны на всех этапах длительного развития служили каналами для продвижения к поверхности рудоносных флюидов и гидротерм, что определило их ведущую роль в контроле рудных месторождений (рис. 9.1, *7*). По этим признакам они характеризуются как рудоносные сдвиговые зоны (РСЗ). Большая роль сдвиговых зон в проникновении и локализации рудных веществ в континентальной коре обеспечивалась прежде всего развитием в них структур растяжения, ориентированных преимущественно параллельно региональному напряжению сжатия (рис. 9.3). В сдвиговых зонах приоткрывалась вертикальная система трещин, параллельная максимальному (горизонтальному) и среднему (вертикальному) напряжениям сжатия сдвигового эллипсоида деформаций, а все разрывы иной ориентировки оставались закрытыми. Такая структурно-геодинамическая обстановка была благоприятна не только для вертикальной миграции рудного вещества, но и его концентрации в разрывах растяжения, выполняющих роль декомпрессионных («всасывающих») структур. В этих условиях рудное вещество не рассеивалось по многочисленным разноориентированным, закрытым трещинам.

В миграции рудного вещества и его концентрации кроме отмеченных факторов большую роль играли и сдвиговые дислокации, проявленные на молекулярном уровне. Установлено, что в сдвиговых зонах развиваются напряжения, которые обеспечивают повышение миграционной способности газово-жидкой фазы (Пэк, 1968; Звягинцев, 1978; Файф и др., 1981). Это связано с повышением на нее давления пород. В межзерновом флюиде благодаря деформации кристаллического каркаса создается избыточное давление; при этом прежде беспорядочное поровое пространство породы приобретает закономерную ориентировку, и, несмотря на общее уменьшение пористости, проводящие каналы вытягиваются и удлиняются, что также облегчает движение флюида (Летников и др., 1986). По мере увеличения напряжений и деформаций по вышеописанным законам формирования сдвиговых зон в условиях латерального сжатия континентальной коры последние становятся структурами с аномально высокой проницаемостью. Подобного типа сквозные каналы, действуя как мощные дрены, вбирают в себя первоначально рассеянный поток и транспортируют его на большие расстояния, вплоть до самых верхних уровней земной коры (Пэк, 1968).

Важная роль сдвиговых зон состоит не только в их способности дренировать глубинное рудно-магматическое вещество, но и в том, что они способствуют генерации этого вещества. П. Бриджмэном (Bridgman, 1958) было установлено, что в экспериментах при высоких T и P на установках, обеспечивающих сдвиговые деформации, происходит резкое ускорение реакции минералообразования, а самое главное — снижение P- и T-фазовых переходов. Эти данные, а также результаты экспериментов по механохимии (Болдырев, Аввакумов, 1971) и изучение природных объектов (Летников и др., 1986) свидетельствуют об очевидном влиянии микросдвигов (сколов) на минералообразование. Согласно Н.С. Ениколопову (1981), при одновременном воздействии на полимеры высокого давления и деформаций сдвига скорости реакций увеличиваются на 8–9 порядков по сравнению с обычными константами скорости. При сдвиговых деформациях пород на свежих сколах минералов образуется много активных центров, которые, обладая высокой энергией и очень быстро взаимодействуя с компонентами флюида, ускоряют минералообразование. На базе рассмотренных фактов исследователи указывают на значительную роль механохимических явлений в процессах преобразования пород и минералов в тектонических зонах, к которым, естественно, относятся и глубинные сдвиговые зоны. Таким образом, с учетом вышесказанного сдвиговые зоны приобретают рудоносные свойства не только вследствие их способности дренировать глубинные флюиды, но также генерировать и регенерировать рудную минерализацию, прежде всего на нижних уровнях коры. Энергоемкие глубинные флюиды, поступавшие по сдвиговым зонам, усиливали вынос к поверхности корового рудного вещества, генерированного в этих зонах. Глубинные сдвиговые зоны обеспечивали функционирование флюидно-магматических систем, формируя в себе рудные концентрации в объемах, представляющих практический интерес.

Большинство месторождений и рудопроявлений сосредоточено, как показано выше, на пересечениях РСЗ с зонами концентрации гранитоидного магматизма (антиклиналями), что в совокупности определило формирование рудных районов (рис. 9.1, *5*). Однако и на этих отрезках протяженных РСЗ рудная минерализация также не повсеместна, а сосредоточена локально. Важно было установить структурно-динамические условия формирования отдельных рудовмещающих структур и их совокупностей, обеспечивших локализацию руд до ранга месторождений.

РУДОЛОКАЛИЗУЮЩИЕ И РУДОВМЕЩАЮЩИЕ СТРУКТУРЫ СДВИГОВОЙ ПРИРОДЫ

В целях наиболее правильной интерпретации строения и геодинамических условий формирования месторождений в целом и отдельных рудных тел были использованы результаты исследований малых структурных форм (Уткин, 1974, 1980). Этот иерархический уровень дислокаций изучался на многих рудных месторождениях Сихотэ-Алиня. Как подчеркивал М.М. Тетяев (1941, с. 11), «... мы всегда имеем отдельные разрозненные куски, а основное требование нашей дисциплины заключается в том, чтобы из этих кусков создать целое. Для того чтобы понять целое, надо понять связи между отдельными элементами, а эти связи непосредственно наблюдаются только в ограниченных пределах...». Сказанное справедливо в отношении складчатых структур и разрывов. М.В. Гзовский (1971, с. 95) писал: «...Говоря о разрывах, геологи имеют дело с объектами, величины которых лежат в диапазоне от соизмеримых с земным шаром до сопоставимых с крупными молекулами. Несмотря на очевидные большие различия физических и геологических причин возникновения, разрывы разной величины обладают поражающим геометрическим сходством морфологии, что указывает на существование у них общих особенностей формирования...». Сходство морфологии и геодинамики формирования малых и крупных структур позволило нам применить метод морфогенетических аналогий (Уткин, 1974, 1980, 1989). При этом учитывались результаты многочисленных экспериментов, направленных на воспроизведение динамических условий развития как складчатых, так и разрывных дислокаций.

На месторождениях изучались структуры размером от первых сантиметров до первых метров, что позволяло характеризовать их во всех деталях строения. Особое внимание уделялось морфологическим и генетическим связям между отдельными элементами структур, в совокупности отражающих строение структурных парагенезов. Было установлено, что на

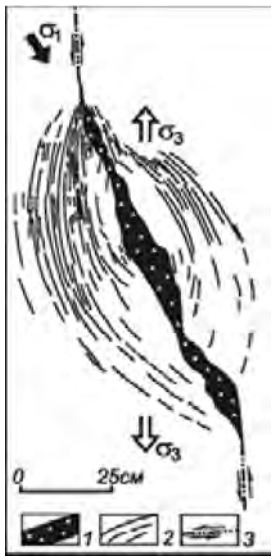


Рис. 9.8. Левоступенчатый дуплекс сосдвигового растяжения.

1 – кварц; 2 – кварцевые прожилки, отражающие развитие концентрических трещин в результате снятия напряжений сжатия в связи с формированием дуплекса растяжения; 3 – несоосные левые сдвиги; σ_1, σ_3 – направление напряжений сжатия (σ_1) и растяжения (σ_3). Средняя ось напряжений (σ_2) ориентирована вертикально



Рис. 9.9. Левоступенчатый рудовмещающий дуплекс сосдвигового растяжения Ветвистого месторождения Комсомольского рудного района (рис. 9.7).

1 – турмалиновые, кварц-турмалиновые жилы и кварц-серицитовые зоны; 2 – несоосные левые сдвиги; σ_1, σ_3 – направление горизонтальных напряжений сжатия (σ_1) и растяжения (σ_3). Среднее напряжение (σ_2) ориентировано вертикально

месторождениях широко развиты генетические сочетания сколов (сдвигов) со структурами растяжения, заполненных чаще всего кварцем, сульфидами и кальцитом. Наиболее простая форма сосдвиговых структур – это дуплексы растяжения несоосных сдвигов как правоступенчатых (правые сдвиги), так и левоступенчатых (левые сдвиги) (рис. 9.8). Сдвиговые дуплексы растяжения (как и сжатия) широко освещены в литературе (Лукьянов, 1965; Уткин, 1980; Разломообразование..., 1991; Митрохин и др., 1997; Crowell, 1974; Segall, Pollard, 1980; Rodgers, 1980; и др.) и не требуют подробного описания их развития. Примером полного морфогенетического сходства левоступенчатого дуплекса растяжения ма-

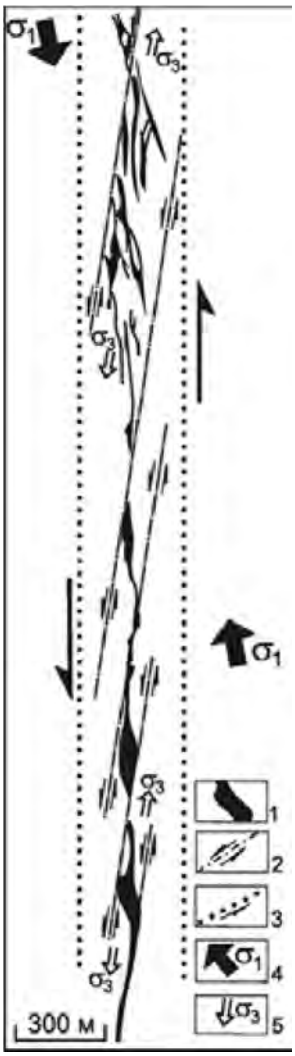


Рис. 9.10. Левоступенчатое эшелонирование сосдвиговых рудовмещающих дуплексов растяжения Фестивального месторождения Комсомольского рудного района (см. рис. 9.7).

1 – рудные тела; 2 – несоосные левые сдвиги рудолокализующей структуры; 3 – границы рудолокализующей структуры (стрелки – направление сдвиговых смещений смежных блоков); 4, 5 – направления регионального напряжения сжатия (4) и локальных растяжений (5). Средняя ось напряжений (σ_2) ориентирована вертикально

лой формы (рис. 9.8) с более крупной может служить рудная зона месторождения Ветвистого Комсомольского рудного района (рис. 9.9). Зачастую в зонах кулисных несоосных сдвигов формируются ступенчатые эшелоны дуплексов растяжения. Примером эшелона левоступенчатых дуплексов может служить рудная зона месторождения Фестивальное этого же района (рис. 9.10).

Близки к структуре ступенчатого эшелонирования дуплексов растяжения морфология и кинематика развития цельных сдвигов, у которых поверхность сместителя волнистая, как, например, на месторождении Солнечное (рис. 9.11). Такая морфология рудолокализующей структуры обусловлена чередованием собственно сдвигов, малоблагоприятных для рудоотложения, с участками существенного приоткрытия, контролирующими рудные столбы. В нашем случае (рис. 9.11) сдвиги ориентированы на СВ 10°, а рудовмещающие – отклоняются влево до меридионального направления. Доминанта направлений смещений вдоль сдвигов подтверждается массовыми замерами тектонической штриховки (рис. 9.11, розы-диаграммы), а отклонение рудовмещающих участков влево от сдвигов указывает на левосдвиговое смещение, синхронное с рудоотложением. Массовые замеры ориентировок прожилков турмалина, кварца, сульфидов и кальцита показывают, что они также отклоняются против часовой стрелки от направления сдвиговых смещений (рис. 9.11, розы-диаграммы), что подтверждает левый сдвиг, происходивший в условиях субмеридионального сжатия. В формировании охарактеризованных месторождений основную роль играли сдвиги и сосдвиговые разрывы растяжения, в совокупности образующие структурные парагенезы, которые в целом рассматриваются нами как рудолокализующие структуры, рудовмещающими элементами которых были сосдвиговые раздвиги.

Деструктивной формой сдвиговых дислокаций, наиболее широко распространенной и важной в локализации руд в РСЗ, были эшелонированные структуры растяжения, которые разделяются на кулисные и лестничные. Кулисные эшелонированные разрывные структуры разных рангов изучались многими исследователями. Кроме наблюдений на естественных объектах проводились эксперименты по воссозданию динамо-кинематических условий формирования кулисных эшелонированных структур растяжения. Было установлено, что эти структуры отражают ранние стадии развития сдвигов, поэтому они были названы зачаточными (Воронов, 1964) или потенциальными (Roering, 1968) сдвигами.

В Приморье рудолокализующие кулисные эшелоны разрывов растяжения впервые были установлены нами в 1968 г. при изучении оловорудных месторождений. В дальнейшем были выявлены закономерности пространственного положения этих струк-

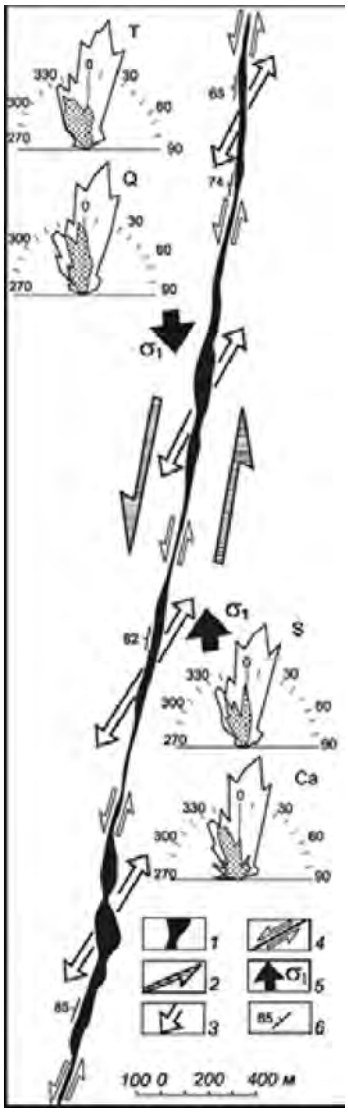


Рис. 9.11. Чередование рудовмещающих дуплексов растяжения с мало благоприятными для рудоотложения сколовыми участками сдвига (месторождение Солнечное Комсомольского рудного района, см. рис. 9.7).

1 – рудное тело; 2 – направление сдвигания вдоль рудолокализующей структуры; 3 – направления локальных растяжений; 4 – сколовые (собственно сдвиговые) участки рудолокализующей структуры, малоблагоприятные для рудоотложения; 5 – направление регионального напряжения сжатия; 6 – элементы залегания рудного тела. Диаграммы: крап – розы-диаграммы массовых замеров ориентировок прожилков турмалинитов (T), кварца (Q), сульфидов (S) и кальцита (Ca); незаштрихованные розы-диаграммы – массовые замеры простираний крутых сместителей с пологой и горизонтальной тектонической штриховкой

тур (Уткин, 1974) и собраны факты, характеризующие их строение и кинематику формирования (Уткин, 1978). При изучении малых форм удалось обнаружить кулисные эшелоны, отражающие разные стадии развития сдвига (рис. 9.12). На первой стадии формируется кулисная система трещин растяжения (потенциальный сдвиг), ориентированных косо по отношению к простиранию будущего магистрального сдвига. Затем сдвиг, наращиваясь по простиранию

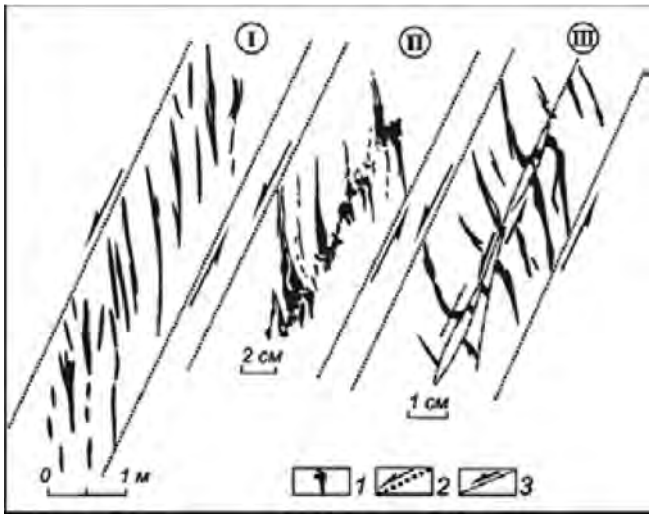


Рис. 9.12. Структура сдвиговых дислокаций на последовательных (I, II, III) этапах развития.

1 – кварцевые жилы (кулисный эшелон разрывов растяжения – потенциальный сдвиг); 2 – границы зоны сдвиговых дислокаций; 3 – сквозной разрыв – завершающий этап развития сдвига; стрелки – направление сдвиговых смещений смежных блоков

или развиваясь снизу вверх, проникает в зону своего эмбрионального проявления. В результате линейные кулисы начинают деформироваться, приобретая S-образную форму (рис. 9.12, II), и, наконец, разрываются и смещаются сдвигом (рис. 9.12, III). В случае развития сдвига снизу вверх он может венчаться потенциальной формой его проявления (кулисным эшелоном трещин растяжения), структурной ловушкой, тупиковой для рудоотложения. Примером могут служить потенциальные сдвиги Комсомольского рудного района (рис. 9.7), проявленные в вулканитах, перекрывающих сдвиги фундамента высокой степени развития. Сдвиги и на флангах зачастую переходят в потенциальные, отражая все стадии их развития по мере наращивания по простиранию (рис. 9.13). Морфогенетическим аналогом третьей стадии развития сдвига (рис. 9.12, III) является рудопроявление Широкодолое (рис. 9.14). Здесь на стадии потенциального сдвига сформировалась S-образная рудовмещающая структура растяжения, которая в дальнейшем, после рудоотложения, была разорвана магистральным сдвигом и левосторонне смещена на 500 м.

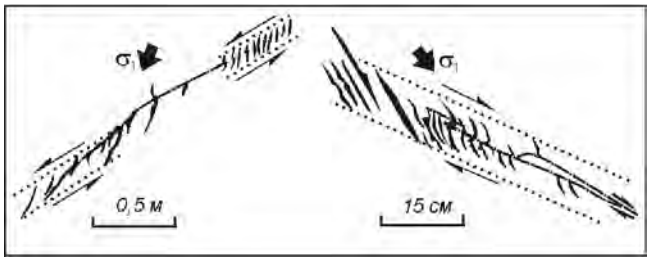


Рис. 9.13. Наращивание сдвигов по простиранию потенциальными сдвигами.

Условные обозначения см. на рис. 9.12

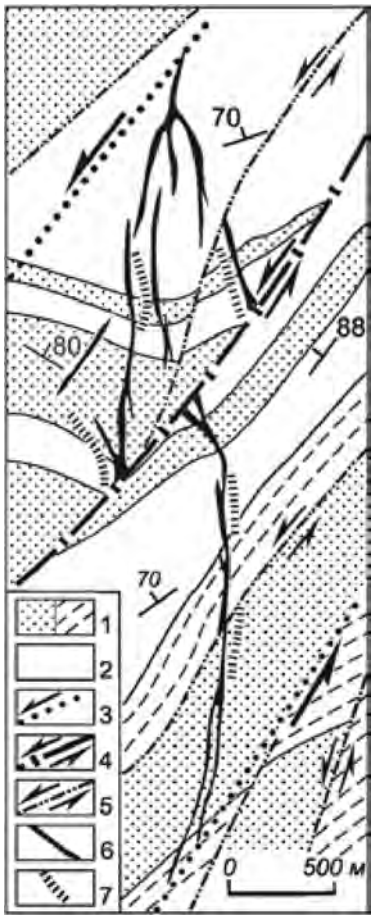


Рис. 9.14. Формирование потенциального сдвига (S-образная структура растяжения) с последующим развитием сквозного разрыва (сдвига). Рудопроявление Широкодолое Восточной сдвиговой зоны (см. рис. 9.1).

1, 2 – песчаники (крап) и алевролиты (1) и их флишоидное переслаивание (2); 3 – границы потенциального сдвига; 4, 5 – основной сдвиг (4) и сдвиги более низких рангов (5); 6 – оловорудное тело; 7 – дайки кислого состава

Часто развитие сдвигов начинается с формирования зоны флексурных изгибов крутопадающих слоев (пластичный этап сдвиговых дислокаций). Затем на флексуру накладывается кулисный эшелон трещин растяжения (деструктивный этап) с дальнейшим развитием собственно сдвига (рис. 9.15). Крупным морфогенетическим аналогом кулисных эшелонированных разрывов растяжения наложенных на флексуру слоистых пород является месторождение Трапеция (рис. 9.16) Микулинской рудоносной сдвиговой зоны в верховьях р. Арму (рис. 9.1).

По пространственному взаимоотношению кулисных эшелонов выделяются параллельные и сопряженные. Сопряженные эшелоны представлены разноориентированными левыми и правыми потенциальными сдвигами, сформированными синхронно в условиях сжатия, направленного вдоль биссектрисы угла сопряженных правых и левых сдвигов (рис. 9.17). Угол между осями сопряженных сдвигов

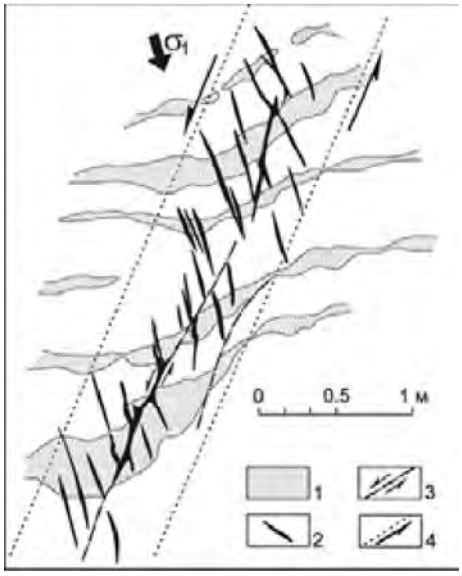


Рис. 9.15. Последовательность формирования сдвиговых дислокаций от флексурного изгиба слоев к кулисному эшелону наложенных структур растяжения и развитию сквозного разрыва (сдвига).

1 – песчаники; 2 – сквозной разрыв (сдвиг); 3 – кулисы кварцевых жил (структуры растяжения); 4 – границы зоны сдвиговых дислокаций

от 45 до 80°, а их кулисы субпараллельны друг другу и направлению сжатия.

Морфогенетические аналоги сопряженных потенциальных левых и правых сдвигов, установленные в их малых формах, на многих рудных месторождениях являются главными рудолокализующими структурами, сформированными в рудоносных сдвиговых зонах Сихотэ-Алиня. В одних случаях сопряженные правые и левые потенциальные сдвиги пересекают всю ширину рудоносной сдвиговой зоны (рис. 9.18). В приведенном примере субширотный правый потенциальный сдвиг локализует руду Средне-Микулинского месторождения, а сопряженный с ним субмеридиональный левый потенциальный сдвиг – Зимнего месторождения. Эшелонированные структуры погружаются в направлении их сопряжения, что указывает на этот участок как перспективный на обнаружение скрытых рудных тел. В других случаях, как, например, на Тернистом месторождении Восточной рудоносной сдвиговой зоны (рис. 9.19), развиты субширотные правые и субмеридиональные левые сопряженные потенциальные сдвиги, но меньшие по ширине и протяженности. И здесь наблюдается не одна, а несколько пар сопряженных сдвигов, биссектрисы углов между которыми параллельны друг другу (СВ 300°) и отражают направление сжатия.

На охарактеризованных месторождениях (рис. 9.18, 9.19) и в других случаях установлено, что сжатие, формировавшее сопряженные правые и левые потенциальные сдвиги, по направлению не сов-

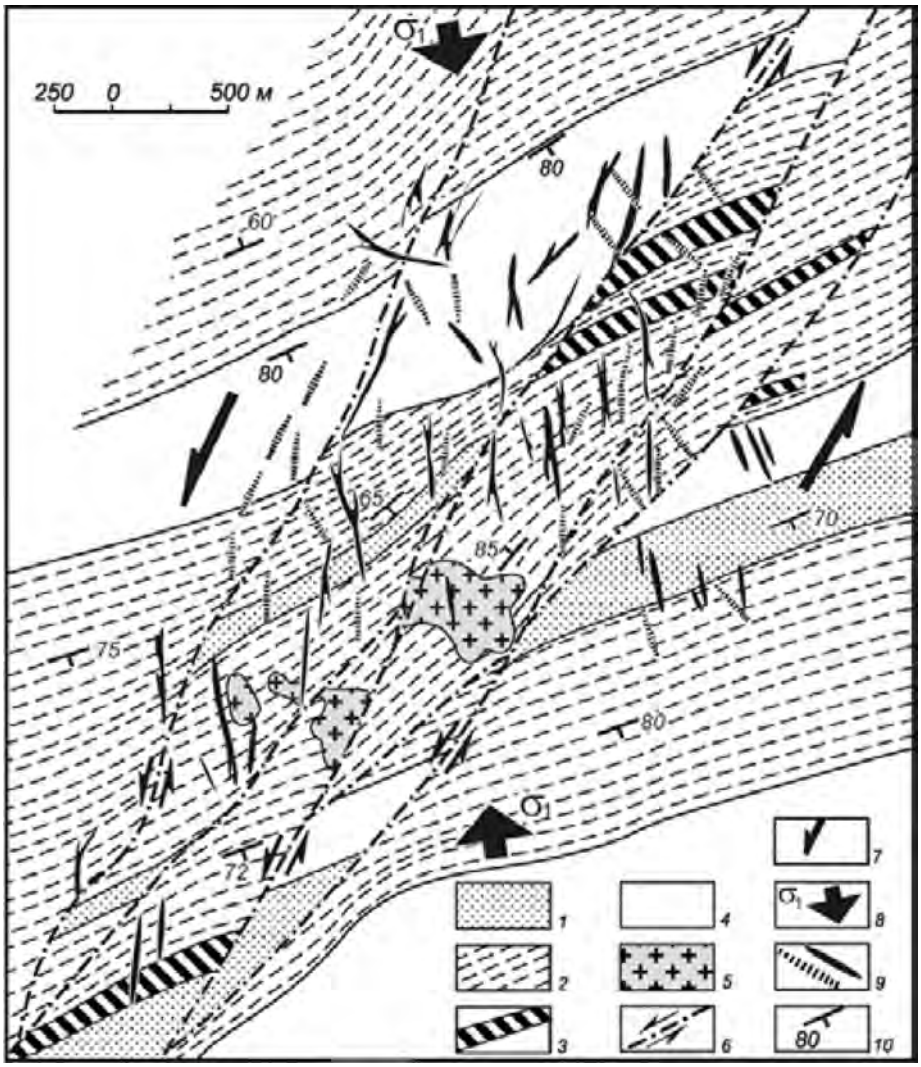


Рис. 9.16. Наложение рудовмещающих сосдвиговых разрывов растяжения на зону флексурного изгиба слоев. Месторождение Трапеция Микулинской рудоносной сдвиговой зоны (см. рис. 9.1).

1, 2 – преимущественно песчаники (1) и алевролиты (2); 3 – кремнистые, кремнисто-глинистые породы, радиоляриты; 4 – флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов; 5 – диориты и гранодиориты; 6 – частные сдвиги сдвиговой зоны; 7 – направление смещений смежных блоков сдвиговой зоны; 8 – направление главного сжатия; 9 – рудные тела (черное) и дайки преимущественно среднего состава; 10 – элементы залегания слоев

падает с субмеридиональным главным (региональным) сжатием (σ_1), обеспечившим развитие север-северо-восточных рудоносных сдвиговых зон, а ориентировано субперпендикулярно к последним. Эта закономерность не случайна, а отвечает тектонофизическим законам, согласно которым главное сжатие с появлением сдвигов вдоль последних формирует нормальные (σ_n) и касательные (σ_t) напряжения. Эти вторичные поля напряжений создают структуры, наложенные на дислокации ранних стадий развития рудоносных сдвиговых зон. В нашем случае это левые и правые потенциальные сдвиги. Кроме нормальных (σ_n) напряжений в формировании рудолокализующих структур рудоносных сдвиговых зон не менее существенна роль и касательных (тангенциальных, σ_t) напряжений, параллельных сдвигам. Примером может служить система северо-восточных левых потенциальных сдвигов, наложенных на субмеридиональную Кавалеровскую рудоносную сдвиговую зону и обеспечивших локализацию руд Дубровского, Перевального и Рубежного месторождений (рис. 9.20). Иногда рудовмещающими кулисами являются участки протяженных сдвигов, трансформированные в пределах наложенных потенциальных сдвигов в структуры растяжения, благоприятные для рудоотложения (рис. 9.21). Есть примеры сопряженных потенциальных сдвигов разной ориентировки, в синхронном формировании которых принимали участие нормальные и тангенциальные напряжения (рис. 9.22). Главная отличительная черта потенциаль-

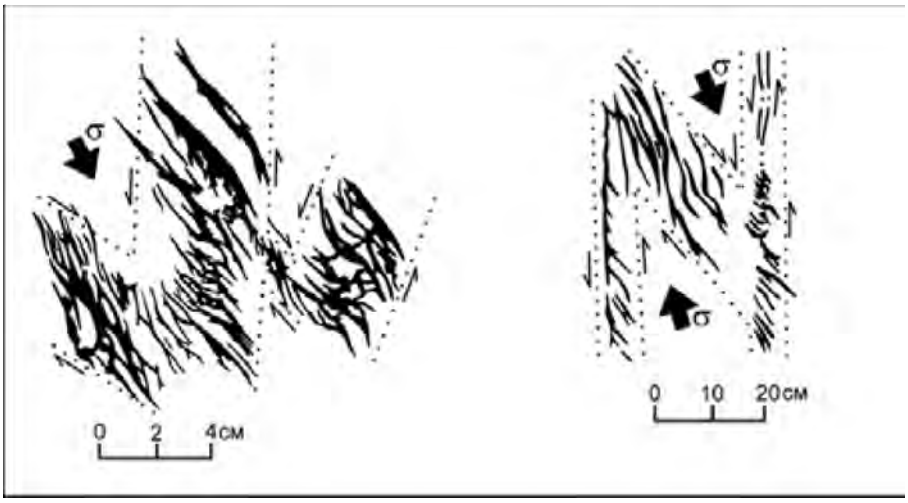


Рис. 9.17. Сопряженные правые и левые потенциальные сдвиги.
Условные обозначения см. на рис. 9.12

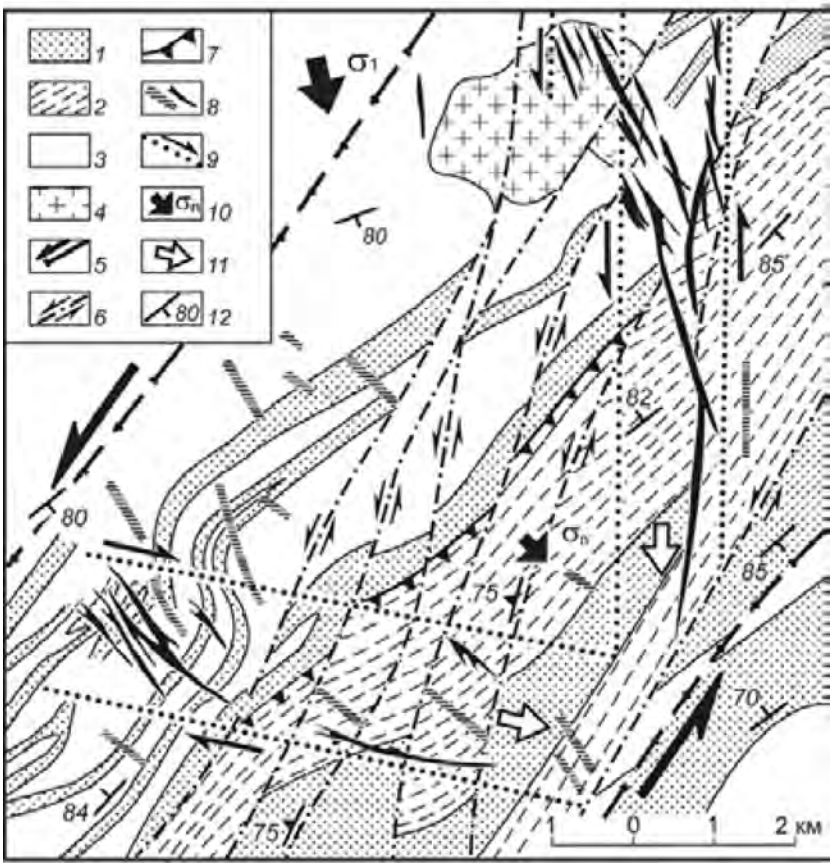


Рис. 9.18. Сопряженные правые и левые потенциальные сдвиги, контролирующие размещение соотвественно Средне-Микулинского и Зимнего оловорудных месторождений Микулинской сдвиговой зоны (см. рис. 9.1).

1–3 – преимущественно песчаники (1), алевролиты (2) и их неравномерное переслаивание (3); 4 – граниты; 5, 6 – границы (5) и частные сдвиги (6) Микулинской сдвиговой зоны; 7 – надвиги; 8 – рудные тела (черное) и дайки преимущественно среднего состава; 9 – границы потенциальных правых и левых сдвигов; 10 – направление регионального (σ_1) и локального нормального (σ_n) сжатия; 11 – направления погружения кулисных эшелонов (потенциальных сдвигов); 12 – элементы залегания слоев

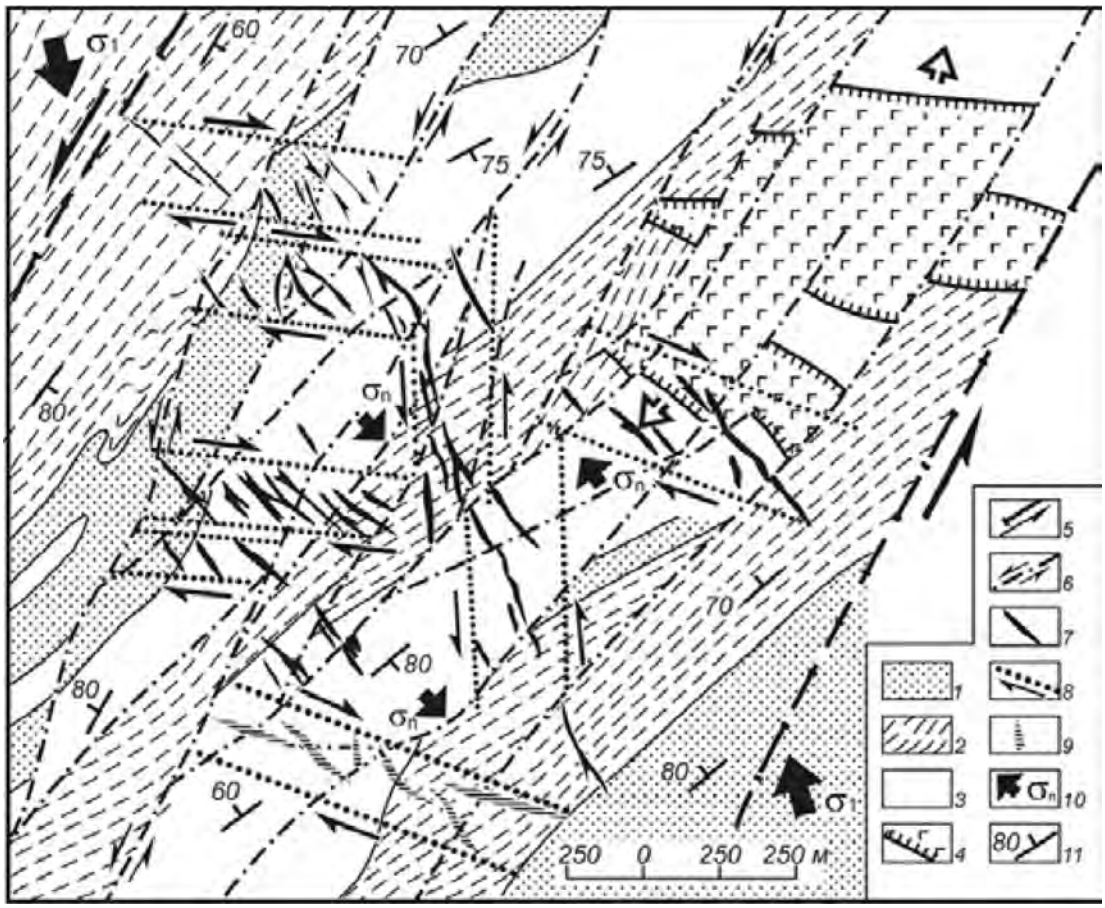


Рис. 9.19. Сопряженные правые и левые потенциальные сдвиги (рудолокализующие структуры) Тернистого оловорудного месторождения Восточной сдвиговой зоны (см. рис. 9.1).

1–3 – преимущественно песчаники (1), алевролиты (2) и их флишоидное переслаивание (3); 4 – границы сосдвиговых раздвигов, компенсированных габбро-диоритами; 5 – границы Восточной сдвиговой зоны; 6 – частные сдвиги сдвиговой зоны; 7 – оловорудные тела (рудовмещающие разрывы растяжения потенциальных сдвигов); 8 – границы левых и правых потенциальных сдвигов; 9 – дайки кислого и среднего состава; 10 – направления регионального (σ_1) и локального нормального (σ_n) напряжений сжатия; 11 – элементы залегания слоев

ных сдвигов – кулисное эшелонирование разрывов растяжения. Границы эшелонов не выражены разрывными нарушениями, а определяются ограничениями кулис по простиранию.

В отличие от кулисных эшелонов лестничные рудолокализующие эшелоны отражают сосдвиговое растяжение узких блоков коры, ограниченных сдвигами. При этом рудовмещающие разрывы растяжения ориентированы по отношению к сдвигам не косо, а субперпендикулярно. Примером лестничных сосдвиговых эшелонов может служить структура месторождения Верхнее (рис. 9.23) и лестничное эшелонирование месторождений и рудопроявлений Октябрьского рудного узла (рис. 9.24). В первом случае трещины растяжения неширокие (первые сантиметры), но они тесно сгруппированы, что способствовало формированию штокверков. В Октябрьском рудном узле мощность рудных тел достигает 1–2 и более метров, а группируясь, они образуют рудолокализующие структуры (рис. 9.24), которые представляют собой зоны сосдвигового растяжения узкого блока коры. Сдвиговые смещения вдоль разломов, ограничивающих блоки, подтверждаются массовыми замерами тектонических штрихов, большинство которых субгоризонтальны и ориентированы на СВ 10–30°, параллельно границам блока (рис. 9.24, диаграмма). Обращают на себя внимание равные расстояния (около 2 км) между рудолокализующими зонами растяжения. Столь устойчивая закономерность свойственна будинажу компетентных слоев (например, песчаников), что с позиций морфогенетических аналогий позволяет рассматривать формирование лестничных рудолокализующих эшелонов как процесс, сходный с будинированием относительно узких блоков коры, ограниченных крутыми сдвигами. Этот процесс протекает в условиях суммарного эффекта нормальных (σ_n) и тангенциальных (σ_t) напряжений. Весьма примечательна и другая закономерность – расстояния между рудолокализующими структурами растяжения часто равны ши-

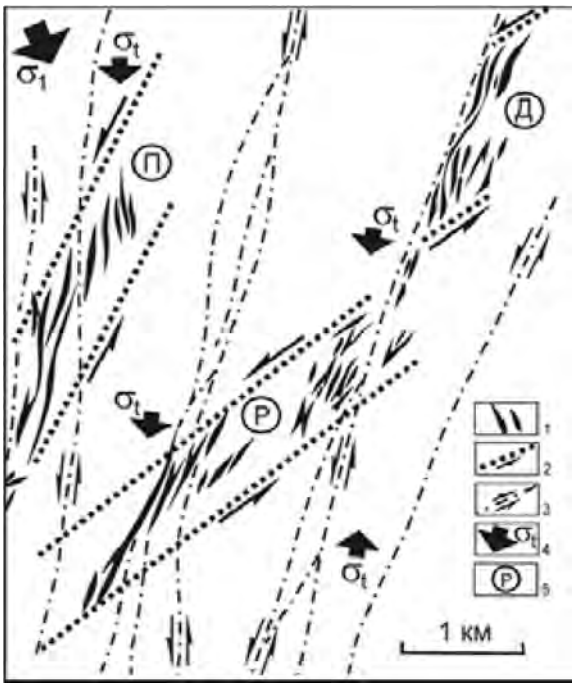


Рис. 9.20. Кулисное эшелонирование рудовмещающих структур растяжения (потенциальные сдвиги), контролирующих размещение оловорудных месторождений Кавалеровской сдвиговой зоны (см. рис. 9.1).

1 – оловорудные тела (рудовмещающие структуры растяжения потенциальных сдвигов); 2 – границы потенциальных сдвигов; 3 – частные сдвиги Кавалеровской сдвиговой зоны; 4 – направление регионального (σ_1) и локального тангенциального (σ_t) напряжений сжатия; 5 – оловорудные месторождения: Перевальное (П), Рубежное (Р), Дубровское (Д)

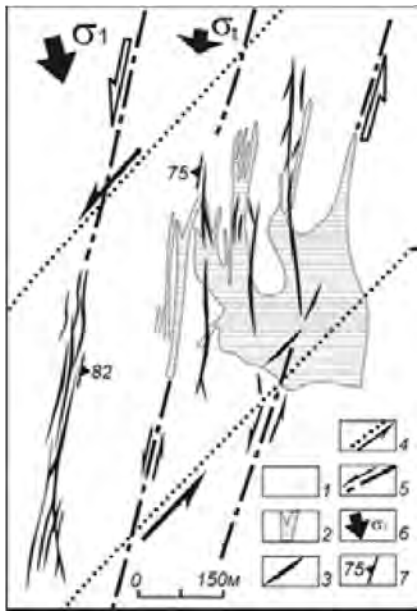


Рис. 9.21. Потенциальный сдвиг, наложенный на Березовскую (см. рис. 9.1) сдвиговую зону (месторождение Забытое).

1 – преимущественно песчаники; 2 – граниты; 3 – рудные тела (участки частных сдвигов сдвиговой зоны, трансформированные в разрывы растяжения в пределах потенциального сдвига); 4 – границы потенциального сдвига; 5 – частные сдвиги Березовской сдвиговой зоны; 6 – направление регионального (σ_1) и локальных тангенциальных (σ_t) напряжений сжатия; 7 – элементы залегания рудных тел (сдвигов, трансформированных в структуры растяжения)

рине блока, вовлеченного в сосдвиговое растяжение. Это отмечено не только на Октябрьском рудном узле (рис. 9.24), но и на других месторождениях (рис. 9.25). Выявленные структурные закономерности важно использовать при прогнозировании месторождений.

На некоторых месторождениях установлено несколько планов разновременных дислокаций, последовательность формирования которых связана с переориентировкой напряжений сжатия (Уткин, 1974, 1978, 1980). Например, на Темногорском месторождении Кавалеровской рудоносной сдвиговой зоны (рис. 9.25) отчетливо проявлено два плана деформаций, последовательно контролирующих проявления магматизма и рудолокализацию. Ранний план представлен S-образным дуплексом растяжения, заполненным гранит-порфирами, и параллельными ему структурами растяжения, заполненными липаритами. Магмоконтролирующий левоступенчатый дуплекс растяжения сформирован в результате активизации несоосных левых сдвигов, ориентированных на СВ 35°. На этот дуплекс наложен лестничный эшелон, представленный двумя запад-северо-западными рудолокализующими структурами, отражающими сосдвиговое растяжение блока коры, ограниченного левыми сдвигами, ориентированными на СВ 15°. Изменение плана деформаций связано с разворотом направления напряжения против часовой стрелки.

Переориентировка сжатия, но уже по часовой стрелке установлена на Дальнем месторождении Березовской рудоносной сдвиговой зоны (рис. 9.26). Наиболее раннее сжатие здесь было ориентировано на СЗ 290°. В результате был сформирован левый потенциальный сдвиг северо-западного простирания, в тесно сгруппированных трещинах растяжения которого (кулисах) образовалось наиболее раннее на месторождении кварц-касситеритовое штокверковое оруденение. Затем сжатие переориентировалось на субмеридиональное. На этом этапе сформировались северо-западные правые и северо-восточные и субмеридиональные левые потенциальные сдвиги, локализовавшие более позднее касситерит-сульфидное оруденение. Наконец, на завершающем этапе под действием уже северо-восточного тангенциального сжатия сформировался протяженный левый потенциальный сдвиг, пересекающий все рудное поле и локализовавший послерудные дайки кислого состава (рис. 9.26). Переориентировка сжатия, по-видимому, отражает изменение локальных полей напряжений в процессе развития рудносных сдвиговых зон.

Приведенные примеры строения и геодинамических условий формирования месторождений это

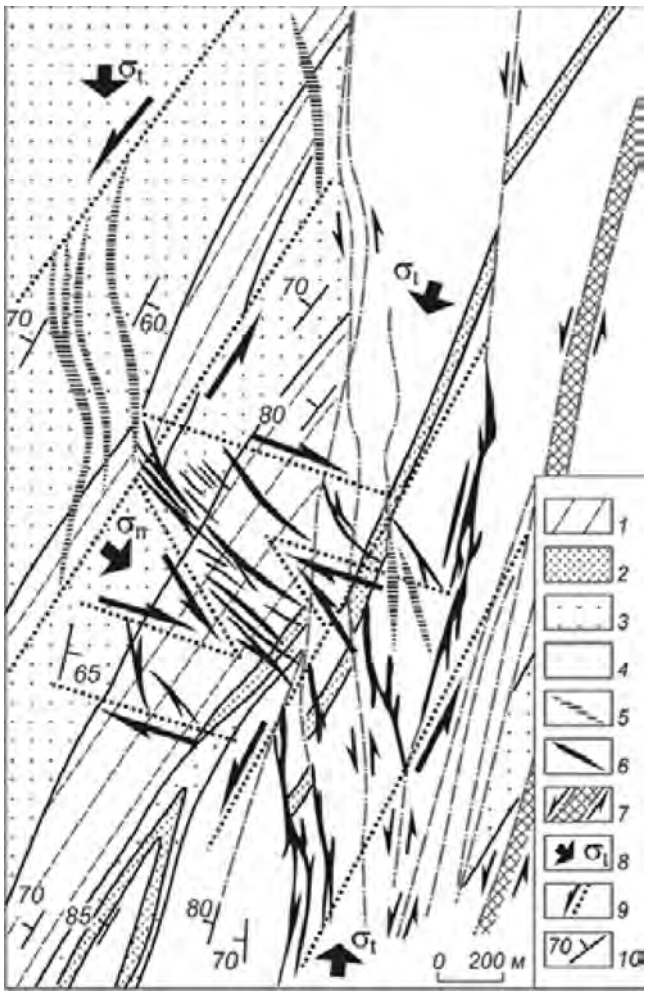


Рис. 9.22. Сопряженные потенциальные левые и правые сдвиги, обусловившие рудолокализацию Приискового оловорудного месторождения Березовской сдвиговой зоны (см. рис. 9.1).

1–4 – алевролиты (1), песчаники (2, 3) и их флишоидное переслаивание (4); 5 – дайки кислого и среднего состава; 6 – рудные тела (кулисные рудовмещающие разрывы растяжения потенциальных сдвигов); 7 – частные сдвиги Березовской сдвиговой зоны и сопровождающие их зоны брекчирования пород и глин трения; 8 – направления локальных нормальных (σ_n) и тангенциальных (σ_t) напряжений сжатия; 9 – границы потенциальных рудо- и дайколокализующих потенциальных сдвигов; 10 – элементы залегания слоев



Рис. 9.23. Лестничное эшелонирование рудовмещающих структур растяжения штокверкового оловорудного месторождения Верхнее Кавалеровской сдвиговой зоны (см. рис. 9.1).

1 – рудные тела (разрывы сосдвигового растяжения блоков, ограниченных сдвигами); 2 – частные сдвиги Кавалеровской сдвиговой зоны; 3 – направления сдвигания блоков; 4 – направление регионального сжатия; 5 – направление растяжения блоков, ограниченных сдвигами

только часть всего объема наших специальных исследований, направленных на выявление структурно-динамических факторов, обеспечивших транспортировку рудного вещества по рудоносным сдвиговым зонам и его концентрацию в рудолокализующих структурах сдвиговой природы. Несмотря на большое морфологическое разнообразие рудолокализующих структурных парагенезов, все они сформированы в условиях сдвигового геодинамического режима. Повсеместное наложение рудовмещающих структур на складки раннемеловых образований однозначно указывает на их постскладчатое формирование в позднем мелу. Позднемеловая активизация сдвиговых зон, с аномально высокой проницаемостью, обеспечила транспортировку рудных дифференциатов завершающего этапа функционирования материнских глубинных магматических очагов. Сдвиговые зоны рассекают континентальную кору до верхней мантии, поэтому можно допустить, что, как и при формировании магматических очагов, руды образовались при участии мантийного флюида.

Изложенное в настоящей главе приводит нас к выводам о главных чертах строения, хронологии и роли структурно-динамических факторов в процессах вертикального развития ВСАММП.

Магматизм пояса развивался с перерывами от раннего мела (готерив) до палеоцена, а от альба до

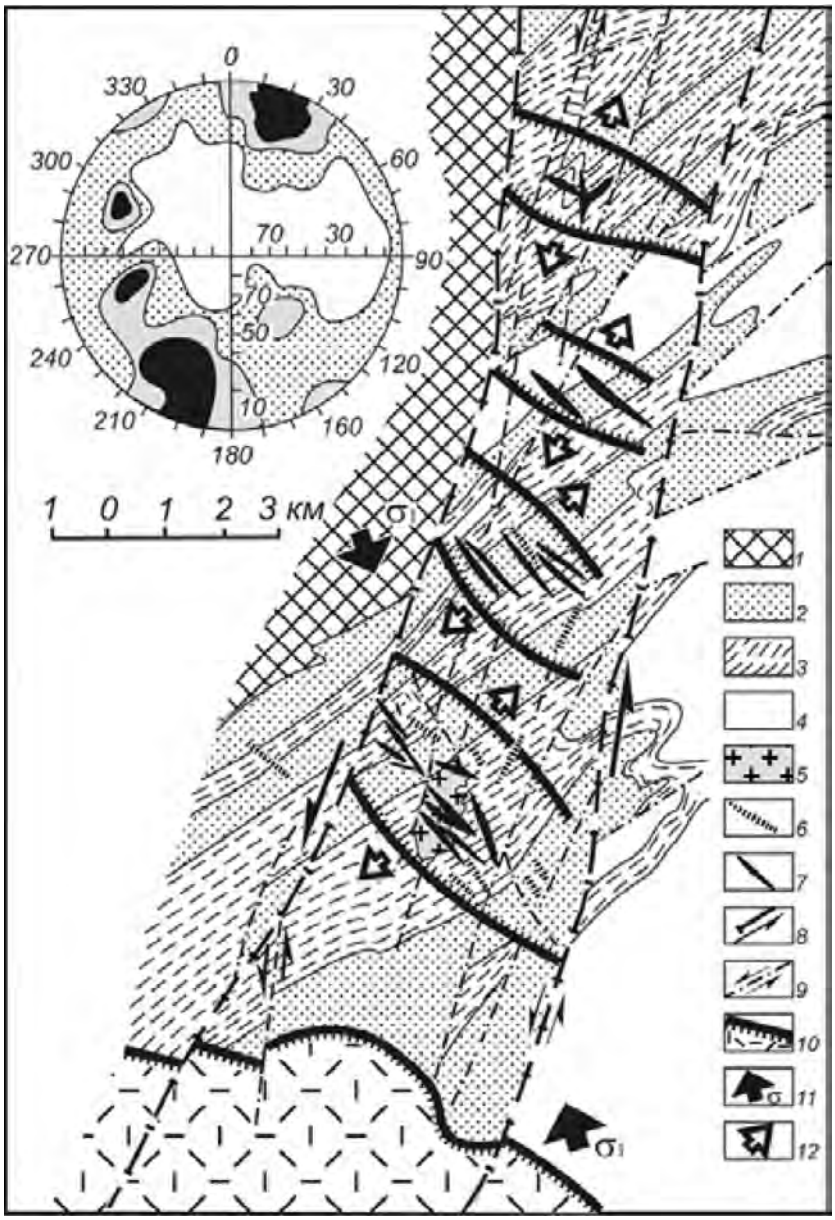


Рис. 9.24. Лестничное эшелонирование рудолокализующих сосдвиговых структур растяжения Октябрьского рудного узла Арминской сдвиговой зоны (см. рис. 9.1).

1 – преимущественно алевролиты (валанжин); 2–4 – готерив-аптские песчаники (2), алевролиты (3) и их флишоидное переслаивание (4); 5 – граниты; 6, 7 – дайки (6) и рудные тела (7), компенсирующие разрывы растяжения; 8 – сдвиги, ограничивающие блок, вовлеченный в сосдвиговое растяжение; 9 – частные сдвиги сдвиговой зоны; 10 – ограничения рудолокализующих структур растяжения и северная граница Якутинской вулкано-тектонической структуры растяжения (см. рис. 9.1); 11 – направление регионального сжатия; 12 – направление сосдвигового растяжения рудолокализующих структур

палеоцена в геологических масштабах времени – непрерывно. В истории формирования пояса особый интерес представляет этап его непрерывного развития (110–60 млн лет), с которым связано формирование подавляющего большинства рудных месторождений Сихотэ-Алиня. В альбе–раннем сеномане сформирована зона гранитоидных плутонов, локализованных на берриас-валанжинских уровнях берриас-альбской толщи преимущественно терригенных осадков и непосредственно под ней в раннемезозойских образованиях. Плутоны имеют уплощенную форму (мощность – 1,5–4,5 км при размерах в плане до первых десятков километров), а вся зона их локализации погружается полого (≈10–15°) на ЮВ. Криптоплутоны, расположенные восточнее вскрытых эрозией гранитоидных тел и фиксируемые ло-

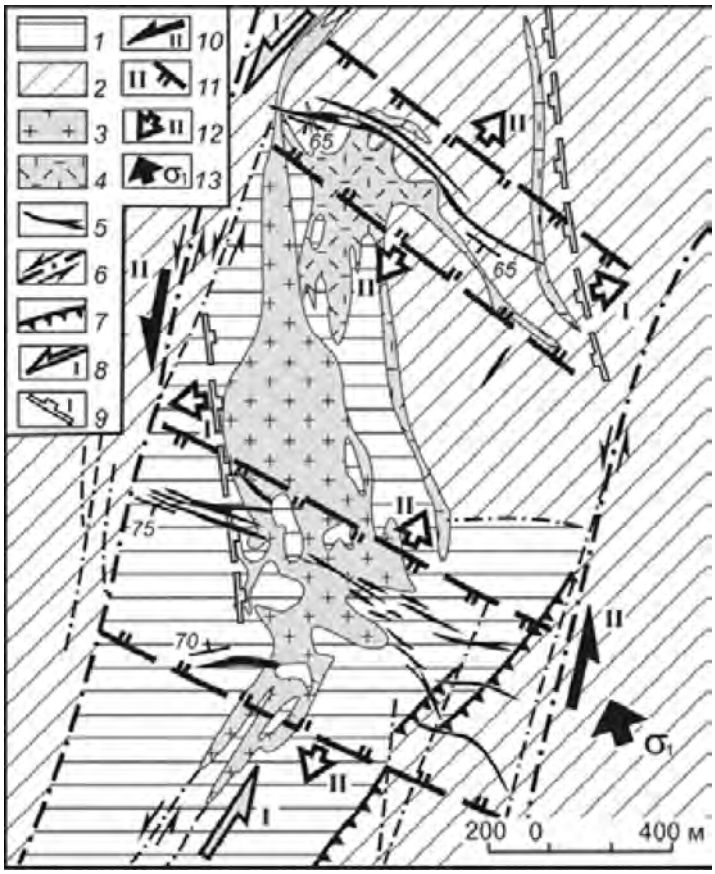


Рис. 9.25. Наложение лестничного эшелона сосдвиговых рудолокализующих структур растяжения на левоступенчатый дуплекс растяжения, компенсированный гранит-порфирами и липаритами. Темногорское месторождение Кавалеровской сдвиговой зоны (см. рис. 9.1).

1, 2 – алевролиты, песчаники (1) и их переслаивания с линзами кремней (2); 3, 4 – гранит-порфиры (3) и липариты (4); 5 – рудные тела, компенсирующие сосдвиговые разрывы растяжения; 6 – сдвиги, ограничивающие блок, вовлеченный в сосдвиговое растяжение; 7 – надвиги; 8, 9 – несоосные сдвиги (8) и соединяющий их дуплекс растяжения (9); 10, 11 – сдвиги, ограничивающие блок (10), вовлеченный в сосдвиговое растяжение с формированием рудолокализующих структур (11); 12 – направление растяжения левоступенчатого дуплекса (I) и рудолокализующих структур (II); 13 – направление регионального сжатия

кальными разуплотнениями коры, на земной поверхности выражены обширными полями контактовых роговиков. Глубины размещения криптоплутонов в рудных районах оцениваются от 0,3 до 2 км. В сеномане–палеоцене сформирован вулканический чехол, ЮВ фланг которого перекрыт водами Японского моря, что однозначно указывает на его погружение, идентичное погружению на ЮВ и плутоногенной зоны. Наклон ВСАММП произошел в неогене в результате образования Япономорской рифтогенной впадины непосредственно к ЮВ от пояса. Наклонное положение пояса обусловило косой эрозионный срез и эксгумацию его вертикального строения.

Раннемеловая осадочная толща рассечена на узкие блоки системой СВ сдвиговых зон, контролирующих рудные месторождения, формирование которых происходило в основном с конца раннего мела до палеоцена (110–60 млн лет). Активность сдвигов в этот период выражена левосторонними смещениями раннемеловых отложений, включая и слои с остатками фауны позднеальбских тригониид, а также идентичными смещениями альб-сеноманских гранитоидных батолитов. Однако начало развития системы окраинно-континентальных левых сдвигов относится к триасу. Об этом свидетельствует изменение на границе палеозоя и мезозоя регионального субширотного сжатия на субмеридиональное направление, отвечающее динамическим условиям формирования СВ левых сдвигов, что согласуется с заложением в триасе идентичных сдвигов Тан-Лу. Сихотэ-Алинская система сдвигов в раннем мелу перекрывалась толщей терригенных осадков, выполнявшей

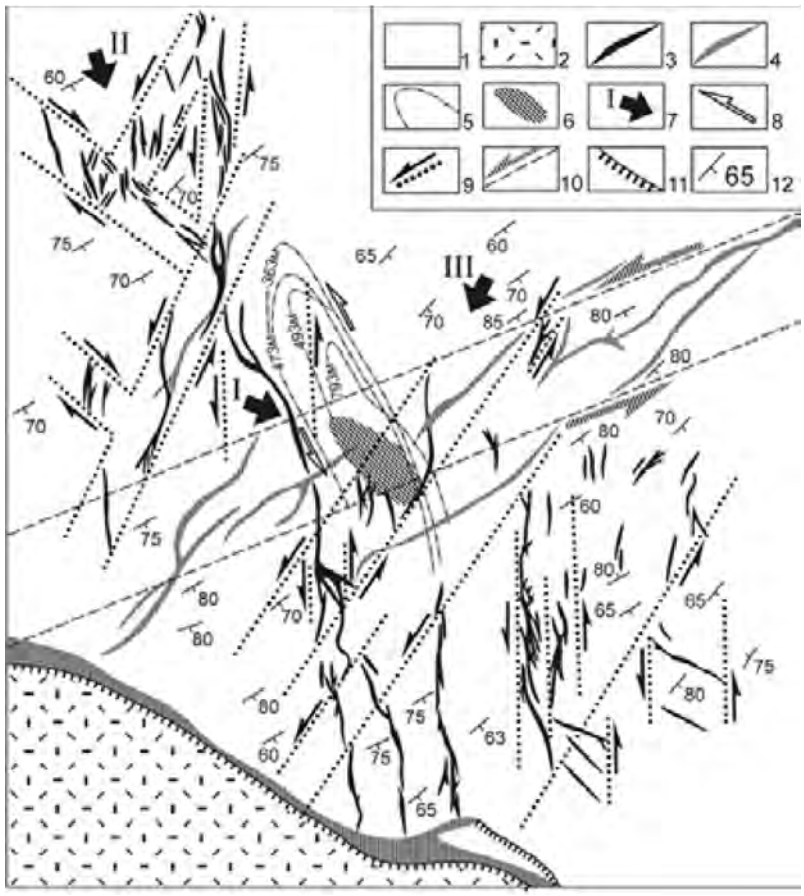


Рис. 9.26. Изменение напряжений сжатия с последовательным формированием сопряженных и наложенных друг на друга дайко- и рудолокализующих потенциальных сдвигов (месторождение Дальнее Березовской сдвиговой зоны).

1 – флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов (ранний мел); 2 – лавы, туфы, экструзии, компенсирующие Березовскую вулкано-тектоническую структуру растяжения (см. рис. 9.1); 3, 4 – рудные тела (3) и пострудные дайки кислого состава (4); 5, 6 – контуры оловорудного штокверка на разных глубинах (в м) (5) и на поверхности с ориентировкой маломощных прожилков (штрихи) (6); 7 – последовательность (I, II, III) направлений сжатия; 8–10 – направление сдвиговых смещений при формировании штокверка (8), границы рудолокализующих (9) и дайколокализующих (10) потенциальных сдвигов; 11 – северная граница Березовской вулкано-тектонической структуры растяжения; 12 – элементы залегания слоев осадочных пород.

роль структурного экрана для глубинных флюидов, восходящих по сдвиговым зонам. Раннемеловая активизация сдвигов привела к формированию срыва в основании осадочной толщи с развитием в ней конседиментационной складчатости, косая ориентировка которой по отношению к сдвигам соответствует положению складок чехла, перекрывшего активные сдвиги. На начальных этапах складчатость охватывала берриас-валанжинские уровни раннемеловой толщи с формированием линейных брахиформ, под которыми возникали декомпрессионные криптокамеры (ДКК). ДКК «всасывали» энергоемкие флюиды, восходящие по глубинным сдвиговым зонам, что в условиях относительно пониженного давления обусловливало плавление пород. Процессам гранитизации способствовал и состав осадочной толщи, который отвечает гранодиоритам-гранитам, т. е. он близок составу гранитной эвтектики. ДКК складчато-сводовых структур имели линзовидную форму, что согласуется с уплощенной формой тел гранитоидов. Соскладчатая природа плутонов, подтверждается и тем, что как линейные частные интрузивы, так и протяженные до 100 км Сихотэ-Алинский и Приморский батолиты конкордантны складчатой системе. Ареалы гранитоидных тел контролируются крупными антиклиналями, погружение которых на СВ соответствует положению косо ориентированных к сдвигам складчатых структур моноклинали, падающей на ЮВ.

К сеноману раннемеловая толща была полностью смята в сосдвиговые, тесно сжатые складки и

приобрела свойства достаточно жесткой литопластины, незначительно эродированной и рассеченной на узкие блоки сдвиговыми зонами. Раннемеловые складчатые парагенезы сдвигов сменились сосдвиговыми структурами растяжения разных амплитуд и длительности раскрытия. Наиболее крупные – вулкано-тектонические структуры растяжения (ВТСР) компенсированы преимущественно кислыми вулканитами и субинтрузивами, широкий возрастной диапазон которых указывает на многоактное их приоткрывание в течение сеномана–палеоцена. Запад-северо-западная ориентировка ВТСР, ограниченных с флангов сдвигами, как и доминирующее северо-западное простирание, косое по отношению к сдвигам, дайковмещающих структур растяжения, свидетельствуют об их раскрытии в условиях левосторонней активизации сдвигов. Наложенные на складки структуры растяжения разных рангов вскрыли остаточные магматические очаги плутоногенного уровня ВСАММП и обеспечили проницаемость раннемеловой толщи для продвижения к поверхности магм, сформировавших вулканический чехол. Развитие ВТСР между плутоногенной зоной и вулканическим чехлом подтверждает их связующую роль как основных магмоподводящих каналов вместе с многочисленными структурами растяжения, компенсированными дайками. Согласно развиваемым в книге представлениям в позднем сеномане–палеоцене происходила субдукция океанической плиты под континент. К этому времени нависающий край континента был рассечен сдвиговыми зонами. Поэтому можно допустить, что поступающие по ним водонасыщенные флюиды, смешиваясь с магмой остаточных очагов, формировали магматические комплексы, которые по своим петролого-геохимическим характеристикам соответствуют надсубдукционному магматизму.

Сдвиговые зоны, согласно глубинному сейсмозондированию, рассекают континентальную кору и проникают до верхней мантии, выполняя роль каналов для продвижения к поверхности рудоносных флюидов и гидротерм, что объясняет контроль ими рудных месторождений. Дренирующие и рудолокализующие свойства сдвиговых зон обусловлены прежде всего развитием малоамплитудных структур растяжения, оптимальных для миграции газово-жидкой фазы магматических очагов. Доминирующая ССЗ ориентировка рудовмещающих структур указывает на их раскрытие в условиях левосторонней активизации сдвигов. Группировки разрывов растяжения образовали сдвиговые структурные парагенезы, благоприятные для формирования рудных месторождений. Рудные районы сформированы на пересечениях сдвиговыми зонами ареалов гранитоидного магматизма, что указывает на очаги гранитоидной магмы как базовые источники руд. Подтверждением ведущей роли плутоногенного уровня ВСАММП в формировании рудных месторождений являются обильная их концентрация в зоне гранитоидов и к востоку от нее (над ней) и весьма скудная рудная минерализация без образования месторождений – к западу (под ней). По-видимому, длительное развитие магматических очагов привело к дифференциации магм с отделением рудоносной газово-жидкой фазы, которая, продвигаясь по сдвиговым зонам, последовательно сбрасывала рудные минеральные ассоциации в зависимости от P-T условий разных уровней коры. Этим объясняется вертикальная металлогеническая и температурная зональность, выраженная в плане с запада на восток в косом эрозионном срезе ВСАММП.

Доминирующая роль сдвигового геодинамического режима в процессах магматизма и металлогении прослеживается на всем протяжении формирования ВСАММП. Произошла лишь смена пликативных форм сдвиговых дислокаций, обеспечивших формирование нижнего интрузивного уровня пояса (ранний мел), на деструктивные – обусловившие вулканизм с накоплением верхнего вулканического уровня (поздний мел). Сквозное проявление сдвигового геодинамического режима не согласуется с развиваемым в книге представлением, согласно которому в середине сеномана трансформные обстановки сменились субдукционными. Если это так, то сквозной характер доминирующей роли сдвиговых дислокаций в процессах магматизма и металлогении можно объяснить следующим образом. При субдукции океанической плиты край континентальной литосферы испытывал продольное сжатие, которым нельзя объяснить сдвиговые смещения по северо-восточным разломам на десятки и сотни километров (трансформная обстановка), но достаточное для активизации сдвигов в масштабах, обеспечивших раскрытие магмо- и рудодренирующих каналов. Следовательно, можно допустить, что независимо от обстановок (трансформной или субдукционной) возникавшие сдвиговые геодинамические режимы создавали благоприятные условия для процессов магматизма и металлогении. Сдвиги и сопровождавшие их субвертикальные структуры растяжения рассекли субгоризонтальные элементы расслоенной литосферы, препятствующие миграции к поверхности глубинных продуктов, и проникли на разные уровни континентальной коры, вплоть до верхней мантии и зоны Беньофа. В условиях сдвиговых геодинамических режимов край континента разрушался так, что становился благоприятным для продвижения к поверхности разноглубинных рудно-магматических веществ.

Метод исследования косых эрозионных срезов широко используется при изучении вертикальных разрезов стратифицированных образований, но в отношении крупнейшего вулкано-плутонического сооружения применен впервые. В результате открылась уникальная возможность обнаружить и исследовать строение, геохронологию и структурно-динамические условия вертикального развития магматизма и металлогении ВСАММП в континентальной коре, происходившего на протяжении 110–60 млн лет.

ГЛАВА 10

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВОСТОКА РОССИИ

Орогенные пояса, располагающиеся между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами, формировались с позднего докембрия вплоть до мезозоя, а на Северо-Востоке Азии по периферии Тихого океана – в мезозое и кайнозое. За последние 20 лет предложено много моделей формирования этих структур, основывающихся на концепции тектоники литосферных плит (Парфенов, 1984; Parfenov, Natal'in, 1985; Григорьев и др., 1987; Зоненшайн, Кузьмин, 1989; Зоненшайн и др., 1990; Натальин, 1991; Натальин, Фор, 1991; Пущаровский и др., 1992; Соколов, 1992; Парфенов и др., 1993; Parfenov et al., 1993; Ханчук, 1993; Natal`in, 1993; Khanchuk, 1994; Соколов, Бялобжеский, 1996; Sengor, Natal`in, 1996; Соколов и др., 1997; Scotese, 1997; Соколов и др., 1999; Ханчук, Иванов, 1999; Ханчук, 2000; Scotese et al., 2001; Парфенов и др., 2003; и др.), различающихся, однако, как в концептуальном плане, так и по объему лежащих в основе реконструкций материалов по тектонике и палеомагнетизму отдельных регионов. С позиций современного террейнового анализа формирование орогенных поясов Северо-Востока Азии рассмотрено в ряде недавних коллективных публикаций, выполненных в рамках двух международных проектов по тектонике, геодинамике и металлогении севера тихоокеанского обрамления (1988–1996 гг.) и Центральной и Северо-Восточной Азии (1997–2003 гг.) (Nokleberg et al., 2000; Scotese et al., 2001; Парфенов и др., 2003). Эти данные, так же как и принципы составления моделей формирования орогенных поясов, с добавлениями и уточнениями, использованы в приводимых ниже палеотектонических схемах.

Протерозой (2500–542 млн лет). Этот период истории тектонических структур современного Востока России отличался стабильными режимами пассивных континентальных окраин, сопровождавшимися процессами рифтогенеза и внутриплитного магматизма с сопряженными проявлениями разнообразного специфического оруденения по краям Северо-Азиатского кратона. К сожалению, уверенно выделить какой-либо этап, связанный с формированием предполагаемого континента Родинии, на имеющихся материалах не представляется возможным.

Данные о верхнерифейских образованиях на восточной окраине Северо-Азиатского кратона ограничены (Тектоника…, 2001; Парфенов и др., 2003). Исходя из существующих представлений об эволюции этой окраины (Парфенов, 1984), можно полагать, что Охотский и Омолонский кратонные террейны и Приколымский террейн в конце рифея были частью Северо-Азиатского кратона. Комплекс геологических, геохимических и изотопно-геохронологических признаков (Парфенов и др., 2003) свидетельствует о проявлении в позднем рифее вблизи юго-восточной окраины кратона процессов рифтогенеза.

Режим пассивной окраины с сопряженными процессами рифтогенеза и разнообразного магматизма ответственен за металлогенические пояса, выявленные в пределах Приколымского террейна, Охотского и Омолонского фрагментов Северо-Азиатского кратона (рис. 10.1). Речь идет об Ороекском и Омолонском металлогенических поясах, включающих преимущественно железорудные месторождения, Ингилийском рудном районе стратиформных месторождений циркония, а также Билякчанском металлогеническом поясе меденосных осадочных пород и самородной меди в базальтах. Позднерифейские (вендские?) осадочные и вулканические породы, которые вмещают медные месторождения Билякчанского пояса, интерпретируются нами как формировавшиеся в рифтоподобных прогибах Сибирской палеоконтинентальной пассивной окраины. Рифтогенные осадки и медные месторождения были деформированы в пологие складки и метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

Раннепротерозойский Баладекский металлогенический пояс, объединяющий серию месторождений железа, фосфора и титана в связи с анортозитами, имеет иную тектоническую позицию. О.А. Богатиков (Анортозиты…, 1984) предположил, что анортозиты рассматриваемого пояса были сформированы в раннедокембрийское время (≈2,7 млрд лет) в обстановке активной континентальной окраины с по-

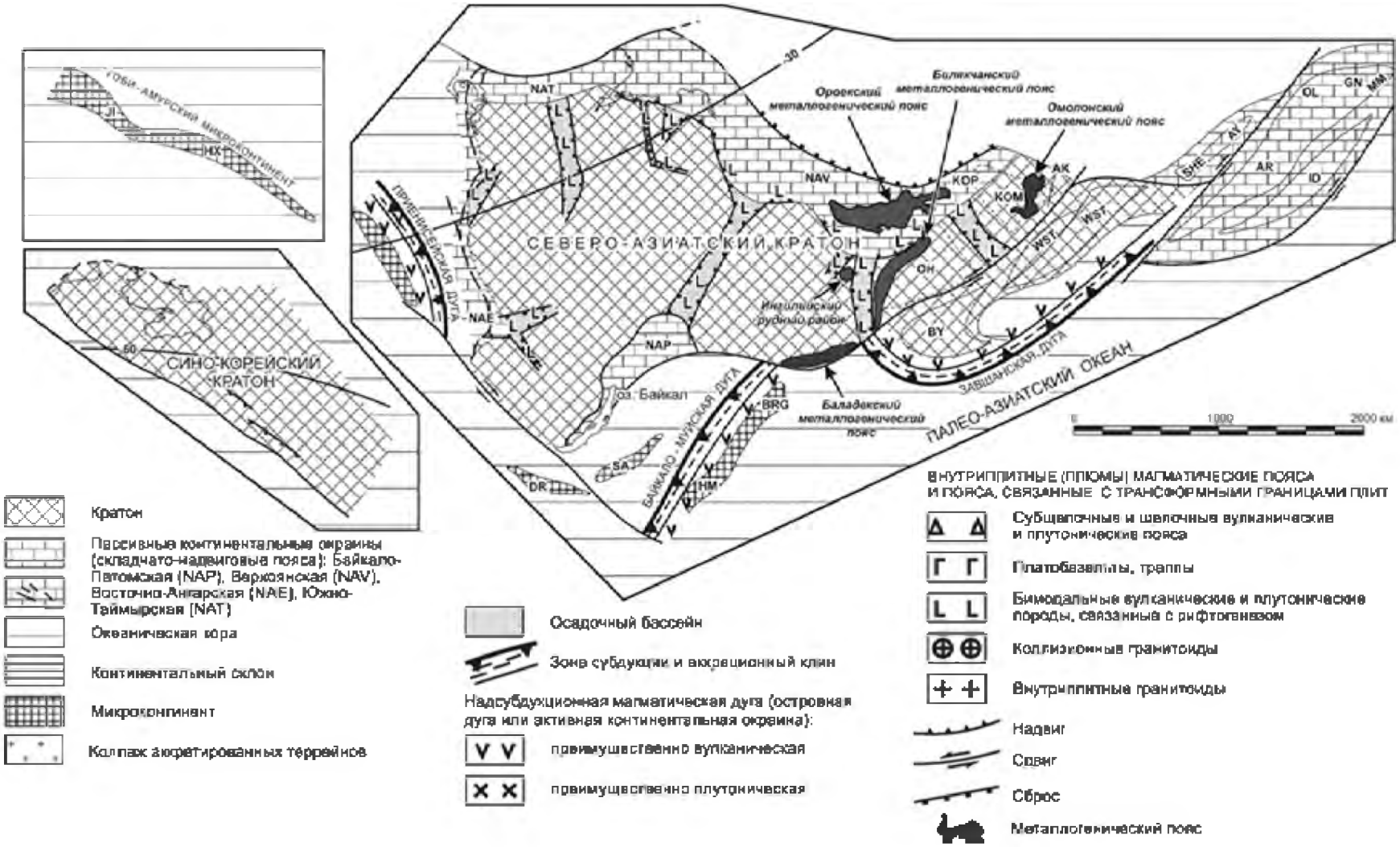


Рис. 10.1. Палеотектоническая реконструкция для неопротерозоя (850 млн лет) (по: Парфенов и др., 2003, с дополнениями).

Террейны: Авековский (AK), Алтайский (AT), Аргунский (AR), Аянский (AY), Байдрагский (BY), Байкало-Муйский (BM), Баладекский (BL), Баргузинский (BRG), Баянлегский (BG), Буреинский (BU), Вайзунгер-Бааранский (WB), Галамский (GL), Гарганский (GG), Гоби-Алтайский (GA), Гонджийский (GN), Гурвансайханский (GS), Дербинский (DR), Дзоленский (ZO), Донгуджимкин-Нухетдавааанский (DN), Еравнинский (ER), Завшанский (ZA), Западно-Саянский (WSY), Западно-Становой (WST), Идермегский (ID), Имджиганг (IM), Калба-Наримский (KBN), Канский (KA), Котельный (KY), Куларо-Нерский (KN), Курайский (KU), Мандаловоо-Онорский (MO), Мандахский (MN), Манынский (MM), Матвеевский (MT), Нахимовский (NK), Озерный (LK), Олдойский (OL), Омолонский (KOM), Омулевский (KOV), Охотский (OH), Приколымский (KOP), Рёнгнам (SKYE), Рудно-Алтайский (RA), Сангиленский (SA), Северо-Саянский (NRS), Таннуольский (TO), Хамар-Дабанский (HM), Хангай-Даурский (HD), Ховдинский (HV), Хутагуул-Ксилинхотский (HX), Цзямусинский (JI), Шевлинский (SHE), Эдренгинский (ED).

Осадочные бассейны: Агульский (ag), Минусинский (mn).

Разломы: Главный Монголо-Охотский разлом (MMO), Иртышская зоня смятия (IR), Кузнецко-Алтайский разлом (KA), Рудно-Алтайско-Таймырский (RA-T).

На этой и последующих схемах показаны лишь те металлогенические пояса, которые возникли в течение данного возрастного среза (см. гл. 8)

следующей трансформацией тектонических режимов. Согласно этим данным, а также данным Л.П. Карсакова, Н.В. Бердникова (2001 г.), тектоническая позиция Баладекского металлогенического пояса определяется двумя главными факторами: 1) формированием рудоносных анортозитов и ассоциирующих с ними месторождений железа, титана и фосфора в раннедокембрийское время на значительных глубинах при температуре 1250–1300 °С и давлении более 5 кбар; 2) последующей эксгумацией блоков глубинных метаморфических пород и ассоциирующих с ними магматических образований из области высоких температур и давлений в верхние горизонты земной коры в процессе поддвига палеозойских образований Монголо-Охотского орогенного пояса под Северо-Азиатский кратон. Механизм эксгумации может быть объяснен процессами обратного течения в субдукционном клине (Добрецов, Кирдяшкин, 1991) или гравитационного упорядочения пород (Perchuk et al., 1992).

Кембрий–силур (542–416 млн лет). Для этого отрезка времени реконструируются разнообразные геодинамические обстановки (рис. 10.2). Длительный период существования Верхоянской пассивной окраины, сопровождавшийся неоднократными расколами края континента (Тектоника…, 2001) и отделением от него Омолонского и Охотского кратонных террейнов, привел к формированию ряда металлогенических поясов современного Северо-Востока Азии. Это Омулевский металлогенический пояс стратиформных месторождений вольфрама и Cu-Pb-Zn месторождений, который размещается в одноименном террейне. Предполагается, что формирование этого пояса происходило в процессе регионального метаморфизма, связанного с закрытием палеоокеана Япетус в силуре (Зоненшайн и др., 1990; Тектоника…, 2001).

В южной части рассматриваемой территории в раннем палеозое в обстановке активной континентальной окраины сформировался Шимановско-Гарьский металлогенический пояс скарновых железорудных месторождений, локализующийся в северовосточной части палеозойского Аргунского орогенного пояса, на границе Гарьского и Мамынского террейнов.

Вероятно, в океанической обстановке или в условиях задугового окраинного моря происходило формирование вулканогенно-осадочных месторождений Удско-Шантарского металлогенического пояса, располагающегося в пределах Галамского террейна Охотско-Корякского орогенного пояса.

В обстановках мелководного моря пассивной континентальной окраины или внутриконтинентального рифтогенного бассейна формировались свинцово-цинковое оруденение Чагоянского металлогенического пояса, железорудое оруденение Южно-Хинганского металлогенического пояса и Кабаргинского рудного района, а также цинковое оруденение Вознесенского рудного района. Наличие в последнем прослоев вулканитов кислого состава среди линзовидных сульфидных тел указывает на возможное участие в процессе рудогенеза горячих гидротерм, выходящих на дно моря, что подтверждает гидротермально-осадочную модель концентрации сульфидных руд на фоне синхронной седиментации карбонатов в обстановке рифтогенеза на пассивной континентальной окраине.

Внедрение раннепалеозойских гранитоидов в пределах Омолонского и Охотского кратонных террейнов и в основании Чукотского террейна (Тибилов и др., 1986; Горячев, Егоров, 2003) фиксирует, по-видимому, обстановку коллизии. В отдельных структурах известен и зональный метаморфизм с силурийскими датировками, что наряду с геологическими данными (отсутствие во многих структурах силурийского интервала осадконакопления) позволило выдвинуть предположение о региональном силурийском тектогенезе (Шпикерман и др., 2001), который, в свою очередь, связан с происходившими в это время глобальными тектоническими событиями. В этот период происходит закрытие океана Япетус и столкновение Европы с Северной Америкой (Зоненшайн и др., 1990; Тектоника…, 2001). Согласно имеющимся данным (упоминавшиеся выше перерыв в силурийском осадконакоплении в Приколымском, Омолонском и Омулевском террейнах, проявления регионального метаморфизма с датой 428±19 млн лет при Sr_0=0,7179±0,0061 (Шпикерман и др., 2001), глобальная коллизия сопровождалась и кратковременным столкновением Северной Америки с Северной Азией, что было отмечено Л.М. Парфеновым (Тектоника…, 2001).

Особенности проявления раннепалеозойского гранитоидного магматизма, с которыми связаны месторождения Абкитского золото-кварцевого пояса, также позволяют предполагать их коллизионную природу. Их формирование на рубеже силура и девона связано, по-видимому, со столкновением Северо-Американского и Северо-Азиатского кратонов.

Девон–ранний карбон (416–318 млн лет). В среднем палеозое продолжала формироваться Верхоянская пассивная окраина. В ее пределах и в прилегающей части Сибирской платформы в среднем–позднем девоне и раннем карбоне формировались несколько трехлучевых рифтов, недоразвитые ветви которых, затухающие в пределах Сибирской платформы, выделяются как авлакогены (Тектоника…, 2001; Парфенов и др., 2003). Эти рифты выполнены мощными толщами среднего–верхнего девона и нижнего карбона. Характерны красноцветные и грубообломочные отложения, эвапориты, базальты повышенной щелочности, а также рои базитовых даек,

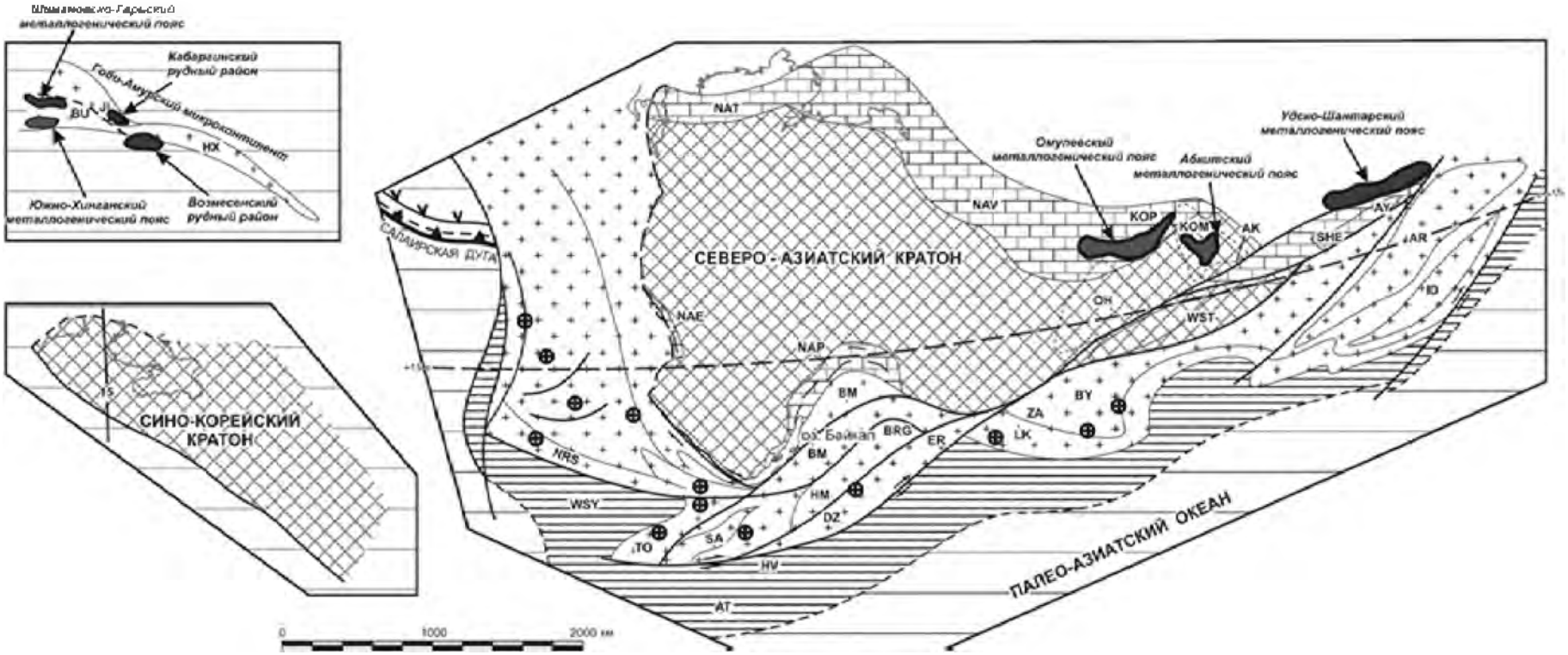


Рис. 10.2. Палеотектоническая реконструкция для позднего кембрия (500–520 млн лет) (по: Парфенов и др., 2003, с дополнениями). Условные обозначения см. на рис. 10.1

протягивающиеся на сотни километров параллельно рифтовым впадинам. С этими событиями связано формирование Сетте-Дабанского металлогенического пояса свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах, Cu-содержащих осадочных пород, а также Урультунского и Сударского металлогенических поясов свинцово-цинковых и ртутно-сурьмяных месторождений в карбонатных толщах, медистых базальтов и вулканогенно-осадочных месторождений марганца (рис. 10.3). Считается, что свинцово-цинковые и ртутные месторождения в карбонатных породах этих районов формировались в среднепалеозойском артезианском термальном палеобассейне в крупной потенциально нефтеносной области (Шпикерман, 1998). Ранне- и среднекарбоновый рифтинг рассматривается как источник минерализующих флюидов. Глубоководные морские осадочные породы и мафические вулканиты девона, вмещающие рудопроявления меди и вулканогенные проявления марганца в Урультунском и Сударском металлогенических поясах, рассматриваются либо как аллохтонные блоки осадочных пород океанического дна, либо как образования, выполнявшие рифтовые долины вдоль окраины Северо-Азиатского кратона при отделении Омулевского террейна (Nokleberg at al., 1994, 1997). Примесь пирокластики в осадочных породах свидетельствует о подводном вулканизме с формированием осадочно-эксгаляционных минеральных залежей. В пользу такой интерпретации свидетельствуют также аномально повышенные концентрации Pb, Zn, Cu, Ag и Hg во вмещающих породах.

Вблизи западной и юго-западной окраин Сибирского континента в это время формируется протяженная Южномонгольско-Хинганская островная дуга, фрагмент восточного окончания которой (Нора-Сухотинский террейн) располагается на юге рассматриваемой территории. С локальными проявлениями островодужного и окраинно-континентального надсубдукционного магматизма связано формирование Биджанского металлогенического пояса оловянно-вольфрамовых и флюоритовых грейзеновых месторождений.

На границе Северной Азии с палео-Тихим океаном в рассматриваемый период времени выделяется Северо-Охотская окраинно-континентальная магматическая дуга, фрагменты которой известны в пределах Охотского и Омолонского кратонных террейнов и которая фиксируется известково-щелочными вулканитами и плутонами гранодиоритов позднедевонского и раннекарбонового возраста (Парфенов и др., 2003). Активная континентальная

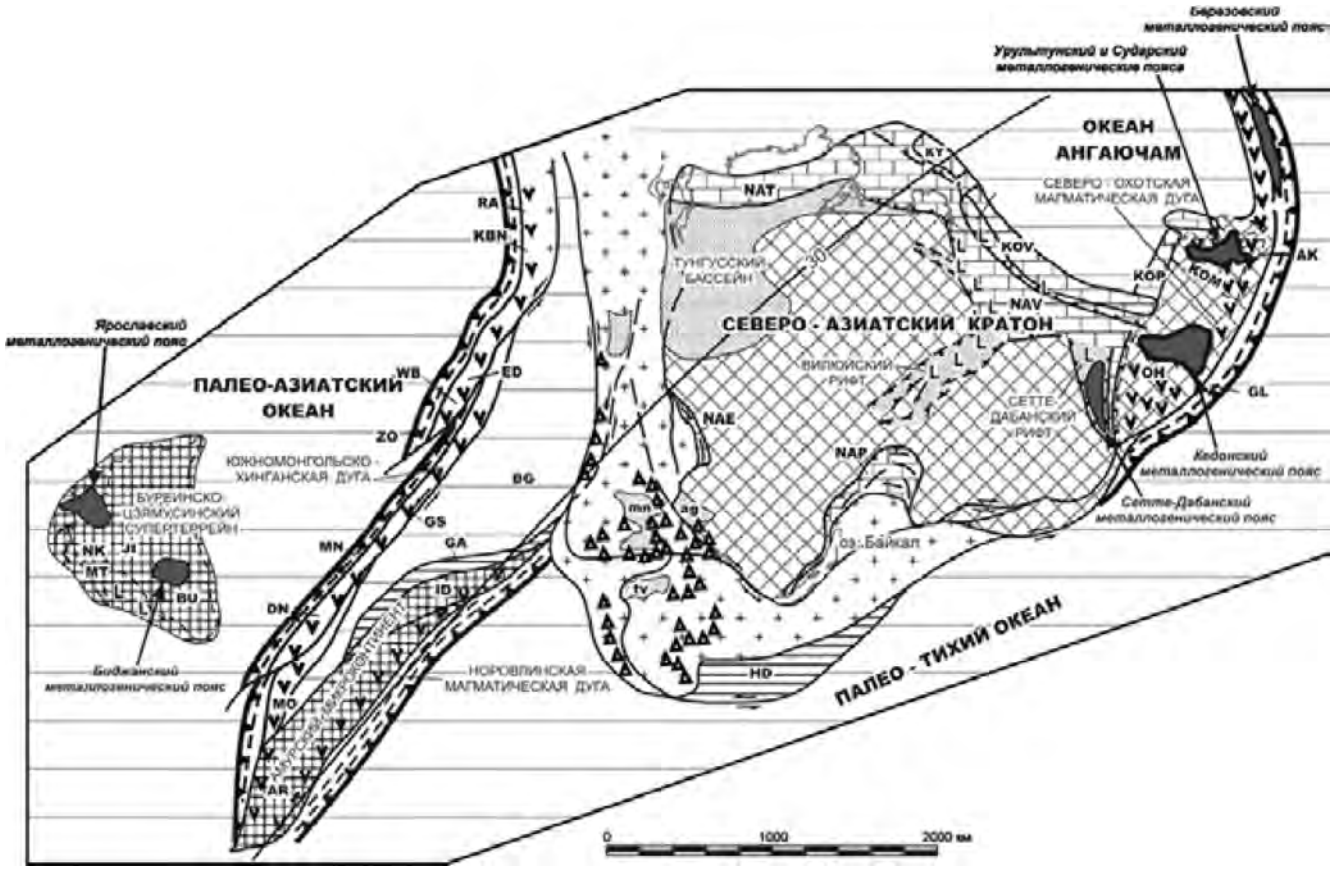


Рис. 10.3. Палеотектоническая реконструкция для девона–раннего карбона (370 млн лет) (по: Парфенов и др., 2003, с дополнениями и изменениями). Условные обозначения см. на рис. 10.1

окраина по простиранию переходит в островную дугу, представленную Олойским и Яракваамским островодужными террейнами.

Заслуживает отдельного рассмотрения среднепалеозойская магматическая активность Омолонского фрагмента Северо-Азиатского кратона и его обрамления. В его северной (в современных координатах) части имеются фрагменты задугового бассейна (Березовский террейн) с проявлениями базитового подводного вулканизма, с которыми связан Березовский металлогенический пояс колчеданных месторождений типа Куроко. Березовский террейн представляет собой несколько тектонических пластин, погружающихся под северную окраину Омолонского террейна (Nokleberg at al., 1994, 1997). Позднедевонские рудные объекты типа Куроко ассоциируют с бимодальным вулканическими породами, которые интерпретируются как формировавшиеся в процессе рифтинга на самых ранних стадиях существования Березовского террейна (Nokleberg at al., 1994, 1997).

Северная часть Омолонского террейна представляла собой в это время активную континентальную окраину, на которой формировался Кедонский вулкано-плутонический пояс (Егоров, 2004). С ним связана обычная для подобных магматических дуг рудная специализация одноименного металлогенического пояса золото-серебряных эпитермальных месторождений (Горячев, Егоров, 2003; Егоров, 2004). Следует отметить, что аналогичный этап магматизма известен и на сопредельных территориях Аляски, а также, что важно, на Охотском фрагменте Северо-Азиатского кратона.

Раннепалеозойские внутриплитовые гранитоиды известны на юге современного Дальнего Востока, где к ним приурочен Ярославский редкометалльный металлогенический пояс. Этот пояс включает одноименное грейзеновое месторождение олова и Вознесенское редкометалльно-флюоритовое месторождение. Они сформировались в результате грейзенизации скарнов, известняков, сланцев и, в меньшей степени, гранитов и гранит-порфиров с Rb-Sr изотопным возрастом 408 млн лет и начальным отношением изотопов Sr = 0,7136.

Поздний карбон–средний триас (318–228 млн лет). В позднем палеозое–раннем мезозое формируется Монголо-Охотский орогенный пояс с одновременным перемещением к востоку (в современных координатах) располагающихся южнее террейнов и супертеррейнов (рис. 10.4), из которых на рассматриваемой территории находятся террейны Аргунского, Южномонгольско-Хинганского и Бурея-Ханкайского орогенных поясов (Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 2003). Западнее, в Приаргунье, широко распространены ундинские гранитоиды, которые Rb-Sr методом датируются в 276–250 млн лет (Дриль и др., 1998) и петрогеохимические характеристики которых соответствуют гранитоидам активных континентальных окраин (Парфенов и др., 2003).

На восточной окраине Буреинского супертеррейна известны гранитоиды триасового возраста и фрагменты позднекарбоново-пермской надсубдукционной магматической дуги (Ханчук и др., 1989), что позволяет предполагать здесь продолжение режима активной континентальной окраины (Парфенов и др., 2003).

Л.П. Зоненшайн с соавторами (1990) показали, что формирование Монголо-Охотского орогенного пояса в западной его части началось в позднем карбоне и, последовательно развиваясь в восточном направлении, по направлению к палео-Тихому океану, продолжалось вплоть до середины юры (Зоненшайн и др., 1990). Для Монголо-Охотского орогенного пояса характерна типичная бореальная позднепалеозойская и раннемезозойская фауна. Однако в составе террейнов аккреционного клина в хр. Джагды (Кириллова, Турбин, 1979) известны включения карбонатных пород с раннепермскими тетическими фузулинидами.

В конце раннего карбона от восточной окраины Сибирского континента как результат предшествовавшего девонского рифтогенеза в процессе вращения континента по часовой стрелке отчленился крупный континентальный блок, включающий Охотский, Омолонский, Приколымский и Омулевский террейны. В результате образовался Оймяконский малый океанический бассейн, отделенный Омулевским хребтом от океана Ангаючам (Nokleberg et al., 2000; Парфенов и др., 2003). Омулевский хребет сходен с современным хр. Ломоносова в Арктике (Тектоника…, 2001), который до кайнозоя был частью шельфа Баренцева моря и отчленился от него при образовании Евразийского бассейна (Карасик и др., 1984).

В пределах Верхоянской пассивной континентальной окраины формируются мощные сероцветные обломочные толщи, которые восточнее, в направлении к смежному океаническому бассейну, сменяются турбидитами и гемипелагическими накоплениями континентального склона и его подножия (Тектоника…, 2001).

Определенная активность отмечена в это время в пределах Алазейско-Олойской островной дуги. Зоне палеосубдукции, связанной с ее существованием, отвечает Яракваамский террейн с Алучинским блоком ультрамафитов, вмещающим хромитовые залежи одноименного металлогенического пояса.

Хромитовое оруденение Усть-Бельского металлогенического пояса также приурочено к офиолитовым пластинам в пределах одноименного субтеррейна Пенжино-Анадырского террейна (фрагмента палеозойского аккреционного клина) Охотско-Коряк-

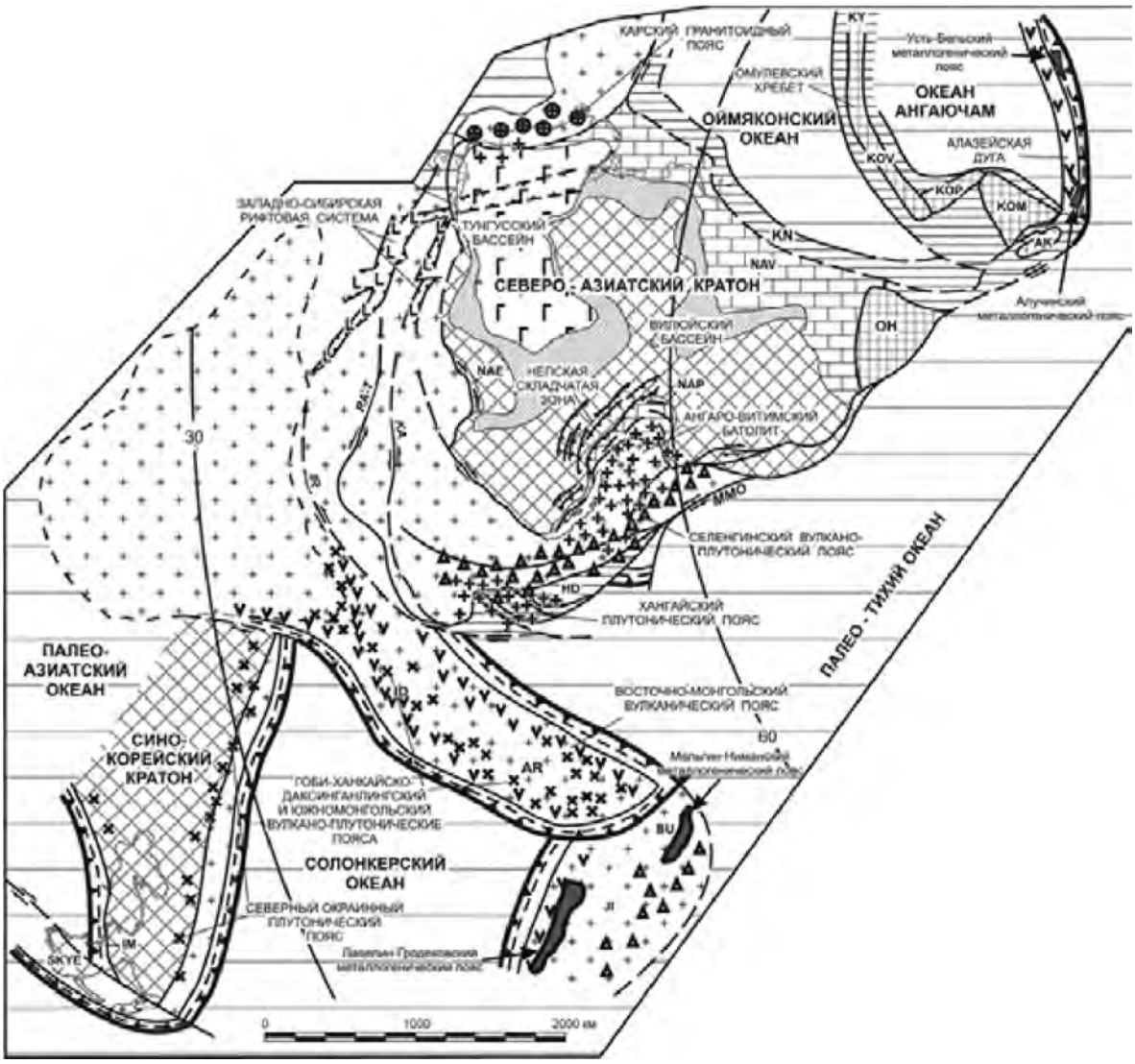


Рис. 10.4. Палеотектоническая реконструкция для позднего карбона–среднего триаса (275 млн лет) (по: Парфенов и др., 2003, с изменениями и дополнениями). Условные обозначения см. на рис. 10.1

ского орогенного пояса. Обширные зоны хромитовых залежей приурочены здесь к дунитам, которые встречаются совместно с перидотитами, метагаббро, амфиболитами и габбро в пределах Отрожненской тектонической пластины.

В южной части Дальнего Востока выделяется два палеозойских металлогенических пояса – Мельгин-Ниманский и Лаоелин-Гродековский. Первый включает уран-редкоземельные и молибден-порфировые месторождения, второй – месторождения меди, молибдена, золота и серебра, связанные с гранитоидами. Эти пояса приурочены к гранитоидам Бурея-Ханкайского, Южномонгольско-Хинганского и Аргунского орогенных поясов, которые фиксируют, по-видимому, время амальгамации этих орогенных поясов в единую мегаструктуру.

Поздний триас–ранняя юра (228–175 млн лет). В позднем триасе–ранней юре продолжается формирование Монголо-Охотского орогенного пояса (рис. 10.5), сопровождавшееся левосторонним сдвиговым перемещением вдоль Главного Монголо-Охотского разлома (Парфенов и др., 2003). В позднем триасе к востоку от окраины Сибирского континента в пределах смежной северной части палео-Тихого океана можно предположить движение океанических плит по направлению к окраинам Северной Азии и Северной Америки. В связи с этим на окраинах обоих континентов и вблизи них формируются новые системы связанных с субдукцией магматических дуг (Парфенов и др., 1999, 2003; Nokleberg et al., 2000). Вдоль восточных границ (в современных координатах) Сибирского континента с палео-Тихим океаном сформировалась Кони-Тайгоносская активная окраина, переходящая на севере в Алазейскую островную дугу. В тылу этой окраины развивался задуговой бассейн, представленный Вилигинским террейном. Вдоль северной окраины кратона продолжалось формирование комплекса терригенных

пород Верхоянской пассивной окраины (Тектоника…, 2001). Эта окраина в конце позднего триаса–начале ранней юры испытала еще один импульс рифтогенеза, выразившийся в формировании небольших грабенов (Кобюминский) с характерным бимодальным магматизмом, в том числе с образованием покровов и силлов базальтов в Западном Верхоянье. Этому же периоду соответствует и интенсивное проявление рифтогенных габбро-диабазов Чукотского шельфового террейна. Данные магматические образования были, по всей видимости, свидетельствами проявления условий регионального растяжения в рассматриваемой части территории.

Металлогенические пояса этого этапа на Северо-Востоке Азии не установлены. Отмечаются только признаки формирования вкрапленной сульфидной с золотом минерализации, рассеянной в триасово-раннеюрских терригенных породах, а также горизонты фосфоритов, обогащенные редкими землями.

К началу юры Северо-Азиатский кратон совместно с аккретированными к нему в течение палеозоя орогенными поясами располагался на близких к современным палеоширотах, однако был развернут относительно существующего положения против часовой стрелки не менее чем на 90°. В отличие от предлагавшихся ранее реконструкций мы считаем, что на юге Северо-Азиатский и Сино-Корейский кратоны (с окаймляющими палеозойскими орогенными поясами) в юрское время соприкасались непосредственно и не были разделены так называемым Монголо-Охотским палеоокеаном. Наблюдаемые в настоящее время структуры Монголо-Охотского орогенного пояса, включающие фрагменты позднепалеозойских активных окраин (аккреционных призм, надсубдукционных вулканических поясов, Парфенов и др., 1999; Парфенов и др., 2003), могли сформироваться вдоль непосредственной границы Северо-Азиатского кратона с палео-Тихим океаном, как это показано на рис. 10.5, 10.6. В пользу этого предположения свидетельствуют упоминавшиеся выше данные о том, что для этого пояса, как и для прилегающего к нему Аргунского супертеррейна, характерна только типичная бореальная позднепалеозойская и раннемезозойская фауна. Известные глыбы карбонатных пород хр. Джагды с раннепермскими фузулинидами (Кириллова, Турбин, 1979) рассматриваются нами как фрагменты аккреционного клина, которые могли

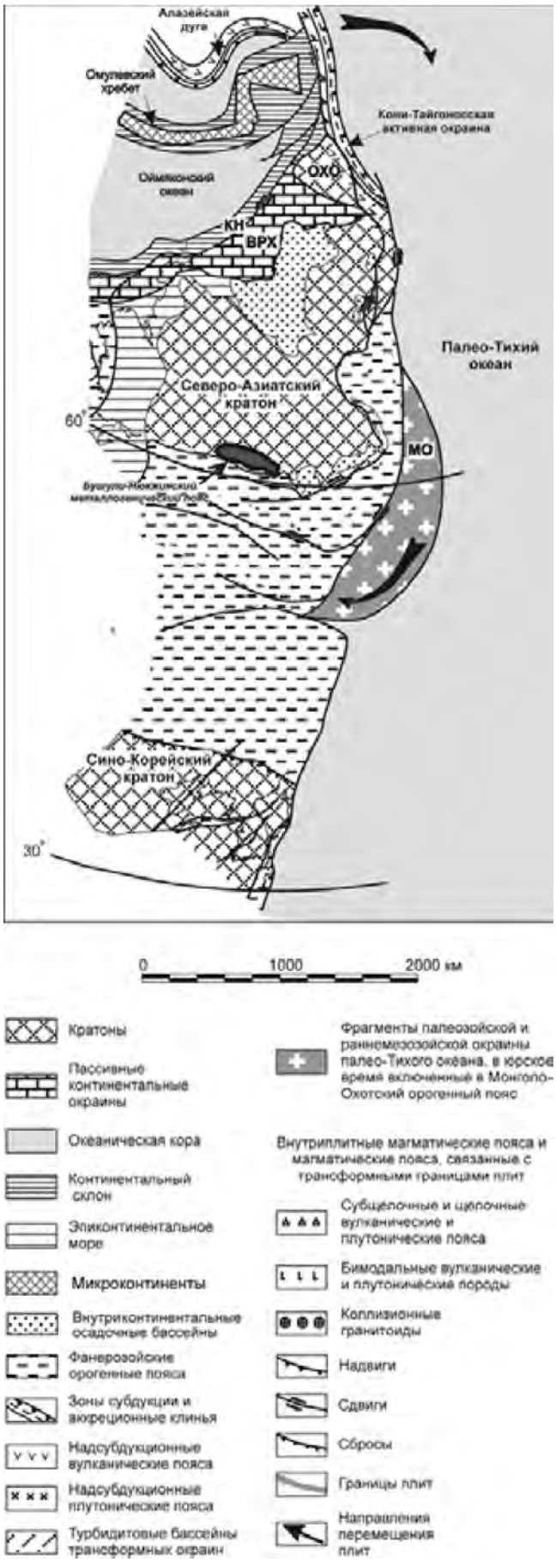


Рис. 10.5. Палеотектоническая реконструкция для позднего триаса–ранней юры (210 млн лет).

ОХО – Охотский кратонный террейн; ВРХ – Верхоянский фрагмент пассивной окраины; КН – Куларо-Нерский фрагмент континентального склона; МО – Монголо-Охотский фрагмент палео-Тихоокеанской окраины. Стрелками обозначено направление вращения Северо-Азиатского кратона и прилегающих к нему территорий

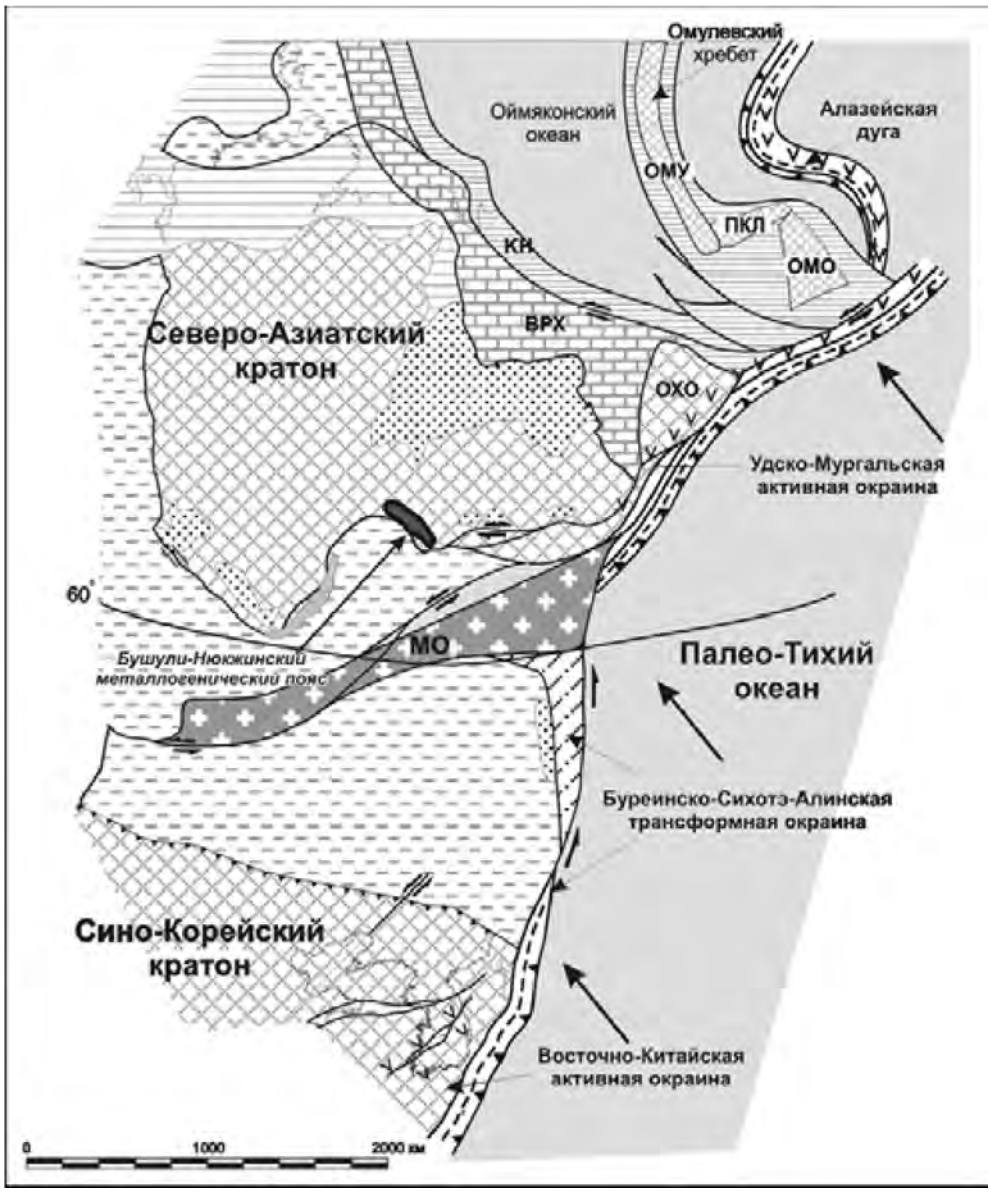


Рис. 10.6. Палеотектоническая реконструкция для ранней и средней юры (180 млн лет).

ОХО – Охотский кратонный террейн; ВРХ – Верхоянский фрагмент пассивной окраины; КН – Куларо-Нерский фрагмент континентального склона; МО – Монголо-Охотский фрагмент палео-Тихоокеанской окраины; ОМО – Омолонский, ПКЛ – Приколымский, ОМУ – Омулевский микроконтиненты. Остальные условные обозначения см. на рис. 10.5

быть совместно транспортированы в составе известняковых «шапок» подводных возвышенностей от зоны формирования в тропических широтах до зоны субдукции, располагающейся значительно севернее. Другим важным доводом в пользу предлагаемых построений является полное отсутствие в Монголо-Охотском поясе следов юрского палеоокеана и, наоборот, наличие к северу от него поясов юрских коллизионных гранитоидов.

Этим построениям противоречат, казалось бы, давно известные палеобиогеографические и палеомагнитные данные о том, что Сино-Корейский кратон в позднем палеозое и раннем мезозое располагался на приэкваториальных палеоширотах. Следует заметить, однако, что этот кратон, по мнению Л.М. Парфенова с соавторами (2003), был отделен от Аргунского и Бурея-Ханкайского раннепалеозойских орогенных поясов (объединяемых иногда в Амурский микроконтинент) так называемым Солонкерским палеоокеаном (см. рис. 10.4). Закрытие этого палеоокеана происходило в конце перми–начале триаса в процессе субдукции под ограничивающие его континентальные блоки, вероятно, путем перемещения Сино-Корейского кратона в северном направлении от тропических вплоть до близких к современным палеоширот.

В процесс вращения Северо-Азиатского кратона по часовой стрелке (происходившего согласно палеомагнитым данным главным образом в юрское время), вовлекались, по-видимому, как окаймляющие кратон палеозойские орогенные пояса, так и рассматриваемые участки палеотихоокеанской позднепалеозойской–раннемезозойской активной окраины, за счет которой происходило формирование Монголо-Охотского орогенного пояса. Отражением этих вращений являются системы левых сдвигов (иногда сочетающихся с зонами чешуйчато-надвигового строения) вдоль восточной и южной границ рассматриваемого домена, движения вдоль которых сопровождались формированием поясов коллизионных гранитоидов.

Этому периоду отвечает формирование пояса позднетриасовых гранитоидов вдоль южной окраины Северо-Азиатского кратона. С ним связаны W-Mo-Be грейзеновые и золото-кварцевые слабоизученные рудопроявления, которые объединяются в Бушули-Нюкжинский металлогенический пояс. W-Mo-Be грейзены и Au жилы, связанные с гранитоидами, располагаются вокруг плутонов и интерпретируются как генетически связанные с Амуджиканским интрузивным комплексом. Rb-Sr возраст метасоматитов, вмещающих месторождение, 212 млн лет.

Средняя юра–неоком (175–136 млн лет). В конце средней юры образуется Колымо-Омолонский (или Индигиро-Омолонский) супертеррейн как результат столкновения Алазейской островной дуги с Омулевским, Приколымским и Омолонским террейнами (Parphenov, 1991; Шпикерман, 1998). В интервале 170–135 млн лет с северо-восточной окраиной Азии сближалась плита Фараллон, которая двигалась в северо-восточном направлении (Engebretson et al., 1985), что определяло косой характер субдукции под смежную активную континентальную окраину (Парфенов и др., 2003). В это время начинается сближение Колымо-Омолонского супертеррейна с Верхоянской пассивной окраиной (Парфенов и др., 2003). Вдоль краев Омулевского, Приколымского и Омолонского террейнов образовались Уяндино-Ясачненская и Олойская островные дуги, под которые происходила субдукция коры Южно-Анюйского (?) океанического бассейна (рис. 10.7). В самом конце поздней юры произошло столкновение Индигиро-Омолонского супертеррейна с окраиной Северо-Азиатского кратона. Свидетельством этому является Главный батолитовый комплекс коллизионных высокоглиноземистых гранитоидов, датированных ^{40}Ar-^{39}Ar методом в 135–145 млн лет (Ньюберри и др., 2000; Layer et al., 2001). Северная окраина континента на это время определяется Олойской магматической дугой позднеюрского–неокомового возраста, которая на востоке, вероятно, могла сочленяться с Удско-Мургальской дугой (Парфенов и др., 2003; Горячев, 2005).

Этим тектоническим движениям отвечает формирование Ясачненского металлогенического пояса свинцово-цинковых скарнов и медно-порфировых месторождений; Дарпирского металлогенического пояса оловянных и редкометалльных месторождений, ассоциирующих с кислым магматизмом, а также коллизионных Шаманихинского и Яно-Колымского металлогенических поясов золото-кварцевого и золото-редкометалльного, касситерит-кварцевого жильного и грейзенового, вольфрамового жильного оруденения. В офиолитовых пластинах Корякского орогенного пояса располагаются Куюльский металлогенический пояс хромитовых месторождений и Тамватней-Майницкий металлогенический пояс хромитовых залежей и сульфидно-колчеданных месторождений типа Куроко.

В это же время Кони-Тайгоносская дуга вместе с Вилигинским задуговым бассейном наращивалась Удско-Мургальской дугой, что привело к ранним деформациям складчатых структур фланга Яно-Колымского орогенного пояса (Goryachev, 2004). Юго-западнее, в глубине континента, Удско-Мургальская дуга сменяется Становым поясом гранодиоритовых батолитов. Согласно последним изотопно-геохимическим и геохронологическим данным (Ларин и др., 2001) есть основания предполагать, что гранитоиды Станового пояса развивались в раннем мезозое в обстановке активной континентальной окраины, сменившейся обстановкой коллизии в результате сближения Буреинского супертеррейна и Северо-Азиатского кратона. Сразу после коллизии, в поздней юре–раннем мелу, в связи с субдукцией Тихоокеанской плиты Кула возобновилось формирование Удско-Мургальской магматической дуги. Вдоль южной границы Сибирского континента в это время развивается трансформная континентальная окраина с внедрением крупных эпизональных гранит-гранодиоритовых батолитов (Ларин и др., 2001).

К северу от Станового плутонического пояса в тылу магматической дуги в юре–раннем неокоме формируется Южно-Алданская система угленосных бассейнов, представленная вытянутой в субширотном направлении серией рифтогенных (?) впадин, выполненных существенно юрскими терригенными угленосными комплексами суммарной мощностью более 4000 м. Все впадины имеют асимметричное строение с крутыми приразломными южными бортами и пологими – северными.

Далее к северо-востоку, в пределах Алданского щита, широко проявился субщелочной и щелочной магматизм этого возраста. Проявления щелочного магматизма юрско-неокомового возраста известны также в тылу Удско-Мургальской дуги в пределах Омолонского кратонного террейна (Терехов и др., 1984; Парфенов и др., 2003).

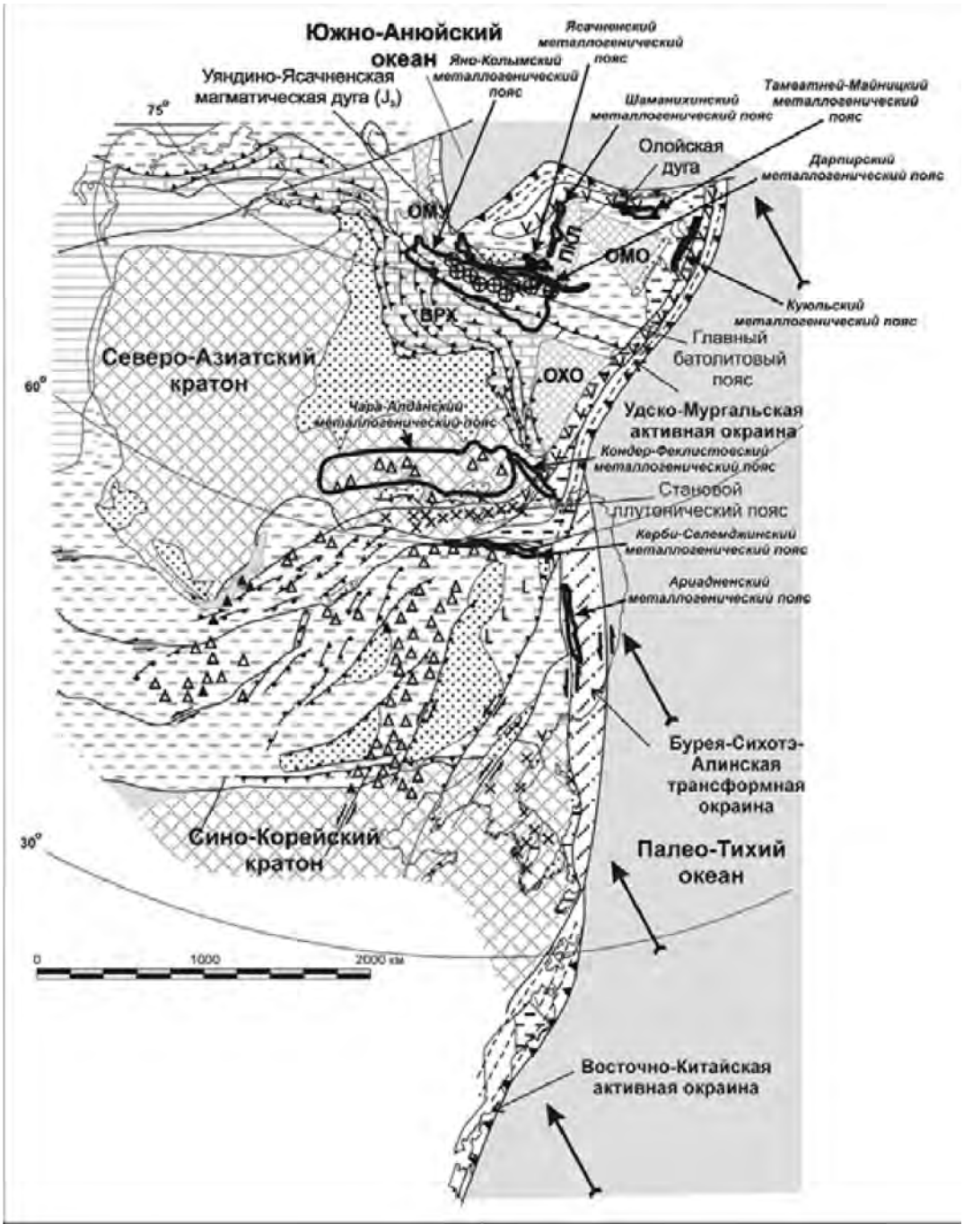


Рис. 10.7. Палеотектоническая реконструкция для поздней юры–раннего мела (135 млн лет). ОХО – Охотский кратонный террейн; ВРХ – Верхоянский фрагмент пассивной окраины; ОМО – Омолонский, ПКЛ – Приколымский, ОМУ – Омулевский микроконтиненты. Остальные условные обозначения см. на рис. 10.5

К югу от Удско-Мургальской дуги вплоть до широты 30° в это время формируется протяженная Бурея-Сихотэ-Алинская трансформная континентальная окраина (Парфенов и др., 2003), еще южнее сменяющаяся Восточно-Китайской активной окраиной (Голозубов, 2004). Вдоль последней в средней юре–неокоме происходило формирование Самаркинского аккреционного клина, сложенного рассланцованными турбидитами с фрагментами карбоновых и пермских карбонатных отложений с реликтами тетической фауны, а также пермско-среднеюрских яшм и офиолитов (Шевелев, Кузьмин, 1990; Натальин, 1991; Кемкин, Ханчук, 1993; Кириллова и др., 1996). В раннем мелу эти образования были транслированы на север на расстояние около 20° по широте и заняли близкое к современному положение (Голозубов, 2004).

Вдоль Бурея-Сихотэ-Алинской трансформной окраины формируется система крупных внутрикон-

тинентальных синсдвиговых грабенов (Сунляо, Эрлянь, Хайлар, Амуро-Зейский), протягивающаяся в северо-восточном направлении на 1500 км примерно параллельно границе континент–океан и прурочен-ная к разломам системы Тан-Лу. Грабены выполнены континентальными вулканогенно-осадочными позднеюрскими и осадочными меловыми отложениями мощностью до 3–10 км (Zhu, 1989). Западнее, примерно параллельно цепочке грабенов, протягивается пояс позднеюрско-раннемеловых субщелочных вулканитов Большого Хингана, датированных K-Ar методом в 150 млн лет. Полосу развития этих грабенов, возможно, следует сопоставлять с провинцией Бассейнов и Хребтов на западе США (Парфенов и др., 2003). Она пересекает различные более древние структуры, в том числе границу с Сино-Корейским кратоном. Проявления магматизма в пределах этой полосы можно, вероятно, связывать с эффектом «slab window», обусловленным отрывом и погружением в мантию океанической литосферы, субдуцированной под восточную окраину Азии в позднем палеозое–начале мезозоя. Этот отрыв мог произойти в связи с прекращением субдукции, сменившейся скольжением океанической плиты вдоль края континента.

На юге Дальнего Востока в это время завершил свое формирование Монголо-Охотский орогенный пояс, протянувшийся в субширотном направлении более чем на 2,5 тыс. км от Удской губы Охотского моря на востоке до Центральной Монголии на западе.

Главные среднеюрско-меловые металлогенические пояса южной части Дальнего Востока России следующие: Кондёр-Феклистовский металлогенический пояс Cr-PGE месторождений, связанных с зональными мафит-ультрамафитовыми интрузиями; Ариадненский металлогенический пояс Ti-Fe (+V) месторождений, связанных с мафит-ультрамафитами, и Cr-PGE месторождений в зональных мафит-ультрамафитовых плутонах; Керби-Селемджинский металлогенический пояс золото-кварцевых и связанных с гранитоидами жильных месторождений золота; Чара-Алданский (восточный фланг) металлогенический пояс связанных с гранитоидами жильных месторождений золота и золото-серебрянных эпитермальных месторождений.

Ранний мел (135–99 млн лет). Во второй половине раннего мела, вероятно в самом начале позднего, произошло закрытие Южно-Анюйского палеокеана, причленение к окраине Северо-Азиатского кратона Новосибирско-Чукотского микроконтинента (Бялобжеский, Горячев, 2004) и формирование Олойско-Чукотского орогенного пояса, в пределах которого располагаются Олойский и Чукотский магматические и одноименные металлогенические пояса порфировых и золото-кварцевых месторождений. Приблизительно в это же время происходило формирование Охотско-Корякского орогенного пояса и располагающегося в его пределах Удско-Мургальского металлогенического пояса порфирового, золото-серебряного, золото-серебро-кварцевого и золото-редкометалльного, а также редкометалльного оруденения.

Прилегающая с востока к Сино-Корейскому кратону океаническая плита Изанаги перемещалась в этот период времени в северо-западном направлении под острым углом к окраине континента (Engebretson et al., 1985), а примерно с середины берриаса (135 млн лет) эта плита меняет направление перемещения от северо-западного до меридионального со значительным увеличением скорости этого перемещения (до 30 см/год) (Engebretson et al., 1985; Парфенов и др., 2003). В связи с этим вдоль восточной границы кратона на значительном протяжении доминировали левосторонние трансформные скольжения и формировались турбидиты окраинно-континентального синсдвигового бассейна (Журавлевско-Амурский террейн) (Голозубов, Ханчук, 1995; Ханчук и др., 1995; Парфенов и др., 2003; Голозубов, 2004). В пределах континентальной части окраины продолжаются активность левосдвиговых перемещений вдоль разломов системы Тан-Лу и формирование вдоль этих разломов бассейнов синсдвигового растяжения (pull-apart basins) (Голозубов и др., 2000; Голозубов, 2004). Южнее палеошироты 30°, где эта граница меняла направление от близкого к меридиональному до юго-западного, трансформные скольжения сменялись субдукцией с формированием аккреционного клина и известково-щелочных вулканических и плутонических поясов. К концу рассматриваемого периода, приблизительно в альбе, также при значительной (более 20 см/г) скорости движения плиты Изанаги уже в север-северо-восточном направлении (Engebretson et al., 1985) в пределах бассейнов синсдвигового растяжения отмечаются практически синхронные проявления бимодального вулканизма со смешанными (субдукционными и внутриплитовыми) геохимическими характеристиками (Симаненко и др., 2002). В конце альбского времени левосдвиговые перемещения характеризуются наибольшей интенсивностью, в них вовлекаются как домезозойские, так и юрские и раннемеловые структуры, в том числе – фрагменты активных окраин (Самаркинскинский, Таухинский и Киселевско-Маноминский террейны – фрагменты юрской и раннемеловой аккреционных призм, Кемский и Ребуно-Монеронский террейны – фрагменты раннемелового задугового бассейна и фронтальной части дуги), формировавшихся южнее 30° с. ш. Последние перемещены на север приблизительно на 15–25°, что подтверждается палеобиогеографическими данными по флоре.

Этому периоду отвечает формирование Ланского металлогенического пояса Hg±Sb месторождений в терригенных породах; Самаркинского металлоге-

нического пояса Cu-Mo (±Au, Ag)-порфировых, Mo (±W, Sn, Bi) и W±Mo±Be скарновых месторождений; Северо-Буреинского металлогенического пояса золото-серебряных эпитермальных месторождений и связанных с гранитоидами жильных месторождений золота; Джелтулакского металлогенического пояса жильных месторождений золота, связанных с гранитоидами; Северо-Станового металлогенического пояса связанных с гранитоидами жильных месторождений золота и золото-серебряных эпитермальных месторождений и Беневского рудного района скарновых месторождений вольфрама (рис. 10.8)

В сеномане–кампане (99–70 млн лет) Восточно-Азиатская окраина приобрела близкие к современным очертания (рис. 10.9). В смежной части палео-Тихого океана плита Изанаги в интервале 100–85 млн лет двигалась на северо-запад, а затем (85–74 млн лет) на запад (Engebretson et al., 1985), т. е. началась фронтальная субдукция, и вдоль границы с палео-Тихим океаном устанавливается единая гигантская Восточно-Азиатская активная континентальная окраина, протягивающаяся из Юго-Восточного Китая, через Корейский полуостров, восток Сихотэ-Алиня на Чукотку и далее на Аляску и в Канадские Кордильеры (Парфенов и др., 1999). Магматические дуги Восточно-Азиатской активной континентальной окраины на территории Северной Азии представлены Восточно-Сихотэ-Алинским и Охотско-Чукотским вулкано-плутоническими поясами, которым соответствуют металлогенические пояса Восточно-Азиатско-Арктического мегапояса. Примером хорошо выраженного преддугового прогиба, выполненного мощными терригенными толщами верхнего мела, является Пенжинский прогиб. На юге рассматриваемой территории известны Западно-Сахалинский – Езо и Изуми турбидитовые бассейны, формирование которых происходило на локальных участках окраины, где доминировали трансформные скольжения (Голозубов, 2004). В позднем мелу к северной части этой активной континентальной окраины были аккретированы Майницкий островодужный, Алькатваамский турбидитовый и Эконайский террейны – фрагменты аккреционного клина, в результате чего формируется Корякский позднемеловой орогенный пояс. Существование подобных террейнов, аккретированных к континентальной окраине, следует предполагать и в районе Охотского моря.

В тылу активной континентальной окраины намечается Индигирский пояс растяжения земной коры, который протягивается от шельфа моря Лаптевых на юго-восток почти до Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса. Пояс представлен системами грабенов на шельфе моря Лаптевых и на смежной территории Приморской низменности, которые выполнены мощными отложениями апта–альба и низов верхнего мела, а южнее – линейными и изометричными магматическими зонами субщелочных и щелочных вулканических и плутонических пород и анорогенными щелочными гранитоидами апт-позднемелового и, возможно, палеогенового возраста (Тектоника…, 2001). Формирование Индигирского пояса связывается с растяжением земной коры, которое предшествовало раскрытию Евразийского океанического бассейна в Арктике.

Главные металлогенические пояса этого периода на юге Дальнего Востока России представлены Сергеевско-Таухинским металлогеническим поясом связанных с гранитоидами золотых, борных (датолитовых) скарновых, Zn-Pb (±Ag, Cu) скарновых, полиметаллических Pb-Zn ± Cu (±Ag, Au) жильно-штокверковых, золото-серебряных эпитермальных и порфировых Cu (±Au) месторождений; Восточно-Сихотэ-Алинским металлогеническим поясом оловянных, оловяно-вольфрамовых и золотых месторождений и Дурминским рудным районом золото-серебряных эпитермальных жильных месторождений. Эти пояса размещаются внутри или близ Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса и связаны с проявлениями надсубдукционного гранитоидного магматизма. Несколько севернее выделяется Хингано-Охотский ранне-позднемеловой металлогенический пояс оловорудных, золоторудных и вольфрам-молибденовых месторождений, который приурочен к одноименному вулкано-плутоническому поясу. На Северо-Востоке России в это же время формировался грандиозный Восточно-Азиатско-Арктический мегапояс, включающий Верхнеколымский пояс касситерит-силикатно-сульфидного, серебро-полиметаллического оруденения, оловянного оруденения, связанного с риолитами и золотого, связанного с гранитоидами оруденения; Чаунский металлогенический пояс оруденения, связанного с гранитоидным магматизмом; Охотский металлогенический пояс золото-серебряного эпитермального и медно-порфирового оруденения; Омсукчанский металлогенический пояс касситерит-силикатно-сульфидного, золото-серебряного эпитермального, медно-молибден-порфирового и ассоциирующего оруденения. Эти пояса включают множество проявлений оруденения, связанного с надбсудукционным гранитоидным магматизмом и кислым вулканизмом Охотско-Чукотского пояса.

На севере п-ова Камчатка, в Корякском нагорье, на Северо-Востоке России выделяются два металлогенических пояса, которые размещаются в Олюторско-Камчатском островодужном террейне. Корякский пояс включает проявления ЭПГ оруденения в зональных мафит-ультрамафитовых интрузиях и Cu оруденения в массивных сульфидах, а Ватынский пояс содержит вулканогенные Mn и Fe проявления. Оба пояса формировались в пределах Олюторской островной дуги.

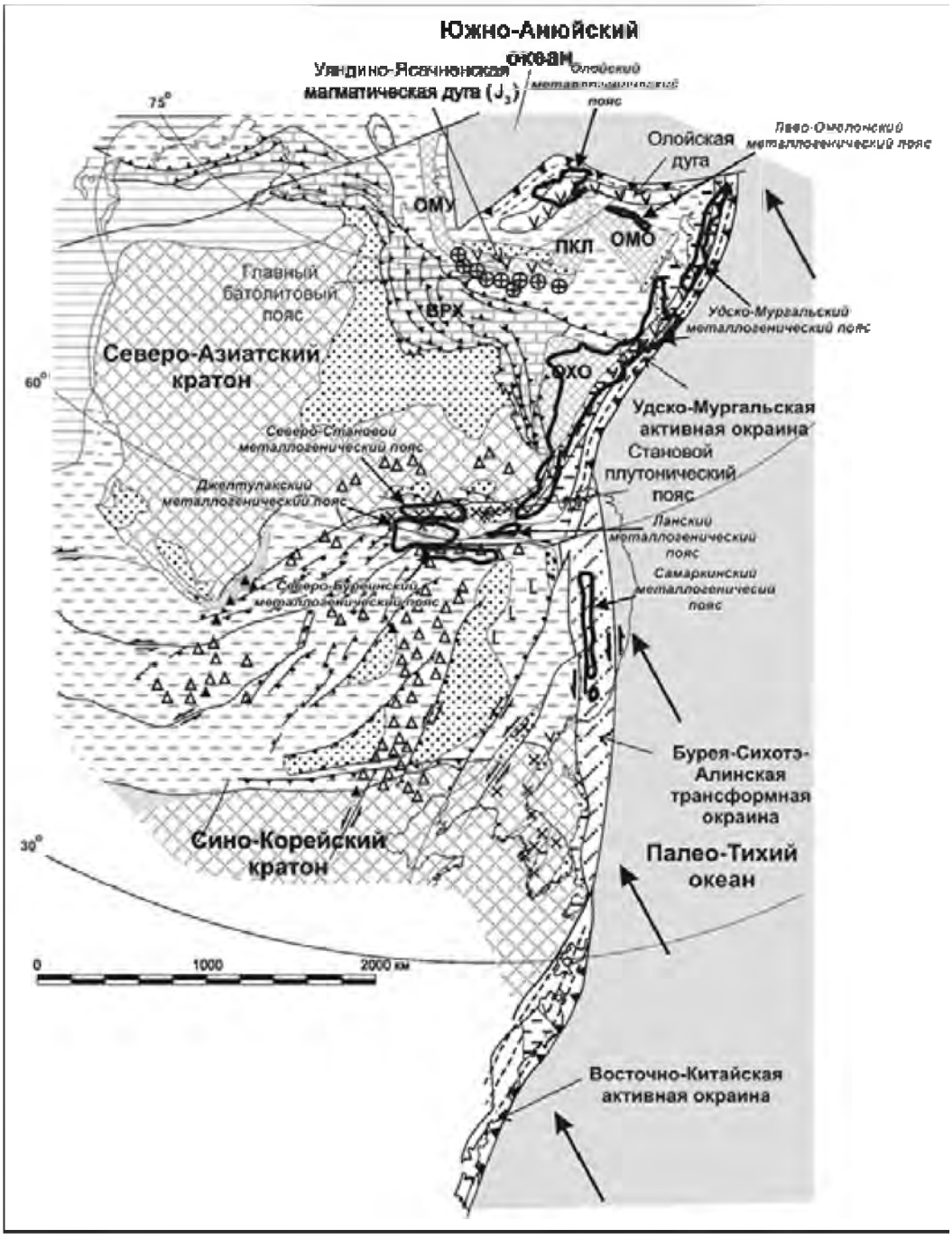


Рис. 10.8. Палеотектоническая реконструкция для раннего мела (125 млн лет).

ОХО – Охотский кратонный террейн; ВРХ – Верхоянский фрагмент пассивной окраины; ОМО – Омолонский, ПКЛ – Приколымский, ОМУ – Омулевский микроконтиненты. Остальные условные обозначения см. на рис. 10.5

В маастрихте–палеоцене (70–55 млн лет) после аккреции к Северной Азии ряда террейнов, завершившейся формированием позднемеловых орогенных поясов, и поглощения в зоне субдукции плиты Изанаги под окраину континента начинает погружаться Тихоокеанская плита, которая движется в северо-западном направлении под углом к окраине континента (Engebretson et al., 1985). Вероятно, в связи со встречными перемещениями Северо-Американской (совместно с Охотоморской) плиты на юг и юго-запад широкое распространение получают крупные правосторонние сдвиговые перемещения (активные по настоящее время, примером чему являются новообразованные сдвиги, образовавшиеся при Нефтегорском землетрясении) вдоль систем разломов, протягивавшихся на тысячи километров примерно параллельно границе континент–океан. В рассматриваемый период устанавливается, таким обра-

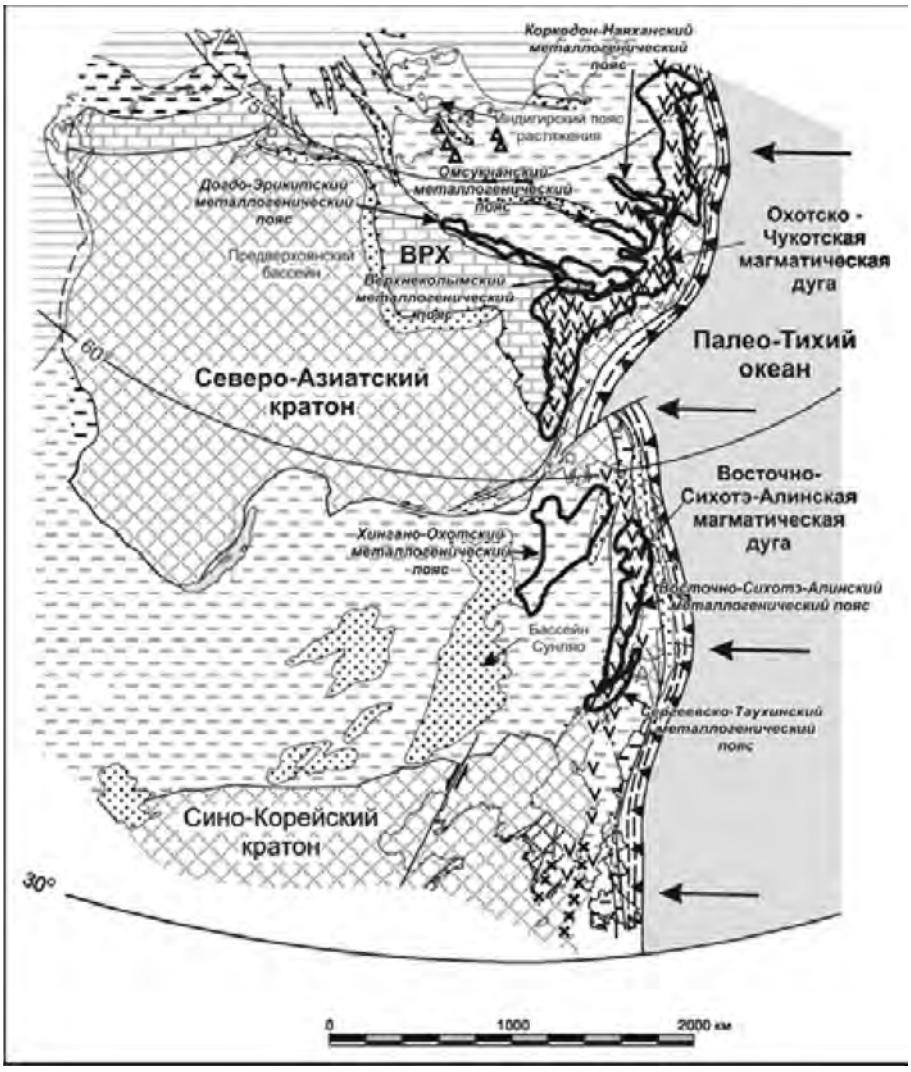


Рис. 10.9. Палеотектоническая реконструкция для сеномана–кампана (85 млн лет).

ВРХ – Верхоянский фрагмент пассивной окраины. Остальные условные обозначения см. на рис. 10.5

зом, сложная картина взаимодействия плит (рис. 10.10), выразившаяся в сосуществовании и смене во времени на конкретных участках окраины режимов активной и трансформной окраины – при доминировании перемещений вдоль Тихоокеанской плиты формировалась трансформная окраина с левосторонними скольжениями, сопрягавшаяся по латерали с конвергентной границей, а при доминировании перемещений Северо-Американской (и Охотоморской) плиты вдоль их границы с Евразией (например, вдоль Хоккайдо-Сахалинской системы разломов) происходили правосторонние, а вдоль границы с Тихоокеанской плитой – левосторонние трансформные скольжения либо субдукция.

Около 50 млн лет назад к окраине континента причленяется Олюторско-Камчатская дуга, а несколько позднее (40 млн лет назад) дуга Терпения-Немуро. Вблизи окраины Восточной Азии в эоцене начинается формирование протяженных систем грабенов (Кириллова и др., 1996), заполнявшихся озерно-аллювиальными накоплениями большой мощности (Бохай, И-Шу, Переяславский грабен, Ямско-Тауйская система) либо вулканитами (прибрежная часть Сихотэ-Алиня, Мартынов, 1999).

В интервале позднего мела–палеоцена (70–55 млн лет) завершили свое формирование Кемский металлогенический пояс золото-серебряных эпитермальных жильных и Cu-Mo (±Au, Ag)-порфировых, Cu (±Au)-порфировых и Mo (±W, Sn, Bi)-порфировых месторождений; Нижне-Амурский металлогенический пояс эпитермальных золото-серебряных, эпитермальных кварц-алунитовых, золото-порфировых, медно-молибден (±Au, Ag)-порфировых, оловянно-вольфрамовых грейзеновых месторождений. Эти пояса связаны с надсубдукционным гранитоидным магматизмом Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутониче-

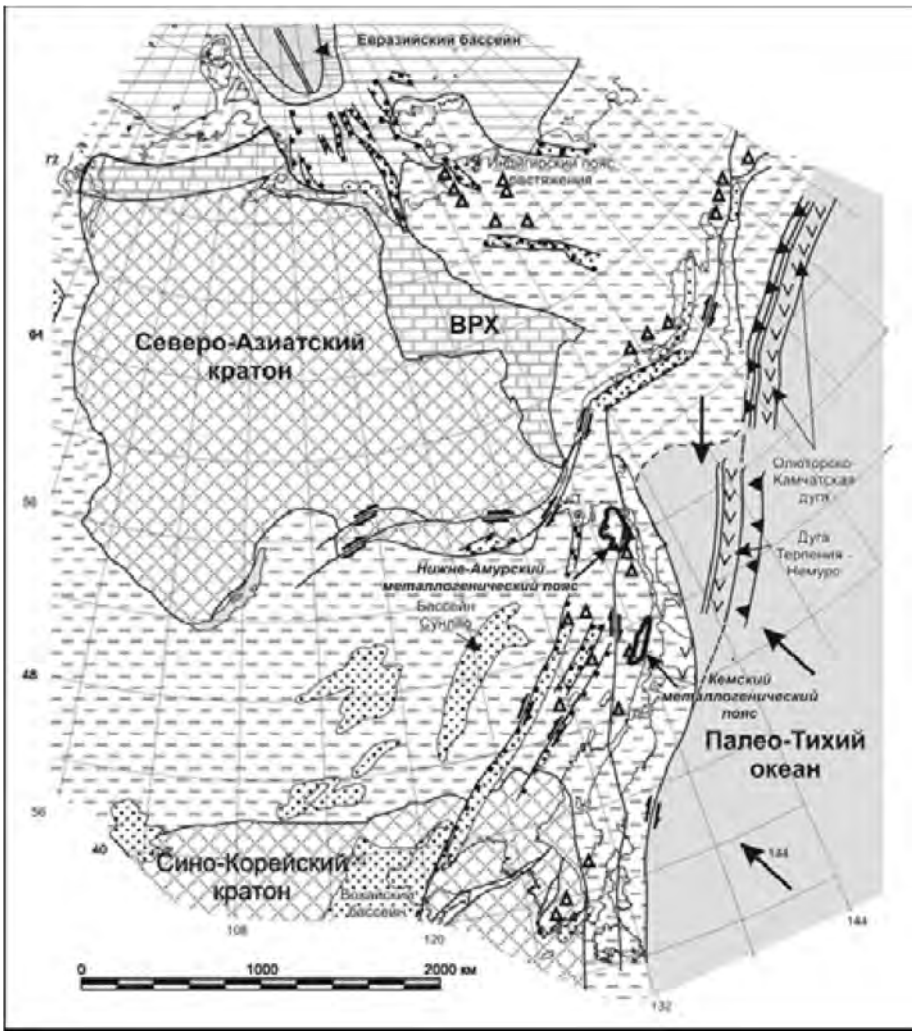


Рис. 10.10. Палеотектоническая реконструкция для маастрихта–палеоцена (60 млн лет).

ВРХ – Верхоянский фрагмент пассивной окраины. Остальные условные обозначения см. на рис. 10.5

ского пояса. На Северо-Востоке завершили свое развитие Квинумский металлогенический пояс медно-никелевых месторождений, связанных с роговообманковыми перидотитами и габброидами; Анадырский пояс золото-кварцевых месторождений и золотоносных россыпей; Анюйско-Беринговский пояс золото-серебряного эпитермального оруденения; Чукотский пояс гидротермально-магматогенных месторождений Hg.

В эоцене–олигоцене (55–23 млн лет) сформировался Центрально-Корякский металлогенический пояс, который содержит месторождения, связанные с гранитоидным магматизмом, и тесно связан с формированием надсубдукционного Камчатско-Корякского вулкано-плутонического пояса, формировавшегося в позднем мелу, палеоцене, эоцене и миоцене. Этот пояс протягивается на 800 км параллельно и в основном восточнее северной части Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса (Nokleberg at al., 1994, 1997). Пояс объединяет серию прерывистых и изолированных вулканических полей и слагается пологопадающими субаэральными вулканическими породами различного состава, а также песчаниками, гравелитами и конгломератами с флорой. Нижняя часть вулканического пояса состоит из основных вулканических пород, главным образом маастрихт-датских толеитовых базальтов, наряду с обильными палеоцен-эоценовыми щелочными базальтами и ассоциирующими небольшими количествами диоритов, монцонитов, габбро, гранодиоритов и гранитов с K-Ar возрастом 56–73 млн лет. Верхняя часть пояса состоит из известково-щелочных дацитов, риолитов, андезитов и базальтов с позднеэоценовыми и раннемиоценовыми флорой и K-Ar датировками и ассоциирует с субвулканическими телами и дайками риолитов, гранодиоритов и диоритов. Камчатско-Корякский вулканический пояс интерпретируется как крупная, в основном раннетретичная, дуга, которая формировалась вдоль трансформного разлома, параллельного континентальной окраине (Ханчук, Иванов, 1999).

В миоцене (23–5 млн лет) окончательно формируются близкие к современным очертания восточной окраины Северной Азии. В начале олигоцена Тихоокеанская плита начинает двигаться в северо-западном направлении под большим углом к окраине континента со скоростью около 10 см/год (Кононов, 1989; Engebretson et al., 1985). Возникают Японская и Курильская островные дуги. Северным продолжением Курильской дуги являлась Центрально-Камчатская дуга. К Камчатке приближалась Кроноцкая островная дуга, которая уже прекратила свое существование и двигалась пассивно вместе с Тихоокеанской плитой. Кроноцкая дуга причленилась к континенту в конце миоцена, в результате чего сформировался позднемиоценовый орогенный пояс Восточных полуостровов Камчатки. Пояс включает Кроноцкую дугу, а также аккреционный клин Центрально-Камчатской дуги.

На месте современного Японского моря растяжение и утонение коры началось в интервале 32–23 млн лет, которые сопровождались погружением со скоростью 150 м/млн лет и неморской синрифтовой седиментацией. Главный рифтогенез, сопровождавшийся интенсивным базальтовым магматизмом, имел место в раннем миоцене. Во время раскрытия Японского моря активной была система правых сдвигов, прослеживающаяся от Центральной Японии до Северного Сахалина примерно на 2000 км.

В Арктике продолжает формироваться Евразийский океанический бассейн. К этому времени относится начало общего поднятия территории и формирования сводов хребтов Верхоянского, Черского и Момского. По периферии сводовых поднятий формируются предгорные прогибы (Нижнеалданская впадина, Зырянский прогиб). В конце миоцена–начале плиоцена по краям сводовых поднятий образуются системы надвигов с горизонтальными перемещениями до 20 км и сопряженные с ними складчатые деформации и сдвиги (Тектоника…, 2001). Данное тектоническое событие коррелирует с усилением спрединга в Евразийском бассейне (до 1,2–1,5 см/год), что должно было, соответственно, вызвать увеличение скорости сближения Евразиатской и Северо-Американской плит.

В миоцене формируется гигантский Центрально-Азиатский ареал платобазальтов, представленный как единичными лавовыми потоками, так и полями площадью до 3000 км^2, которые распространены от Восточного Саяна и Станового хребта на севере до северной окраины Сино-Корейского кратона на юге и от Северной и Центральной Монголии на западе до побережья Татарского пролива на востоке. Вулканические образования на всей огромной территории ареала представлены базальтоидами повышенной щелочности (Ярмолюк и др., 2000). Отмечается, что вулканическая активность, связанная с локальными мантийными струями, сопровождалась отчетливо выраженным рассредоточенным грабенообразованием.

Этому этапу отвечает формирование Центрально-Камчатского металлогенического пояса, который содержит месторождения эпитермальных золото-серебряных руд, связанных с надсубдукционным гранитоидным магматизмом одноименного вулкано-плутонического пояса.

Конец миоцена–современный этап (5–0 млн лет). После аккреции Кроноцкой дуги зона субдукции смещается в сторону Тихого океана, и в плиоцене над ней формируется Восточный вулканический пояс, сохранивший активность до настоящего времени и располагающийся на продолжении Курильской дуги, т. е. возникает современная единая Курило-Камчатская дуга.

В связи с продолжающимися перемещениями Северо-Американской (совместно с Охотоморской) плиты на юг-юго-запад в тылу островных дуг вдоль ее границы с Евразиатской плитой вдоль Хоккайдо-Сахалинской системы разломов продолжались (и продолжаются по настоящее время) правосторонние трансформные скольжения и продолжают формироваться впадины Японского и Охотского морей. Глубоководные участки этих морей характеризуются океаническим типом коры и являются, по сути, бассейнами синсдвигового растяжения (pull-apart basins). В пределах этих морей, по-видимому, аналогичным образом формируются также линейные рифтогенные осадочные бассейны, заполнявшиеся мощными толщами олигоцен-плиоценового возраста.

Современные геодинамические обстановки показаны на рис. 10.11.

Главные металлогенические пояса этого этапа: Курильский пояс, который содержит золото-серебряные эпитермальные, полиметаллические (Cu-Pb-Zn) жильные, касситерит-силикатно-сульфидные и Mo-порфировые месторождения, связанные с гранитным магматизмом Курильского вулкано-плутонического пояса, и интерпретируется как формировавшийся в течение связанного с субдукцией гранитного плутонизма, сформировавшего курильскую островную часть окраинно-континентальной дуги Северо-Восточной Азии; Восточно-Камчатский пояс Au-Ag эпитермальных месторождений; Олюторский пояс, содержащий золото-серебряные эпитермальные, касситерит-силикатно-сульфидные, ртутные в осадочных породах и Mo-Cu-порфировые месторождения. Многочисленные плохо изученные порфировые Cu-Mo, Au-Ag эпитермальные жильные, серно-сульфидные и Sn-полиметаллические жильные месторождения известны на южном фланге Олюторского пояса, где они образуют полосу Hg-Sb и Hg-As месторождений, которая протягивается более чем на 100 км вдоль побережья Олюторского залива. Эти металлогенические пояса локализованы в Центрально-Камчатском и Восточно-Камчатском вулканических поясах, перекрывающих Корякский, Сахалинско-Камчатский и Восточных полуостровов Камчатки орогенные пояса.

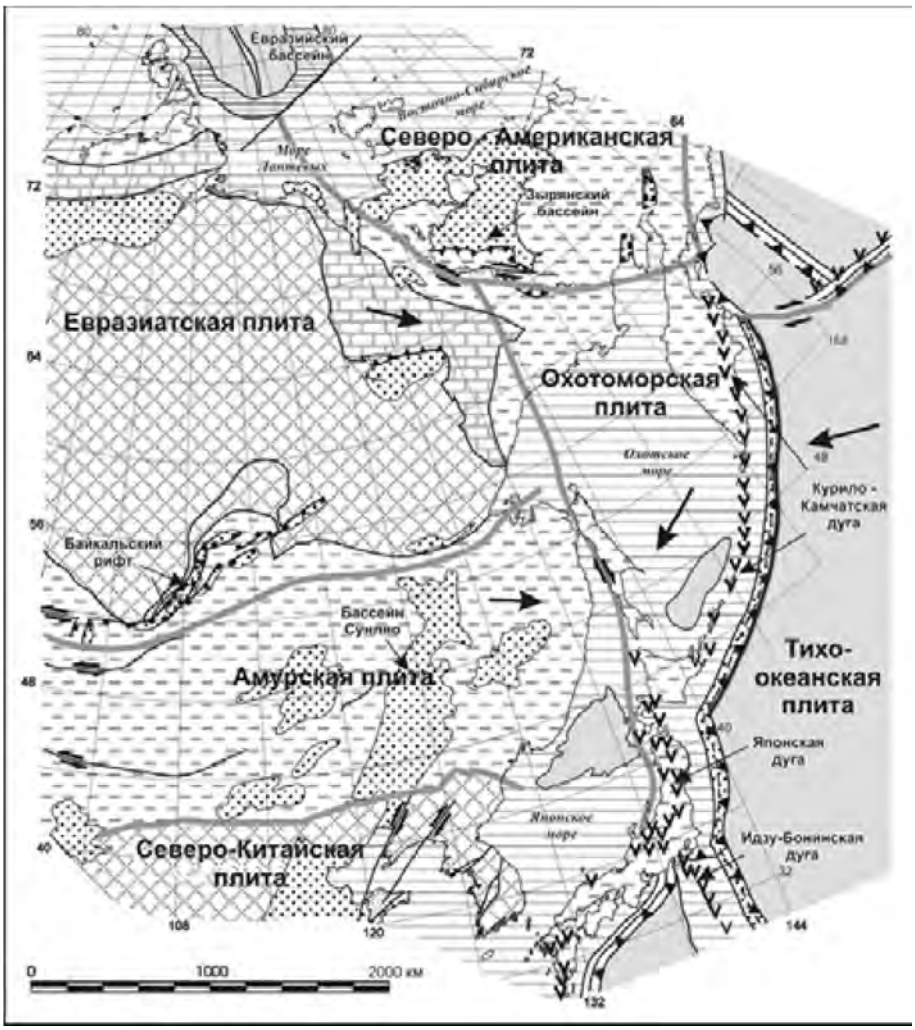


Рис. 10.11. Современная геодинамика Северо-Восточной Азии (по: Парфенов и др., 2003).

Условные обозначения см. на рис. 10.5

* * *

Проведенные исследования заставляют пересмотреть широко распространенные в России представления о принципиальных отличиях тектонической эволюции и закономерностей формирования орогенных поясов тихоокеанского и атлантического сегментов Земли. Океанические бассейны, на месте которых были сформированы орогенные пояса Северо-Восточной Азии, составляли единое целое с палео-Тихим океаном, и их эволюция определялась общими процессами. Формирование разновозрастных орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии, располагающихся в обрамлении Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов и на северо-западной окраине Тихого океана, обусловлено одними и теми же процессами, которые и сейчас имеют место по периферии Тихого океана и в Северном Ледовитом океане.

Мезозойские и кайнозойские орогенные пояса северо-западной окраины Тихого океана формировались в процессе конвергенции плит палео-Тихого океана и Северной Азии. Взаимное сближение океанических и континентальных плит сопровождалось рифтогенезом, открытием и последующим закрытием малых океанических бассейнов в тылу активных континентальных окраин и островных дуг. Формирование рассматриваемых в разделе орогенных поясов сопровождалось крупными (в сотни и тысячи километров) продольными сдвиговыми перемещениями, примерно параллельными границе континент–океан, что определило многие характерные структурные особенности этих поясов. К ним относятся: прямолинейная или слабоизогнутая в плане, саблевидная, форма, прерывистое распространение, линзовидные, выклинивающиеся окончания, нередкое отсутствие, характерных коллизионных гранитоидов и сопряженных с орогенными поясами краевых прогибов. Сдвиговые перемещения были обусловлены косыми сближениями океанических плит с окраиной континента (Парфенов и др., 2003).

Заключение

Монография является итогом многолетнего изучения геологии, магматизма и оруденения Дальнего Востока России. Главные результаты, полученные во время работы авторского коллектива, сводятся к следующему.

1. В истории геологического развития территория Дальнего Востока представляла собой арену сосуществования крупных современных континентальных (Северо-Азиатский, Сино-Корейский, Арктический) и океанического (Пацифика) геоблоков. Именно в результате их взаимодействия и возникли орогенные пояса Яно-Колымский и Чукотско-Олойский (столкновение Арктического и Северо-Азиатского геоблоков), Монголо-Охотский, Южномонгольско-Хинганский, Аргунский (сближение Северо-Азиатского и Сино-Корейского блоков), Бурея-Ханкайский, Охотско-Корякский, Корякский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Сахалинско-Камчатский и Восточных полуостровов Камчатки (взаимодействие Северо-Азиатского Арктического и Сино-Корейского блоков с Пацифическим), составляющие основу геологической структры Дальнего Востока. Все они образованы мозаикой террейнов, большинство из которых являются фрагментами указанных геоблоков, отчлененными от них в результате рифтогенеза, или частями островных дуг, располагавшихся в прошлом относительно недалеко от их окраин.

2. Выделены орогенные пояса коллизионного (Яно-Колымский, Монголо-Охотский) и аккреционного (Олойско-Чукотский, Охотско-Корякский и пр.) происхождения, которые обрамляют кратонные блоки и возникли в разное время от палеозоя до кайнозоя. Их формирование затронуло краевые части кратонов и микроконтинентов, испытавших интенсивные деформации, зональный метаморфизм, внедрение многочисленных гранитоидных интрузивов. Описаны перекрывающие осадочные комплексы, которые формировались на рассматриваемой территории в посторогенных обстановках преимущественно в позднем мезозое и кайнозое. Сравнение наиболее достоверных палеомагнитных данных по террейнам орогенных поясов Востока России с наиболее корректными результатами по Северо-Китайской платформе показало близость позиций их палеополюса в соответствующих возрастных интервалах. Установлено, что террейны Монголо-Охотского и Бурея-Ханкайского орогенных поясов, а также Северо-Китайская платформа на протяжении всего палеозоя (практически до поздней перми–триаса) располагались в приэкваториальных и субтропических широтах Северного полушария и, что вполне вероятно, – на северной периферии Восточной Гондваны. Проведенная нами предварительная оценка степени завершенности складчатости, в зависимости от характера и масштабов проявления до-, син- и постскладчатых компонент намагниченности, показала, что для фанерозойских пород Монголо-Охотского орогенного пояса развитие фронта деформаций происходило преимущественно с юго-востока на северо-запад. Для геологических разрезов Бурея-Ханкайского орогенного пояса общий тренд развития складчатости был противоположным и более усложненным, что находится в удовлетворительном соответствии с общегеологическими представлениями о характере и направлении аккреционно-коллизионных процессов, влиявших на развитие орогенных структур Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского орогенных поясов в течение всего позднего палеозоя и мезозоя.

3. Установлено, что особенностью тектонической истории в мезозое и кайнозое континентальных окраин Дальнего Востока является преобладание геодинамических обстановок трансформных континентальных окраин. Специфика их тектонического развития обусловлена мощными сдвигами вдоль краев плит, сопровождаемыми формированием специфических осадочных бассейнов и магматических комплексов, характеризуемых особой металлогенией. Установлено, что трансформные окраины калифорнийского типа могут замещать по латерали участки активных окраин андийского типа, составляя с ними своеобразные динамопары, причем характер взаимодействия на каждом из участков определяется геометрическими соотношениями направления дрейфа океанической плиты и ориентировками краевых частей малоподвижного прилегающего континента. Сформулированы основные признаки трансформных границ плит, которые использовались нами при выделении этих границ в структурах геологического прошлого:

а) наличие вдоль границ плит сдвиговых зон с перемещениями в сотни и тысячи километров, активных в рассматриваемый отрезок времени;

б) формирование бассейнов синсдвигового растяжения (pull-apart basins), которые в континентальной части окраины заполнялись терригенным материалом и вулканитами, а вблизи континента, на океаническом основании, характеризовались лавинной седиментацией;

в) приуроченность проявлений вулканизма со смешанными субдукционными и внутриплитными характеристиками к бассейнам синсдвигового растяжения и крайне неравномерное и распределение их вдоль окраин.

4. Глубинная структура региона определяется двумя главными факторами: а) взаимодействием тихоокеанской океанической литосферы с азиатской континентальной; б) взаимодействием друг с другом континентальных литосферных плит. Установлены многочисленные факты результатов этих взаимодействий и исследована их глубинная природа (Пограничная гравитационная ступень, S-образная плотностная структура земной коры, деструкция земной коры и литосферной мантии, структуры андерплейтинга и slab-window и т. д.). Пространственная разобщенность структур андерплейтинга и slab window обусловлена широким распространением деструкционных процессов, связанных со сдвиговой тектоникой. S-образная коровая плотностная структура, соединяющая Пограничную и Дахинган-Тайханскую гравитационные ступени, сформирована сдвигами преимущественно северо-восточного простирания. Смена знака большинства структур земной коры и литосферной мантии при их пространственном совмещении свидетельствует о преимущественной изостатической уравновешенности региона. Возможное погружение глубинных литосферных структур под юго-восточную окраину Северо-Азиатского кратона в области сочленения Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенных поясов наблюдается в плотностных, геоэлектрических и комплексных геофизических моделях.

Дана детальная характеристика современной сейсмичности Дальнего Востока, одной из самых сейсмоопасных территорий России. Сейсмические и геоэлектрические исследования доказывают глубинное литосферное заложение сейсмогенерирующих разломов на всей исследуемой территории и, с другой стороны, латеральную дифференциацию региональной литосферы по степени ее насыщенности разломами и наличию астеносферы. Это сказывается на величинах скоростей сейсмических волн и значениях электрического сопротивления, что также позволяет считать установленную разницу сейсмической активности этих геоблоков не следствием недостаточности сейсмологических наблюдений, а литосферной неоднородностью, влияющей в том числе и на сейсмичность. Наличие единой сети глубинных зон разломов для региона позволяет предполагать, что наиболее сильные разрушительные землетрясения возможны на всей территории исследований.

Установлено, что имеется определенное соответствие между эпицентрами и активностью разломов в голоцене. Многие рои землетрясений 40-летнего периода явно привязаны к молодым разломам. Некоторые цепочки эпицентров трассируют линеаменты, совпадающие с этими разломами полностью или частично. Существенная часть разломов имеет наклонную поверхность разрыва (взбросы, взбросо-сдвиги и т. п.), так что эпицентры связанных с ними землетрясений могут находиться в стороне от линии выхода разлома на дневную поверхность. Распределение гипоцентров землетрясений по глубине показывает, что наибольшее количество коровых землетрясений сконцентрировано на глубинах, не превышающих 20–25 км. Эти землетрясения могут быть связаны с активными разломами в верхней части коры, следы которых отмечаются на поверхности. Пространственная приуроченность распределения очагов землетрясений к сейсмическим структурам тектоносферы, имеющим разный режим сейсмоактивности, свидетельствует о наличии в литосфере рассматриваемой территории сложно построенной взаимосвязанной системы сейсмогенерирующих этажей и линеаментов. Данная система подвержена колебательным изменениям пространственно-временных закономерностей сейсмоактивности. Продолжение структурных аномалий тектоносферы в нижнюю мантию и к ядру доказывает, что энергетическая и вещественная подпитка геодинамической активности идет из нижней мантии и внешнего ядра. Глубокофокусная сейсмичность является при этом индикатором активизации тектонической активности, которая развивается снизу вверх.

5. Анализ истории геологического развития позволил выделить 12 тектонических и металлогенических эпох (возрастных срезов) (в млн лет): протерозойскую (2500–542); кембрий-силурийскую (542–416); девон-раннекарбоновую (416–318); позднекарбоновую–среднетриасовую (318–228); позднетриасовую–раннеюрскую (228–175): среднеюрскую–раннемеловую (175–136); раннемеловую (136–99); позднемеловую (99–70); поздний мел–палеоценовую (70–55); эоцен–олигоценовую (55–23); миоценовую (23–5); позднетретичную–четвертичную (5–0). Они фрагментарно проявлены в разных частях территории Дальнего Востока, и им отвечает формирование указанных орогенных поясов и 67 металлогенических поясов и рудных районов.

6. Выделены и детально охарактеризованы типовые магматические комплексы и пояса региона различных геодинамических обстановок. Дана геологическая и петрогеохимическая характеристика главнейших вулканических и плутонических комплексов орогенных поясов и кратонных блоков, выделенных в качестве магматических поясов, зон и ареалов, «сшивающих» и перекрывающих смежные террейны или орогенные пояса. Рассмотрены магматические образования коллизионных обстановок триаса, поздней юры–раннего мела и мела; надсубдукционные позднемезозойские и кайнозойские магматические комплексы активных окраин континентов и островных дуг, показана эволюция магматизма в их пределах. Впервые выделены и детально описаны магматические ассоциации и комплексы обстановок трансформных континентальных окраин и зон внутриплитного магматизма. Показаны более широкая распространенность и специфичность проявления магматизма трансформного типа относительно субдукционного и выявлены петрологогеохимические особенности, сближающие магматические комплексы трансформных континентальных окраин с проявлениями внутриплитного типа. Приведены новые данные по металлогенической специализации и рудоносности магматических комплексов различных геодинамических обстановок, позволяющие по-новому рассмотреть основные закономерности геодинамики и металлогении Востока России.

7. Детально охарактеризованы осадочные бассейны региона, которые формировались на рассматриваемой территории в посторогенных обстановках преимущественно в позднем мезозое и кайнозое. Необходимость пристального внимания к их изучению определяется перспективами выявления в них новых месторождений углеводородного сырья.

8. Впервые с единых позиций систематизировано все разнообразие типов оруденения огромной территории. Предложенная авторами систематика месторождений полезных ископаемых относительно непротиворечиво охватывает весь спектр известных месторождений Дальнего Востока и служит основой для дальнейших металлогенических построений. Она базируется на выделении модельных типов месторождений полезных ископаемых, которые разделены на четыре группы по связи с геологическими породообразующими процессами: 1) магматическими, 2) осадочными, 3) метаморфическими; выделена также отдельная группа месторождений неясного генезиса. Очерк металлогении Дальнего Востока, представленный в книге, не имеет аналогов по полноте охвата материалов и обширности авторского коллектива. Выполнен металлогенический анализ основных тектонических структур и этапов их развития на основе моделей развития литосферы в рамках теории тектоники плит. Каждый металлогенический пояс включает месторождения одного модельного типа или генетически связанные, одновозрастные и близко расположенные месторождения нескольких типов, формирование которых происходило в определенной геодинамической обстановке – обстановке субдукции, коллизии, трансформной континентальной окраины и т. д.

9. Выявлена устойчивая зависимость характера металлогенической нагрузки выделенных орогенных и металлогенических поясов от состава подстилающей и вмещающей среды, а также типа рудолокализующих геологических структур, что подчеркивается контурами каждого из металлогенических поясов, которые совпадают либо с границами рудоносных литостратиграфических или магматических комплексов, либо ограничиваются разломными структурами.

10. Металлогенический анализ территории Востока России показал несостоятельность попыток установления связи типа «один тип месторождений–одна геодинамическая обстановка». Действительно, есть типы месторождений, которые формируются только в определенных типах геодинамических обстановок и даже могут служить своеобразными индикаторами таких обстановок. Например, месторождения хромитов кимперсайского типа. Но некоторые типы месторождений конвергентны и могут возникать в различных обстановках, характеризуясь лишь тонкими различиями на уровне минерального или даже геохимического состава руд или отдельных минералов. Это может быть проиллюстрировано очень хорошим и давно описанным в литературе примером колчеданных месторождений. Колчеданные месторождения кипрского типа формируются в обстановке океанического рифтогенеза, а колчеданные месторождения рудноалтайского типа (тип Куроко) – в островодужной. Другим также хорошо известным примером могут служить Cu-Mo-порфировые месторождения. В островодужной обстановке это только Cu-порфировые месторождения с большим количеством золота. В ассоциации с окраинно-континентальными вулкано-плутоническими поясами – только Cu-Mo-порфировые с примерно равным соотношением меди и молибдена и небольшим количеством золота или без такового. А в ассоциации с внутриконтинентальными магматическими поясами – преимущественно молибден-порфировые. Другие типы месторождений (например, скарновые), наоборот, могут возникать в различных обстановках, т. е. ведут себя как геодинамические космополиты. Таким образом, можно говорить о металлогенической конвергенции геодинамических обстановок (или о геодинамической дивергенции металлогенических

объектов). Еще один важный момент – длительность и многоэтапность формирования некоторых рудных объектов. Например, период формирования месторождений золота в черносланцевых толщах растянут на сотни миллионов лет, и без ранних этапов, так же, впрочем, как и без поздних, невозможно было бы образование таких гигантов. Совершенно очевидно, что и геодинамические обстановки в эти разные этапы были различные.

11. Проведены палеотектонические и палеометаллогенические реконструкции в интервале от 2500 млн лет до современности. Показана эволюция формирования тектонических структур и геодинамических обстановок с несколькими циклами раскрытия-закрытия океанов в раннем и позднем палеозое, позднем мезозое.

12. Важный вывод, вытекающий из итогов выполнения данной работы, – необходимость творческой кооперации между специалистами в различных областях геологических знаний и сотрудниками различных организаций для решения таких больших, комплексных проблем, каковой является проблема взаимосвязанного, системного анализа тектоники, геодинамики и металлогении восточной окраины России. Именно благодаря удачному комплексированию исследований и целенаправленной концентрации творческих усилий большого, неоднородного коллектива исследователей из различных геологических организаций ДВО РАН удалось успешно завершить данную работу. Эту монографию авторы рассматривают в качестве логического продолжения выполнявшихся ранее исследований в рамках двух международных проектов, вылившихся в серию коллективных публикаций, в числе которых особо важное место занимает монография «Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия)» (2001), подготовленная и изданная коллективом сотрудников СО РАН под руководством Л.М. Парфенова.

Литература

Абисалов Э.Г., Бровчук Э.Ф., Недашковский П.Г. О нормах содержания акцессорного бериллия в породообразующих минералах гранитоидов Дальнего Востока // Геохимические циклы Дальнего Востока. Владивосток, 1969. С. 21–29.

Авдейко Г.П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1968. 153 с.

Авдейко Г.П., Волынец О.Н., Мелекесцев И.В. и др. Курило-Камчатская дуга // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 37–86.

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 9–33.

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулкано-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64–80.

Авченко О.В. Петрология Охотского метаморфического комплекса. М.: Наука, 1977. 97 с.

Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии. М.: Наука, 1990. 182 с.

Авченко О.В., Лаврик С.Н. Метаморфические породы Верхнеомолонского поднятия // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 129–137.

Авченко О.В., Александров И.А. Субдукция Становой плиты как причина протерозойской перекристаллизации Алданского щита // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики: материалы Всероссийского совещания, посвященного 90-летию академика Н.А. Шило (XII годичное собрание Северо-Восточного отделения ВМО). Магадан, 2003. Т. 1. С. 208–213.

Агафонов Л.В., Еркушов Ю.А. Коэффициенты распределения РЗЭ и модельные расчеты парциального плавления и фракционной кристаллизации // Редкоземельные элементы в магматических породах. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1988. С. 101–124.

Агеева Е.М. Литологическая и фациальная характеристика меловых отложений северной части Суйфунской впадины // Геология и палеогеографические условия формирования мезо-кайнозойских континентальных впадин южной части Дальнего Востока. М: Недра, 1965. С. 60–95.

Аксенова В.Д., Довгаль Ю.М., Стерлигова В.Е. Никель-хромовая минерализация Алучинского гипербазитового массива // Геол. и геофиз. 1970. № 2. С. 23–33.

Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.

Александров И.А., Авченко О.В. Сравнительная термобарометрия метаморфических комплексов и геодинамическая модель взаимоотношения Алданского и Джугджуро-Станового блоков Алдано-Станового щита // Геохимия. 2002. № 5. С. 3–14.

Алексеев В.И. Структурные условия локализации оловоносных метасоматитов на одном из месторождений Баджальского рудного района (Приамурье) // Зап. ЛГИ им. Г.В. Плеханова. 1987. Т. 112. С. 51–56.

Алексеев В.И. Метасоматическая зональность рудных полей Баджальского района (Приамурье) // Зап. ВМО. 1989. Ч. CXVIII, вып. 9. С. 27–37.

Алексеев Э.С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1981. № 1. С. 105–120.

Алексеев Э.С. Главные особенности строения и развития юга Корякского нагорья // Геотектоника. 1982. № 1. С. 85–91.

Алексеенко А.В., Коробейников С.В., Сидоров В.А. Новые данные о медно-молибден-порфировой минерализации на Омолонском массиве // Рудные формации Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1990. С. 157–162.

Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Минюк П.С. Результаты структурных и палеомагнитных исследований юрских и меловых комплексов в мезозоидах Северо-Востока России // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 44–56.

Алексютин М.В., Колесов Е.В., Минюк П.С., Иванов Ю.Ю. Конфигурация северо-восточной окраины Сибирской платформы в позднем силуре–раннем карбоне по палеомагнитным данным // Материалы семинара «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент» (Борок, 18–23 окт. 2001 г.). М.: ГЕОС, 2001. С. 6–7.

Альшевский А.В., Люскин А.Д. Позиция малосульфидного плутоногенного оруденения Яно-Колымского пояса в свете геохронологических данных // Изотопное датирование рудных формаций: тез. докл. Киев, 1990. С. 171–174.

Амельченко Г.Л., Голозубов В.В., Волынец Е.Б., Маркевич В.С. Стратиграфия Алчанского мелового эпи-

континентального бассейна (Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 57–71.

Амельченко Г.Л., Павлюткин Б.И. Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 200 000. Объяснительная записка. Листы L-53-XIV–XV. 2004.

Амирханов Х.И., Батырмурзаев А.Т., Антипин В.С. и др. Калий-аргоновый возраст щелочных базальтоидов Западной Камчатки // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287, № 2. С. 494–496.

Андреев Г.В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1987. 76 с.

Андреев Г.В., Рипп Г.С., Шарахшинов А.О., Минин А.Д. Редкоземельная минерализация в щелочных гранитоидах Западной Монголии. Улан-Удэ: ИГ СО РАН, 1994. 138 с.

Андреева Н.В., Пономарева А.П., Крук Н.Н. и др. Магаданский батолит: строение, состав и условия формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. 264 с.

Андросов Д.В., Раткин В.В. Доскладчатые цинково-колчеданные руды на Вознесенском грейзеновом месторождении (Приморье) // Геол. рудн. месторожд. 1990. № 5. С. 46–58.

Андросов Д.В. Вещественный состав и генезис флюорит-полиметаллических руд Вознесенского месторождения (Приморский край): дис. … канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1992. 269 с.

Андросов Д.В., Рязанцева М.Д. О взаимоотношениях дайкового комплекса с полиметаллическим и флюоритовым оруденением на Вознесенском месторождении (Приморский край) // Труды ассоциации «Дальнедра». Хабаровск: Дальнедра, 1992. Вып. 2. С. 50–60.

Аникеева Л.И. Базит-гипербазитовые комплексы Корякского нагорья // Магматизм Северо-Востока Азии: тр. Сев.-Вост. петрогр. совещ. Магадан, 1976. Вып. 4. С. 59–62.

Анойкин В.И. Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 200 000. Лист L-53-V. Л.: Госгеолтехиздат, 1984.

Анойкин В.И. Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 200 000. Лист L-53-X. Л.: Госгеолтехиздат, 1985.

Аноров П.Н., Маючая В.П. Признаки проявления порфировой минерализации в Магаданском плутоне // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 99–100.

Анортозит-рапакивигранитная формация. М.; Л.: Наука, 1978. 286 с.

Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. 272 с. (Труды/ГИН АН СССР; вып. 375).

Антипин В.С., Волынец О.Н., Перепелов А.Б. и др. Геологические соотношения и геохимическая эволюция плиоцен-четвертичного известково-щелочного вулканизма кальдеры Уксичан (Камчатка) // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 33–54.

Апельцин Ф.Р. Отличительные черты петрографии и петрохимии разновозрастных формаций малых интрузий Главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР. Магадан, 1957. 116 с. (Тр. ВНИИ-1; вып. 32).

Апельцин Ф.Р., Лугов С.Ф., Покалов В.Т., Фролов А.А. Локальное прогнозирование плутоногенных месторождений молибдена, вольфрама и олова. М.: Недра, 1985. 243 с.

Апрелков С.Е., Шеймович В.С. Древний вулкан Юго-Восточной Камчатки с современными гидротермальными проявлениями // Бюл. вулканол. станций. 1964. № 36. С. 48–60.

Апрелков С.Е., Ежов Б.В. Условия формирования вулканических поясов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1980. № 5. С. 3–11.

Апрелков С.Е., Петренко И.Д. Геотектоническая позиция вулканических поясов Камчатки и их рудоносность // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики: материалы XII годичного собрания Северо-Восточного отделения ВМО. Магадан, 2003. Т. 3. С. 172–176.

Апт Ю.Е. Позднекайнозойский щелочной вулканизм Чукотского полуострова: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Магадан, 1994. 23 с.

Архипов Г.И. Палеозойский интрузивный магматизм Амуро-Селемджинского междуречья и его отношение к железооруденению // Геол. и геофиз. 1977. № 1. С. 57–67.

Архипов Г.И. Эволюция формирования и закономерности размещения железных руд Северо-Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2003. 162 с.

Архипов Ю.В., Волкодав И.Г., Камалетдинов В.А., Ян-Жин-Шин В.А. Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области // Геотектоника. 1981. № 2. С. 81–98.

Архипов Ю.В., Климаш В.П., Попов Л.Н. и др. Геологическое строение Былыньинского блока центральной части Адыча-Тарынского разлома (верхнее течение р. Адыча) // Геотектоника. 1981. № 4. С. 78–89.

Архипов Ю.В. Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующие формации Верхояно-Колымского складчатого пояса // Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск, 1984. С. 110–131.

Асманов В.Я., Вокуев А.Л., Гоневчук В.Г. и др. Металлогения Комсомольского рудного района // Металлогения главных оловорудных районов Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 85–113.

Афанасьева Н.С. Геологическое строение и история формирования Пенжинского прогиба: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. М.,1973. 21 с.

Афицкий А.И. Биостратиграфия триасовых и юрских отложений в бассейне р. Бол. Анюй. М.: Наука, 1970. 150 с.

Афицкий А.И., Лычагин П.П. Норийский андезитовый магматизм Олойской зоны // Тихоокеан. геология. 1987. № 3. С. 77–82.

Афонин Ю.А. Природа брекчий Хинганского оловорудного месторождения // Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1971. С. 105–112.

Афремов Л.Л., Белоконь В.И. Влияние механических напряжений на процессы образования и разрушения остаточной намагниченности системы однодоменных частиц // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1980. № 8. С. 101–107.

Ахмадулин В.А. Электромагнитные методы в комплексе исследований глубинного строения Приамурья: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1991. 24 с.

Ахметьев М.А., Ботылева Л.П. Неоген-четвертичные андезито-базальты Восточного Сихотэ-Алиня // Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1971. С. 13–47.

Бабанский А.Д., Певзнер М.М. Ичинский вулканический массив (Срединный хребет, Камчатка) в позднем плейстоцене–голоцене: хронология извержений и особенности магматизма // Вулканизм и геодинамика: II Всесоюзный симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003. С. 757–761.

Бабкин П.В., Драбкин И.Е., Ким Е.П. Ртутное оруденение вулканитов Магаданской области // Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан: Кн. изд-во, 1967. С. 133–140.

Бабкин П.В. Ртутные провинции Северо-Востока СССР. Нвосибирск: Наука, 1975. 168 с.

Багдасаров Ю.А., Потоцкий Ю.Е., Зинкова О.Н. Бадделиитсодержащие горизонты среди древних карбонатых толщ как возможный новый тип циркониевых месторождений // Докл. РАН. 1990. Т. 315. С. 630–673.

Бажанов В.А., Олейник Ю.Н. (ред.) Геологическая карта Приморья. Владивосток, 1986. 2 л. м-ба 1:1 000 000.

Бажанов В.А. Основные черты геологии и металлогении Ханкайского массива // Металлогения главных оловорудных районов юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 114–133.

Баженов М.Л., Гурарий Г.З., Крежовских О.А., Фейн А.Г. Палеомагнитные исследования перми и мезозоя Южного Приморья // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 181–195.

Бакланов П.Я. Контактные географические структуры и их функции в Северо-Восточной Азии // Изв. РАН. Сер. геогр. 2000. № 1. С. 31–39.

Бакулин Ю.И., Буряк В.А., Галичанин Е.Н. и др. Основные проблемы изучения и добычи минеральных ресурсов в Дальневосточном экономическом районе. Хабаровск: Изд-во ДВИМС, 1999. 214 с.

Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 133 с.

Балуев Э.Ю., Перепелов А.Б., Ананьев В.В., Тактаев В.И. Высококалиевые андезиты фронтальной части островной дуги (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 279, № 4. С. 977–981.

Балуев Э.Ю., Перепелов А.Б. Минералого-геохимические особенности высококалиевых андезитов фронтальной части островной дуги (Камчатка) // Геохимия. 1988. № 6. С. 813–823.

Баранов Б.В., Викулин А.В., Лобковский Л.И. Мелкофокусная сейсмичность в тылу Курило-Камчатской островной дуги и ее связь с сильнейшими землетрясениями в зоне поддвига // Вулканология и сейсмология. 1989. № 6. С. 73–84.

Баранов М.А. Покровная тектоника Мырговаамской «впадины» (северо-запад Центральной Чукотки) // Тихоокеан. геология. 1995. № 3. С. 17–22.

Баскина В.А., Фаворская М.А. Возраст изверженных пород Иманского блока (Восточный Сихотэ-Алинь) // Докл. АН СССР. 1969. Т. 184, № 4. С. 905–908.

Баскина В.А., Сапожникова Е.Н. Роль систем сквозных линейных зон нарушений в тектоническом строении Сихотэ-Алинской складчатой области // Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья. М.: Наука, 1977. С. 7–21.

Баскина В.А. Магматизм рудоконтролирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 260 с.

Батанова В.Г., Астраханцев О.В., Сидоров Е.Г. Дуниты Гальмоэнанского гипербазит-габбрового массива (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 24–35.

Бауман Л., Тишендорф Г. Введение в металлогению-минерагению. М.: Мир, 1979. 372 с.

Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Зайцев А.И. Новые данные по магматизму и металлогении серебра Верхне-Индигирской кольцевой структуры // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии: тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 54–57.

Бахарев А.Г., Лейер П.У., Гамянин Г.Н., Зайцев А.И. Минералогические особенности и возраст магматических образований Нежданинского золоторудного узла // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 209–210.

Бевз В.Е., Шапошников А.В., Родников А.Г., Кильдюшевский Е.И. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части о. Итуруп (отчет Итурупской геолого-съемочной партии по результатам съемочных работ м-ба 1:200 000). Южно-Сахалинск: СГУ, 1964.

Безруков П.Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины // Труды Института океанологии АН СССР. М., 1955. Т. 12.

Белеванцев В.И., Гущина Л.В., Оболенский А.А. Гидротермальные растворы и миграция ртути // Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз. Новосибирск: Наука, 1982. С. 3–42.

Белонин М.Д. и др. Разведочный потенциал Западной Камчатки и сопредельного шельфа (нефть и газ). СПб.: Недра, 2003. 120 с.

Белостоцкий И.И. Зоны меланжа и хаотических структур // Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М.: Недра, 1970. С. 170–191.

Белый В.Ф., Котляр И.Н. Новые данные по геологии западной части полуострова Пьягина (внутренняя зона Охотско-Чукотского вулканогенного пояса) // Ма-

териалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1975. Вып. 22. С. 74–85.

Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.

Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1978. 221 с.

Белый В.Ф., Колясников Ю.А., Красный Л.Л. Ордовикские отложения Пенжинского хребта //Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 6. С. 1416–1419.

Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994.76 с.

Белый В.Ф., Белая Б.В. Окраинно-континентальные тектоно-магматические пояса Тихоокеанского сегмента Земли. Магадан, 1998.

Белый В.Ф., Белая Б.В. Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (верхнее течение реки Энмывам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.108 с.

Бельтенев Ю.И., Лебедев Е.Л. Новые данные о возрасте вулканогенных образований Западного Приохотья // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182, № 2. С. 407–410.

Беляев А.М. Закономерности распределения рудных элементов в пегматитах, пегматоидных гранитах и гранито-гнейсах Северного Приладожья // Закономерности концентрации рудных элементов в гранитоидных формациях Карело-Кольского региона. Апатиты, 1985. С. 89–96.

Беляев С.Ю. Олистостромы в хабаровской свите Сихотэ-Алиня // Геол. и геофиз. 1978. № 3. С. 156–160.

Беляева Г.В. Биогеография раннего кембрия Востока СССР // Эволюция геологических процессов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 41–64.

Беляева Г.В. Кембрий Востока СССР. М.: Наука, 1988. 136 с.

Белянский Г.С., Никитина А.П., Руденко В.С. О себучарской свите Приморья // Новые данные по детальной стратиграфии фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 43–57.

Беневольский Б.И., Мигачев И.Ф., Щепотьев Ю.М. Состояние и потенциал ресурсов золота СНГ в новых рыночных условиях // Сов. геология. 1992. № 3. С. 4–11.

Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978. 296 с.

Бергер В.И., Мамонов С.В. Геолого-геохимическое обоснование метаморфогенно-гидротермальной модели золотоантимонитовой березитовой формации // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. С. 285–295.

Бергер В.И. Адыча-Тарынская зона турбидитонакопления // Литогеодинамический анализ угленосных и турбидитных формаций: метод. рекомендации. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. С. 105–110.

Берлимбле Д.Г., Городинский М.Е., Котляр И.Н. и др. Меловой интрузивный магматизм Олойско-Анюйского блока // Магматизм Северо-Востока СССР: тез. докл. Первого Сев.-Вост. петрогр. совещ. Магадан, 1968. С. 52–54.

Берлимбле Д.Г., Городинский М.Е. Рудоносный габбро-сиенитовый комплекс Западной Чукотки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. Вып. 24. С. 61–67.

Берман Ю.С. Золото-аргентитовая ассоциация как один из признаков золото-серебряных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. 1969. Т. 86, ч. 1. С. 39–43.

Бернштейн Г.Л., Волохин В.С., Горбачев И.Ф. и др. Геологическая структура Зее-Буреинской впадины по результатам региональных геолого-геофизических работ // Геофизические исследования при решении геологических задач в Восточной Сибири. М.: Недра, 1970. С. 271–300.

Беус А.А. Геохимия бериллия и генетические типы месторождений бериллия. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 329 с.

Беус А.А., Северов В.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированые и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР. 1962. 196 с.

Беус В.А., Миледин А.К. Новые данные о возрасте метаморфического комплекса Приколымского поднятия // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311, № 4. С. 925–928.

Бибикова Е.В., Шульдинер В.И., Грачева Т.В. и др. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 6. С. 1471–1474.

Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989.

Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 356 с.

Билибин Ю.А. Общие вопросы металлогении золота // Избранные труды. Т. 2. М.: Наука, 1959.

Биркис А.П. Анортозит-гранитная формация Восточно-Европейской платформы: автореф. дис. … д-ра геол.-минер. наук. М., 1980. 55 с.

Богатиков О.А., Биркис А.П. Магматизм докембрия Западной Латвии. М.: Наука, 1973. 139 с.

Богатиков О.А. Анортозиты. М.: Наука, 1979. 232 с.

Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.

Богатиков О.А., Кононова В.А. Редкоземельные и редкие элементы как индикаторы происхождения лампроитов Алдана // Вулканология и сейсмология. 1987. № 1. С. 15–29.

Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.

Богатиков О.А., Симон А.К. Магматизм и геодинамика главных возрастных эпох в истории Земли // Herald of the DGGGMS RAS, 1997. V. 1, N 2. http://www.scgis.ru/russian/cp1251/dgggms/2–97/magma.htm

Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.

Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кепежинскас П.К., Сухов А.Н., Федорчук А.В. Геология Южно-Корякской возвышенности. М.: Наука, 1987. 168 с.

Богданов Н.А., Филатова Н.И. Строение и геодинамика формирования активных окраин континентов // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 13–25.

Богданова Н.Г., Тронева Н.В., Заборовская Н.Б. и др. О первой находке метаморфического осумилита в СССР // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250, № 3. С. 690–693.

Богданова Н.Г. Строение Геранского анортозитового массива (Алданский щит, Становой хребет) // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 112–147.

Боговин В.Д., Казаненко Г.Г., Флеров Б.Л., Пономарев В.Г., Тычинский А.А., Степанов Е.П. Геологическая позиция и структуры рудных тел месторождений и рудопроявлений // Стратифицированные свинцово-цинковые месторождения в вендских отложениях Южной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 106–119.

Богомолов М.А. О природе кристаллических сланцев и карбонатных пород вблизи Кондерского массива // Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М.: Наука, 1964. С. 32–56.

Богомолов М.А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М. : Наука, 1968. С. 312–363.

Болдырев В.В., Аввакумов Е.Г. Механохимия твердых неорганических веществ // Успехи химии. 1971. Т. 40. С. 1935–1956.

Болотников А.Ф. Досинийские и раннесинийские кварцевые порфиры Улканского массива (юго-восточная часть Алданского щита) // Вопросы географии и геологии. Л.: Изд-во ЛГПИ, 1964. Т. 267. С. 139–153.

Болотников А.Ф. О возрастных взаимоотношениях кислых изверженных пород Улканского массива // Вопросы географии и геологии. Л.: Изд-во ЛГПИ, 1964. Т. 267. С. 131–137.

Болотников А.Ф. Субщелочные и щелочные гранитоиды Улканского массива и вопросы их генезиса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1965. № 4. С. 51–58.

Болотников А.Ф., Кравченко Н.С., Крутов Н.К. Магматизм и рудоносность Баджальского района. Хабаровск: ДВИМС, 1975. 319 с.

Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д. Новые данные о возрасте, структуре и условиях образования вулканогенно-кремнисто-карбонатного комплекса мыса Омгон (Западная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315, № 6. С. 1434–1437.

Бондаренко Г.Е., Диденко А.Н. Новые геологические и палеомагнитные данные о юрско-меловой истории Омолонского массива // Геотектоника. 1997. № 2. С. 14–27.

Бондаренко Г.Е., Чамов Н.П., Морозов О.Л., Пряльникова Н.Е. Терригенные комплексы мезозойской аккреционной структуры полуострова Тайгонос, Северо-Восток России // Геотектоника, 2002. № 1. С. 59–71.

Бондаренко Е.И., Ковальчук Т.К. Новые данные по абсолютному возрасту оруденения Сихотэ-Алинской складчатой зоны // Геология и минеральное сырье Дальнего Востока. Хабаровск, 1972. С. 93–109.

Бондаренко Е.И. Радиологический возраст вулкано-плутонических ассоциаций и оруденения Баджальской зоны // Закономерности формирования эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток, 1979. С. 101–150.

Бордюгов Е.Г., Фрейдин А.И. Позднемезозойские оловоносные интрузии Иультинского и Северного рудных узлов // Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. М.: Наука, 1969. С. 43–61.

Борзаковский Ю.А., Романова С.Г. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Лист Q-2-XVI, XVII. Объяснительная записка. М.: Недра, 1968. 64 с.

Борзунова Г.П., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Палеоген Камчатского мыса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 7. С. 102–109.

Борисенко Л.Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М.: Недра, 1966. 224 с.

Боришанская С.С., Виноградова Р.А., Крутов Г.А. Минералы никеля и кобальта (систематика, описание и диагностика).М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1981. 222 с.

Бороданов В.М., Белов С.В. Вольфрам-полиметалльная формация – ассоциация перспективных сырьевых объектов России // Отечественная геология. 1998. № 4. С. 32–35.

Бородин Л.С., Осокин Е.Д., Ганзеев А.А. Геохимические типы нефелиновых сиенитов и проблема их генетической связи с гранитоидами // Проблемы петрологии геохимии гранитоидов: материалы к симпозиуму. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. С. 159–176.

Бородин Л.С. Петрохимические тренды магматических серий как основа генетической типизации гранитоидов // Проблемы геохимической типизации магматических пород (оперативные информационные материалы). Иркутстк: СибГЕОХИ, 1987. С. 29–47.

Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 261 с.

Бортников Н.С., Бородаев Ю.С., Вяльсов Л.Н., Мозгова Н.Н. Редкие минералы сурьмы и их парагенезисы в рудах месторождения Южного (Тетюхинский район, Южное Приморье): тр. Минерал. музея АН СССР им. А.Е. Ферсмана . М.: Наука, 1975. Вып. 24. Новые данные о минералах СССР.

Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений активного вулканизма. М.: Наука, 1974. 318 с.

Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г. и др. Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации м-ба 1: 200 000. Серия Восточно-Камчатская. Листы №-57-XII, №-58-VII, №-57-XVIII (2-е изд.). СПб., 2001. 254 с.

Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Восока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с.

Брагин Н.Ю. Стратиграфия верхнепалеозойских и мезозойских толщ в районе Хабаровска // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 9. С. 35–40.

Бражник А.В., Колясников Ю.А. Современные хемогенные осадки в районе одного из сульфидных проявлений Корякского нагорья // Геология, геохимия и

полезные ископаемые Дальнего Востока. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С. 50–63.

Бражник А.В., Морозов А.Е. Особенности метасоматических процессов и баланс рудного вещества молибден-медно-порфирового проявления «Лаланкытап» // Геохимия и минералогия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С. 142–155.

Бредихина С.А. Физико-химические особенности образования флюорита из месторождений Вознесенского рудного поля (Приморье) // Геол. и геофиз. 1990. № 12. С. 78–86.

Бретштейн Ю.С. Магнитные характеристики базальтоидов как индикаторы обстановок вулканизма // Тихоокеан. геология. 1988. № 6. С. 36–46.

Бретштейн Ю.С. Петромагнетизм позднемеловых–кайнозойских вулканитов юга Дальнего Востока СССР // Геодинамические исследования (Геофизика восточно-азиатских окраинных морей). М.: Межведом. геофиз. ком. АН СССР. 1988. № 10. С. 20–34

Бретштейн Ю.С., Васильев Б.И., Климова А.В., Коновалов Ю.И. Магнитные свойства вулканических пород и природа Ново-Гебридского желоба // Тихоокеан. геология. 1990. № 6. С. 9–20.

Бретштейн Ю.С., Евсеев В.Ф., Климова А.В. Палеомагнетизм неогеновых вулканитов и геодинамика северных Курильских островов // Тихоокеан. геология. 1990. № 5. С. 49–54.

Бретштейн Ю.С., Климова А.В. Палеомагнетизм димитровского комплекса (остров Шикотан) // Магнитные свойства минералов и проблемы палеомагнетизма и петромагнетизма. Магадан, 1990. С. 92–97.

Бретштейн Ю.С., Климова А.В., Коваленко С.В. Петромагнитные характеристики базит-ультрабазитовых комплексов террейнов Центрального и Южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 4. С. 88–101.

Бретштейн Ю.С., Гурарий Г.З., Печерский Д.М. Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов юго-запада Приморья // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16. С. 41–63.

Бретштейн Ю.С., Климова А.В. Соотношение ChRM и магнитной анизотропии AMS, AIRM в складчатых осадочных породах Дальнего Востока России // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород Хабаровск, 2002. С. 19–22.

Бретштейн Ю.С., Захаров Ю.Д., Климова А.В. Палеомагнитное изучение триасовых отложений Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 2003. № 1. С. 71–82.

Бростовская В.Г., Гончаров В.И., Еремин Р.А., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Толстихин Ю.В. Серебросодержащие месторождения золото-аргентитового типа // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 95–100.

Брусницын А.И., Панова Е.Г., Смоленский В.В. Находка гранитов литий-фтористого геохимического типа в пределах Верхнеурмийского рудного узла // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 150–151.

Брянский Л.И. Глубинная структура Хинганского рудного района // Глубинное строение и полезные ископаемые Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 38–45.

Брянский Л.И., Бормотов В.А., Ахмадулин В.А. Глубинная структура Комсомольско-Баджальского рудного района по результатам комплексного моделирования // Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах СССР. М.: Недра, 1990. С. 294–306.

Булгакова М.Д. Литология ордовикских отложений Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1986. 175 с.

Булнаев К.Б. Наранское месторождение // Месторождения Забайкалья. Т. 1, кн. 2. Чита; Москва: Геоинформарк, 1995. С. 197–203.

Буриков Е.В., Василенко В.П., Конов А.Е., Сергеев Ю.Н. Главнейшие магматические комплексы бассейна р. Пенжины // Магматизм Северо-Востока СССР: тез. докл. Магадан, 1968. С. 112–114.

Бурьянова И.З., Калягин Н.А., Киричек Д.В., Надежкина З.Е. Основные черты геохимии позднемеловых гранитоидов верховьев р. Бикин // Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 1973. С. 171–182.

Буряк В.А. Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленной золотой минерализации. Новосибирск: Наука, 1975. 144 с.

Бушуев М.И. Геология и угленосность северо-восточной части Корякского хребта: тр. НИИГА. М., 1954. Т. 62. 165 с.

Бычков Ю.М. Стратиграфия и тектоника междуречья Артык–Бурустах // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1962. Вып. 16. С. 163–180.

Бычков Ю.М. Структурно-фациальная зональность и биостратиграфия триаса Чукотки. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1994. 53 с.

Бычков Ю.М., Соловьев Г.И. Новые данные по стратиграфии и литологии триасовых отложений бассейна р. Бол. Анюй // Нижний мезозой правобережья низовьев р. Колымы. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С. 3–24.

Бялобжеский С.Г., Кораго Е.А., Лычагин П.П., Колясников Ю.А., Ликман В.Б. Южно-Анюйская зона: длительное развитие складчатой структуры // Тектоника и металлогения Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1990. С. 29–31.

Бялобжеский С.Г., Горячев Н.А. О происхождении Колымской структурной петли //Эволюция тектонических процессов в истории Земли: материалы Всерос. совещания. Т. 1. Новосибирск, 10–13 февр. 2004 г. Новосибирск: СО РАН, фил. «Гео», 2004. С. 73–75.

Важеевская А.А., Литасов Н.Е., Кожемяка Н.Н. и др. Особенности эволюции вещественного состава Гамченской вулкано-тектонической структуры в четвертичное время (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 56–71.

Важеевская А.А., Литасов Н.Е., Кожемяка Н.Н. и др. Геологическое строение, вулканизм и эволюция вещества Кроноцко-Гамченской структуры на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1987. № 3. С. 37–50.

Важенин Б.П., Мишин С.В., Шарафутдинова Л.В. Землетрясения Магаданской области. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. 44 с.

Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф., Сугробов В.М. Общая характеристика Мутновского месторождения и прогнозная оценка ресурсов // Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1986. С. 6–41.

Валов М.Г., Шургин В.Г. Петрохимические особенности кайнозойских базальтоидов Камчатского перешейка и их использование для решения геологических задач // Вулканические пояса Камчатки: тез. докл. Петропавловск-Камчатский, 1979. С. 22–24.

Валуй Г.А. Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов. М.: Наука, 1979. 146 с.

Валуй Г.А., Стрижкова А.А. Петрология малоглубинных гранитоидов на примере Дальнегорского района, Приморье. Владивосток: Дальнаука, 1997. 200 с.

Ван-Ван-Е., Орлова Т.А., Пельцман И.С. Атлас многофакторных моделей оловорудных месторождений Дальнего Востока. Хабаровск: ПО «Дальаэрогеодезия», 1992. 168 с.

Варенцов И.М., Рахманов В.П. Месторождения марганца // Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1978. Т. 1. С. 112–172.

Варнавский В.Г. Палеоген-неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.

Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.

Варнавский В.Г., Седых А.К., Рыбалко В.И. Палеоген и неоген Приамурья и Приморья. Владивосток, 1988. 183 с.

Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Палеогеографические критерии формирования нефтегазоносности Верхнебуреинской впадины // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 107–121.

Василенко Г.П., Стрижкова А.А., Орехов А.А., Колесников В.Н. Геодинамическая природа, магматизм и металлогеническая зональность в структурах центрального типа Восточного Сихотэ-Алиня // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики: материалы Всерос. совещ. Магадан, 2003. Т. 3. С. 162–163.

Васильев Ю.Р. Акцессорные хромшпинелиды как один из индикаторов условий образования магматических пород ультраосновного состава // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 61–85.

Васильчиков Н.В., Павлидис Ю.А., Словинский-Сидак Н.П. О ванадистых титаномагнетитовых прибрежных россыпях Дальнего Востока // Океанология. 1966. Т. 4, вып. 5. С. 823–839.

Васькин А.Ф. К проблеме корреляции нижнедокембрийских комплексов Малого Хингана // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: тез. докл. IV Дальневост. региональн. межведомствен. стратигр. совещ. Хабаровск, 1990. С. 39.

Васькин А.Ф., Пятилетов В.Г., Соболев А.П. Новые данные о возрасте хинганской серии // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: тез. докл. IV Дальневост. региональн. межведомствен. стратигр. совещ. Хабаровск, 1990. С. 37–38.

Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и генезис золото-скарновых месторождений. Новосибирск: Наука, 1972. 238 с.

Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 363–380.

Великославский Д.А. Петрология Выборгского массива рапакиви. Л.: ЛАГЕД АН СССР, 1953. Вып. 3. 142 с.

Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан–континент. Новосибирск: Наука, 1979. 248 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; вып. 283).

Велинский В.В., Банников О.Л. Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука. Сиб. отдние, 1986. 104 с.

Ветренников В.В. Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М.: Недра, 1976. 155 с.

Винклер Х., Платен Х. Экспериментальный метаморфизм пород. Анатектический ультраметаморфизм калийсодержащих глин // Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск: Наука, 1968. С. 77–113.

Винклер Г.Ф. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 247 с.

Винник Л.П. Переходная зона мантии (ПЗМ) по наблюдениям обменных волн // Структура верхней мантии Земли. М.: ГЕОС, 1997. С. 30.

Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 2. С. 555–571.

Виноградов В.И., Гапоненко Г.И., Русаков И.М., Шимараев В.Н. Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР. Л.: Недра, 1974. 144 с.

Вишневская В.С., Пейве А.А., Соколов С.Д. О возрасте офиолитов Куюльского террейна (Таловские горы, Северо-Восток России) // Докл. АН СССР. 1992. Т. 327, № 3. С. 364–367.

Владыкин Н.В. Минералого-геохимические особенности монгольских редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: СО АН СССР, 1983. 200 с.

Власов Г.М., Жегалов Ю.В., Ярмолюк В.А. Некоторые важнейшие вопросы тектоники Камчатки // Сов. геология. 1963. № 6. С. 32–50.

Власов Г.М. Серно-сульфидные месторождения активных вулканических районов. М.: Недра, 1976. 350 с.

Власов Г.М. Металлические полезные ископаемые // Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 2. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. С. 266–284.

Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1981. 575 с.

Воеводин В.Н., Сухов К.С. Тектоника, магматизм и некоторые черты металлогении мезозоид Восточной Чукотки // Сов. геология. 1976. № 4. С. 42–53.

Воеводин В.Н., Житков Н.Г., Соловьев В.А. Мезозойский эвгеосинклинальный комплекс Чукотского полуострова // Геотектоника. 1978. № 6. С. 101–109.

Воеводин В.Н., Гарань В.И., Житков Н.Г., Пермяков А.Н., Цопанов О.Х. Вольфрамовое оруденение в лиственитах Тамватнейского рудного узла // Геол. рудн. месторожд. 1979. № 3. С. 43–55.

Вознесенский С.Д., Егоров А.Ф., Карелин Ю.П., Маннафов Н.Г. К поискам серебро-сурьмяного оруденения в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1982. Вып. 26. С. 138–144.

Войнова И.П. Магматические формации Удского вулканического пояса // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Хабаровск, 1975. С. 142–155.

Войнова И.П., Приходько В.С. Вулканиты в аккреционных призмах: геодинамические обстановки формирования (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М., 1999. Т. 1. С. 139–141.

Волков А.В. Два типа золото-кварцевого оруденения перивулканической зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса // Генезис и практическое значение рудноформационного анализа на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 146–152.

Волков А.В., Сидоров А.А. Уникальный золоторудный район Чукотки. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 180 с.

Волкодав И.Г., Индолев Л.Н., Билаценко В.А. Медь, свинец и цинк // Геология СССР. Т. 18. Полезные ископаемые Якутии / ред. Ю.В. Архипов М.: Недра, 1979. С. 134–174.

Волкодав И.Г. Лейкократовые гранитоиды хребта Сунтар-Хаята и связанная с ними рудная минерализация // Геология и минералогия рудных узлов Яно-Колымской складчатой системы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. С. 21–31.

Волохин Ю.Г., Бурий Г.И., Руденко В.С., Филиппов А.Н. Триасовая кремневая формация Южного Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 45–57.

Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.

Волчанская И.К., Кочнева Н.Т., Сапожникова Е.Н. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1971. 187 с.

Волынец Е.Б. Альбская флора алчанской свиты Приморья // Материалы научной конференции к 110-летию со дня рождения А.Н. Криштофовича. Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 23–24.

Волынец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М. Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки и их геологическое положение // Бюл. вулканол. станций. 1976. № 52. С. 115–127.

Волынец О.Н., Патока М.Г., Философова Т.М., Чубаров В.М. Первая находка щелочных темноцветных минералов в позднекайнозойских лавах Камчатки // Докл. АН СССР. 1983. Т. 256, № 5. С. 1182–1185.

Волынец О.Н., Пополитов Э.И., Патока М.Г., Аношин Г.Н. Геохимия позднеплиоцен-четвертичных субщелочных и щелочных лав Курило-Камчатской островной дуги // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан–континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 108–126.

Волынец О.Н., Антипин В.С., Аношин Г.Н. и др. Первые данные по геохимии и минералогии позднекайнозойских калиевых базальтоидов Западной Камчатки // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, № 1. С. 205–208.

Волынец О.Н., Антипин В.С., Аношин Г.Н. и др. Петрология и геохимия калиевых базальтоидов островных дуг // Материалы VII Всесоюз. петрогр. совещ.: тез. докл. Новосибирск, 1986. Т. 1. С. 83–84.

Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Антипин В.С. Петрология и геохимия щелочных и субщелочных лав как индикатор геодинамического режима островных дуг // Геол. и геофиз. 1986. № 8. С. 10–16.

Волынец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б. Геохимические типы вулканических серий островодужной системы Камчатки // Геохимическая типизация магматических пород и их геодинамика. Иркутск, 1987. С. 34–55.

Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М. и др. Калиевые базальтоиды Западной Камчатки – проявления пород лампроитовой серии в островодужной системе // Геол. и геофиз. 1987. № 11. С. 41–50.

Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М., Пархоменко В.С. Геохимическая типизация позднекайнозойских базальтов Камчатки (по данным нейтронно-активационного анализа) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293, № 3. С. 685–688.

Волынец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б. и др. Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // Геол. и геофиз. 1990. № 5. С. 3–13.

Волынец О.Н., Асавин А.М., Когарко Л.Н. Вопросы генезиса щелочных и субщелочных вулканитов Камчатки // Геохимия. 1990. № 4. С. 506–525.

Волынец О.Н., Пузанков Ю.М., Аношин Г.Н. Геохимия неоген-четвертичных вулканических серий Камчатки // Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки: тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1990. Вып. 390. С. 73–144.

Волынец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др. Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 14–27.

Волынец О.Н., Патока М.Г., Мелекесцев И.В., Зубин М.И. Вулкан Ичинский // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 282–294.

Волынец О.Н. Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы: автореф. дис. … д-ра геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1993. 67 с.

Волынец О.Н., Колосков А.В., Виноградов В.И. и др. Изотопный состав стронция и кислорода позднекайнозойских K-Na щелочных базальтов внутриплитного геохимического типа, Камчатка // Петрология, 1995. Т. 3, № 2. С. 207–213.

Волынец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р.У., Горринг М. Изотопный состав поздненеогеновых K-Na щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // Геохимия. 1997. № 10. С. 1005–1018.

Волынец О.Н., Овчаренко А.Н., Баринова Б.Е. и др. Первая находка магнезиальных андезитов адакитового типа на Камчатке // Геол. и геофиз. 1998. Т. 39, № 11. С. 1553–1564.

Волынец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзински Дж.М. Харчинский и Заречный вулканы – уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: структурная приуроченность, морфология, возраст и геологическое строение вулканов // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4–5. С. 5–18.

Волынец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзински Дж.М. Харчинский и Заречный вулканы – уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: вещественный состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 1999. № 1. С. 31–45.

Вольский А.С. Геологическое строение и история развития Верхнего Приамурья: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук / ВСЕГЕИ. Л., 1983. 23 с.

Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968. 123 с.

Воронов П.С. О проблеме структуры Арктического бассейна и о глобальных сдвиговых зонах Земли // Проблемы Арктики и Антарктики. 1964. Вып. 18. С. 78–91.

Ворошин С.В., Еремин Р.А., Тюкова Е.Е., Шахтыров В.Г. Новые данные по структуре и минералогии Омчакского района // Геохимия и минералогия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С. 67–86.

Вржосек А.А. Меймечит-пикритовый комплекс Бикинского прогиба // Геология, магматизм и рудоносность зоны перехода от континента к океану. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 84–86.

Вржосек А.А., Сахно В.Г. Позднепермский гранитоидный магматизм восточной активизированной окраины Сино-Корейского щита // Проблема магматизма и метаморфизма Восточной Азии. Новосибирск, 1990. С. 126–135.

Врублевский А.А. Разрывные нарушения юго-восточной части Сучанского прогиба // Геол. и геофиз. 1971. № 10. С. 120–127.

Вулканические пояса Востока Азии (геология и металлогения) / отв. ред. А.Д. Щеглов. М.: Наука, 1984. 504 с.

Вулканические стекла Дальнего Востока России: геологические и археологические аспекты. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2000. 168 с.

Высоцкий С.В., Щека С.А., Нечаев В.П., Сорока В.П., Баркар А.В., Ханчук А.И. Первая находка сапфиров в кайнозойских щелочно-базальтовых вулканах Приморья // Докл. РАН. 2002. Т. 387, № 6. С. 806–810.

Высоцкий С.В., Щека С.А., Баркар А.В., Нечаев В.П. Приморье – фрагмент Восточно-Азиатского сапфироносного пояса? // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 57–66.

Гавриков С.Н., Онищенко Б.А., Тимофеев И.А. Особенности геологического строения и минерализации Имтачанского золоторудного месторождения // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутии. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Вып. 13. С. 107–113.

Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра, 1991. 171 с.

Гавриленко В.В., Ефименко С.А., Ткаченко Г.А., Панова Е.Г., Погребс Н.А. Геолого-структурные и минералого-геохимические особенности Правоурмийского оловорудного месторождения // Геол. рудн. месторожд. 1992. № 6. С. 34–47.

Гавриленко В.В., Панова Е.Г. Геохимия, генезис и типоморфизм минералов месторождений олова и вольфрама. СПб.: Невский курьер, 2001. 259 с.

Гаврилов А.М., Новожилов Ю.И., Сидоров А.А. О связи золото-мышьяково-сурьмяной минерализации с формированием импрегнированных сульфидных руд с тонкорассеянным золотом // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 108–111.

Гаврилов В.В. Апатитовые руды Геранского анортозитового массива: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук Хабаровск, 1983. С. 25.

Гаврилов В.В., Мамаев Р.А. Месторождение Ночное // Оруденение порфирового типа на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 24–27.

Гагиев М.Х., Сдерягин В.А., Шамин В.Н. О кембрийских отложениях на Омолонском массиве // Тихоокеан. геология. 1983. № 1. С. 118–120.

Гагиев М.Х., Шульгина В.С. Стратиграфия верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений р. Березовки (Северо-Восток СССР) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 2. С. 83–90.

Гагиев М.Х. Конодонты и стратиграфия среднего палеозоя Северо-Востока России: дис. … д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 1992. Т. 1. 453 с.

Гагиев М.Х. Средний палеозой Северо-Востока Азии. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. 120 с.

Гагиева А.М. Радиологические данные о возрасте Кедонской серии (Омолонский срединный массив) // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Т. 1. Региональная геология, петрология и геофизика. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 21–23.

Гамалея Ю.Н., Минц М.В. О находке игнимбритов в докембрии Алданского щита // Геол. и геофиз. 1967. № 12. С. 109–112.

Гамалея Ю.Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 3. С. 35–40.

Гамалея Ю.Н. Содержания редких щелочей и степень триклинности K-Na полевых шпатов в гранитоидах различной щелочно-металлности (на примере Улканского плутона) // Докл. АН СССР. 1968. Т. 181, № 2. С. 451–453.

Гамалея Ю.Н. Условия проявления гранитоидной щелочной формации на юго-востоке Сибирской платформы, ее петролого-минералогическая и геохимическая характеристика (на примере Улканского плутона): автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. М., 1968. 22 с.

Гамалея Ю.Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии // Геотектоника. 1968. № 6. С. 34–45.

Гамалея Ю.Н. Вывод диаграммы зависимости от температуры и щелочности минеральных фаций бедных кальцием гранитоидов Улканского плутона (юго-восточная окраина Сибирской платформы, р. Учур) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 1. С. 73–82.

Гамалея Ю.Н. Щелочные амфиболы Улканского плутона и содержания в них редких элементов // Там же. 1970. № 2. С. 39–49.

Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Близповерхностная минерализация всточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1988. № 2. С. 82–89.

Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Золоторудно-магматические системы гранитоидного ряда на Северо-Востоке СССР // Рудно-магматические системы Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. С. 37–48.

Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Алпатов В.В. и др. Басугуньинский рудно-магматический узел // Рудно-магматические системы Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. С. 81–94.

Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Золото-редкометалльное оруденение Северо-Востока России // Тихоокеан. геология. 1998. № 3. С. 88–94.

Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Ш., Колесниченко П.П., Зайцев А.И., Диман Е.Н., Бердников Н.В. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 196 с.

Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бортников Н.С., Аникина Е.Ю. Типы серебряного оруденения Верхояно-Колымских мезозоид (геология, минералогия, генезис, металлогения) // Тихоокеан. геология. 2003. № 6. С. 113–126.

Ганеев А.Ш. Вторичные кварциты Догдинской наложенной депрессии // Новые данные по магматизму Якутии. Якутск, 1974. С. 151–154.

Гарбузов С.П., Василенко Г.П., Таскаев В.И. Минералогия и геохимия серебра в рудах одного из скарново-полиметаллических месторождений Приморья // Тихоокеан. геология. 1983. № 2. С. 109–114.

Гарбузов С.Р., Седых А.Н., Тарасов Г.А. Николаевская вулкано-тектоническая депрессия, Приморье: геология, скарны и руды. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 184 с.

Гвоздев В.И. Минеральные ассоциации и генезис Лермонтовского скарново-шеелитового месторождения: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1984. 23 с.

Гвоздев В.И., Игнатьев А.И., Уханева Н.Г., Веливецкая Т.А. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов скарново-шеелит-сульфидных месторождений Приморского края // Докл. РАН. 1999. Т. 367, № 5. С. 671–673.

Гвоздев В.И. Скарны шеелит-сульфидных месторождений Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 55–68.

Гедько М.И. Позднеюрская Уяндино-Ясачненская островная дуга // Геотектоника. 1988. № 2. С. 88–100.

Гельман М.Л. Амфиболитовая фация мезозойского метаморфизма в низовьях р. Колымы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1961. Вып. 15. С. 105–129.

Гельман М.Л. Глубинная фация меловых гранитоидов в Анюйской зоне // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1963. Вып. 16. С. 213–233.

Гельман М.Л. Позднемезозойские малые интрузии Западной Чукотки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1964. Вып. 17. С. 159–178.

Гельман М.Л. Основные особенности послепротерозойского метаморфизма на Северо-Востоке СССР // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 161–180.

Гельман М.Л., Титов В.А., Фадеев А.П. Омолонская железорудная провинция // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218, № 2. С. 419–422.

Гельман М.Л. О роли регионального метаморфизма в золотом оруденении Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 6. С. 1406–1409.

Гельман М.Л. Верхояно-Чукотская складчатая область // Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977. С. 246–253.

Гельман М.Л., Березнер О.С., Крутоус М.П. и др. Картирование малоглубинных метаморфических комплексов в рудных районах Северо-Востока СССР // Методика картирования метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука, 1980. С. 136–149.

Гельман М.Л. Магматические формации // Объяснительная записка к Металлогенической карте Магаданской области и сопредельных территорий масштаба 1:1 500 000. Магадан: Севвостгеология, 1986. С. 66–87.

Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на Северо-Востоке Сибири. Ст. 1. Геологическая история палеозойских и мезозойских куполов // Тихоокеан. геология. 1995. № 4. С. 102–115.

Гельман М.Л. Магматизм, метаморфизм и мигматизация в позднемезозойских куполах. Ст. 2 // Тихоокеан. геология. 1996. № 1. С. 84–93.

Гельман М.Л., Андреева Н.В., Горячев Н.А. Магаданский габбро-гранитный батолит и месторождения молибдена в его породах. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. 73 с.

Генкин А.Д., Муравьева И.В. Индит и джалиндит – новые минералы на Малом Хингане // Геохимия. 1959. № 8. С. 716–720.

Генкин А.Д., Муравьева И.В. Индит и джалиндит – новые минералы на малом Хингане // Зап. ВМО. 1963. Ч. 92, вып. 4. С. 445–446.

Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии. М.: Наука, 1990. 73 с. (Труды; вып. 46).

Географический атлас России. М., 1997. 164 с.

Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1: 2 500 000. Объяснительная записка / ред. Л.И. Красный, А.С. Вольский, И.А. Васильев, Ю. Пэн, Я. Сюй, И. Ван. СПб.; Благовещенск; Харбин: МПР РФ: МГМР КНР, 1999. 134 с.

Геологическая карта Приморского края. Масштаб 1:1 000 000 / ред. В.А. Бажанов, Ю.Н. Олейник. Магадан, 1986.

Геологическая карта региона БАМ. М.: Аэрогеология, 1977.

Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (нов. сер.). Лист P-54, 55 (Оймякон), O-55. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 231 с.

Геологическая карта СССР. Лист O-(53)54-Охотск. М-б 1:1 000 000 (нов. сер.). Объяснительная записка / отв. ред. А.Л. Ставцев. Л., 1986. 127 с.

Геологическая карта СССР. Лист O-52(53)-Томмот. М-б 1:1 000 000 (нов. сер.). Объяснительная записка / отв. ред. Е.П. Миронюк. Л., 1986. 127 с.

Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. М-б 1:2 500 000 / гл. ред. Л.И. Красный. Л.: ВСЕГЕИ, 1991.

Геологический словарь. М.: Недра, 1978.

Геологическое строение и условия осадконакопления на территории Сучанского каменноугольного бассейна / ред. А.С. Хоментовский. Новосибирск: СЩ АН СССР, 1964. 188 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Л.: Недра, 1984. 560 с.

Геология зоны БАМ. Т. 1. Л.: Недра, 1988. 443 с.

Геология и генезис месторождений платиновых металлов / ред. Н.П. Лаверов, В.В. Дистлер. М.: Наука, 1994. 301 с.

Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна / ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток, 2002. 148 с.

Геология оловорудных месторождений СССР. Т. 1, 2. М.: Недра, 1986. 429 с.

Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 65 с.

Геология СССР. Т. 31. Камчатка. Курильские и Командорские острова. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. 733 с.

Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т. 30. Северо-Восток СССР. Кн. 2. 536 с.

Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. М.: Недра, 1966. 736 с.

Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. М.: Недра, 1969. 690 с.

Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин. М.: Недра, 1970. 431 с.

Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981. 300 с.

Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района / ред. Е.А. Радкевич. М.: Наука, 1971. 335 с.

Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района / ред. Е.А. Радкевич. М.: Наука, 1980. 251 с.

Геоморфология зон перехода от континентов к океанам. М.: Наука, 1992. 239 с.

Геосинклинальный литогенез на границе континент–океан. М.: Наука, 1987. 177 с.

Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. 238 с.

Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки / Ин-т геол. и геофиз. Новосибирск, 1990. 259 с.

Геохимия магматизма. М.: Наука, 1982. 224 с.

Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А. О геоморфологическом этапе в развитии Земли // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 6. С. 3–13.

Герасимов Н.С., Фефелов Н.Н., Родионов С.М., Заруднева Н.В., Брандт С.В. О различиях в источниках рудного вещества оловорудных районов Приморья // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С. 92–95.

Герасимов Н.С., Родионов С.М., Компаниченко В.Н. Результаты Rb-Sr датирования оловоносных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 5. С. 1183–1185.

Герасимов Н.С., Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., Гвоздев В.И. Рубидий-стронциевые изохроны гранитоидов дальнинского комплекса Центрального Сихотэ-Алиня и их петрогенетическая интерпретация // Докл. РАН. 1994. Т. 334, № 4. С. 473–475.

Гзовский М.В. Математика и геотектоника. М.: Недра, 1971.

Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И., Маргулис Л.С., Сальников Б.А. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.

Гладков Н.Г., Руб М.Г., Руб А.К., Шершаков Б.И. Два разновозрастных этапа оловянного оруденения и их соотношение с магматизмом в Кавалеровском районе Приморья // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258, № 2. С. 442–445.

Гладков Н.Г. Верхнемеловые и палеогеновые вольфрамоносные и оловоносные магматические ассоциации западной части Кавалеровского района // Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. С. 202–232.

Гладков Н.Г., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Павлов В.А., Руб М.Г. Изотопный состав стронция некоторых магматических ассоциаций Приморья как показатель их генезиса // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 5. С. 1164–1169.

Гладков Н.Г. Ранне-позднемеловой шошонит-латит-монцонитовый вулкано-плутонический комплекс // Рудоносность магматических ассоциаций. М.: Наука, 1988. С. 98–105.

Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К. Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. 1993. № 3. С. 69–81.

Говоров И.Н., Левашов Г.Б. Позднемеловые гранитоидные серии и их петрогеохимические особенности // Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука. Сиб отд-ние, 1973. С. 235–249.

Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 250 с.

Говоров И.Н., Говоров Г.И., Симаненко В.П., Бадрединов З.Г. Геохимические корреляции вулканитов активной окраины Азии и Тихого океана // Геохимическая типизация магматических пород и их геодинамика. Иркутск: СО АН СССР, 1987. С. 56–76.

Годзевич Б.Л., Лопатинский Г.С. Структурное районирование позднего архея центральной части Становой складчатой области // Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975. С. 222–226.

Годзевич Б.Л. Тектоническая позиция и генезис габбро-анортозитовой формации Становика-Джугджура // Геология и минерагения автономных анортозитовых ассоциаций. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 60–71.

Годовиков А.А. О примесях серебра, висмута и сурьмы в галенитах // Геол. рудн. месторожд. 1966. Т. 8, № 2. С. 59–66.

Годовиков А.А. Висмутовые сульфосоли. М.: Наука, 1972. 303 с.

Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 128 с.

Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В., Симаненко В.П. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь). Препринт. Проект 321 «Распад Гондваны и аккреция Азии». Владивосток: ДВО РАН, 1992. 82 с.

Голозубов В.В., Ханчук, А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.

Голозубов В.В., Ли Донг-У. Динамика формирования мелового Партизанско-Суходольского эпиконтинентального бассейна (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 46–57.

Голозубов В.В., Ли Донг-У, Амельченко Г.Л. Роль горизонтальных перемещений при формировании Раздольненского эпиконтинентального бассейна (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 1998. № 3. С. 13–25.

Голозубов В.В., Ли Донг-У, Ханчук А.И. Динамика формирования раннемелового бассейна Кенсан (Юго-Восточная Корея) // Докл. РАН. 2000. Т. 373, № 6. С. 795–799.

Голозубов В.В., Амельченко Г.Л., Ли Донг-У и др. История формирования Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Северо-Западное Приморье) // Геотектоника. 2002. № 3. С. 53–65.

Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана: автореф. дис. … д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 2004. 47 с.

Гольдфрид Ю.Д., Демин Г.П., Красильников А.А. Геолого-структурные особенности и поисковые признаки Карамкенского золото-серебряного месторождения // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1974. С. 75–86.

Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Металлогеническая зональность Комсомольского рудного района как критерий связи оруденения с магматизмом // Строение, состав и генезис оловорудных месторождений. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 62–70.

Гоневчук В.Г., Кокорин А.М., Коростелев П.Г. и др. Оловорудные формации юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1984. № 6. С. 72–81.

Гоневчук В.Г., Коростелев П.Г., Гоневчук Г.А. Гранитоиды Солнечного оловорудного месторождения // Геол. рудн. месторожд. 1984. № 6. С. 45–52.

Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Игнатьев А.В., Коростелев П.Г. Новые данные о возрасте редкометалльных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1987. № 4. С. 125–126.

Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. О магматических факторах совмещения оловянно-вольфрамового и молибденового оруденения на месторождении Тигринон // Соотношение разных типов оруденения вулкано-плутонических поясов Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения. Владивосток: ДВО РАН, 1991. С. 111–120.

Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С., Гоневчук Г.А. Граниты Хингано-Олонойского рудного района // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 150–157.

Гоневчук В.Г., Худоложкин В.О., Гоневчук Г.А. Окислительно-восстановительные условия образования гранитоидов ильменитовой и магнетитовой серий // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 23–30.

Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Герасимов Н.С. Место и особенности генезиса пурильских гранитоидов в составе Мяо-Чанской оловоносной серии // Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С. 67–73.

Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин А.М. Оловоносные пегматиты Буреинского массива // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 126–133.

Гоневчук В.Г., Кокорин А.М., Коростелев П.Г., Семеняк Б.И. Золотая минерализация на месторождениях касситерит-силикатно-сульфидной группы (проблемы генезиса) // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: тез. Всерос. совещ. Магадан, 1997. С. 232–234.

Гоневчук В.Г., Семеняк Б.И., Ишихара С. и др. Возраст оловоносных грейзенов Приамурья и некоторые вопросы генезиса оловянной минерализации (Россия) // Геол. рудн. месторожд. 1998. Т. 40, № 4. С. 326–335.

Гоневчук В.Г., Семеняк Б.И., Коростелев П.Г. Хингано-Охотский металлогенический пояс в концепции террейнов // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. Вып. 1. С. 35–54.

Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 297 с.

Гоневчук Г.А. Магматические образования Комсомольского района и основные черты их металлоносности: автореф. дис … канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1980. 31 с.

Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г. Особенности магматизма Малохинганской вулканической зоны // Новые данные по магматизму и металлогении Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1998. С. 5–21.

Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 250 с.

Горбачев И.Ф. Геологическое строение и сравнительная характеристика перспектив нефтегазоносности Зее-Буреинской и Суйфунской впадин: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. М., 1969.

Горбачев И.Ф., Петухов А.В., Татаненко Е.И., Трофимук А.А. Нефтегазоносные бассейны Монголо-Маньчжурской платформы (Зее-Буреинский нефтегазоносный бассейн) // Нефтегазоносные бассейны Дальнего Востока СССР / под ред. А.А. Трофимука. М.: Недра, 1971. С. 42–52.

Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулкано-плутонический пояс Восточной Азии // Геол. и геофиз. 2000. Т. 41, № 12. С. 1655–1669.

Горелова Н.Н. Проявления локального метасоматоза и связанная минерализация в одном из ультрамафитовых массивов Корякского нагорья // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 2. С. 73–78.

Горельчик В.И., Зобин В.М., Токарев П.И. Сейсмичность вулканов // Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С. 61–77.

Горжевский Д.И., Фогельман Н.А., Алекторова Е.А. и др. Геология и закономерности размещения эндогенных рудных месторождений Забайкалья. М.: Недра, 1970. 232 с.

Горкуша Ф.С., Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г. Сейсмичность и неотектоника юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1999. № 5. С. 61–68.

Городинский М.Е., Гулевич В.В., Незнанов Н.Н. и др. О геологии и металлогении Анюйско-Олойского междуречья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1974. Вып. 21. С. 31–42.

Городинский М.Е., Гулевич В.В., Титов В.А. Медные проявления Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 151–158.

Городинский М.Е., Шпикерман В.И. Медь // Очерки металлогении и геологии рудных месторождений Северо-Востока России. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1994. С.76–81.

Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкции положения материков в фанерозое (по палеомагнитным и геологическим данным). М.: Наука, 1978. 122 с.

Горошко М.В., Кириллов В.Е. Геология и металлогения Учуро-Майского района юго-восточной окраины Сибирской платформы // Тихоокеан. геология. 1994. № 1. С. 109–120.

Горячев А.В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1966. 235 с.

Горячев Н.А., Колесниченко П.П., Половинкин В.Л. Петрогеохимическая характеристика Бургагынского штока // Научно-технический прогресс и политехническое образование на Северо-Востоке. Ч. 1. Новые данные по геологии и методам изучения рудных районов Северо-Востока СССР: тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С. 14–15.

Горячев Н.А., Колесниченко П.П. Граниты и грейзены Мякитского интрузива как пример локальной рудно-магматической системы // Рудно-магматические системы Северо-Востока СССР. Хабаровск: ХПИ, 1990. С. 41–53.

Горячев Н.А. Жильный кварц золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 136 с.

Горячев Н.А. Вольфрам // Очерки металлогении и геологии рудных месторождений Северо-Востока России. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1994. С. 82–86.

Горячев Н.А., Колесниченко П.П. К геохимии габброидных интрузивов Яно-Колымского золотоносного пояса // Магматизм и оруденение Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 243–257.

Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.

Горячев Н.А. Пояса гранитоидных плутонов, зонального метаморфизма и золото-кварцевых жил: случайное совмещение или генетическая связь? // Наука на Северо-Востоке России (К 275-летию Российской академии наук). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1999. С. 68–85.

Горячев Н.А., Сидоров В.А., Литвиненко И.С. О самородном золоте глубоких горизонтов месторождения Наталка // Колымские вести. 2000. № 9. С. 25–29.

Горячев Н.А., Чарч С., Ньюберри Р.Дж. Контраст в свинцово-изотопных характеристиках золоторудных месторождений Северо-Востока Азии и Аляски // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: в 2 т. Т. 1. Геология, геохронология и геохимия: тр. Всерос. совещ. Магадан, 4–6 сент. 1997 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 149–157.

Горячев Н.А., Сидоров В.А., Литвиненко И.С., Михалицына Т.И. Минералого-геохимические особенности руд и околорудных метасоматитов глубоких горизонтов месторождения Наталка // Колыма. 2000. № 2. С. 38–49.

Горячев Н.А., Егоров В.Н. Раннепалеозойское золото-кварцевое оруденение юга Омолонского рудного района // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: Билибинские чтения. Т. 2. Металлогения. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 165–167.

Горячев Н.А. К металлогении Удско-Мургальского вулканогенного пояса (Северное Приохотье). Южно-Сахалинск: ИМГиГ, 2002.

Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 143 с.

Горячев Н.А. Золото-редкометалльное оруденение Магаданской области // Перспективы развития золотодобычи в Забайкалье: материалы Межрегиональной конференции. Чита: ЗабНИИ МПР РФ, 2003. С. 163–164.

Горячев Н.А., Алексеенко Е.В., Колесова В.П. Предварительные данные по магматическим и рудным телам золото-редкометалльного месторождения Малыш // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики: материалы Всерос. совещ. Т. 3. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 121–124.

Горячев Н.А., Егоров В.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм в структурах СВА и его металлогения // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований: тез. докл. Всерос. совещ. Новосибирск: Наука, СО РАН, фил. «Гео», 2003. С. 84–85.

Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-редкометалльные месторождения: типы и перспективы промышленного освоения // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология: тез. докл. III Всерос. совещ. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. С. 57–59.

Горячев Н.А. Удско-Мургальская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 17–38.

Государственная геологическая карта Российской Федерации (нов. сер.). М-б 1:1 000 000. Лист М-52,(53). Благовещенск: Роскомнедра, 1995.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. 2-е изд. Сер. Сахалинская. Лист № 54–17. Объяснительная записка / ред. Б.А. Сальников. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 276 с.

Грановский А.Г., Гуляева Г.Я. Хромшпинелиды Ветвейской группы гипербазитовых массивов (Корякское нагорье) // Геол. и геофиз. 1981. № 6. С. 56–67.

Грацианова Р.Т., Шишкина Г.Р. Особенности палеобиогеографии материков и морей девона (по данным изучения брахиопод) // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты и биофации. М.: Наука, 1982. С. 27–45.

Грачева О.С., Крылова Л.И. Структура и минералогические особенности Верхне-Сеймчанского редкометалльного месторождения // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1959. № 9. С. 13–24.

Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. С. 132–159.

Григорьев В.Б., Кирьянова В.В. Новые данные о возрасте вулканогенных образований северной части Куйдусунской впадины // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Хабаровск, 1990. С. 231–232.

Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А., Голозубов В.В., Пральникова И.Е. Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Куюльского террейна (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1995. № 3. С. 59–69.

Григорьев Ив.Ф., Доломанова Е.И. Об оловорудных месторождениях переходных типов между месторождениями касситерито-кварцевой и касситерито-сульфидной формации // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1956. Вып. 3. С. 279–301.

Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 228–255.

Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. и др. Гранитоиды Южного Верхоянья. М.: Наука, 1970. 216 с.

Гринберг Г.А. Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973.

Гринберг Г.А., Гусев Г.С., Бахарев А.Г. и др. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 359 с.

Гриценко И.И. Отчет о разведочных работах на железные руды на Ручарском месторождении о. Итуруп. Южно-Сахалинск: СГУ, 1966.

Гриценко И.И. Геологический отчет по результатам поисково-разведочных работ на ильменито-магнетитовые пески о. Итурупа в 1965–1966 гг. (по состоянию на 1.1.1967 г.) / Мингео РСФСР; СахТГУ; Южно-Сахалинская ГРЭ. Южно-Сахалинск, 1967.

Гриценко И.И., Жижин Д.П., Тютрин И.И. Прибрежно-морские и донные россыпи Сахалина и Курильских островов // Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970. С. 345–348.

Громов В.В., Лебедев Е.П., Ставцев А.П. Геологическое строение Ульинского прогиба (Приохотье) // Сов. геология. 1980. № 3. С. 74–85.

Грушкин Г.Г., Хельвас И.Г. Физико-химические условия оловорудного месторождения Хинган // Зап. ВМО. 1974. Ч. 103, вып. 2. С. 219–240.

Гузиев И.С. Щелочной магматизм Тигильского района Западной Камчатки // Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966. С. 59–62.

Гузиев И.С. О химическом составе кайнозойских пород Западной Камчатки в зависимости от состава и глубины кайнозойских отложений // Магматизм Северо-Востока СССР: тез. докл. Первой Сев.-Вост. петрогр. конф. Магадан, 1968. С. 159.

Гузиев И.С. Неоген-четвертичные щелочные базальтоиды Западной Камчатки // Петрология неоген-четвертичных базальтоидов Северо-Западного сектора

Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1971. С. 107–113.

Гулевич В.В. Субвулканические образования и оруденение в бассейне р. Баимки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1974. Вып. 21. С. 108–116.

Гулевич В.В. Геологическое строение, закономерности размещения медного и золотого оруденения Баимской рудной зоны (юго-западная Чукотка): автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1987. 26 с.

Гульбин Ю.Л., Евангулова Е.Б. Гидротермально-метасоматические образования Правоурмийского месторождения // Зап. ЛГИ им. Г.В. Плеханова. 1987. Т. 112. С. 39–50.

Гурьянов В.А. Ураноносные альбититы в одном из районов Хабаровского края // Труды Дальнедра. 1992. Вып. 2. С. 70–75.

Гурьянов В.А., Карсаков Л.П., Горошко М.В., Осипов А.Л. Золотоносность докембрийских комплексов Учуро-Уянского района (юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеан. геология. 1998. № 5. С. 98–105.

Гурьянов В.А., Горошко М.В. Редкие металлы и редкие земли Улканского рудного района // Международный симпозиум «Стратегия использования и развития минерально-сырьевой базы редких металлов России в XXI веке», 5–9 октября 1998 г. М., 1998. С. 57–59.

Гурьянов В.А. Геология и особенности металлогении Улканского вулканогенного прогиба (юго-восток Сибирской платформы): автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 2001. 25 с.

Гурьянов В.В. Схема стратиграфии Предджугджурской вулканической зоны // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Хабаровск, 1990. С. 223–224.

Гусев А.А., Шумилина Л.С. Геометрия сейсмоактивного объема коры и верхней мантии района Камчатки и Командорских островов // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1975. С. 194–200.

Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. М.: Наука, 1979. 208 с.

Гуторович Д.И., Карева Н.Ф., Оксман С.С. Картирование разрывных нарушений и магматических образований в междуречье верховьев Яны и Индигирки крупномасштабной аэромагнитной съемкой // Геофизические исследования в Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978. С. 110–115.

Давиденко Н.М. Минеральные ассоциации и условия формирования золотоносных кварцевых жил Мало-Анюйской площади, Западная Чукотка. Новосибирск: Наука, 1975. 134 с.

Давыдов А.С. Распределение золота в палеозойских породах Анюйской складчатой зоны // Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976. С. 88–93.

Давыдов А.С. Минералого-петрографические особенности магматических и метаморфических пород и золотоносность Анюйской зоны (Зап. Чукотка): автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1979. 28 с.

Давыдов И.А., Милов А.П., Авченко О.В. Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР. Магадан, 1988. 69 с.

Давыдова Т.Н., Гольдштейн И.Л. Литологические исследования в Буреинском бассейне. М.: Госгеолиздат, 1949. 306 с.

Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями: метод. руководство. Иркутск: Кн. изд-во, 1961. 48 с.

Данченко В.Я. Взаимоотношения разнотипной золото-серебряной минерализации в рудном поле островодужного вулканического пояса // Взаимоотношения различных типов рудной минерализации в рудных полях Дальнего Востока СССР. Владивосток: Дальнаука, 1991. С. 24–42.

Даценко В.М. Петрогеохимическая типизация гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы // Материалы Второго Всерос. петрогр. совещ. Т. 2. Сыктывкар, 2000. С. 270–274.

Действующие вулканы Камчатки. Т. 1. М.: Наука, 1991. 915 с.

Демашов С.Б., Гвоздев В.И., Недашковский А.П. Серебро-висмутовая минерализация месторождений Хингано-Олонойского района // Минеральные ассоциации месторождений олова и вольфрама Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 82–92.

Демин И.В. Скуттерудит из месторождений Колымы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1949. Вып. 4. С. 118–124.

Денисенко В.К., Рундквист Д.В. Новые перспективные типы стратиформного вольфрамового оруденения // Сов. геология. 1977. № 6. С. 32–45.

Денисенко В.К., Лобков В.Л., Гапошин И.Г., Кутырева М.Ф. Стратиформные редкометалльные месторождения. Л.: Недра, 1986. 231 с.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М.: Мир, 1965. 506 с.

Дистанов Э.Г., Оболенский А.А., Кочеткова К.В., Борисенко А.С. Удерейское сурьмяное месторождение на Енисейском кряже. Новосибирск: Наука, 1977. С. 5–32. (Тр. Ин-та геол. и геофиз.; т. 364).

Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М. Химические составы породообразующих и акцессорных минералов ультрамафитов Корякского нагорья. Ч. 2. Минералы платиновых элементов. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. 61 с.

Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г. Акцессорные и рудообразующие хромшпинелиды некоторых дунит-перидотитовых массивов Корякского нагорья // Зап. ВМО. 1986. Т. 115. С. 569–581.

Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Акинин В.В. Акцессорные минералы платиновых элементов в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1987. № 4. С. 66–76.

Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А. Петрология и платиновая минерализация лерцолитового массива в Корякском нагорье. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1990. 93 с.

Добрецов Г.Л., Добрецов Н.Л. К проблеме генезиса щелочно-салических пород // Геол. и геофиз. 1983. № 1. С. 69–74.

Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Лавсонит-глаукофановые сланцы Пенжинского хребта Северо-Западной Камчатки // Докл. АН СССР. 1965. Т. 160, № 1. С. 196–199.

Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.

Добрецов Н.Л., Карсаков Л.П., Скляров Е.В. Глаукофансланцевые пояса Южной Сибири и Приамурья // Геол. и геофиз. 1988. № 1. С. 3–11.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Динамика зон субдукции: модели формирования аккреционного клина и подъема глаукофановых сланцев и эклогитов // Геол. и геофиз. 1991. № 3. С. 4–20.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с.

Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геол. и геофиз. 2003. Т. 44, № 1. С. 1243–1261.

Довгаль Ю.М., Палымский Б.Ф. Формирование Южно-Анюйского бассейна // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: АН СССР, 1972. Т. 20. С. 152–161.

Долгов И.Ю., Натапов Л.М., Ставский А.П. Офиолиты Тас-Хаяхтахского хребта // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. С. 666–668.

Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 171 с.

Дорофеев В.К. Формационная принадлежность и металлоносность гранитоидов северной части Анюйской зоны // Магматизм и металлогения Северо-Востока Азии: тез. докл. Магадан: Кн. изд-во, 1980. С. 93–95.

Дорофеев В.К. Лейкогранитовая формация побережья Восточно-Сибирского моря (Северо-Восточная Якутия) // Геология и минералогия Арктической области СССР. Л.: НИИГА, 1981. С. 64–76.

Дорофеев В.К. Гранитоидные формации побережья Восточно-Сибирского моря и их роль в россыпной металлоносности // Россыпеобразование на Арктическом и Дальневосточном шельфах СССР. Л.: Севморгеология, 1983. С. 107–116.

Драбкин И.Е. (ред.). Геология СССР. Т. 30. М.: Недра, 1970. 501 с.

Дриль С.И., Сорокин А.А. Геохимия. Rb-Sr систематика и геодинамическое положение гранитоидов урушинского комплекса восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Металлогения, нефтегазоность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: материалы II Всерос. металлоген. совещ. с участием иностранных специалистов. Иркутск, 1998. С. 242–243.

Другова Г.М., Глебовицкий В.А. Некоторые закономерности изменения состава гранатов, биотитов и роговых обманок при региональном метаморфизме // Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.; Л: Наука, 1965. С. 33–46.

Дубровский В.Н., Аракелянц М.М. Продолжительность формирования оловянных месторождений Комсомольского района по данным абсолютного возраста околорудных кварцево-серицитовых метасоматитов // Докл. АН СССР. 1973. Т. 212, № 4. С. 354–358.

Дубровский В.Н., Малиновский Е.П., Родионов С.М. Структура и зональность оловорудных месторождений Комсомольского района. М.: Наука, 1979. 136 с.

Дудкинский Д.В., Козлов В.Д., Ефремов С.В. Петролого-геохимические особенности и геодинамические условия формирования рудоносных гранитоидов Чукотки // Геол. и геофиз. 1994. № 7. С. 1202–1215.

Дудкинский Д.В., Козлов В.Д., Мамитко В.Р., Пахольченко Ю.А., Плюснин Г.С., Посохов В.Ф., Сандимирова Г.П. Первые Rb-Sr даты для гранитоидов Иультинского рудного района Чукотки // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 4. С. 967–971.

Дудыкин О.Б. Особенности строения гигантского пегматитового тела в ийолит-уртитах г. Юхскор (Хибины) // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Т 1. М.: Изд. АН СССР, 1959. С. 38–51.

Дылевский Е.Ф. Магматизм Сиверского поднятия (Северо-Восток СССР) // Тихоокеан. геология. 1992. № 2. С. 95–104.

Дьяков Б.Ф. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западной Камчатки. М. : Госгеолтехиздат, 1955. 255 с.

Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудная минерализация Норильского района. М.: Наука, 1988. 279 с.

Евстрахин В.А. Порфировые месторождения – генетические и промышленные типы // Сов. геология. 1988. № 3. С. 9–18.

Егоров В.Н. Строение, магматизм и металлогения среднего палеозоя юга Омолонского массива (Магаданская область): автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Магадан, 2004. 37 с.

Егоров И.А. Геолого-минералогические особенности гидротермальной бериллиевой минерализации одного из массивов гранитоидов // Сов. геология. 1967. № 7. С. 133–138.

Ежов Б.В., Абрамов В.А., Адамия Ш.А. Очаговые структуры подвижных и стабильных областей (Камчатка, Кавказ, Алдано-Становой геоблок). Владивосток: Дальнаука, 1995. 126 с.

Елисеева В.К., Липман Р.Х., Святогорова Н.Н. Новые данные по стратиграфии Центрального Сихотэ-Алиня // Геол. и геофиз. 1976. № 11. С. 30–43.

Ельянов А.А., Моралев В.М. Глубины формирования и эрозионного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Геол. рудн. месторожд. 1972. № 5. С. 32–40.

Ельянов А.А., Андреев Г.В. Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. Новосибирск: Наука, 1991. 168 с.

Емельяненко Е.П., Масловский А.Н., Залищак Б.Л. и др. Закономерности размещения рудной минерализации на Кондерском щелочно-ультраосновном массиве // Геологические условия локализации эндогенного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 100–113.

Ениколопов Н.С. Влияние сдвига на скорость процессов полимеризации // Международ. симпоз. по хим. физике: тез. докл. М., 1981. С. 83–86.

Еремин Р.А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры. Новосибрск: Наука, 1974. 134 с.

Еремин Р.А., Осипов А.П. К проблеме генезиса Наталкинского золоторудного месторождения // Колыма. 1974. № 6. С. 41–43.

Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 223 с.

Ермаков В.А. Особенности развития вулканизма и тектонической структуры Курило-Камчатской островной дуги в новейшее (плиоцен-четвертичное) время // Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. С. 165–218.

Ермаков В.А. Тектонические предпосылки изучения сейсмичности Камчатки // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 228–239.

Ершов А.Н. Эффекты магнитотекстурной памяти горных пород и влияние на них механического давления: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. СПб., 1998. 18 с.

Есин С.В., Прусевич А.А., Кутолин В.А. Позднекайнозойский вулканизм и глубинное строение Восточного Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Наука. Сиб. отдние, 1992. 158 с.

Есин С.В., Прусевич А.А., Травин А.В. Новые данные о позднекайнозойском щелочно-базальтовом вулканизме Восточного Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 1992. Т. 322. С. 369–372.

Ефимов В.В., Соляник А.Н. Температуры гомогенизации включений в апатитах джугджурских железотитановых рудопроявлений // Тез. VI Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Владивосток, 1978. Т. 1. С. 69.

Ефимова М.И., Наумкин П.А., Михайлова В.А. Температуры образования и генезис позднемеловых гранитных пород о-ва Аскольд / ред. Н.П. Ермаков. Термобарогеохимия и геология: тез. совещ. Владивосток: ДВГИ, 1978. С. 83–85.

Ефремов С.В., Дудкинский Д.В., Козлов В.Д. Гранитоиды восточного побережья Чаунской губы // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 141–145.

Ефремов С.В., Козлов В.Д., Сандимирова Г.П. Возраст гранитоидов Чаунской складчатой системы // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 148–151.

Жамойда А.И., Липман Р.Х., Михайлов А.Ф. и др. О возрасте кремнисто-вулканогенных толщ Корякского нагорья по данным изучения радиолярий // Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья. Л.: ВСЕГЕИ, 1963. С. 75–104. (Тр. ВСЕГЕИ; т. 81).

Жариков В.А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестн. Моск. гос. ун-та. Сер. 4. Геология. 1996. № 4. С. 3–12.

Жаров А.Э. Рифтогенная система Татарского пролива и ее значение для прогноза нефтегазоносности Западного Сахалина // Материалы научно-практической конференции. Южно-Сахалинск, 2002. С. 24–32.

Жданов В.Ф., Поляков В.О., Нишанбаев Т.П. Минералогия жилы корундового пегматита копи 298 Ильменского заповедника // Материалы к минералогии Южного Урала. Свердловск, 1978. С. 92–97.

Железные и марганцевые руды Дальнего Востока / Г.И. Архипов, Е.А. Кулиш, Л.И. Кулиш и др. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 298 с.

Желубовский Ю.С. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Листы K-55, L-55 (южная группа Курильских островов). Объяснительная записка. М., 1956.

Желубовский Ю.С., Прялухина А.Ф. Курильские острова. Стратиграфия // Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. С. 527–567.

Жерновский И.В., Мочалов А.Г., Рудашевский Н.С. Фазовая неоднородность изоферроплатины, богатой железом // Докл. АН СССР. 1985. Т. 283, № 2. С. 196–200.

Жирнов А.М., Бормотов В.А. Линеаменты и рудные гиганты Приамурья // Строение и эволюция востока Азии: II Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1999. С. 42–57.

Жуланова И.Л., Перцев А.Н. Базальты северной части Пекульнейского хребта: геология, петрологические характеристики и проблемы генезиса // Тихоокеан. геология. 1987. № 3. С. 65–76.

Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.

Журавлев А.Ю. Археоциаты нижнего кембрия крайнего Северо-Востока СССР // Кембрий Сибири и Средней Азии. М.: Наука, 1988. С. 97–110. (Тр. ИгиГ СО АН СССР; вып. 720).

Заблоцкий Е.М., Калачева Е.Д., Окунева Т.М., Сей И.И., Тихомирова Л.Б. Новые данные по стратиграфии триасовых и юрских отложений Горинского синклинория // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: тез. докл. IV Дальневост. региональн. межведомствен. стратигр. совещ.). Хабаровск, 1990. С. 148–151.

Заболотная Н.П., Новикова М.И. Месторождения, связанные с лейкократовыми гранитами повышенной щелочности. Флюорит-фенакитовый тип // Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1975. С. 135–154.

Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с. (Тр. ГИН; вып. 315).

Забродин В.Ю., Григорьев В.Б., Кременецкая Н.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Комсомольская серия. Лист M-53-XVI. М.: МПР РФ, 2002.

Заварицкий, А.Н. Линейное расположение вулканов Камчатки*: тр.* XVII сес. Международ. геол. конгр. М., 1937.

Заварицкий А.Н. Об изучении движений земной коры на Камчатке // Избранные труды. Т. 1. М.: Изд. АН СССР, 1956. С. 464–472.

Завойский В.Н. Анализ анизотропии магнитной восприимчивости горных пород // Физика Земли. 1986. № 5. С. 107–115.

Загрузина И.А. Позднемезозойские гранитоиды восточного побережья Чаунской губы (Западная Чукотка) // Позднемезозойские гранитоиды Чукотки. Магадан: СВКНИИ СО АН СССР, 1965. С. 4–140.

Загрузина И.А. Магматические образования Штурмовского района // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 133–147.

Загрузина И.А., Показаньев В.П. О палеозойском возрасте золотой минерализации Омолонского массива // Геол. рудн. месторожд. 1975. № 1. С. 74–80.

Загрузина И.А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 279 с.

Загряжская Г.Д., Гриненко В.А. Особенности формирования сульфидно-касситеритовых месторождений Комсомольского района по данным изотопного состава серы сульфидов // Геохимия. 1981. № 10. С. 1524–1533.

Зайцев В.П., Коляда А.А., Мелкомуков В.Н. Сейнав-Гальмоэнанский узел и его платиноносность // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 78–86.

Зайцев В.П., Ланда Э.А., Марковский Б.А., Беляцкий Б.В. О возрасте и изотопно-геохимических особенностях зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Корякского нагорья // Докл. РАН. 2002. Т. 386, № 1. С. 78–81.

Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1997. 232 с.

Залищак Б.Л., Ким Чан Сун, Пан Ин Кю, Ом Хе Ен. Интрузивные комплексы Юго-Западного Приморья. Щелочные породы // Магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М.: Наука, 1966. С. 60–74.

Залищак Б.Л., Недашковский П.Г., Абисалов Э.Г. Улканский и Ныгваганский гранитоидные комплексы бассейна верхнего течения р. Учур // Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966. С. 103–119.

Залищак Б.Л. Щелочные магматические породы // Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. 1978. Т. 2. Магматизм и тектоника. С. 66–82.

Залищак Б.Л., Мраморнов В.Д., Пахомова В.А., Оскарев В.В. Цирконневая минерализация в доломитовых мраморах (Хабаровский край) // Тез. докл. Всесоюз. конф. «Рудные месторождения Дальнего Востока – минералогические критерии прогноза, поиска и оценки». Владивосток, 1991. С. 116–119.

Залищак Б.Л., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Некрасов И.Я., Иванов В.В., Мраморов В.Н. Минерализация зональных щелочно-ультраосновных комплексов Кондерского типа, Дальний Восток России. Владивосток: ДВГИ, 1993. 22 с.

Занюков В.Н., Родионов Р.И., Неверов Ю.Л. Особенности тектоники и магматизма восточной части Корякского нагорья (район мысов Гинтера и Наварин) // Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. Южно-Сахалинск, 1976. С. 62–75.

Захаров М.Н., Конусова В.В., Смирнова Е.В. Редкие земли в базальтоидах Омолонского района // Геол. и геофиз. 1984. № 4. С. 62–70.

Захаров М.Н., Конусова В.В., Смирнова Е.В. Особенности распределения РЗЭ в вулканических образованиях Охотско-Чукотского пояса и в базальтоидах наложенных кайнозойских структур континентальных сводов // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 133–148.

Захаров Ю.Д., Сокарев А.Н. Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии. М.: Наука, 1991. 135 с.

Звягинцев Л.И. Деформация горных пород и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1978. 174 с.

Зенкевич В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд. АН СССР, 1962.

Зильберминц А.В. Геология и генезис Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения. М.: Наука, 1966. 191 с.

Зимин С.С., Старков Г.Н., Щека С.А., Погорелова М.Г. О находке меймечитов в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня // Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965. С. 194–195.

Зимин С.С., Октябрьский Р.А., Ленников А.М. и др. Новая зейская провинция апатитовых агроруд в зоне БАМ и перспективы её минеральных ресурсов // Проблемы хозяйственного освоения зоны БАМ. Новосибирск, 1977. С. 198–205.

Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Чураков Г.М. Новые данные о тектонической структуре Камчатского Мыса, Восточная Камчатка // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. С. 1186–1190.

Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Магакьян Р.Н., Брагина Л.Г. Тектоника полуострова Озерной (Восточная Камчатка) // Очерки геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. С. 87–102.

Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. Тектонические покровы северной части Валагинского хребта // Тихоокеан. геология. 1989. № 6. С. 62–71.

Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Магакьян Р.Н., Цуканов Н.В. Аккреционная структура Восточной Камчатки // Докл. РАН. 1990. Т. 312, № 5. С. 1186–1190.

Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.

Зленко Н.Д., Шпак Н.С. Геология и петрография Улканского субвулканического массива // Материалы по региональной геологии. М., 1961. С. 52–65. (Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста; вып. 7).

Злобин В.А. Геохимические особенности черносланцевых толщ, вмещающих золоторудную минерализацию на месторождениях Колымы // Геол. и геофиз. 1992. № 3. С. 73–86.

Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток, 1987. 149 с.

Злобин Т.К., Пискунов В.Н., Фролова Т.И. Новые данные о структуре земной коры в центральной части Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. С. 185–187.

Змиевский Ю.П., Петухов А.Д., Кирьянова В.В. Новые данные о строении и возрасте джелонской свиты // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Хабаровск, 1990. С. 179–180.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.

Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31–57.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Аккреция континентов: Азия и Восточная Европа // Тектонические процессы: докл. сов. геологов на 28-й сес. Международ. геол. конгр. М., 1989. С. 23–30.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1, 2. М.: Недра, 1990. 645 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.

Зубков Л.Б. Особенности вещественного состава различных типов бериллоносных метасоматитов Пержанского месторождения // Науч. тр. Гиредмета. М., 1973. Т. 1. С. 42–48.

Зябрев С.В., Брагин Н.Ю. Нижний мел Западно-Сахалинского прогиба // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297, № 6. С. 1443–1445.

Зябрев С.В., Натальин Б.А. Возраст и тектоническая природа вулканогенно-кремнистых и терригенных пород в окрестностях Хабаровска // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: тез. докл. IV Дальневост. региональн. межведомствен. стратигр. совещ. Хабаровск, 1990. С. 173–175.

Зябрев С.В. Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук / Ин-т тектоники и геофизики ДВО РАН. Хабаровск, 1992. 25 с.

Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 74–82.

Зябрев С.В., Пересторонин А.Н., Жаров А.Э. Начало терригенной седиментации в Западно-Сахалинском преддуговом прогибе – деталь ранней истории аккреционной системы Сахалина и Хоккайдо // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 1. С. 53–61.

Ивакин А.Н., Левшук А.Е., Орловский В.В., Акимов В.М. Олово-вольфрамовое оруденение порфирового типа в Приморье // Разведка и охрана недр. 1985. № 8. С. 22–26.

Иванов Б.А. Структурно-фациальное и тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня // Сов. геология. 1960. № 10. С. 78–97.

Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг) // Докл. АН СССР. 1961. Т. 138, № 4. С. 900–903.

Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток, 1972. 116 с.

Иванов В.В., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Особенности петрографии и минералогии платиноносного Феклистовского концентрически зонального дунит-клинопироксенитового массива (Западное Приохотье) // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: Геоинформмарк, 1995. С. 176–187.

Иванов В.В. Возраст золото-серебряных месторождений Омолонского, Охотско-Чукотского, Восточно-Сихотэ-Алинского, Западно-Камчатского, Центрально-Камчатского, Восточно-Камчатского и Большекурильского вулканогенных поясов Востока России: датирование $^{40}Ar/^{39}Ar$-методом и этапность оруденения // Геология, минералогия, геохимия и проблемы рудообразования Приамурья. Благовещенск: АмурКНИИ ДВО РАН: АО МО РАН, 1997. С. 21–22.

Иванов В.В., Полин В.Ф., Зиньков А.В. и др. К проблеме благороднометалльного оруденения в протерозойских и кембрийских отложениях юго-восточной части Алданского щита // Тр. ДВГТУ. Сер. горно-геол. Владивосток, 1997. С. 20–27.

Иванов В.М., Гаврилов В.В., Герасимов В.В. Джугджурский анортозитовый массив и его апатитоносность // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 219–235.

Иванов В. С. Плутонические формационные ряды гранитоидов внешней зоны Тихоокеанского пояса // Зап. ВМО. 1980. Ч. 109. С. 658–660.

Иванов В.С., Бурьянова И.З., Залищак Б.Л. и др. Гранитоиды и монцонитоиды рудных районов Приморья. М.: Наука, 1980. 160 с.

Иванов О.К., Рудашевский Н.С. Состав оливина и хромшпинелидов дунитов платиноносного пояса Урала // Минералы месторождений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 16–35.

Иванов О.К. Миаролитовые дуниты в концентрически-зональных ультрамафических массивах Урала // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301, № 2. С. 413–415.

Иванов О.К. Концентрически-зональные ультрамафитовые массивы Урала. Екатеринбург: УГГА, 1997. 546 с.

Иванов О.Н. Некоторые закономерности в размещении эндогенного оруденения Беринговской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Уч. зап. НИИГА. Сер. регион. геол. 1969. Вып. 16. С. 114–118.

Иванов О.Н., Перцев А.Н., Ильченко Л.Н. Докембрийские метаморфические породы Анадырско-Корякского региона. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. 62 с.

Иванов О.Н. Верхний докембрий Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 45 с.

Иванов Ю.Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М.: Недра, 1974. 213 с.

Иванова А.А. Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья. М.: Недра, 1974. 208 с.

Иванова В.Л. Петрология гранитоидов месторождения Восток-2: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1975. 22 с.

Ивашинников Ю.К. Физическая география Дальнего Востока России. Владивосток, 1999. 342 с.

Изосов Л.А., Мельников Н.Г. О чешуйчато-покровных структурах Западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1988. № 6. С. 47–53.

Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.Н. Интрузии северного Сихотэ-Алиня, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 383 с.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.

Индолев Л.Н. Дайки рудных районов Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 195 с.

Индолев Л.Н., Жданов Ю.Ж., Суплецов В.М. Сурьмяная минерализация Верхояно-Колымской провинции. Новосибирск: Наука, 1980. 232 с.

Интерпретация геохимических данных. М.: ИНТЕРМЕТ ИНЖИНИРИНГ, 2001. 287 с.

Иосифиди А.Г. Новые палеомагнитные данные по Колымскому массиву (хр. Арга-Тас) // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 104–123.

История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Проблемы экзогенного рельефообразования. М., 1976. 427 с.

История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Проблемы эндогенного рельефообразования. М., 1976. 452 с.

История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Юг Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. 423 с.

Иликсон Г.В. Гидротермальные изменения вмещающих пород оловорудного месторождения. Л.: Госгеолтехиздат, 1956. 134 с.

Иликсон Г.В., Рундквист Д.В., Павлова И.Г., Козлов В.А., Шербинин И.С., Огнянов Н.В. Оловорудные месторождения Малого Хингана. Л.: ВСЕГЕИ, 1959. Т. 27. 342 с.

Иликсон М.И. Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях // Сов. геология. 1958. № 1. С. 86–114.

Иликсон М.И., Музылев С.А. Основные черты тектоники Дальнего Востока в рифее // ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1963. Т. 85. С. 75–81.

Иликсон М.И., Красный Л.И., Матвеенко В.Т. Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения // Рудоносность вулканических формаций. М.: Недра, 1965. С. 181–196.

Иликсон М.И. Металлогения планетарных вулканогенных поясов Тихоокеанского кольца // Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973. С. 230–232.

Иликсон М.И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1979. 232 с.

Казакевич Ю.П., Шер С.Д. Ленский золотоносный район. М.: Недра, 1972. 152 с. (Тр. ЦНИГРИ; т. 1–2, вып. 88).

Казаченко В.Т. Петрология гидротермально измененных пород Южного полиметаллического месторождения (Приморье) // Минералогия и петрография метаморфических и метасоматических пород Дальнего Востока. Владивосток, 1977. С. 104–134.

Казаченко В.Т., Чубаров В.М. Золото-серебряная минерализация в марганцовистых и железистых метасоматитах // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 3. С. 707–709.

Казаченко В.Т. Марганцовистые и железистые метасоматиты Южного Приморья. М.: Наука, 1979. 153 с.

Казаченко В.Т., Цейтлин Н.Ю., Чубаров В.М., Сидоренко О.В., Нарнов Г.А. О находке железо-марганцевого аналога бементита // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 3. С. 691–697.

Казаченко В.Т., Сапин В.И. Марганцевая минерализация в рудных месторождениях Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 196 с.

Казаченко В.Т., Буцик Л.А. Гидродинамика близповерхностных гидротермальных палеосистем Востока России // Металлогения, нефтегазоностность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: материалы II Всерос. металлоген. совещ. Иркутск, 1998. С. 269–270.

Казаченко В.Т. Петрология и минералогия гидротермальных марганцевых пород Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.

Казинцева Л.И., Рождественский В.С. Нижнемеловые отложения Таулан-Армуданской гряды и северной части Западно-Сахалинских гор // Тихоокеан. геология. 1982. № 5. С. 103–106.

Калинин А.И. Структуры рудных полей и месторождений серебра в высококалиевых риолитах Охотско-Чукотского вулканического пояса // Структуры рудных полей и месторождений. Владивосток: ДВГИ, 1986. С. 56–71.

Калинин А.И., Канищев В.К., Орлов А.Г., Гаштольд В.В. Структура Наталкинского рудного поля // Колыма. 1992. № 10–11. С. 10–14.

Камаева А.М. Стратиграфия и флора пограничных отложений мела и палеогена Зейско-Буреинской впадины. Хабаровск, 1990. 88 с.

Каминский В.Г. Комплексная геолого-поисковая модель медно-порфирового месторождения Баимской рудной зоны // Сов. геология. 1989. № 3. С. 49–54.

Каплун В.Б. Электропроводность и структура литосферы Приамурья: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 2002. 24 с.

Карасик А.М., Устрицкий В.И., Храмов А.Н. История формирования Северного Ледовитого океана // 27-й МГК «Геология Арктики». Т. 4. М.: Наука, 1984. С. 151–159.

Каретников А.С. О возрасте клинопироксенитов и косьвитов массива Кондер (по палеомагнитным характеристикам) // Геол. и геофиз. 2004. Т. 45, № 5. С. 588–599.

Карпов Г.А. Современные гидротермы и ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение. М.: Наука, 1988. 183 с.

Карсаков Л.П., Васькин А.Ф. К докембрийской тектонике восточной части Станового хребта // Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975. С. 212–221.

Карсаков Л.П., Ленников А.М., Натарова З.С. Новые данные о строении, составе и рудоносности Джугджурского анортозитового массива // Докл. АН СССР. 1977. Т. 232, № 2. С. 436–439.

Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978. 151 с.

Карсаков Л.П. Становая складчатая система, ее границы, структурно-вещественные комплексы // Современные тектонические концепции и региональная тектоника СССР. Якутск: СО АН СССР, 1980. С. 142–144.

Карсаков Л.П. Метаморфические комплексы Приамурья // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 66–97.

Карсаков Л.П. Тектоническая позиция Баладекского выступа // Геология, тектоника, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Иркутск: СО АН СССР, 1987. С. 193–194.

Карсаков Л.П., Махинин А.В., Михалевский А.Н., Остапчук В.И. Баладекский выступ, его магматические комплексы и структурное положение (Западное Приохотье) // Тихоокеан. геология. 1987. № 1. С. 92–110.

Карсаков Л.П., Гурьянов В.А. Схема расчленения и корреляции нижнедокембрийских комплексов // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: тез. докл. IV Дальневост. МРСС. Хабаровск, 1990. С. 3–6.

Карсаков Л.П., Змиевский Ю.П. Докембрийские комплексы Буреинского массива // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 82–88.

Карсаков Л.П., Змиевский Ю.П., Чепыгин В.Е. К стратиграфии докембрийских комплексов Буреинского массива // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: тез. докл. IV Дальневост. региональн. межведомствен. стратигр. совещ. Хабаровск, 1990. С. 31–33.

Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф. Докембрийские блоки Амурского региона // Общие проблемы геологии и металлогении юга Дальнего Востока СССР. Благовещенск, 1991. С. 71–77.

Карсаков Л.П., Михалевский А.Н. О возрасте сэйимских габброидов в Каларском габбро-анортозитовом массиве // Докл. АН СССР. 1991. Т. 315, № 2. С. 449–452.

Карсаков Л.П., Борукаев Ч.Б., Бердников Н.В. К расчленению амурской серии Малого Хингана (Буреинский массив) // Докл. РАН. 1992. Т. 326, № 3. С. 502–505.

Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии: дис. в виде науч. докл. … д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1995. 88 с.

Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф., Беспалов В.Я., Гагаев В.Н., Родионов С.М., Романовский Н.П., Троян В.Б., Гу Фэн, Дуан Жуйянь, Чжао Чуньцзин, Лу Цзаосунь. Глубинное строение и металлогения золота и олова юга Дальнего Востока России и Северо-Востока Китая (сравнительный анализ) // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Всероссийский съезд геологов и научно-практическая геологическая конференция: тез. докл. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. CD-ROM.

Карсаков Л.П., Гурьянов В.А., Горошко М.В. Стратиграфия нижних горизонтов рифея (юго-восток Сибирской платформы) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10, № 1. С. 47–61.

Карсаков Л.П., Чжао Чуньцзин, Малышев Ю.Ф. Тектоническая карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии (IV Косыгинские чтения). Хабаровск, 2003. С. 7–16.

Картер Е.К., Брукс Дж.Х. Докембрий северо-западного Квинсленда // Вопросы геологии Австралии. М.: Мир, 1965. С. 128–178.

Кастыркин Ю.П., Белобородов М.А., Данилов С.В. Опыт прогнозной оценки молибденового оруденения в восточной части Станового хребта // Геол. и геофиз. 1976. № 10. С. 144–148.

Кастыркин Ю.П. Геологические особенности нового рудопроявления Бадис // Геол. и геофиз. 1978. № 12. С. 47–56.

Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Дальний Восток. Камчатка. Л.: ВСЕГЕИ, 1977.

Катушенок И.И. О месторождениях ванадистых титаномагнетитов на Курильских островах // Сообщения СахКНИИ. Сиб. отд. АН СССР. 1959. Вып. 7. С. 3–32.

Кемкин И.В. Олистостромы в аккреционных комплексах Южного Сихотэ-Алиня: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 23 с.

Кемкин И.В., Ханчук А.И. Первые данные о возрасте параавтохтона самаркинского аккреционного комплекса (Южный Сихотэ-Алинь) // Докл. РАН. 1992. Т. 324. № 4. С. 847–851.

Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 31–42.

Кемкин И.В., Голозубов В.В. Первая находка раннеюрских радиолярий в кремневых аллохтонах Самар-

кинской аккреционной призмы (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 103–109.

Кемкин И.В., Паланджян С.А., Чехов А.Д. Обоснование возраста кремнисто-вулканогенных комплексов м. Поворотного Пенжинско-Пекульнейского офиолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 5. С. 69–79.

Кемкин И.В., Филиппов А.Н. Строение и условия образования Самаркинской аккреционной призмы Южного Сихотэ-Алиня // Геотектоника. 2002. Т. 36, № 5. С. 79–88.

Кемкин И.В. Аккреционные призмы Сихотэ-Алиня и основные события геологической эволюции Япономорского региона в мезозое: автореф. дис. … д-ра геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2003. 52 с.

Кеннет Д.П. Морская геология. М.: Мир, 1987. Т. 1. 397 с.

Кириллов В.Е., Бердников Н.В. Условия образования рудоносных метасоматитов Улканского прогиба // Тихоокеан. геология. 1991. Т. 10. С. 104–108.

Кириллов В.Е., Горошко М.В., Соломатин Г.В. Тантал, ниобий и бериллий в аргиллизированных вулканитах Улканского прогиба // Труды Дальнедра. 1992. Вып. 2. С. 86–92.

Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.

Кириллова Г.Л. Сравнительная характеристика внутриконтинентальных рифтовых бассейнов Восточной Азии: Сунляо и Амуро-Зейский // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 33–54.

Кириллова Г.Л., Лю Ч., Ван С., Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских–кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 81–102.

Кириллова Г.Л. Принципы секвенсстратиграфии и их возможные приложения к изучению меловых осадочных комплексов юго-восточной России // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: III Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 62–72.

Кириллова Г.Л. Структура юрской аккреционной призмы в Приамурье: аспекты нелинейной геодинамики // Докл. РАН. 2002. Т. 386, № 4. С. 515–518.

Кириллова Г.Л., Крапивенцева В.В. Цикличность седиментации в Буреинском позднемезозойском осадочном бассейне: секвенсстратиграфические и геодинамические аспекты // Материалы 3-го Всерос. литол. совещ. «Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия». М.: ГИН, 2003. С. 288–291.

Кирсанов И.Т., Озеров А.Ю. Состав продуктов и энергетический эффект извержения вулкана Горелый в 1980–1981 гг. // Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С. 25–42.

Кирсанов И.Т. Вулкан Горелый, его геологическое строение, последние извержения, состав продуктов // Вулканическая деятельность, ее механизм, связь с геодинамикой, прогноз извержений и землетрясений. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 32–43.

Кирсанов И.Т., Мелекесцев И.В. Вулкан Горелый // Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 294–315.

Кирюхин В.А., Резников А.А. Новые данные по химическому составу азотных терм юга Дальнего Востока // Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1962. С. 71–83.

Кицул В.И., Смелов А.П., Березкин В.И и др. Термодинамические режимы метаморфизма и эволюция раннедокембрийской земной коры Алданского щита // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1986. С. 120–125.

Кичигин Л.Н. Позднемезозойский вулканизм восточной окраины Алданского щита // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 147–153.

Климова А.В., Бретштейн Ю.С. Магнетизм кайнозойских базальтоидов Среднего Приамурья // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 55–67.

Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 205 с.

Коваленко В.И., Коваль П.В. Эндогенные редкоземельные и редкометалльные рудные формации Монголии // Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 50–75.

Коваленко В.И., Горегляд А.В., Царева Г.М. Халзан-Бурехтейский массив: новые проявления редкоземельных щелочных гранитоидов в Монголии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 4. С. 954–959.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Эндогенные редкоземельные рудные формации и редкоземельная металлогения Монголии // Economic Geology. 1995. V. 90. P. 520–529.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.

Коваленко Д.В. Геология и палеомагнетизм северо-западного обрамления Беринговоморского региона: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. М.: Ин-т литосферы РАН, 1992. 24 с.

Коваленко С.В. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения среднего Сихотэ-Алиня // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток, 1980. С. 129–133.

Коваленко С.В., Ханчук А.И. Первая находка глаукофановых сланцев в Сихотэ-Алине // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 3. С. 692–694.

Когарко Л.Н. Проблемы генезиса гигантских апатитовых и редкометалльных месторождений Кольского полуострова (Россия) // Геол. рудн. месторожд. 1999. № 5. С. 387–403.

Когарко Л.Н. Проблемы генезиса гигантских редкометалльных месторождений Кольского полуост-

рова // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология. СПб., 2002. С. 773–788.

Когарко Л.Н. Обогащенные мантийные резервуары – источник крупных редкометалльных месторождений. Время проявления, механизмы возникновения, глубины формирования // Крупные и суперкрупные месторождения. Закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 334–344.

Коген В.С., Рунов Б.Е., Ставцев А.Л. Медистые песчаники в нижнепротерозойских отложениях Южного Верхоянья // Геол. и геофиз. 1976. № 4. С. 138–139.

Кодолов А.Г., Голуб В.Н., Горячев Н.А. Структурные условия локализации золотого оруденения на юго-восточном фланге месторождения Наталка (рудная зона 64) // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики: материалы Всерос. совещ. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 3. С. 93–96.

Кожемяка Н.Н. Действующие вулканы Камчатки: типы построек, длительность формирования, общий объем, продуктивность, состав вулканитов // Вулканология и сейсмология. 1994. № 6. С. 3–16.

Кожурин А.И. Курило-Камчатская островная дуга: неотектоническое картирование, позднечетвертичные структуры Центральной Камчатки, тектоническая слоистость литосферы в Центральной Камчатке, некоторые основные особенности неотектонических структур Тихоокеанского подвижного пояса // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 67–115, 135–151.

Козлов А.А. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист L-53-IV. Объяснительная записка. М., 1972. 97 с.

Козлов А.П. Гальмоэнанский базит-гипербазитовый массив, Корякия: геология, петрология, рудоносность: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. М.: МГГА, 2000. 23 с.

Козлов В.Д. Геохимическая типизация, формационный анализ и оценка рудоносности гранитоидов в прогнозировании редкометалльного оруденения // Проблемы рудоносности гранитоидов. Иркутск: СибГЕОХИ, 1987. С. 3–28.

Козлов В.Д., Дудкинский Д.В., Свадковская Л.Н. Геохимическая оценка рудоносности гранитоидов Иультинского рудного района // Геохимия. 1988. № 4. С. 506–517.

Козлов В.Д., Дудкинский Д.В., Свадковская Л.Н. Средне- и крупномасштабное картирование гранитоидов Центральной Чукотки с целью прогнозирования оловянно-вольфрамового оруденения // Магматические комплексы рудных районов Северо-Востока СССР и их крупномасштабное картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С. 92–106.

Козлов В.Д, Дудкинский Д.В., Элиас Ю.К. Геохимия и рудоносность гранитоидов Центральной Чукотки. М.: Наука, 1995. 202 с.

Козловский Е.А. (гл. ред.). Геология зоны БАМ. Т. 1. Геологическое строение. Л.: Недра, 1988. 443 с.

Козловский Е.А. Россия: минерально-сырьевая политика и национальная безопасность. М.: Изд-во МГГУ, 2002. 849 с.

Козырев С.К. К вопросу о возрасте и последовательности формирования нижнемеловых вулканических комплексов Гонжинского выступа и его обрамления (Амурская область) // Корреляция мезозойских континентальных образований Дальнего Востока и Восточного Забайкалья: тез. докл. стратигр. совещ. Дальневост. РМСК. Чита, 2000. С. 59–64.

Козырев С.К., Волкова Ю.Р., Игнатенко Н.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. 2-е изд. Сер. Зейская. Лист № 51-XXIV. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 120 с.

Козырева И.В., Авченко О.В., Мишкин М.А. Глубинный метаморфизм позднеархейских вулканогенных поясов. М.: Наука, 1985. 165 с.

Кокорин А.М., Кокорина Д.К. Тигриное вольфрамово-оловянное месторождение Приморья (вещественный состав руд, физико-химические особенности их образования // Материалы XI Международ. конф. по термобарогеохимии. Александров: ВНИИСИМС, 2003. С. 115–119.

Колесниченко П.П., Горячев Н.А. К геохимии малых интрузий Нижнеберелехского поля // Минералогия и геохимия рудных полей Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. С. 107–118.

Колесов Е.В., Линькова Т.И. Палеомагнитная характеристика верхнефаменских и нижнетурнейских пород бассейна р. Омолон // XIV ТНК. Путеводитель научн. экскурсий по туру IX. Прил. 6. Магадан: Кн. изд-во, 1979. С. 38–80.

Колесов Е.В. Палеомагнитная характеристика среднепалеозойских отложений Омолонского массива // Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия Востока и Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 63–74.

Колесов Е.В. Новые данные по палеомагнетизму девонских отложений Приколымского поднятия (Северо-Восток России) // Палеомагнитные и магнитные исследования горных пород на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 13–24.

Колесов Е.В. Палеомагнетизм верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образований Приколымского поднятия (Северо-Восток России) // Палеомагнитные и магнитные исследования горных пород на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 4–12.

Колесов Е.В. Палеотектоническая эволюция некоторых структур мезозоид северо-восточного региона России по палеомагнитным данным // Материалы международного научн. симп. Южно-Сахалинск, 24–28 сентября 2002 г. / отв. ред. К.Ф. Сергеев и др. Южно-Сахалинск, 2002. Т. 1. Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты. С. 69–72.

Колесов Е.В. Палеомагнетизм палеозоя некоторых тектонических структур Северо-Востока России //

Астеносфера и литосфера Северо-Востока России (структура, геокинематика, эволюция). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 148–185.

Колонин Г.Р., Артеменко О.В., Лаптев Ю.В., Сахарова М.С. Условия извлечения серебра в раствор из серебросодержащих галенитов // Физико-химические исследования минералообразующих систем. Новосибирск, 1982. С. 49–55.

Колосков А.В., Флеров Г.Б., Пономарев Г.П. и др. Новый для Камчатки тип базит-гипербазитовых включений в вулканитах // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 3. С. 676–679.

Колосков А.В., Федоров П.И., Головин Д.И. и др. Новые данные о позднекайнозойском вулканизме мыса Наварин (Корякское нагорье) // Докл. АН СССР. 1992. Т. 323, № 5. С. 904–907.

Колосков А.В., Волынец О.Н., Пономарев Г.П. и др. Ксенолиты ультрамафитов в различных геохимических типах вулканитов островодужной системы // Петрология. 1997. Т. 5. С. 485–502.

Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 223 с.

Колосков А.В., Флеров Г.Б., Селиверстов В.А. и др. Калиевые вулканиты Центральной Камчатки в составе верхнемеловой–палеогеновой Курило-Камчатской щелочной провинции // Петрология. 1999. Т. 7, № 5. С. 559–576.

Колосков А.В. Изотопно-геохимическая неоднородность плиоцен-четвертичных вулканитов Камчатки, геометрия субдукционной зоны, модель флюидно-магматической системы // Вулканология и сейсмология. 2001. № 6. С. 16–42.

Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Пирожкова Е.С. Включения ультрамафитов в базальтоидах островных дуг: к проблеме состава и генезиса переходного слоя «коро-мантийной смеси» в островодужных системах // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 123–152.

Колясников Ю.А., Кулиш Л.И. Марганцевые метаморфические концентрации в вулканогенно-осадочных породах Анадырско-Корякской складчатой системы // Метаморфические рудные формации низкотемпературных фаций метаморфизма в фанерозойских складчатых регионах. Киев: Наукова думка, 1988. С. 185–193.

Комарова Г.Н. О поведении олова и индия в колломорфных агрегатах касситерита на Джалиндинском месторождении на Малом Хингане // Геохимия. 1959. С. 716–720.

Комиссарова Р.А. Палеомагнетизм докембрия северного и восточного обрамления Сибирской платформы // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 83–95.

Кондорская Н.В., Тихонов В.И. К вопросу о сейсмичности и тектонике Камчатки и северной части Курильской гряды // Докл. АН СССР. 1960. Т. 130, № 1.

Конников Э.Г., Ермолаев П.В., Добрецов Г.Л. Петрология синиверсионных габбро-гранитовых серий. Новосибирск: Наука, 1977. 141 с.

Коновалов В.П. К вопросу о пограничных слоях между сучанской и коркинской сериями в Сучанском каменноугольном бассейне // Информ. сб. ПГУ. 1964. № 5. С. 26–32.

Коновалов И.В. Формационные условия золотой метаморфогенно-гидротермальной минерализации. Новосибирск: Наука, 1985. 97 с.

Кононов М.В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 168 с.

Кононова В.А., Левский Л.К., Первов В.А. и др. Pb-Sr-Nd изотопные характеристики мантийных источников калиевых ультрабазитов и базитов севера Восточно-Европейской платформы // Петрология. 2002. Т. 10, № 5. С. 493–509.

Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И., Стружков С.Ф. Дукатское золото-серебряное месторождение. М.: Недра, 1998. 203 с.

Константиновская Е.А. Механизм аккреции континентальной коры: пример Западной Камчатки // Геотектоника. 2002. № 5. С. 59–78.

Конычев М.И. Геологические особенности Колымских золоторудных месторождений дайковой формации // Сборник материалов по геологии золота и платины. М.: ГОНТИ, 1953. Вып. 7(17). С. 3–70.

Конюхов З.Я. Картунский оловоносный район // Вестн. Дальневост. фил. АН СССР. 1935. № 14. С. 105-123.

Копылов М.И., Плотницкий Ю.Е., Родионов С.М., Романовский Н.П. Хингано-Олонойский район: геолого-геофизические характеристики, рудоносность, проблемы развития сырьевой базы. Хабаровск, 2004. 252 с.

Копытин В.И. Вулканогенная ртутная минерализация Чукотки // Ртутная минерализация в орогенных вулканических комплексах Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 50–119.

Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.

Король Р.В., Будник С.И. Некоторые особенности строения южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Геология и металлогения Южного Приморья // Тр. ДВПИ. 1975. Т. 110. С. 48–52.

Корольков В.Г., Рудник В.А., Соботович Э.В. О позднеархейском–раннепротерозойском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219, № 6. С. 1441–1444.

Корольков В.Г., Гельман М.Л. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист P-56 (0-56). Сеймчан. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 100 с.

Коростелев П.Г., Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Горбач Г.И., Залевская В.Н., Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Левчук Л.С., Недашковский А.П. Минеральные ассоциации грейзенового вольфрам-оловянного месторождения (Приморье) // Минеральные ассоциации месторождений олова и вольфрама на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 17–61.

Коростелев П.Г., Демашов С.Б., Кокорин А.М. и др. Топазовые грейзены Хинганского месторождения // Тихоокеан. геология. 1994. № 3. С. 117–124.

Коростелев П.Г., Недашковский А.П., Сучков В.И. Парагенезисы серебро-сурьмяно-висмутовой минерализации – индикаторы вертикальной зональности Солнечного месторождения (Комсомольский район) // Новые данные по магматизму и металлогении Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1998. С. 119–133.

Коростелев П.Г., Семеняк Б.И., Демашов С.Б. и др. Некоторые особенности вещественного состава руд месторождений Хингано-Олонойского района // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. Вып. 1. С. 202–225.

Коростелев П.Г., Гоневчук В.Г., Семеняк Б.И. и др. Месторождение Солнечное (Комсомольский район, Хабаровский край) как типовой объект касситерит-силикатной формации // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 131–155.

Коротеев В.А. (ред.) Металлогения складчатых систем в свете тектоники плит. Екатеринбург: Изд-во УрОРАН, 1996. 248 с.

Короткий А.М. Анализ коррелятных отложений и реконструкции горных стран. М.: Наука, 1985. 190 с.

Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России / ред. В.П. Зайцев, А.Ф. Литвинов, Э.А. Ланда. СПб., 2002. 383 с.

Костов И., Минчева-Стефанова Й. Сульфидные минералы. Кристаллохимия, парагенезис, систематика. М.: Мир, 1984. 281 с.

Костоянов А.И. Модельный Re-Os возраст платиновых минералов // Геол. рудн. месторожд. 1998. № 6. С. 545–550.

Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А. и др. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1964. 74 с.

Косыгин Ю.А., Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф. Глубинное строение блоков докембрия // Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М., 1984. С. 108–132.

Косыгин Ю.А., Кулиш Е.А. Главные типы рудных формаций: терминологический справочник. М.: Наука, 1984. 316 с.

Косыгин Ю.А. (ред.). Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 176 с.

Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Попеко Л.И., Тазава Дж., Бураго В.И. Слои с Timorites на Востоке Азии // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 3. С. 41–50.

Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Давыдов И.А. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Востока Азии // Геолого-геофизические исследования Северо-Восточного комплексного НИИ ДВО РАН (1992–1996 гг.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 38–41.

Котляр И.Н., Жуланова И.Л. Эндогенные события в геологической истории Северо-Востока России по изотопно-геохронологическим данным // Новые данные по геологии и металлогении Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 84–95.

Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.

Котляр И.Н., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Геохронология магматических комплексов и руд Буюндино-Сугойской рудоконцентрирующей площади (Северо-Восток России) // Геодинамика, магматизм и металлогения континентальных окраин севера Пацифики. Магадан, 2003. С. 140–144.

Котляр И.Н., Русакова Т.Б. // Тихоокеан. геология. 2004. № 1.

Котляр С.Г. О явлениях гранитизации в Хаяргастахском батолите // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1958. Вып. 12. С. 109–117.

Кочетков В.М., Козьмин Б.М. Оймяконское землетрясение 1971 г. и его афтершоки // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 61–68.

Кравчинский А.Я. Палеомагнетизм и палеогеографическая эволюция континентов. Новосибирск: СО АН СССР, 1979. 259 с.

Крапивенцева В.В. Угленосные формации Буреинского бассейна. М.: Наука, 1979. 148 с.

Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука, 1967. 264 с.

Красилов В.А., Синюков В.И., Витрик С.В. О времени заложения Удского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 102–108.

Красильников А.А., Лейбова Л.М., Хрустакова Л.Б., Некрасова А.Н., Красильникова Л.Н., Демин Г.П. Геолого-структурные особенности и минеральный состав гидротермально измененных пород и рудных тел Карамкенского золото-серебряного месторождения // Металлогеническая специализация вулканических поясов и вулкано-тектонических структур Дальнего Востока и других регионов СССР. Владивосток: ДВГИ, 1971. С. 36–39.

Краснов Е.В., Савицкий В.О. Верхнеюрские коралловые рифы Сахалина и гипотеза дрейфа Японских островов // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209, № 3. С. 659–661.

Красный Л.И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 161 с.

Красный Л.И., Рассказов Ю.П. Новый рудный район в северном Приохотье // Разведка и охрана недр. 1975. № 2. С. 5–11.

Красный Л.И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 160 с.

Кривовичев В.Г., Брусницын А.И., Зайцев А.Н. Абсолютный возраст и геохимические особенности гранитов Верхнеурмийского массива (Приамурье, Дальний Восток) // Геохимия. 1996. № 2. С. 106–111.

Крымский Р.Ш., Гавриленко В.В., Беляцкий Б.В., Смоленский В.В., Левский Л.К. Возраст и генезис W-Sn

минерализации Верхнеурмийского рудного поля (Приамурье) по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным данным // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 552–560.

Крымский Р.Ш., Павлов В.А., Руб М.Г., Беляцкий Б.В., Левский Л.К. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные характеристики гранитоидов и руд шеелитового месторождения Восток-2, Приморье // Петрология. 1998. Т. 6, № 1. С. 3–15.

Крюков Ю.В. О рифее Чукотского полуострова // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1977. Вып. 23. С. 16–20.

Крюков Ю.В. Геологическая карта СССР. М-б 1:200 000. Лист Q-2-XIII, XIV. Объяснительная записка. М.: Недра, 1980. 88 с.

Кудрина М.А. Минералогические критерии прогнозной оценки скарново-шеелитовых месторождений // Критерии прогнозной оценки скарново-шеелитовых месторождений. М.: ВИМС, 1985. С. 49–68.

Кудрявцев В.А. О несогласном залегании нижнего протерозоя на архейском фундаменте в Удоканском хребте // Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. 1968. Вып. 16. С. 108–117.

Кудымов А.В. Раннемеловые турбидиты Северного Сихотэ-Алиня: строение, вещественный состав, обстановки осадконакопления // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 5. С. 72–83.

Кузнецов В.М. Обстановки позднепалеозойского и мезозойского осадконакопления в юго-восточной части Яно-Колымской системы // Тихоокеан. геология. 1988. № 1. С. 28–38.

Кузнецов В.А., Тычинский А.А., Щербань И.П. Гетерогенность кварц-карбонатных пород лиственитового облика и связь с ними ртутного оруденения // Геол. и геофиз. 1962. № 10. С. 132–147.

Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А., Сотников В.И., Тишинский А.А. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянского региона. Новосибирск: Наука, 1966. 155 с.

Кузнецов В.А. Месторождения ртути // Рудные месторождения СССР. Т. 2. М.: Недра, 1974. С. 274–318.

Кузнецов В.А., Яншин А.Л. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в вендских отложениях юго-востока Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 206 с.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

Кузьмин В.К., Чухонин А.П., Шулешко И.К. Этапы метаморфической эволюции пород кристаллического фундамента Кухтуйского поднятия (Охотский массив) // Докл. РАН. 1995. Т. 342, № 6. С. 789–791.

Кузьмин М.И., Антипин В.С. Геохимическое сопоставление мезозойских вулканических пород Монголо-Охотского пояса (Становик, Восточное Забайкалье) с кайнозойскими вулканитами запада США // Геохимическая модель земной коры и верхней мантии в зонах перехода от континентов к Тихому океану: материалы XIV Тихоокеан. науч. конгр. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 87–93.

Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск: Наука, 1973. 187 с.

Кулаков А.П. Морфоструктура Востока Азии. М.: Наука, 1986. 175 с.

Кулаков А.П., Мясников Е.А., Тащи С.М., Цю Шаньвень, Ван Сыкуй, Лю Юньлян, Сун Чанчунь. Трансрегиональный линеамент Амур–Сунгари–Хуанхэ // Тихоокеан. геология. 2001. № 4. С. 47–60.

Кулешов Б.А., Приставко В.А., Забельский В.М., Шустов В.И. Интрузивные породы олово-вольфрамового месторождения Светлого (Чукотка) // Ассоциации изверженных горных пород Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 81–100.

Кулешов Б.А., Приставко В.А., Пляшкевич А.А. Геолого-структурные и минералого-геохимические особенности Светлого оловянно-вольфрамового месторождения (Чукотка) // Тихоокеан. геология. 1988. № 4. С. 65–76.

Кулиш Л.И., Кулиш Е.А., Меркурьев К.М., Панских Е.А. Марганцево-железисто-кремнистая формация Дальнего Востока СССР. М.: Наука, 1981. 208 с.

Кундышев А.С., Верховская Н.Б. К вопросу о кайнозойском вулканизме Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279, № 3. С. 706–708.

Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкрест окраин континентов и островных дуг // Окраины континентов и островных дуг. М.: Мир, 1970. С. 249–262.

Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Новикова М.И., Журкова З.А. Бериллий России: состояние проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы: (обзорная информация). М.: Геоинформмарк, 1996. 739 с.

Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллий-флюоритовые руды Вознесенского рудного района (Приморье, Россия) // Геол. рудн. месторожд. 1997. Т. 39, № 5. С. 442–455.

Куриленко А.В., Бретштейн Ю.С., Бутин К.С. Новые биостратиграфические и палеомагнитные данные по девону Западной части Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 1999, Т. 18, № 6. С. 93–103.

Курник Л.П. Некоторые геологические особенности золоторудного месторождения Бамское // Тр. Дальнедра. 1992. Вып. 2. С. 93–99.

Кутолин В.А. Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей // Геол. и геофиз. 1964. № 2. С. 74–81.

Кутолин В.А., Прусевич А.А. Геологические предпосылки для поисков титано-магнетитовых россыпей Татарского пролива. Новосибирск, 1984. 152 с.

Кутыев Ф.Ш., Сидоров Е.Г., Резниченко В.С., Семёнов В.Л. Новые данные о платиноидах в зональных ультраосновных комплексах юга Корякского нагорья // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 6. С. 1458–1461.

Кутыев Ф.Ш., Байков А.И., Сидоров Е.Г., Семенов В.Л., Резниченко В.С., Симонова Л.С., Кутыева Г.В. Металлогения мафит-ультрамафитовых комплексов Корякско-Камчатского региона // Магматизм и рудо-

носность вулканических поясов. Хабаровск: ИТиГ, 1998. С. 73–74.

Кутырев Э.И. Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка. Л.: Недра, 1984. 248 с.

Кутырев Э.И., Соболев А.Е., Толстых А.Н., Шлейкин П.Д. Медистые песчаники и медистые базальты южной части Билякчанской зоны // Разведка и охрана недр. 1986. № 11. С. 11–13.

Кутырев Э.И., Соболев А.Е., Исправников А.В. и др. Медистые песчаники и медистые базальты Сетте-Дабанского региона // Стратиформное оруденение Якутии: сб. науч. тр. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. С. 74–87.

Кутырев Е.И., Михайлов Б.М., Ляхницкий Ю.С. Карстовые месторождения. Л.: Недра, 1989. 311 с.

Лаверов Н.П., Дистлер В.В., Митрофанов Т. и др. Платина и другие самородные металлы в рудах месторождения Сухой Лог (Вост. Сибирь, Россия) // Докл. РАН. 2000. Т. 374, № 5. С. 644–648.

Лаверов Н.П., Лишневский Э.Н., Дистлер В.В., Чернов А.А. Модель рудно-магматической системы золото-платинового месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // Докл. РАН. 2000. Т. 374, № 5. С. 652–656.

Лаверов Н.П., Дистлер В.В. Потенциальные ресурсы месторождений платиновых металлов в контексте национальных стратегических интересов России // Геол. рудн. месторожд. 2003. Т. 45, № 4. С. 291–304.

Лазаренков В.Г., Ланда Э.А. Признаки твердофазной природы внедрения Кондерского массива и проблемы мантийного диапиризма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 102–113.

Лазуренко В.И. Геологическая деятельность железобактерий. Киев: Наук. думка, 1989. С. 92.

Ланда Э.А., Ляпунов С.М., Марковский Б.А. Об особенностях распределения редкоземельных элементов в вулканических ультрамафитах // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272, № 2. С. 462–464.

Ланда Э.А., Ляпунов С.М. О содержании редкоземельных элементов в дунитах Гулинского массива и генезисе этих пород // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, № 1. С. 243–245.

Лапшин А. Отчет о разведочных работах на Ручарском месторождении о. Итуруп. Южно-Сахалинск: Сах ГРЭ, 1992.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Мезозойские граниты Чубачинского массива Тукурингрского комплекса (Джугджуро-Становая складчатая область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2001. Т. 9, № 4. С. 417–432.

Ларин А.М., Глебовицкий В.А., Крымский Р.Ш. и др. Nd- и Sr-изотопные ограничения на генезис Геранского массива автономных анортозитов (восточная часть Алдано-Станового щита) // Докл. РАН. 2002. Т. 382, № 1. С. 101–105.

Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам) // Геол. и геофиз. 2002. Т. 43, № 4. С. 395–399.

Лаштабег В.И., Лугов С.Ф., Поздеев А.Л. Корякская оловянная провинция // Сов. геология. 1987. № 10. С. 54–59.

Лебедев В.А., Иваненко В.В., Карпенко В.И. Геохронология вулкано-плутонического комплекса Верхнеурмийского рудного поля (Хабаровский край, Россия): данные K-Ar, ^{30}Ar-^{40}Ar, и Rb-Sr методов // Геол. рудн. месторожд. 1997. Т. 34, № 4. С. 362–371.

Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.

Лебедев М.М., Апрелков С.Е. и др. Системы островных дуг Корякско-Камчатской складчатой области // Вулканология и сейсмология. 1979. № 5. С. 30–36.

Левашов Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А., Сорока В.П., Коваленко С.В., Федчин Ф.Г., Мартынов Ю.А., Сокарев А.Н., Волосов А.Г., Куличенко А.Г., Прищепа Т.К., Семеняк Л.Е., Семенова Н.Н. Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 340 с.

Левашов Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин. Владивосток: ДВО АН СССР. 1991, 380 с.

Левковский Р.З. Рапакиви. Л.: Недра, 1975. 224 с.

Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории литосферных плит. М.: ВИНИТИ, 1977.

Леглер В.А. Новейшие разломы и горизонтальные тектонические движения Восточной Камчатки: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1978. 24 с.

Леднева Г.В., Соловьев А.В., Гарвер Дж. Петрология и геодинамические аспекты формирования массивов гетерогенного ультрамафит-мафитового комплекса Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Петрология. 2000. № 5. С. 477–505.

Лейер П.У., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые ^{40}Ar/^{39}Ar определения возраста магматических и метаморфических пород Верхоянно-Колымских мезозоид // Докл. АН СССР. 1993. Т. 329, № 5. С. 621–624.

Ленников А.М., Погорелова М.Г. Петрография и условия формирования оливиновых и гастингситсодержащих гранитоидов в анортозитовом поясе хребта Джугджур // Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966. С. 188–234.

Ленников А.М. Петрология Джугджурского анортозитового массива М.: Наука, 1968. 160 с.

Ленников А.М., Недашковский П.Г. Петрология рапакивиподобных гранитоидов улканского комплекса / Дальневост. науч. центр. АН СССР. Дальневост. геол. ин-т. Владивосток, 1978. 224 с. Деп. в ВИНИТИ, № 2423.

Ленников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. 164 с.

Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Сапин В.И. и др. Новые данные о породах метаморфического обрам-

ления Кондерского массива // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 5. С. 1187–1191.

Ленников А.М., Никольский Н.С., Пахомова В.А. и др. Флюидный режим формирования ультрабазитов Кондерского щелочно-ультраосновного массива // Тихоокеан. геология. 1993. № 4. С. 109–117.

Ленников А.М., Левашев Г.Б., Октябрьский Р.А. и др. Редкоземельные элементы в породах Кондерского массива и его генезис // Докл. РАН. 1994. Т. 338, № 4. С. 517–520.

Леонов В.Л., Иванов В.В. Землетрясения Карымского вулканического центра и их связь с тектоникой // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 24–40.

Леснов Ф.П., Занюков В.Н. Ксенолиты ультраосновных пород в четвертичных базальтах мыса Наварин (Корякское нагорье) // Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978. С. 85–92.

Летников Ф.А., Савельева В.Б., Бапышев С.Р. Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. Новосибирск, 1986. 22 с.

Ли Донг-У, Голозубов В.В., Ли Бонг-Су. Меловые синсдвиговые бассейны Юго-Восточной Кореи // Тихоокеан. геология. 1998. № 1. С. 39–47.

Ли Донг-У, Голозубов В.В., Ли Бюнг-Су. Меловые синсдвиговые бассейны Юго-Восточной Кореи: стратиграфия, фации, механизм формирования // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 39–47.

Линдсли Д. Окислы как геологический термометр и кислородный барометр // Экспериментальная минералогия и петрография. 1969. Вып. 62. С. 7–14.

Липатов В.Н. Биотит из гранитов массива Б. Анначаг // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1959. Вып. 15. С. 130–138.

Липкин Ю.С. Геология и развитие южной части Ханкайского массива: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1967. 19 с.

Лисицын А.Е. Месторождения бора // Принципы прогноза и оценки минеральных ресурсов месторождений. М.: Недра, 1984. С. 360–377.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.

Лихт Ф.Р. Еще раз о «штамповой» складчатости и унаследованности структур на примере геологического строения Сучана // Информ. сб. ПГУ. 1968. № 6. С. 56–58.

Лихт Ф.Р. Западно-Сучанский разлом в структуре Южного Приморья // Геотектоника. 1973. № 6. С. 101–113.

Лихт Ф.Р. Палеогеоморфологические реконструкции в складчатых областях (на примере Сихотэ-Алиня). М.: Наука, 1975. 139 с.

Лихт Ф.Р. Условия образования и стратиграфия нижнемеловых отложений Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 55–67.

Личак И.Л. Петрология Коростенского плутона. Киев: Наук. думка, 1983. 246 с.

Лишневский Э.Н. О строении поверхности фундамента Нижне-Зейской впадины // Геотектоника. 1968. № 5. С. 62–71.

Лишневский Э.Н., Землянов В.Н. Глубинное строение Верхнезейского и Удского прогибов по геолого-геофизическим данным // Геол. и геофиз. 1972. № 2. С. 141–146.

Лишневский Э.Н. Опыт объемного геологического картирования редкометалльных рудных районов. Комсомольский рудный район // Объемное геологическое картирование редкометалльных рудных районов. Л.: Недра., 1980. С. 234–239.

Лишневский Э.Н., Гершаник С.Ю. Объемное строение Баджальского оловорудного района в Приамурье // Геол. рудн. месторожд. 1992. Т. 34, № 1. С. 80–94.

Лови Б.И. Интрузивные комплексы Малого Хингана // История геологического развития и магматизма Малого Хингана. Л.: ВСЕГЕИ, 1961. С. 65–122.

Ложкина Н.В. Естественная остаточная намагниченность верхнетриасовых отложений Омолонского массива // Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия востока и Северо-Востока Азии. Магадан, 1981. С. 97–106.

Ложкина Н.В. Магнитные свойства пород опорного разреза среднего и верхнего триаса в Северном Приохотье // Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия востока и Северо-Востока Азии. Магадан, 1981. С. 59–67.

Ложкина Н.В., Кашик Д.С., Миклухо-Маклай О.А. Петромагнитная и палеомагнитная характеристики опорного разреза перми по руч. Водопадному // Опорный разрез перми Омолонского массива / отв. ред. Д.С. Кашик. Л.: Наука, 1990. С. 155–165.

Ломоносов М.В. Избранные произведения. Т. 1. Естественные науки и философия. М.: Наука, 1986. 536 с.

Лоншаков Е.А. Ряды вулкано-тектонических структур и структурно-вещественные парагенезы Южно-Камчатского района // Бюл. вулканол. станций. 1979. № 57. С. 79–92.

Лосив В.М., Королев В.Н., Пеженина Л.А., Костин А.Я., Котляр П.Л. и др. Государственная геологическая карта РФ. М 1:200 000. (2-е изд.). Сер. Южно-Сихотэ-Алинская. Лист L-53-XXXIII. Объяснительная записка. СПб., 2002. 318 с.

Лугов С.Ф. Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 226 с.

Лугов С.Ф., Макеев Б.В., Потапова Т.М. Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1972. 360 с.

Лугов С.Ф., Подольский А.М., Сперанская И.М., Титов В.А. Оловоносность Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Недра, 1974. 183 с.

Лугов С.Ф., Рожков Ю.П., Иванов А.А. Геологические признаки оловянной минерализации Корякского нагорья и его перспективы // Геол. рудн. месторожд. 1974. № 3. С. 27–39.

Лугов С.Ф. (гл. ред.) Геология оловорудных месторождений СССР. Т. 1, 2. Геологические основы прогноза, поисков и оценки оловорудных месторождений. М.: Недра, 1986.

Луговской Г.П., Руб А.К. Зональность и минералого-геохимические особенности метасоматически измененных танталоносных гранитов // Основные проблемы металлогении Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1971. С. 165–167.

Луканин О.А., Лапин И.В., Кадик А.А. Окислительно-восстановительный режим как фактор дифференциации щелочных базальтов с образованием кварцнормативных магм вулканических серий // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310, № 2. С. 444–448.

Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 211 с.

Лурье А.М. Генезис медистых песчаников и сланцев. М.: Наука, 1988. 182 с.

Луцкина Н.В. Гипербазиты Восточной Камчатки и связанные с ними полезные ископаемые: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Л., 1968. 20 с.

Луцкина Н.В. Гипербазиты Восточной Камчатки и связанные с ними полезные ископаемые // Магматизм Северо-Востока Азии: тр. Первого Сев.-Вост. петрогр. совещ. 1976. С. 31–38.

Луцкина Н.В. Концентрически-зональный массив ультраосновных и основных пород острова Феклистова (Шантарские острова) // Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 52–67.

Лучицкая М.И. Физико-химические условия формирования касситерит-кварц-флюоритовой минеральной ассоциации (на примере Хинганского месторождения): автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. М., 1988. 23 с.

Лучицкая М.В., Рихтер А.В. Тектоническая фолиация метаморфических формаций Ганальского блока (Камчатка) // Геотектоника. 1989. № 23. С. 147–154.

Лучицкая М.В. Тоналит-трондьемитовый магматизм различных геодинамических обстановок // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 2. С. 3–22.

Лычагин П.П. Глубинные фации и относительная температура формирования оловянного, полиметаллического и золото-серебряного эпитермального оруденения в бассейне р. Кулу // Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан: Кн. изд-во, 1967. С. 88–94.

Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Терехов М.И. Геология Алазейского плоскогорья // Вопросы геологии срединных массивов. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 18–55.

Лычагин П.П. Среднепалеозойский магматизм Омолонского массива. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978. 195 с.

Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Шпикерман В.И., Ликман В.Б. Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 120 с.

Лычагин П.П, Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А., Кораго Е.А., Ликман В.Б. Геология и петрография Громадненско-Вургувеемского габброноритового массива, Южно-Анюйская складчатая зона. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. 45 с.

Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А., Ликман В.Б. Магматическая история Южно-Анюйской складчатой зоны // Геология зоны перехода континент–океан на Северо-Востоке Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С. 140–157.

Лычагин П.П. Расслоенные ультрамафит-мафитовые тела в мезозоидах Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. 102 с.

Львов А.В. Эволюция метаморфизма при формировании фундамента Восточно-Камчатской складчатой зоны (Ганальский хребет) // Проблемы эволюци докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 261–271.

Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 509 с.

Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 103 с.

Мазуров М.П. Генетические модели скарново-железорудной формации. Новосибирск: Наука, 1985. 183 с.

Майборода А.А., Шаруева Л.И. Формационный и вещественный состав юрских отложений западной части Ульбанского прогиба (Приохотье) // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 27–36.

Майоров В.А. Лермонтовская горнорудная компания: настоящее и будущее // Геология и горное дело в Приморье в прошлом, настоящем и будущем. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 56–57.

Максимов Е.П. Мезозойские кольцевые магматические комплексы Алданского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 3. С. 54–61.

Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита: автореф. дис. … д-ра геол.-минер. наук. Якутск, 2003. 44 с.

Максимов С.О. Геолого-структурная позиция и особенности минерального состава магматических образований Баджальской зоны // Вулканические зоны Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 21–33.

Максимов С.О. Петрология магматических комплексов Баджальской вулканической зоны: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1982. 24 с.

Максимов С.О., Полин В.Ф., Чащин А.А., Коновалова Н.П. Специфические особенности флюидного режима оловоносных, золото-сереброносных и существенно сереброносных магматических комплексов // Материалы 4-го Региональн. петрогр. совещ. по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 240–245.

Малахов В.В., Игнатьев А.В., Носенко И.А. Об условиях образования борной минерализации Дальнегорского месторождения по данным химического и изотопного состава карбонатов // Новые данные по ми-

нералогии Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 68–76.

Малиновский А.И., Филиппов А.Н., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Маркевич В.С. Нижнемеловые отложения р. Кема (Восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 52–66.

Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.

Малышев И.И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., 1957. 272 с.

Малышев Ю.Ф. Геофизические исследования докембрия Алданского щита. М.: Недра, 1977. 127 с.

Малышев Ю.Ф. Глубинное строение Восточной Азии и размещение минерального сырья: автореф. дис. … д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1993. 50 с.

Малышев Ю.Ф., Липина Е.Н. Геотермические характеристики структурных элементов земной коры Восточной Азии и их связь с глубинным строением // Тихоокеан. геология. 1994. № 1. С. 13–28.

Малышев Ю.Ф., Манилов Ф.И., Романовский Н.П., Гурович В.Г. Плотностные срезы литосферы области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. III Косыгинские чтения. Хабаровск, 2001. С. 108–120.

Малышев Ю.Ф. Типы земной коры Восточной Азии и их геологическая интерпретация // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 3–16.

Малышев Ю.Ф., Горнов П.Ю., Карсаков Л.П., Лу Цзаосунь и др. Литосфера области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатых поясов // Тектоника и геофизика литосферы. М., 2002. Т. 1. С. 325–328. (Материалы тектонического совещания).

Малышев Ю.Ф., Каплун В.Б., Подгорный В.Я. Литосфера Приамурья // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы XXXVI тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2003. С. 26–29.

Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Родионов С.М., Романовский Н.П. Глубинное строение и перспективы поисков крупных и сверхкрупных рудных месторождений на Дальнем Востоке // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования / под ред. Д.В. Рундквиста. М.: ГЕОС, 2004. С. 18–29.

Мальков Б.А. Тектоника Верхояно-Колымских мезозоид (Северо-Восток СССР): автореф. дис. … канд. геол.-минер.наук. Л., 1976. 20 с.

Мамонтов Ю.А., Попеко В.А. Палеозойский базальтоидный магматизм восточной части Монголо-Охотского пояса // Вопросы магматизма и тектоники / ИТиГ ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1975. С. 68–82.

Мануйлова М.М. Калиевый ряд кислых вулканоплутонических формирований этапа стабилизации раннедокембрийских подвижных зон // Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974. С. 180–190.

Мануйлова М.М., Срывцев М.А. Приморский комплекс гранитов рапакиви (Западное Прибайкалье) // Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974. С. 174–180.

Маракушев А.А. Минеральные фации гранитоидов // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971. С. 44–53.

Маракушев А.А., Безмен Н.И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М.: Наука, 1972. 230 с.

Маракушев А.А., Феногенов А.Н., Емельяненко П.Ф., Ракчеев А.Д. Петрохимическая систематика и номенклатура интрузивных пород, их количественный минеральный состав // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 1. С. 96–109.

Маракушев А.А. Проблемы генезиса расслоенных интрузивов // Контактовые процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Недра, 1979. С. 5–29.

Маракушев А.А., Емельяненко Е.П., Некрасов И.Я. и др. Формирование концентрически-зональной структуры Кондерского щелочно-ультраосновного массива // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311, № 1. С. 167–170.

Марганцево-железисто-кремнистая формация Дальнего Востока СССР. М.: Наука, 1981. 208 с.

Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии: Проект IGCP-350. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.

Маркевич П.В. Флишевые формации северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М.: Наука, 1978. 144 с.

Маркевич П.В., Зябрев С.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. Восточный фланг Киселевско-Маноминского террейна: фрагмент островной дуги в аккреционной призме (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 2. С. 70–98.

Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.

Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.

Марков М.С., Некрасов Г.Е. Офиолиты рифтовых зон древней континентальной коры (Пекульнейский хребет, Чукотка) // Тектоника земной коры и надвиги. М.: Наука, 1979. С. 81–92.

Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовое основание Корякского нагорья // Обзор тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30–70.

Марковский Б.А., Богданов Г.В. Ультрамафитовая вулканическая провинция Пекульнейского хребта, Северо-Восток СССР // Сов. геология. 1985. № 6. С. 117–126.

Марковский Б.А., Сидоров Е.Г. Парагенез дунит-клинопироксенитовых и пироксенит-габброидных комплексов Корякско-Камчатского платиноносного пояса //

Магматизм и метаморфизм Северо-Востока. Магадан, 2000. С. 193–194.

Мартынов Ю.А. Петрология вулканитов эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. Владивосток, 1983. 140 с.

Мартынов Ю.А. Происхождение базальтовых серий островных дуг по данным о соотношении никеля и кобальта // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1230–1232.

Мартынов Ю.А., Левашов Г.Б. Геохимические критерии рифтогенной природы плиоцен-плейстоценовых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303, № 2. С. 472–476.

Мартынов Ю.А. Геохимия, минералогия и петрогенезис миоцен-четвертичных платоэффузивов Восточного Сихотэ-Алиня // Петрология. 1995. Т. 3, № 2. С. 158–172.

Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Чащин А.А. Геохимическая типизация базальтоидов Мутновского вулканического поля (Южная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 72–83.

Мартынов Ю.А., Окамура С. Изотопные отношения Sr в высокоглиноземистых базальтах Восточного Сихотэ-Алиня: приложение к геодинамическому режиму формирования и времени раскрытия Японского моря // Докл. РАН. 1998. Т. 362, № 1. С. 94–97.

Мартынов Ю.А. Высокоглиноземистый базальтовый вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: петрология и геодинамика // Петрология. 1999. Т. 7, № 1. С. 58–79.

Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг. Владивосток: Дальнаука, 1999. 217 с.

Мартынов Ю.А., Коваленко С.В., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Геохимия и вопросы металлогении кайнозойских постсубдукционных известково-щелочных вулканитов юго-запада Приморья // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. Вып. 2, ч. 1. С. 5–21.

Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Позднемиоцен-плиоценовый базальтовый вулканизм юга Дальнего Востока России как индикатор гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент–океан // Петрология. 2002. Т. 10, № 2. С. 212–231.

Мартынюк М.В. Соотношение эффузивного и интрузивного магматизма в мезозойской истории Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория (в пределах Анюйского блока): автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1977. 28 с.

Мартынюк М.В., Васькин А.Ф., Вольский А.С., Вольская И.П., Рямов С.А., Шаруева Л.И., Шапочка И.И., Рейнлиб Э.Л. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. М-б 1:500 000. Объяснительная записка. Хабаровск: Дальгеология, 1983. 134 с.

Мартынюк М.В., Васькин А.Ф., Вольский А.С. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Объяснительная записка. Хабаровск, 1988.

Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, 1990. 215 с.

Маслов Л.А., Романовский Н.П. К проблеме тектонической активности Тихоокеанского сегмента Земли // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14. С. 3–12.

Материков М.П. Новый генетический тип промышленных месторождений плавикового шпата // Минеральное сырье. М.: ВИМС, 1961. Вып. 2. С. 37–46.

Матюнин А.П. Магматизм Кавалеровского и Верхне-Арминского оловорудных районов: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. 1988. 31 с.

Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии. М.: Наука, 1983. 232 с.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Кожемяка Н.Н. Вулканические горы и равнины. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974.

Мелекесцев И.В., Хренов А.П., Кожемяка Н.Н. Тектоническое положение и общий очерк вулканов Северной группы и Срединного хребта // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 74–78.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.В., Пономарева В.В. Новый подход к определению понятия «действующий вулкан» // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы / ИВГиГ ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 191–203.

Мелкий В.А. Петрогенетическая информативность железо-титан-оксидных минералов вулканических комплексов Большой Курильской гряды: дис. … канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1995. 270 с.

Мелкомуков В.Н., Зайцев В.П. Платиноносные россыпи Сейнав-Гальмоэнанского узла (Корякско-Камчатская провинция) // Платина России. М.: ГЕОС, 1999. Т. 3, кн.1. С. 143–152.

Мельник Ю.П., Радчук В.В. Устойчивость грюнерита // Геохимия. 1977. № 5. С. 693–704.

Мельников В.Д., Фатьянов И.И. Структура Приморского месторождения золота // Изв. Том. политехн. ин-та, 1970. Т. 134. С. 73–79.

Мельников В.Д. Формация золоторудных гидротермалитов. Владивосток: ДВГИ, 1984. 132 с.

Мельников Н.Г., Голозубов В.В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине // Геотектоника. 1980. № 4. С. 95–106.

Мельникова Л.В. Минеральные ассоциации месторождений золота // Приморские вулканиты. Минералогия золота: тез. симпоз. по минералогии и геохимии золота / ред. Н.В. Петровская. Владивосток: ДВГИ, 1974. С. 16–17.

Металлогения главных оловорудных районов юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988.

Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы / Врублевский А.А., Мельников Н., Голозубов В.Г. и др.; отв. ред. Ю.А. Косыгин. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 111 с.

Миледин А.К. Кедонский окраинно-континентальный пояс Омолонского срединного массива // Региональная геодинамика и стратиграфия азиатской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. С. 86–97.

Милов А.П. Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки. Новосибирск: Наука, 1975. 135 с.

Милов А.П., Давыдов И.А., Котляр И.Н. и др. Рубидий-стронциевые системы меловых вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1987. С. 69–82.

Милов А.П. О расчленении позднемезозойских гранитоидов Чукотской складчатой системы // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50: тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 49.

Милов А.П., Копытин В.И., Сидоров А.А. Возраст оловянно-серебрянной минерализации и ее связь с известково-щелочным магматизмом Балыгычано-Сугойского прогиба // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Киев, 1990. С. 201–203.

Милов А.П. Результаты геохронологического изучения магматических и метаморфических пород // Геология зоны перехода континент–океан на Северо-Востоке Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С. 171–176.

Минералы: справочник. Т. 4, вып. 1. М.: Наука, 1992. 600 с.

Минеральные месторождения Китая / ред. И.Н. Маркова. М.: Геоинформмарк, 1999. 280 с.

Минюк П.С., Колесов Е.В., Стоун Д., Иванов Ю.Ю. Предварительные результаты палеомагнитных исследований палеозойских отложений Омулевского поднятия (Северо-Восток России) // Палеомагнитные и магнитные исследования горных пород на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 31–40.

Миронов Ю.В., Соловьев Н.С., Ливов В.К., Печеркин Ю.Н. Специфические особенности и рудоносность вулкано-тектонической структуры Донот, Восточная Монголия // Геол. и геофиз. 1989. № 9. С. 22–32.

Митрофанов Н.П., Подольский А.М и др. Корякский вулкано-плутонический пояс // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 7. С. 23–35.

Митрофанов Н.П. Геодинамика предрудного этапа формирования месторождений олова северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса // Рудные месторождения континентальных окраин. Т. 1, вып. 2. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 104–119.

Митрохин А.Н., Сорокин Б.К., Саядян Г.Р. Сдвиговые дуплексы и их рудоносность // Структурные парагенезы и их ансамбли: материалы Всерос. совещ. / отв. ред. А.В. Лукьянов. М.: ГЕОС, 1997. С. 112–114.

Митрохин Д.В. Естественная остаточная намагниченность динамометаморфических комплексов пород Алтае-Саянской области: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1998. 26 с.

Михайлов В.А. Магматизм вулкано-тектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 172 с.

Михайлов В.В., Шаврин С.В. Об использовании курильских титаномагнетитовых песков в черной металлургии // Сообщ. СахКНИИ СО АН СССР. Южно-Сахалинск, 1959. Вып. 7. С. 33–35.

Мишин В.Ф. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист P-58-XV. М.: ВСЕГЕИ, 1988. 98 с.

Мишин С.В., Шарафутдинова Л.В. Рельеф как фактор сейсмической опасности // Применение персональных ЭВМ в геологических исследованиях. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 95–111.

Мишин С.В. Сейсмические процессы и сохранение импульса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 115 с.

Мишкин М.А., Масловская М.Н., Лаврик С.Н., Вовна Г.М. Геохимия и Rb-Sr изотопия архейской метабазит-эндербитовой формации юга Алданского щита (Сутамский блок) // Геохимия. 1999. № 9. С. 1–10.

Моисеенко В.Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965. 125 с.

Моисеенко В.Г., Малахов В.В. Физико-химические условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 200 с.

Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.

Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Плюмовый вулканизм и минерагения Амурской мегаструктуры. Благовещенск-на-Амуре: АмурКНИИ, 2000. 160 с.

Молл-Столкап Е.Дж. Происхождение базальтовой провинции Берингова моря, Западная Аляска // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 4. С. 60–70.

Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978. 178 с.

Моралев В.М., Ставцев А.Л. Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей // Материалы по региональной геологии. М., 1961. С. 5–13. (Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста; вып. 7).

Морин А.О. Разломы Западного Приохотья: методика исследования, история формирования и эволюция палеостресса // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 2. С. 3–18.

Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. М.: ГЕОС, 2001. 201 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 523).

Морфоструктурные исследования: теория и практика. М.: Наука, 1985. 212 с.

Мочалов А.Г., Зайцев В.П., Перцев А.Н., Власов Е.А. Минералогия и генезис «шлиховой платины» россыпных месторождений южной части Корякского нагорья (Россия) // Геол. рудн. месторожд. 2002. № 3. С. 188–212.

Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н. Анортозит-мангерит-гранитовая ассоциация Алдано-Станового щита // Сов. геология. 1983. № 12. С. 85–92.

Мурдмаа И.О. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов //

Современные осадки морей и океанов. М.: Изд. АН СССР, 1961.

Мурзин В.В., Кудрявцев В.И., Берзон Р.О., Суставов С.Г. Медистое золото в зонах родингитизации // Геол. рудн. месторожд. 1987. № 5. С. 96–99.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н. Минеральные ассоциации и условия образования сульфидных золотосодержащих руд Турьинско-Ауэрбахского рудного поля. Екатеринбург, 1996. 97 с.

Мясников Е.А. Магматические и рудоконтролирующие морфоструктуры центрального типа (на примере Верхнего Приамурья). Владивосток: Дальнаука, 1999. 84 с.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 346 с.

Нагибина М.С. О тектонической природе и структурном положении Охотско-Катазиатского вулканического пояса // Вулканические и вулкано-плутонические формации: тр. II вулканол. совещ. М.: Наука, 1966. Т. 2. С. 241–248.

Назарова А.С. Руды сульфидно-касситеритовых месторождений – перспективный источник комплексного сырья. М.: Недра, 1983. 94 с.

Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. 154 с.

Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Препринт. Ч. 1. Стратиграфия. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 66 с.

Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч. 2. Интрузивные образования. Препринт. Владивосток, 1987. 28 с.

Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч. 3. Основные черты тектоники и истории развития. Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 60 с.

Назимова Ю.В. Медно-никелевое оруденение в альпинотипных гипербазитах о. Карагинского (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1991. С. 717–719.

Назимова Ю.В. Основные факторы и поисковые критерии сульфидного медно-никелевого оруденения альпинотипных гипербазитов Восточной Камчатки // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. 1992. С. 86–87.

Наркелюн Л.Ф., Безродных И.П., Трубачев А.И., Салихов В.С. Меденосные песчаники и сланцы в южной части Сибирской платформы. М.: Недра, 1977. 223 с.

Наталенко В.Е., Калинин А.И., Раевская И.С., Толстихин Ю.В., Халхалов Ю.А., Белков Е.В. Геологическая структура Дукатского месторождения // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 61–73.

Наталенко В.Е., Калинин А.И. Геологическая разведка в Дукатском рудном районе // Колыма. 1991. № 7. С. 6–10.

Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Циркумпацифики. М.: Наука, 1984. 136 с.

Натальин Б.А., Попеко Л.И., Чеботов С.А. Тектоника Западно-Джагдинской зоны Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 49–64.

Натальин Б.А., Зябрев С.В. Строение мезозойских толщ долины р. Амур: (Путеводитель геологической экскурсии). Хабаровск, 1989. 48 с.

Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойская тектоника юга Дальнего Востока // Вестн. ДВО АН СССР. 1990. № 2. С. 68–78.

Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.

Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. 1991. № 1. С. 84–96.

Натальин Б.А., Попеко Л.И. Палеозой Галамского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1991. № 2. С. 81–89.

Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 3–20.

Натальин Б.А., Черныш С.Г. Типы и история деформаций осадочного выполнения фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология. 1992. № 6. С. 43–61.

Натальин Б.А., Фор М., Монье П. и др. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 3–25.

Натапов Л.М., Ставский А.П. Геодинамическая модель Северо-Востока СССР и ее использование для металлогенического анализа // Сов. геология. 1985. № 3. С. 70–78.

Натапов Л.М., Сурмилова Е.П. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист Q-54, 55. Хонуу. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 120 с.

Натапов Л.М. Геология и геодинамическая эволюция Северо-Востока Азии: автореф. дис. … д-ра геол.-минер. наук. М., 1990. 50 с.

Натапов Л.М., Шульгина В.А. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Лист Q-56,57. Среднеколымск. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 100 с.

Натапов Л.М., Шульгина В.С. (ред.). Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Л.: Мингео, 1991. 128 с.

Натапов Л.М., Сурмилова Е.П. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (Нов. сер.). Лист R-53-(55)-Депутатский. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ: ПГО «Аэрогеология», 1992. 105 с.

Неволин Л.А., Чемерис Б.Д. Сучанский разлом и его связь с другими региональными структурами // Информ. сб. ПГУ. 1968. № 6. С. 45–50.

Неволин П.Л. Геодинамика формирования структур месторождений Кавалеровского рудного района. Владивосток: Дальнаука, 1995. 130 с.

Недашковский П.Г., Абисалов Э.Г., Демченко В.С., Залищак Б.Л. Зоны с фенакит-бертрандитовой минера-

лизацией среди щелочных гранитов // Геол. и геофиз. 1966. № 7. С. 33–45.

Недашковский П.Г., Ленников А.М. Особенности минералогии и геохимии гранитоидов улканского комплекса // Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 1973. С. 236–261.

Недашковский П.Г. Вулканические зоны областей протоактивизации // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 38–44.

Недашковский П.Г., Ленников А.М. К петрологии алданских рапакиви // Тихоокеан. геология. 1984. № 6. С. 83–89.

Недашковский П.Г. Редкометалльные щелочно-гранитные пегматиты и фениты. М.: Наука, 1986. 89 с.

Недашковский П.Г. Рудоносность рапакивигранитной формации Алданского щита // Проблемы рудоносности гранитоидов (оперативные информационные материалы) Иркутск: СибГЕОХИ, 1987. С. 29–44.

Недашковский П.Г., Ленников А.М. Петрология и геохимия алданских рапакиви. М.: Наука, 1991. 134 с.

Недашковский П.Г., Ленников А.М. Барий-рубидий-стронциевые отношения как индикатор генезиса и эволюции гранитоидов // Тихоокеан. геология. 1992. № 4. С. 117–127.

Недашковский П.Г., Пахомова В.А., Залищак Б.Л., Сапин В.И., Соляник В.А., Назаров М.Н. Редкометалльные метасоматиты в гранитоидах Улканского авлакогена (Северо-Учурский плутон, Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 88–95.

Недашковский П.Г., Кириллов В.Е., Гурьянов В.А., Пахомова В.А. Геологическое строение и металлогения Улканского вулканического прогиба. Владивосток: Дальнаука, 2000. 68 с.

Недомолкин В.Ф. Геологическая карта СССР. М-б 1:200 000, Лист Q-2-XV. Объяснительная записка. М.: Недра, 1982. 68 с.

Недосекин Ю.Д. Редкометалльные граниты Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1988. 142 с.

Недосекин Ю.Д., Амузинский В.А., Хабибулина Т.С. Магматизм Сарылахского рудного узла (Восточная Якутия). Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 79 с.

Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Байкова В.С. и др. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 117–144.

Неймарк Л.А. Уран-свинцовые изотопно-геохимические системы в нижнедокембрийских метаморфических породах Алдано-Станового щита: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Л., 1981. 16 с.

Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 158 с.

Некрасов Г.Е., Сумин Л.В. Меланократовый фундамент Пекульнейского хребта и его PB/Pb изохронный возраст // Очерки геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 183–199.

Некрасов И.Я. Фазовые соотношения в оловосодержащих системах. М.: Наука, 1976. 362 с.

Некрасов И.Я., Попов В.К. О ступенчатом механизме концентрации рудного вещества на примере Арсеньевского оловорудного месторождения // Докл. АН СССР. 1990. Т. 15, № 6. С. 1437–1442.

Некрасов И.Я., Иванов В.В., Ленников А.М. и др. Состав Pt-Fe-твердых растворов как показатель глубины эрозионного среза платиноносных щелочно-ультраосновных интрузивов // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321, № 5. С. 1049–1053.

Некрасов И.Я., Коржинская В.С. Новый генетический тип вольфрам-циркониевой минерализации // Минерал. журн. 1991. Т. 13. С. 7–17.

Некрасов И.Я., Иванов В.В., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Новые данные о платиноидной минерализации щелочно-ультраосновных концентрически-зональных массивов Дальнего Востока // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320, № 23. С. 705–709.

Некрасов И.Я., Иванов В.В., Ленников А.М. и др. О специфике твердых растворов системы Os-Ir-Ru-Pt // Докл. РАН. 1993. Т. 328, № 3. С. 382–385.

Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов М.: Наука, 1994. 381 с.

Некрасов И.Я., Щека С.А., Ленников А.М. и др. Сравнительный петрографо-минералогический анализ платиноносных массивов юго-востока Алданского щита, острова Феклистова и Сихотэ-Алиня // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: Геоинформмарк, 1994. С. 165–174.

Некрасов И.Я., Иванов В.В., Октябрьский Р.А. и др. Новые данные о сульфидах и сульфоарсенидах платиноидов щелочно-ультраосновных массивов Дальнего Востока // Докл. РАН. 1995. Т. 341, № 4. С. 520–523.

Некрасова А.Н. Особенности минерального состава руд Карамкенского золото-серебряного месторождения // Геол. рудн. месторожд. 1972. № 3. С. 45–54.

Некрасова А.Н., Демин Г.П. О связи золото-серебряной и оловянно-серебряной минерализации в вулканогенных месторождениях // Геол. рудн. месторожд. 1977. № 2. С. 105–108.

Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Яно-Колымской складчатой области. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 176 с.

Ненашева С.Н. Экспериментальное исследование природы примесей серебра, сурьмы и висмута в галените. Новосибирск: Наука, 1975. С. 125.

Нефтегазоносность Северо-Востока Азии / отв. ред. Н.А. Крылов, Г.Т. Юдин. М.: ИГиРГИ, 1997. 260 с.

Нечкин Г.С. Метасоматические формации Гаринского рудоносного интрузивного комплекса // Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока, 1967. С. 34–37.

Никитина А.П. Позднепалеозойские фузулиниды Кавалеровского и Ольгинского районов и их стратиграфическое значение: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук / ВСЕГЕИ. Л., 1971. 22 с.

Никифорова И.К. Петрология юрских гранитоидных интрузий западной части Бикинского прогиба, их постмагматические изменения и рудоносность // Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966. С. 195–217.

Никогосян В.А. Металлогения Арминского рудного района // Металлогения главных оловорудных районов юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 134–146.

Николаевский А.А. Глубинное строение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1967. С. 137–148.

Никольская В.В. Физическая география Дальнего Востока. М.: Высш. школа, 1981. 128 с.

Никольский Н.С. Флюидный режим эндогенного минералообразования. М.: Наука, 1987. 200 с.

Никольский Н.С., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Коновалова Н.П. Термодинамические параметры равновесия газовой фазы оливинов Кондерского массива // Проблемы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Южно-Сахалинск: Ин-т мор. геол. и геофиз. ДВНЦ АН СССР, 1988. С. 103–105.

Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 287 с.

Новгородова М.И. Кристаллохимия самородных металлов и природных интерметаллических соединений // Итоги науки и техн. ВИНИТИ. Сер. Кристаллохимия. 1994. Т. 29.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 576 с.

Носенко И.А., Раткин В.В., Логвенчев П.И., Полохов В.П., Пустов Ю.К. Дальнегорское боросиликатное месторождение – продукт полихронного проявления процессов скарнирования // Докл. АН СССР. 1990. Т. 231, № 1. С. 178–182.

Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У., Ганс П.Б. и др. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок $^{40}Ar/^{39}Ar$ и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Т. 1. Геология, геохронология и геохимия // Тр. Всерос. совещ. Магадан, 1997 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181–205.

Оболенский А.А., Борисенко А.С. О соотношении лиственитизации и рудоотложения на ртутных месторождениях магнезиально-карбонатно-киноварного (лиственитового) типа // Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. С. 27–42.

Оболенский А.А. Генезис месторождений ртутной рудной формации. Новосибирск: Наука, 1985. 194 с.

Оболенский А.А. Генезис месторождений ртутной рудной формации (на примере Южно-Сибирской металлогенической провинции и Монголии). Новосибирск: Наука, 1987. 253 с.

Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист Q-56-XXIX, XXX. М-б 1:200 000. Сер. Среднеколымская / ред. Е.Н. Кудлей. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 90 с.

Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист Q-56-XXIV. М-б 1:200 000 / ред. Е.А. Карого, А.П. Шпетный. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 113 с.

Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист Q-56, 57 (Среднеколымск). М-б 1:1 000 000 (нов. сер.) / гл. ред. Л.М. Натапов. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 111 с.

Овчинников Л.Н., Бородин Л.С., Ляхович В.В. Геохимия магматических пород // Геохимия. 1970. № 4. С. 446–459.

Огнянов Н.В. Основные черты металлогении центральной части Хингано-Охотского оловоносного пояса // Генезис эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 89–101.

Огнянов Н.В. Геология оловорудных районов и месторождений Хингано-Охотской оловоносной области // Геология оловорудных месторождений СССР. М.: Недра, 1986. Т. 2, кн. 1. С. 340–399.

Огородов В.А., Фефелов В.Б., Михайлов Б.К. Мел Яно-Сеймканского района // Мезозой Северо-Востока СССР: тез. докл. Магадан, 1975. С. 124–126.

Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А., Огородова А.С. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 191 с.

Одариченко Э.Г. Включения в корундах месторождения Незаметное (Приморский край) // Тр. IX Международ. конф. по термобарогеохимии. ВНИИСИМС, 2001. С. 97–111.

Одариченко Э.Г., Лапина М.И. Генетические аспекты корундовой минерализации (россыпное месторождение Незаметное, Приморский край) // Новые идеи и концепции в минералогии: материалы III Международ. минерал. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 213–215.

Озеров А.Ю., Арискин А.А., Кайл Ф. и др. Петролого-геохимическая модель генетического родства базальтового и андезитового магматизма вулканов Ключевской и Безымянный, Камчатка // Петрология. 1997. Т. 5, № 6. С. 614–635.

Озерцова В.А., Радзивилл А.Я. Новые данные о тектоническом строении верховьев реки Колымы по материалам аэромагнитных работ // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1964. Вып. 17. С. 3–17.

Оксман В.С., Парфенов Л.М., Прокопьев А.В. и др. Пояс офиолитов хребта Черского // Геол. и геофиз. 1994. № 6. С. 3–20.

Оксман В.С., Куренков С.А. Мунилканский комплекс офиолитов хребта Черского // Геотектоника. 1996. № 6. С. 44–57

Оксман В.С., Соколов Е.Д., Бондаренко Г.Е. Орогенные пояса северо-западного сектора Пацифики // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики: материалы Всерос. совещ. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 55–57.

Октябрьский Р.А., Ленников А.М., Зимин С.С. Апатитоносные магматические комплексы докембрия юго-восточного обрамления Сибирской платформы // Фосфаты Востока Азии и прилегающих морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 8–35.

Октябрьский Р.А., Ленников А.М., Сапин В.И. Геохимические аспекты генезиса Кондерского массива ультраосновных–щелочных пород // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза. Иркутск, 1990. С. 75–79.

Октябрьский Р.А., Ленников А.М., Залищак Б.Л. и др. Хромшпинелиды Кондерского массива // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 8. С. 76–90.

Октябрьский Р.А., Ленников А.М., Щека С.А. и др. Редкие шпинелиды из контактового ореола Кондерского массива // Минерал. журн. 1992. Т. 14, № 2. С. 38–47.

Олейник Ю.Н., Липкин Ю.С. Верхний протерозой (рифей) // Геология СССР. Т. 32, ч. 1. М.: Недра, 1969. С. 53–69.

Олейников А.В. Некоторые вопросы стратиграфии кайнозойских вулканических полей Среднего и Северного Сихотэ-Алиня // Кайнозой Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 50–57.

Олейников А.В., Коваленко С.В., Неволина С.И., Волынец Е.Б., Маркевич В.С. Новые данные по стратиграфии верхнемезозойских отложений северной части Партизанского каменноугольного бассейна // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 114–126.

Оловоносность арктической и субарктической зон Советского сектора Восточной Азии // Тр. СВКНИИ АН СССР. 1973. Вып. 48. 192 с.

Ольшевский В.М. Минеральные ассоциации золоторудных жил Мало-Анюйского района // Колыма. 1976. № 6. С. 46–48.

Ольшевский В.М., Мезенцева А.Е. Структура золото-сульфидного месторождения в Охотско-Чукотском вулканическом поясе // Структуры рудных полей и месторождений в вулканических поясах. Владивосток: ДВГИ, 1986. С. 72–90.

Омельяненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 215 с.

Онихимовский В.В., Беломестных Ю.С. Полезные ископаемые Хабаровского края. Хабаровск, 1996. 496 с.

Онтоев Д.О. Стадии минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1974. 242 с.

Опарин М.И., Сушенцов В.С. Перспективы колчеданной медно-сульфидной минерализации в Майницкой зоне Корякского нагорья // Металлогеническое значение вулкано-тектонических структур. Хабаровск: ИТиГ, 1988. С. 136–137.

Орадовская М.М. Стратиграфия и палеогеография ордовика Омолонского массива // Опорные разрезы палеозоя СВ СССР. Магадан, 1974. С. 137–160.

Орадовская М.М., Обут А.М. Стратиграфия, корреляция и палеогеография ордовикских и силурийских отложений на Чукотском полуострове // Стратиграфия и фауна ордовика и силура Чукотского полуострова. Новосибирск: Наука, 1977. С. 4–42.

Орадовская М.М. Биостратиграфия и фации ордовика–силура Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1988. 160 с.

Орлов А.Г., Епифанова А.П. О рудноформационном положении одного из рудных месторождений Центральной Колымы // Рудные формации зоны перехода континент–океан. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. Т. 1. С. 127–128.

Орлова М.П. Геологическое строение и генезис Кондерского ультрамафитового массива // Тихоокеан. геология. 1991. № 1. С. 80–88.

Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазоносности / ред. Ю.С. Воронков. Л.: Недра, 1987. 263 с.

Осипенко А.Б., Аносов Г.И. Петрология ультрамафитов бухты Раковой, Восточная Камчатка // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 192–214.

Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Романченко В.В. Лиственитты Северной Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2001. 157 с.

Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Ланда Э.А., Леднева Г.В., Марковский Б.А. Геохимия магматических серий Гальмоэнанского базит-гипербазитового массива, Корякия // Тихоокеан. геология. 2002. № 4. С. 79–90.

Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.

Остапчук В.И. О платиноносном массиве Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1989. № 2. С. 113–119.

Очерки металлогении и геологии рудных месторождений Северо-Востока России / А.А. Сидоров, Н.А. Горячев, В.И. Шпикерман, Н.Е. Савва, Р.А. Еремин, В.А. Приставко, М.Е. Городинский, С.Г. Бялобжеский. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 107 с.

Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 247 с.

Павленко А.С., Орлова Л.П., Филиппов Л.В. Геохимия палингенных формаций складчатых областей // Международ. геохим. конгр. М., 1972. Т. 3. С. 26–68.

Павлидис Ю.А. Особенности литологии прибрежных отложений Курильских островов // Океанология. 1964. Вып. 6. С. 1044–1051.

Павлидис Ю.А. Образование россыпей тяжелых минералов в прибрежной зоне вулканических островов // Тр. Ин-та океанол. 1965. Т. 76. С. 54–67.

Павлидис Ю.А. Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага. На примере Курильских островов. М.: Наука, 1968. 112 с.

Павлов А.Л., Оболенский А.А. Роль взаимодействия гидротермальных растворов и вмещающих их пород в образовании ртутных месторождений // Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем. М.: Наука, 1972. С. 158–197.

Павлов А.Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. 302 с.

Павлов В.Э., Ткаченко В.И., Бондаренко Г.Е. Палеоширотное положение Западно-Приколымского блока в среднем и позднем рифее // Докл. РАН. 1995. Т. 340, № 2. С. 229–233.

Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Ин-та геол. наук. АН СССР. Сер. рудн. месторождений. 1949. Вып. 103, № 13. С. 3–88.

Павлов Ю.А., Парфенов Л.М. Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограничений Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1973. 111 с.

Павлюткин Б.И., Климова Р.С., Царько Е.И. Новые данные по фитостратиграфии и палеогеографии позднего миоцена Юго-Западного Приморья // Сов. геология. 1985. № 2. С. 47–55.

Паклин А.П. О сочленении Центрального и Меридионального разломов и характере движения по ним // Информ. сб. ПТГУ. 1963. № 4. С. 7–13.

Паклин А.П. О Центральном и Меридиональном разломах Сихотэ-Алиня // Материалы по тектонике и петрографии Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1964. 254 с.

Паланджян С.А., Чехов А.Д., Лаврова Л.Д. Тектоника и офиолиты Пекульнейского хребта (Чукотка) // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 31–39.

Паланджян С.А., Дмитренко Г.Г. Геодинамическая обстановка альпинотипной перидотитовой формации в Корякском нагорье // Тектоника и металлогения Северо-Востока СССР в свете современных тектонических концепций. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1990. С. 155–157.

Палеомагнитология / под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.

Палымская З.А. Интрузивные формации юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области и связь с ними оруденения // Магматические комплексы рудных районов Северо-Востока СССР и их крупномасштабное геологическое картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С. 59–72.

Пан В.П., Сорокин А.П. Геотектонический режим формирования меловых–неогеновых угленосных отложений чехла Амуро-Зейской депрессии // Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 129–137.

Панских Е.А. Минералогические и петрохимческие особенности анортозитов Дальнего Востока // Минералогия метаморфических и рудных образований Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 3–12.

Панских Е.А., Суханов М.К. Геологическое строение, петрология и рудоносность анортозитовых массивов Дальнего Востока СССР // Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, 1982. С. 138–158.

Панских Е.А. Геология и минерагения автономных анортозитовых ассоциаций Восточно-Азиатского пояса // Геология и минерагения автономных анортозитовых ассоциаций. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 41–59.

Панченко И.В. Геология и эволюция метаморфизма нижнедокембрийских комплексов Станового хребта. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 152 с.

Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.

Парфенов В.Д. Значение геологических методов климатического анализа для реконструкций полей тектонических напряжений // Математические и экспериментальные методы в дизъюнктивной тектонике. М.: Наука, 1986. С. 69–72.

Парфенов Л.М. Тектоническое положение и природа Охотско-Чукотского вулканического пояса // Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976. С. 11.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины, островные дуги в мезозоидах Северо-Востока Азии и кинематика мезозойской складчатости. Ст. 2. Мезозоиды Сихотэ-Алиня: общие закономерности строения и история формирования мезозоид // Тихоокеан. геология. 1983. № 4. С. 3–15.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.

Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1995. № 6. С. 32–43.

Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеан. геология. 1998. № 3. С. 3–13.

Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Мунгер Дж. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геол. и геофиз. 1999. Т. 40, № 11. С. 1563–1574.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.

Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (отв. ред.). Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001. 571 с.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.

Патока М.Г. Структурное положение и состав кислых субщелочных и щелочных пород Ичинского вулканического района // Бюл. вулканол. станций. 1978. № 55. С. 139–146.

Перепелов А.Б. Геохимия позднекайнозойских высококалиевых вулканических серий островодужной системы Камчатки: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 1989. 24 с.

Перепелов А.Б., Антипин В.С., Иванов А.В., Каблуков А.В. Калиевый щелочной базальтоидный магматизм Западной Камчатки: возраст, геохимические и минералогические особенности, геодинамическая интерпретация // Геохимия магматических пород. Щелочной магматизм Земли: материалы годич. сес. М., 2002. С. 71.

Перепелов А.Б., Иванов А.В., Макинтош У.С. и др. Калиевый щелочной магматизм Западной Камчатки – позднеэоцен-раннеолигоценовый эпизод инверсии геодинамических режимов в эволюции островодужной системы // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Всерос. науч. конф., посвящ. 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований / ИГиГД РАН. СПб., 2003. С. 348–354.

Перепечина Е.А. Петровский участок Шитухинского угленосного района Сучанского каменноугольного бассейна // Тр. Лаб. геол. угля АН СССР. М.; Л., 1960. Вып. 10. С. 114–154.

Пересторонин А.Н. О строении и механизме формирования столбообразных ослабленных зон в узлах пересечения разрывов (на примере Хинганского месторождения) // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 38–47.

Пермяков Б.Н. Петрохимическая типизация магматических ассоциаций // Материалы Второго Всерос. петрогр. совещ. Т. 1. Сыктывкар, 2000. С. 159–161.

Перчук Л.Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М.: Наука, 1964. 243 с.

Перчук Л.Л., Ваганов В.И. Температурный режим кристаллизации и дифференциации основных и ультраосновных магм // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1978. Вып. 7. С. 142–173.

Песков Е.Г. Мотыклейская вулканоструктура Тауйской вулканической зоны (Северное Приохотье): автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1975. 21 с.

Песков Е.Г. Стратиграфия меловых образований Тауйской вулканической зоны // Мезозой Северо-Востока СССР: тез. докл. совещ. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 128–129.

Петелин В.П. Основные типы пляжевых концентратов тяжелых минералов бассейна Тихого океана // Океанология. 1964. Т. 4, вып. 6. С. 1052–1058.

Петраченко Е.Д. Вулканические пояса Камчатки // Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. М.: Наука, 1984. С. 109–123.

Петраченко Е.Д., Петраченко Р.И. Медно-молибденовая минерализация Курило-Камчатской дуги и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток: ДВГИ, 1985. 275 с.

Петраченко Р.И., Олейников А.В., Петраченко Е.Д. Рудная минерализация в меловых и палеогеновых плутонических комплексах северного Сихотэ-Алиня // Оруденение порфирового типа на Востоке России // Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1988. С. 75–93.

Петренко И.Д., Большаков Н.И. Структурная позиция и возраст золото-серебряного оруденения Южной Камчатки на примере Мутновского месторождения // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 100–111.

Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1999. 116 с.

Петренко И.Д., Охрицкий А.Д. О перспективах нахождения самородного золота в гипербазитах Камчатки // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. 2001. С. 82–83.

Петрищевский А.М. Глубинная структура магматических комплексов в Вознесенском рудном районе // Геофизические исследования геологических структур Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 100–111.

Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 37–86.

Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов / И.Я. Некрасов, А.М. Ленников, Р.А. Октябрьский и др. М.: Наука, 1994. 381 с.

Печерский Д.М. Палеомагнетизм и палеомагнитная корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР // Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристики опорных разрезов мезозоя и кайнозоя севера Дальнего Востока. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1970. Вып. 37. С. 58–99.

Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 297 с.

Пилацкий В.Э. Тектоника и формации Нижнеамурского звена Восточно-Сихотэ-Алинского пояса: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Хабаровск: ИТИГ, 1982. 25 с.

Пинус Г.В., Стерлигова В.Е. Новый пояс альпинотипных гипербазитов на Северо-Востоке СССР // Геол. и геофиз. 1973. № 14. С. 109–111.

Пискунов Б.Н., Хведчук И.И. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря) // Докл. АН СССР. 1978. Т. 226, № 3. С. 647–650.

Пискунов Б.П., Королева Т.П. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части о. Кунашира: отчет Кунаширской партии по результатам поисково-съемочных работ масштаба 1:100 000 за 1961 г. Южно-Сахалинск: СГУ, 1962.

Пискунов Б.П., Знаменский В.С., Мосиондз К.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые листов L-55-XVIII, L-55-XXIV, L-56-XIII, L-56-XIX о. Уруп: отчет Урупской геолого-съемочной партии по результатам геологосъемочных работ м-ба 1:200 000 за 1963 г. Южно-Сахалинск: СГУ, 1963.

Плюснина Л.П., Некрасов И.Я. Термодинамический режим метаморфизма Уяндинского офиолитового блока Верхояно-Чукотской складчатой области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 12. С. 39–53.

Плющев Е.В. (ред.). Рудные узлы России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 416 с.

Пляшкевич А.А. Сравнительная минералогия касситерит-силикатных и серебро-полиметаллических месторождений (Магаданская область, Омсукчанский район) // Минералы и минеральные парагенезисы пород и руд Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 115–128.

Пляшкевич А.А. О канфильдитовом типе оловянно-серебро-полиметаллической минерализации // Рудные формации Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО СССР, 1990. С. 141–151.

Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 527 с.

Подковыров В.Н. Рапакиви Выборгского массива – условия кристаллизации и потенциальная рудоносность // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, № 1. С. 218–221.

Поздеев А.И. Позднепалеогеновый наземный вулканизм Корякского нагорья и его металлогенические особенности // Сов. геология. 1972. № 7. С. 35–46.

Показаньев В.П. О палеозойской металлогении золота на Омолонском массиве // Колыма. 1976. № 4. С. 42–44.

Покалов В.Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. М.: Недра, 1992. 288 с.

Полещук М.И., Мерцалов И.М. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист P-58-XVI. М.: ВСЕГЕИ, 1993. 97 с.

Полин В.Ф. Петрология контрастной серии Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля Чукотки. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 228 с.

Полин В.Ф., Иванов В.В., Романов Н.И., Лейер П.У., Молл-Столкап Е.Дж. Радиометрические возрастные датировки магматических пород и золото-серебряных руд Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: тез. докл. Всерос. совещ. Магадан, 4–6 сентября 1997 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 92–93.

Полин В.Ф. Полиформационная вулкано-плутоническая ассоциация Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита: петрология, геохимия, геодинамика // Материалы Всерос. совещ «Металлогения и геодинамика Северо-Азиатского кратона». Иркутск, 1998. С. 159–160.

Полин В.Ф., Молл-Столкап Е.Дж. Петролого-геохимические критерии тектонических условий формирования Чукотского звена Охотско-Чукотского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18. № 4. С. 29–47.

Полин В.Ф., Петраченко Е.Д. Эволюция мезозойского магматизма и формационная принадлежность магматических комплексов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // Материалы XI сес. Сев.-Вост. отд-ния ВМО. Т. 1. Магадан, 2001. Т. 1. С. 185–191.

Полин В.Ф., Ханчук А.И., Цурикова Л.С. Петрологические и геохимические критерии происхождения гранитоидных комплексов Кеткапско-Юнской магматической провинции (ККЮМП) Алданского щита // Материалы XII сес. Сев.-Вост. отд-ния ВМО. Т. 2. Магадан, 2003. Т. 2. С. 103–107.

Полин В.Ф., Цурикова Л.С. Некоторые петролого-геохимические критерии тектонических условий формирования золотоносного учурского комплекса Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана // Там же. С. 191–192.

Политов В.К., Столяров И.С. Критерии оловоносности гранитоидов Иультинского рудного района (Восточная Чукотка) // Особенности металлогении оловорудных районов Востока СССР. М.: ВИМС, 1980. С. 96–125.

Полуботко И.В., Паракецов К.В., Репин Ю.С. Юрские структурно-фациальные области на Северо-Востоке СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1977. Вып. 23. С. 42–51.

Попеко В.А. Магматические формации Буреинского массива // Магматические формации активных окраин континентов. М.: Наука, 1980. С. 118–142.

Попеко Л.И., Натальин Б.А., Беляева Г.В., Котляр Г.В., Шишкина Г.Р. Палеобиогеографическая зональность и геодинамика юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 19–30.

Попов В.А., Попова В.И. Методика и результаты минералогического картирования вольфрам-оловянного месторождения Тигриное (Приморье). Екатеринбург: Наука, 1992. 92 с.

Попов В.К. Петрология палеоген-неогеновых комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток, 1986. 153 с.

Попов В.К., Гребенников А.В. Новые данные о возрасте эффузивов богопольской свиты в Приморье // Тихоокеан. геология. 2001. № 3. С. 47–54.

Попов В.К., Гребенников А.В., Коваленко С.В., Кутуб-Заде Т.К. Петролого-геохимическая характеристика кайнозойских вулканических комплексов Краскинской впадины (Приморье) // Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока: материалы Пятого Дальневост. региональн. петрогр. совещ. Хабаровск: ФГУГГП «Хабаровскгеология», 2001. С. 38–40.

Попов В.С. Sm-Nd и Rb-Sr изотопная систематика верхнемантийных и коровых резервуаров // Зап. ВМО. 2003. Ч. 132, № 4. С. 38–49.

Поповиченко В.В. Взаимоотношения магматизма и оруденения в Кавалеровском рудном районе // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловорудных районах. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 45–57.

Поповиченко В.В. Эволюция магматизма Кавалеровского рудного района: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. М., 1992. 26 с.

Пополитов Э.И., Волынец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 180 с.

Поспеев А.В. Электропроводность земной коры и мантии по профилю Чара–Ванино // Тихоокеан. геология. 1987. № 6. С. 109–113.

Похиалайнен В.П., Василенко В.П. Государственная геологическая карта СССР. Листы P-58-XX, XXI. Л.: ВСЕГЕИ, 1971.

Похиалайнен В.П. Мел Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 38 с.

Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 200 с.

Приходько В.С., Бехтольд А.Ф., Бердников Н.В. Глубинная петрология активных континентальных окраин. М.: Наука, 1985. 152 с.

Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 156–198.

Пузанков Ю.М. Геохимические особенности проявлений кайнозойского базитового магматизма над «горячими точками» // Геохимия. 1999. № 9. С. 941–949.

Пушкарев Е.В. Платиноносные дуниты Урала: новые данные // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: ИгиГ УрО РАН, 2000. С. 53–79.

Пущаровский Ю.М. О тектоническом положении вулканических зон на западе Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца // Вулканические и вулкано-плутонические формации. Тр. II вулканол. совещ. Т. 2. М.: Наука, 1966. С. 238–241.

Пущаровский Ю.М., Тильман С.М. (ред.). Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 219 с.

Пущаровский Ю.М., Соколов С.Д., Тильман С.М., Крылов К.А. Тектоника и геодинамика Северо-Западного обрамления Тихого океана // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы Северо-Западной Пацифики / ИТиГ АН СССР. Хабаровск. 1992. Т. 1. С. 128–137.

Пэк А.А. О динамике ювенильных растворов. М.: Наука, 1968. 147 с.

Рай Р., Омото Х. Обзор исследований изотопов серы и углерода применительно к проблемам генезиса руд // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 175–212.

Работнов В.Т. Стратиграфия верхнего докембрия Омолонского массива и Авековского поднятия // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222. С. 1167–1170.

Радзивилл А.Я. Новые данные по стратиграфии палеозоя в бассейне р. Бол. Анюй // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972. Т. 20. С. 73–75.

Радкевич Е.А. Оловорудные формации и их практическое значение // Сов. геология. 1968. № 1. С. 14–24.

Радкевич Е.А. (ред). Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района. М.: Наука, 1980. 251 с.

Радкевич Е.А. Металлогения Тихоокеанского рудного пояса // Металлогения Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 3–16.

Раевская И.С., Калинин А.И., Наталенко В.Е. О стадиях минералообразования на золото-серебряном месторождении // Колыма. 1977. № 5. С. 15–20.

Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига / отв. ред. Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука, 1991. 257 с.

Разницин Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 108 с. (Тр. АН СССР. Геол. ин-т; вып. 371).

Разницин Ю.Н., Хубуная С.А., Цуканов Н.В. Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов (Камчатка) // Геотектоника. 1985. № 1. С. 87–97.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.

Рассказов С.В., Иванов А.В., Травин А.В. и др. ^{40}Ar-^{39}Ar и K-Ar датирование вулканических пород альба Приамурья и Забайкалья // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: материалы II рос. конф. по изотоп. геохронологии, 25–27 ноября 2003 г. СПб., 2003. С. 410–413.

Раткин В.В. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения восточной и юго-восточной Азии и перспективы их обнаружения на территории юга советского Дальнего Востока // Полиметаллические месторождения Дальнего Востока: тез. докл. Всесоюз. науч.-практ. сем. Владивосток, 1982. С. 13–15.

Раткин В.В. Основные закономерности размещения и типы главнейших рудных месторождений СЗ сектора Тихоокеанского пояса. Разд.: Закономерности размещения колчеданных месторождений и рекомендации по их поискам на территории юга Дальнего Востока. Т. 2. Владивосток, 1984. 100 с. (Рукопись. Фонды ДВГИ ДВО РАН).

Раткин В.В., Симаненко Л.Ф., Кузнецов Д.Н., Король М.В. Оловянно-цинковое оруденение Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Геол. рудн. месторожд. 1990. № 2. С. 68–77.

Раткин В.В., Хетчиков Л.Н., Дмитриев В.Е. Роль коллоидов в формировании ритмично-полосчатых руд Дальнегорского боросиликатного месторождения // Докл. РАН. 1992. Т. 325. С. 1214–1217.

Раткин В.В., Ватсон Т.Н. Дальнегорское скарновое боросиликатное месторождение: геология и источник бора по данным изотопии (юг Дальнего Востока России) // Тихоокеан. геология. 1993. № 6. С. 95–102.

Раткин В.В., Шпикерман В.И. Урультунское стратиформное флюорит-свинцово-цинковое месторождение на Колыме: соотношение осадочных и гидро-

термальных процессов формирования руд // Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С. 106–117.

Раткин В.В. До- и постаккреционная металлогения на юге российского Дальнего Востока // Res. Geol. 1995. Spec. Issue N 18. P. 127–133.

Раткин В.В. Металлогения свинца и цинка тихоокеанской окраины Азии: автореф. дис. … д-ра геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1995. 42 с.

Ратновский И.И. Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине: тр. ВНИИГРИ. Л.: Геолтехиздат, 1960. 105 с.

Ревердатто В.В., Салько А.К. О температуре магмы ультраосновного массива Бор-Урях // Геол. и геофиз. 1966. № 12. С. 119–122.

Резниченко В.А., Шабалин Л.И. Титаномагнетиты. Месторождения, металлургия, химическая технология. М.: Наука, 1986. 293 с.

Рейнлиб Э.Л. Тектоника Буреинского прогиба // Тихоокеан. геология. 1987. № 6. С. 78–84.

Репин Ю.С., Полуботко И.В. Нижняя и средняя юра Северо-Востока России. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. 47 с.

Рехарский В.А. Геохимия молибдена в эндогенных процессах М.: Наука, 1973. 268 с.

Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. (Владивосток, 1978 г.). Магадан: МСК СССР, 1982. 183 с.

Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. Хабаровск, 1994. 123 с.

Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 90 с.

Рихтер А.В. Структура метаморфического комплекса Ганальского хребта, Камчатка // Геотектоника. 1991. № 11. С. 98–108.

Роганов Г.В., Кисляков С.Г. Средний палеозой Удско-Селемджинского междуречья и задачи его дальнейшего изучения // Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 86–98.

Роганов Г.В., Григорьев И.Б. К стратиграфии палеозоя восточной части правобережья р. Уды (Западное Приохотье) // Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 99–110.

Роганов Г.В. Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой геосинклинальной системы: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1977. 24 с.

Роганов Г.В., Нагорный В.А., Васькин А.Ф., Пятилетов В.Г., Соболев Л.П. Структурно-фациальное районирование и стратиграфия хинганской серии // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: тез. докл. IV Дальневост. региональн. межведомствен. стратигр. совещ. Хабаровск, 1990. С. 34–36.

Роганов Г.В., Карсаков Л.П. Апатитоносность раннего докембрия Алдано-Станового щита. Хабаровск, 1991. 96 с.

Роганов Г.В., Брудницкая Е.П., Кисляков С.Г., Махинин А.В. Стратиграфия и условия формирования отложений Торомского и Удского прогибов // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск: Магеллан, 1999. С. 80–94.

Родионов В.П. Кинематические модели взаимоотношения Сибирской платформы и блоков Верхояно-Колымского региона // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. 1970. Вып. 37. С. 58–99.

Родионов В.П., Шемякин Е.В. Взаимоотношение некоторых блоков Сибири в раннем палеозое и силуре по палеомагнитным данным // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 123–127.

Родионов С.М., Родионова Л.Н. О вулканогенно-интрузивном генезисе руд месторождения Тигриное // Вулканогенное оруденение на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 69–74.

Родионов С.М., Родионова Л.Н. Оловянно-порфировая формация – новый генетический тип оловорудных месторождений Сихотэ-Алиня // Генетические типы эндогенной рудной формации // Тез. докл. Новосибирск, 1981. Т. 1. С. 112–113.

Родионов С.М., Макеев Б.В. Оловянно-порфировое оруденение Сихотэ-Алиня // Металлогения олова и вольфрама Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 136–152.

Родионов С.М. Олово-порфировые месторождения Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 3. С. 707–709.

Родионов С.М., Шапенко В.В., Родионова Л.Н. Структуры локализации и генезис олово-вольфрамовых месторождений Центрального Сихотэ-Алиня // Геол. рудн. месторожд. 1984. № 1. С. 22–30.

Родионов С.М., Натальин Б.А. Геодинамические обстановки нахождения месторождений порфирового типа // Оруденение порфирового типа на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 46–64.

Родионов С.М. Геология олово-порфировых месторождений Звездного рудного узла в Приморье // Геол. рудн. месторожд. 1988. № 6. С. 45–55.

Родионов С.М., Огнянов Н.В., Николаев В.В. Структурный контроль оруденения на оловорудных месторождениях // Новые данные о геологическом строении и оловоносности Кавалеровского рудного района (Приморский край). М.: ВИМС, 1988. С. 55–64.

Родионов С.М. Олово-порфировые месторождения. (Геол., экон., методы прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений тверд. полезн. ископаемых: обзор ВНИИ экон. минер. сырья и геол.-развед. работ). М.: ВИЭМС, 1990. 45 с.

Родионов С.М., Ханчук А.И. Месторождения типа Хисикари и перспективы их выявления на Восточной окраине России // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 34–45.

Родионов С.М. Тектоническая и петрогеохимическая эволюция оловоносных рудно-магматических систем в складчатых поясах Дальнего Востока России // Тектоника Неогея: общие и региональные аспекты: материалы XXXIV тектонич. совещ. (30 января–3 февраля 2001 г.). М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 148–150.

Родионов С.М. Особенности эволюции оловоносных магматических комплексов // Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока: материалы пятого Дальневост. региональн. петрогр. совещ. Хабаровск, 30 октября–2 ноября 2001 г. Хабаровск, 2001. С. 87–89.

Родионов С.М. Петрогеохимическая эволюция оловоносных рудно-магматических систем Востока России // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. III Косыгинские чтения (23–25 января 2001 г., г. Хабаровск). Хабаровск, 2001. С. 225–238.

Родионов С.М. Геодинамика и металлогения олова Востока России // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 98–112.

Родионов С.М. Металлогения олова Востока России. М.: Наука, 2005. 327 с.

Рождественский В.С. Литостратиграфия мезозойско-палеозойских отложений Восточно-Сахалинских гор // Тихоокеан. геология. 1983. № 5. С. 48–57.

Рождественский В.С. Геологическое строение и тектоническое развитие полуострова Шмидта (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1988. № 3. С. 62–67.

Рождественский В.С. Геодинамическая эволюция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1993. Т. 12.

Рожков И.С., Гринберг Г.А., Гамянин Г.Н. и др. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района. М.: Наука, 1971. 240 с.

Рожков Ю.П. О золото-серебряных рудопроявлениях бассейна реки Уннейваям // Материалы по геологии и полезным ископаемым Корякского нагорья. Петропавловск-Камчатский, 1969. С. 21–41.

Розенблюм И.С., Зинкевич В.П., Невретдинов Е.Б. Новая оловянно-ртутная зона на севере Корякского нагорья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1975. Вып. 22. С. 132–140.

Романова С.Г., Жукова Э.Г. Геологическая карта СССР. М-б 1:200 000, Лист Q-2-XXVI. Объяснительная записка. М.: Недра, 1970. 71 с.

Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л. О мантийной природе зон разуплотнения в литосфере притихоокеанских орогенных сооружений // Тихоокеан. геология. 1984. № 2. С. 87–90.

Романовский Н.П. Рудно-магматические системы притихоокеанских орогенных сооружений Азии, их связь с зонами и центрами глубинной разрядки эндогенных процессов // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 26–32.

Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л., Ващилов Ю.А. О глубинной природе рудно-магматических систем Тихоокеанского типа // Тихоокеан. геология. 1992. № 2. С. 66–78.

Романовский Н.П., Гу Фэн, Малышев Ю.Ф., Родионов С.М., Карсаков Л.П., Чжао Чуньцзин, Дуань Жуйянь. Глубинное строение и металлогения золота юга Дальнего Востока России и Северо-Востока Китая // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: материалы XI сес. Сев.-Вост. отд-ния ВМО «Региональная научно-практическая конференция, посвященная 100-летию со дня рождения Ю.А. Билибина» (Магадан, 16–18 мая 2001 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. Т.1. С. 73–75.

Романченко В.В. Процессы лиственитизации в базит-гипербазитовых массивах Корякско-Камчатского региона: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. М., 1999. 21 с.

Романчук Т.В., Майборода А.Ф. Некоторые новые данные по биостратиграфии пермских отложений Баджальского антиклинория // Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 201–213.

Ромашкин А.И. Петрография и геохимия метаморфических пород Амурской серии Буреинского массива: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1974. 155 с.

Руб А.К. Типоморфные особенности минералов-спутников танталового и оловянного оруденения. М.: Недра, 1980. 152 с.

Руб А.К., Руб М.Г. Новые данные о магматических образованиях Приханкайского района и их соотношении с оруденением // Рудоносность магматических ассоциаций. М.: Наука, 1988. С. 40–74.

Руб А.К., Руб М.Г., Чистяков Н.И., Кривощеков Н.Н., Руб И.А. Минералого-геохимические особенности оловянно-вольфрамовой минерализации месторождения Тигриного (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 5. С. 78–88.

Руб М.Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности. М.: ИГЕМ АН СССР. 1960. Вып. 33. 358 с.

Руб М.Г., Онихимовский В.В., Бакулин Ю.И. и др. Гранитоиды Мяо-Чанского района и связанные с ними постмагматические образования. М.: ИГЕМ АН СССР, 1962. Вып. 62. 171 с.

Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулкано-плутонических комплексов. М.: Наука, 1970. 363 с.

Руб М.Г., Руб А.К., Лосева Т.И. Слюды как индикаторы рудоносности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 10. С. 73–85.

Руб М.Г. Рудоносные гранитоидные комплексы раннего-среднего палеозоя // Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. С. 44–82.

Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г., Яшухин О.И. Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. 264 с.

Руб М.Г., Павлов Н.Г., Яшухин О.И. Мезозойские вольфрамоносные гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня // Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых районов СССР. М.: Наука, 1982. С. 104–173.

Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г. Роль магматических ассоциаций как возможных источников олова // Источники вещества и условия локализации оловорудных месторождений. М.: Наука, 1984. С. 8–35.

Руб М.Г., Руб А.К. Новые данные о геологических и геохимических особенностях магматических

образований Приханкайского района // Тихоокеан. геология. 1986. № 5. С. 57–67.

Руб М.Г., Руб А.К., Акимов В.М. Редкометалльные граниты Центрального Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 7. С. 33–56.

Руб М.Г., Руб А.К., Сандимирова Г.Л. Результаты Rb-Sr датирования и особенности состава редкометалльных гранитов месторождения Тигриное (Центральный Сихотэ-Алинь) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 4. С. 952–956.

Руб М.Г., Руб А.К. Петрология редкометалльных гранитов Вознесенского рудного узла, Приморье // Петрология. 1994. Т. 2, № 1. С. 43–67.

Руб М.Г., Руб А.К., Кривощеков Н.Н., Ашихмина Н.А. Редкометалльные граниты и руды месторождения Тигриное, Центральный Сихотэ-Алинь // Петрология. 1998. Т. 6, № 1. С. 16–29.

Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Орлова М.П. Включения силикатов в природных железо-платиновых сплавах Кондерского массива // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, № 4. С. 977–981.

Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Бегизов В.Д. и др. Инаглиит $Cu_3Pb(Ir, Pt)_8S_{16}$ – новый минерал // Зап. ВМО. 1984. Ч. 113, вып. 6. С. 712–717.

Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Трубкин Н.В. и др. Кондерит $Cu_3Pb(Rh, Pt, Ir)_8S_{16}$ – новый минерал // Зап. ВМО. 1984. Ч. 113, вып. 6. С. 703–711.

Рудашевский Н.С. Новая модель дифференциации элементов платиновой группы в литосфере // Зап. ВМО. 1984. Ч. 313, вып. 5. С. 521–539.

Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г. Состав включений хромшпинелидов в зернах платиноидов из пород ультрамафических формаций // Геол. и геофиз. 1985. № 8. С. 56–69.

Рудашевский Н.С., Бураков В.Е., Малич К.Н., Хаецкий В.В. Акцессорная платиновая минерализация в хромититах Кондерского щелочно-ультраосновного массива // Минерал. журн. 1992. Т. 14, № 15. С. 12–32.

Рудоносность магматических ассоциаций / ред. В.И. Коваленко, О.А. Богатиков. М.: Наука, 1988. 229 с.

Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1971. 328 с.

Рундквист Д.В. (ред). Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Л.: Недра, 1981. 423 с.

Рундквист Д.В. (ред.) Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1986. 751 с.

Рундквист Д.В. Эпохи реювинации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геол. рудн. месторожд. 1993. № 6. С. 467–480.

Рундквист Д.В., Кравченко С.М. Промышленные суперконцентрации металлов в литосфере // Геол. рудн. месторожд. 1996. Т. 38, № 3. С. 218–303.

Рундквист Д.В. Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования // Геол. рудн. месторожд. 1997. Т. 39, № 1. С. 11–24.

Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 213 с.

Ручкин Г.В., Боговин В.Д., Донец А.И., Исаакович И.З., Конкин В.Д., Крутых В.М. Свинцово-цинковая минерализация в вендских карбонатных отложениях юго-восточной Якутии // Геол. рудн. месторожд. 1977. № 4. С. 3–20.

Ручкин Г.В., Ивакин А.Н., Шнайдер М.С., Родионов С.М., Левшук А.Е., Орловский В.В., Лариошкин А.К., Акимов В.М. Геологическое строение и генетические особенности оловянно-вольфрамового месторождения штокверкового типа в Приморье // Тихоокеан. геология. 1986, № 2. С. 68–75.

Ручкин В.Г., Шнайдер М.С., Шнайдер А.А., Ивакин А.Н., Левшук А.Е., Орловский В.В., Лариошкин А.К., Акимов В.М. Модель формирования оловянно-вольфрамового месторождения // Геол. рудн. месторожд. 1987. № 2. С. 85–88.

Рыбин А.В. Неоген-четвертичный кислый вулканизм Курильской островной дуги: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Южно-Сахалинск, 1997. 24 с.

Рязанцев А.А. Структурный, магматический и литологический контроль оруденения в Вознесенском рудном районе Приморья: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1973. 30 с.

Рязанцева М.Д. Сравнительная характеристика вознесенских и гродековских гранитов южной части Ханкайского массива // Изверженные породы Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 69–73.

Рязанцева М.Д. Флюоритовые месторождения юга Ханкайского срединного массива // Геология и генезис флюоритовых месторождений. Владивосток, 1986. С. 98–107.

Рязанцева М.Д., Шкурко Э.И. Флюорит Приморья. М.: Недра, 1992. 158 с.

Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С., Говоров И.Н. Рубидий-стронциевые изохроны и петрогенезис магматических пород Вознесенского рудного района // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 60–73.

Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Раткин В.В., Сокарев А.Н. Геодинамическая типизация гранитоидов Приморья // Тихоокеан. геология. 1998. № 5. С. 11–26.

Рязанцева М.Д., Куприянова И.И., Беляцкий Б.В., Крымский Р.С., Шпанов Е.П. Возрастные и генетические соотношения магматических пород и редкометалльно-флюоритового оруденения Вознесенского рудного района (Приморье) // Тихоокеан. геология. 2003. № 5.

Савва Н.Е., Раевская И.С. О находке бериллиевых минералов в золото-серебряной руде // Колыма. 1974. С. 35.

Савва Н.Е., Ворцепнев В.В. Особенности вулканогенных формаций рудных месторождений в срединном массиве // Генезис рудных формаций и практическое значение рудно-формационного анализа на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1990. С. 50–64.

Савостин Л.А., Павлов В.Э., Сафонов В.Г., Бондаренко Г.Е. Отложения нижней и средней юры на западе Омолонского массива (Северо-Восток России): условия образования и палеомагнетизм // Докл. РАН. 1993. Т. 333, № 4. С. 481–486.

Саврасов Н.П. Отчет о поисковых работах на железные руды на Курильских островах. Южно-Сахалинск: СГУ, 1965.

Садовский А.И. Палеозойские отложения Анюйского антиклинория // Геол. и геофиз. 1964. № 10. С. 171–175.

Садовский А.И. История геологического развития и тектоническое строение Анюйского мегантиклинория // Сов. геология. 1965. № 3. С. 59–73.

Садовский А.И. О магматических формациях и металлогении Анюйского антиклинория (Чукотка) // Сов. геология. 1966, № 4. С. 41–59.

Садовский А.И. Анюйский мегасвод – типоморфная структура активизации на складчатых мезозоидах Верхояно-Чукотской миогеосинклинали // Рудоносные орогенные структуры и методы их изучения. М.: Наука, 1981. С. 88–103.

Сазонов А.М., Романовский А.Э., Гринев О.М. и др. Благороднометалльная минерализация Гулинской интрузии (Сибирская платформа) // Геол. и геофиз. 1994. № 9. С. 51–65.

Сазонов В.Н. Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 1975. 172 с.

Сазонов В.Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение. Свердловск.: Изд-во УНЦ АН ССР, 1984. 208 с.

Саксин Б.Г. Геолого-геофизическая модель и оценка перспектив Хингано-Олонойского оловорудного района // Сов. геология. 1987. № 10. С. 60–66.

Сахарова М.С., Брызгалов И.А. Минералогия серебра из кварц-адуляр-родонитовой вулканогенно-гидротермальной жилы // Геол. рудн. месторожд. 1981. № 6. С. 36–48.

Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск: Наука, 1976. 99 с.

Сахно В.Г., Полин В.Ф. Охотско-Чукотский вулканический пояс: Центрально- и Восточно-Чукотский сектора // Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. М.: Наука, 1984. С. 248–260.

Сахно В.Г., Максимов С.О. Внутриконтинентальные вулканические пояса и зоны // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Наука, 1991. С. 120–129.

Сахно В.Г., Матюнин А.П., Зимин С.С. Сихотэ-Алинский вулканический пояс // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М: Наука, 1991. С. 77–84.

Сахно В.Г. Позднемезозойские континентальные вулканические пояса Востока Азии: автореф. дис. … д-ра геол.-минер. наук. Владивосток, 1994. 103 с.

Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 338 с.

Свешникова О.Л. О находке овихиита в рудах месторождения Южное (Приморье) // Тр. Минералог. музея АН СССР им. А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1979. Вып. 28. Новые данные о минералах СССР.

Свириденко В.Т. Формация гранитов рапакиви западной части Алданского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 9. С. 25–39.

Свириденко Л.П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск. 1968. 116 с. (Тр. Ин-та геол. Карел. фил. АН СССР; вып. 3).

Свириденко Л.П., Светлов А.П., Голубев А.И., Павлов Г.М. Топазсодержащие туффизиты южной окраины Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, № 6. С. 1449–1452.

Север Дальнего Востока. М., 1970. 488 с.

Седых А.К. Классификация угольных бассейнов и месторождений Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1990. № 3. С. 43–53.

Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Л.: Недра, 1980. 177 с.

Сейсмическая сотрясаемость территории СССР / отв. ред. Ю.В. Ризниченко. М.: Наука, 1979. 220 с.

Сейсмическое районирование территории Российской Федерации ОСР-97: карта на 4 листах / гл. ред. В.Н. Страхов, В.И. Уломов; ОИФЗ РАН. М.: НПП «Техкарт», 2000.

Селивестров В.А., Цикунов А.Г. Меймечиты северной части Валагинского хребта // Докл. АН СССР. 1974. Т. 217, № 2. С. 269–273.

Селиверстов В.А., Колосков А.В., Чубаров В.М. Лампроитоподобные калиевые щелочно-ультраосновные породы Валагинского хребта, Восточная Камчатка // Петрология. 1995. Т. 2, № 2. С. 197–213.

Селянгин О.Б., Пономарева В.В. Строение и развитие Гореловского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 3–23.

Семеняк Б.И. О «цвиттерах» Верхнеурмийского рудного узла // Рудные месторождения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 20–25.

Семеняк Б.И. Зональность Верхнеурмийского рудного узла // Глубинность распространения и элементы зональности эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 155–163.

Семеняк Б.И., Ефименко, Коростелев П.Г., Ткаченко Г.А. Металлогения Баджальского рудного района // Металлогения главных оловорудных районов Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 57–84.

Семеняк Б.И. Вещественный состав и условия образования Правоурмийского вольфрам-оловянного месторождения: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО АН, 1989. 29 с.

Семеняк Б.И., Недашковский А.П., Никулин Н.Н. Минералы индия в рудах Правоурмийского месторождения (Дальний Восток России) // Геол. рудн. месторожд. 1994. Т. 36, № 3. С. 230–236.

Семеняк Б.И., Пахомова В.А., Залищак Б.Л., Коростелев П.Г. Некоторые особенности молибденовой

минерализации Правоурмийского месторождения (Приамурье) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 4. С. 102–113.

Семинский Ж.В. Вулканизм и гидротермальная минерализация в активных регионах. М.: Недра, 1980. 140 с.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 204 с.

Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений). М.: Наука, 1989. 240 с.

Серебряков В.А. Постмагматическая история гранитов. М.: Недра, 1972. 160 с.

Сесил М.П., Бычков Ю.М., Виноградова О.Н. и др. Результаты полевых работ советско-канадской группы на Северо-Востоке СССР // Геология складчатого обрамления Амеразийского суббассейна. СПб., 1991. С. 5–21.

Сеславинский К.Б. Строение и развитие Южно-Анюйского шовного прогиба (Западная Чукотка) // Геотектоника. 1970. № 5. С. 56–68.

Сеславинский К.Б. Южно-Анюйская сутура (Западная Чукотка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1181–1185.

Сеславинский К.Б., Гедько М.И. Офиолитовые комплексы Западной Чукотки и геодинамическая интерпретация их генезиса // Тектоника и минералогия Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 191–194.

Сидоров А.А. Золото-серебряная минерализация Центральной Чукотки. М.: Наука, 1966. 146 с.

Сидоров А.А., Берман Ю.С., Найбородин В.И. К проблеме возраста субвулканического золото-серебряного оруденения Северо-Востока СССР // Сов. геология. 1970. № 8. С. 77–85.

Сидоров А.А. Золото-серебряная формация Восточно-Азиатских вулканических поясов. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978. 370 с.

Сидоров А.А., Еремин Р.А., Василенко В.П., Андреев Б.С., Григоров С.А., Савва Н.Е. Геолого-структурные и минералогические особенности проявлений золото-арсенид-антимонитовой формации // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 98–111.

Сидоров А.А. Рудные формации фанерозойских провинций. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. 85 с.

Сидоров А.А., Розенблюм И.С. О золото-редкометалльной формации на Северо-Востоке СССР // Геол. рудн. месторожд. 1989. № 6. С. 95–98.

Сидоров В.А., Горячев Н.А., Зименко Е.А. Меловое вулканическое жерло штока Ванин (Омчакский рудный узел) – уникальный геологический памятник // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики: материалы Всерос. совещ. Т. 2. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 149–153.

Сидоров Е.Г. Альпинотипные гипербазиты Восточной Камчатки (петрология, минералогия, рудоносность): автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1987. 27 с.

Сидоров Е.Г., Осипенко А.Б., Романченко В.В. Лиственитты Северной Камчатки: строение, состав и рудоносность // Урал. геол. журн. 1999. № 3(9). С. 75–90.

Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Ланда Э.А., Осипенко А.Б., Марковский Б.А. Петрогеохимические особенности пород Гальмоэнанского базит-гипербазитового массива Корякии // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 14–30.

Сидоров Ю.Ф. Стратиграфия среднепалеозойских отложений междуречья Амгунь–Керби (Ниланская зона) // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: тез. докл. IV Дальневост. региональн. межведомствен. стратигр. совещ. Хабаровск, 1990. С. 79–81.

Сизых В.И., Игнатьев В.А., Школьный Л.Д. Новые данные по стратиграфии и тектонике левобережья р. Мал. Анюй // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1977. Вып. 23. С. 29–34.

Силаев А.Е. Зональность скарново-шеелитовых месторождений и ее роль при оценке рудопроявлений // Критерии прогнозной оценки скарново-шеелитовых месторождений. М.: ВИМС, 1985. С. 38–49.

Силантьев В.Н. Фундзино-Инанский сдвиг // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 2. С. 39–49.

Силантьев В.Н. История геологического развития Южного Сихотэ-Алиня в позднем палеозое: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук / ВСЕГЕИ. Л., 1964. 26 с.

Силантьев С.А., Соколов С.Д., Бондаренко Г.В. и др. Геохимия и петрология высокобарических амфиболитов в аккреционной структуре полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Геохимия. 1996. № 12. С. 1139–1147.

Сили Д.Р., Вейль П.Р., Уолтон Д.Д. Модель внутреннего склона глубоководного желоба // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. С. 276–290.

Силкин В.Г. Хром. Геология СССР. М.: Недра, 1983. С. 45–50.

Симаков К.В. Стратиграфия среднепалеозойских отложений бассейна верхнего течения р. Омолон. Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии СВ СССР // Тр. СВКНИИ. 1974. Вып. 62. С. 234–270.

Симаненко В.П. Самаргинский пояс // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 146–151.

Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 7–13.

Симаненко В.П. Базальт-андезитовые ассоциации островных дуг палеозоя и мезозоя // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Недра, 1991. С. 58–72.

Симаненко В.П., Герасимов Н.С., Сухов В.И. Rb-Sr изохрона раннемеловых базальтов Северного Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 1995. Т. 341, № 2. С. 239–242.

Симаненко В.П., Говоров И.Н., Хетчиков Л.Н., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С. Меловые гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня: интрузивные комплексы и серии, их геодинамическая позиция и происхождение // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 70–78.

Симаненко В.П., Ханчук А.И., Голозубов В.В. Первые данные по геохимии альб-сеноманского вулканизма Южного Приморья // Геохимия. 2002. № 1. С. 95–99.

Симаненко В.П., Ханчук А.И. Сеноманский вулканизм Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (геохимические особенности) // Геохимия. 2003. № 8. С. 866–878.

Симаненко В.П., Малиновский А.И., Голозубов В.В. Раннемеловые базальты Кемского террейна – фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 5. С. 30–51.

Синдеева Н.Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 257 с.

Синица С.М., Ханчук А.И. Первичные гнейсовые фации габброидов (на примере Южного Приморья) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 6. С. 1446–1449.

Синяков Е.Я., Афонин Ю.А. «Галечные дайки» Хинганского оловорудного месторождения // Геол. и геофиз. 1976. № 9. С. 109–115.

Синяков Е.Я. Особенности структуры и перспективы глубоких горизонтов Хинганского оловорудного месторождения: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1986. 23 с.

Синяков Е.Я. Оловоносность Хигано-Олонойского района // Металлогения главных оловорудных районов юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 34–56.

Сирина Т.Н., Колесников Е.М. Возрастное расчленение по данным изотонии оловянного оруденения Звездного рудного узла // Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 2. С. 67–74.

Скалацкий А.С., Яковлев В.А. Новые данные по геохимии и минералогии золотоносных жил Западной Чукотки // Колыма. 1983. № 10. С. 31–35.

Скибин Ю.П. Медно-молибденовая минерализация на севере Охотоморского региона // Сов. геология. 1982. № 1. С. 78–85.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969. 685 с.

Смирнов В.И., Кузнецов В.А., Федорчук В.П. Металлогения ртути. М.: Недра, 1976. 256 с.

Смирнов Л.А. Совершенствование технологии передела ванадийсодержащих чугунов // Комплексная переработка железных руд: тр. УралНИИЧМ. 1976. Т. 28. С. 56–67.

Смирнова О.Л., Лепешко В.В. Биостратиграфия и геологическое строение вулканогенно-кремнистотерригенных отложений Центральной зоны Сихотэ-Алиня (Приморский край, бассейн реки Горной) // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 30–53.

Соболев А.В. Фазовый состав меймечитов севера Сибири и некоторые проблемы их генезиса // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. С. 330–346.

Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова И.Н. Новые данные по петрологии и геохимии ультрамафических вулканитов Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1989. № 12. С. 1694–1709.

Соболев А.П., Колесниченко П.П. Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Колымской складчатой области. М.: Наука, 1979. 180 с.

Соболев А.П. Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы их рудоносности. М.: Наука, 1989. 248 с.

Соболев М.Н. Извлечение ванадия и титана из уральского титаномагнетита. М., 1936.

Сокарев А.Н. Палеомагнетизм мезо-кайнозойских образований Восточного Приморья // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 73–77.

Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 479).

Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г. Террейны Корякского нагорья (опыт использования террейнового анализа) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.

Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Батанова В.Г., Крылов К.А., Лучицкая М.В., Алексютин А.А. Элементы структурной и вещественной упорядоченности в серпентиновых меланжах // Геотектоника. 1996. № 1. С. 47–62.

Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Аристов В.А., Пейве А.А., Штеренберг Л.Е. Ордовикские отложения Ганычаланского террейна // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1997. Т. 5, № 6. С. 73–84.

Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 5. С. 72–90.

Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент–Северо-Западная Пацифика в позднеюрское–раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики / ред. Ю.О. Гавриленко, С.А. Куренков. М.: Наука, 1999. С. 30–82. (Тр. ГИН РАН; вып. 515).

Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лучицкая М.В. Тектоника зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, № 6.

Соколов С.Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3–18.

Соколова Е.А. Комплекс малых интрузивов Верхне-Сеймчанского района и связанная с ним рудоносность // Материалы по геологии и полезным иско-

паемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1956. Вып. 10. С. 69–93.

Солодов Т.А., Семенов Е.И., Бурков В.В. Геологический справочник по тяжелым и тофильным редким металлам. М.: Недра, 1987. 439 с.

Соляник А.Н., Вржосек Л.А. Апатиты железо-титановых рудопроявлений в анортозитах хребта Джугджур // Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток, 1977. С. 110–114.

Соляник А.Н. Апатитоносные габбро-сиенитовые интрузивы и генезис апатит-ильменит-титаномагнетитовых рудопроявлений хребта Джугджур // Геол. рудн. месторожд. 1982. Т. 24, № 5. С. 8–17.

Соляник А.Н., Октябрьский Р.А. Железо-титановое оруднение Сехтагского анортозитового массива и вопросы рудоносности автономных анортозитов Джугджуро-Становой области // Геол. рудн. месторожд. 1986. Т. 19, № 6. С. 44–56.

Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимическая характеристика базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М., 1987. С. 102–133.

Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Козырев С.К. и др. Новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских магматических образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 2. С. 3–6.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзиньи. U–Pb геохронология гранитоидов октябрьского комплекса Мамынского террейна (Приамурье) // Тихоокеан. геология. 2004. № 5. С. 54–67.

Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К. Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия и геологическая корреляция, 2004. Т. 12, № 6. С. 36–52.

Сорокин А.П. Геологическое строение домезозойского складчатого фундамента северо-западной части Зейско-Буреинской впадины // Геология Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. Хабаровск, 1972. С. 151–156.

Сорокин А.П. История геолого-геоморфологического развития Зее-Буреинской впадины в мезозое и кайнозое: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1972. 24 с.

Сорокин А.П. Морфоструктуры и кайнозойские россыпи Приамурья. М., 1990. 106 с.

Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И. и др. Медно-молибденовая рудная формация. Новосибирск: Наука, 1977. 422 с.

Сотников В.И., Берзина А.П., Жамсуран М., Гарамжав М., Болд Д. Меденосные формации Монголии. Новосибирск: Наука, 1985. 422 с.

Спиридонов Э.М. Самородное ртутистое золото Северного Казахстана // Новые данные о минералах. М.: Наука, 1991. Вып. 37. С. 108–127.

Спиридонов Э.М., Плетнев П.А., Перелыгина Е.В., Рапопорт М.С. Геология и минералогия месторождения медистого золота Золотая Гора (Карабашское), Средний Урал (о проблеме «золото-родингитовой» формации). М.: МГУ, 1997. 192 с.

Ставцев А.Л. Некоторые вопросы тектонического районирования юго-востока Сибирской платформы и сопредельных областей // Вопросы региональной геологии. М.: Недра, 1971. С. 161–169.

Станвей К. Восточная титановая провинция Сев. Америки // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 6.

Степанов В.А., Шишакова Л.Н. Кубакинское золото-серебряное месторождение. Владивосток: Дальнаука, 1994. 198 с.

Степанов Г.Н. Минералогия, петрография и генезис скарново-шеелит-сульфидных месторождений Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 178 с.

Степанов О.А., Школьник Э.Л. К вопросу о стратиграфическом значении микрофитолитов древних отложений Шантарских островов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 5. С. 146–149.

Степанова М.В., Степанов Г.Н. О некоторых особенностях медно-оловянных месторождений Дальнего Востока СССР // Геохим. вулкано-плутонич. ассоциации и эндоген. месторождения Дальнего Востока. Владивосток, 1997. С. 38–40.

Степашко А.А. О происхождении нижнемеловых базальтов Рождественского разреза и природе Западно-Сахалинского прогиба // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 87–97.

Степашко А.А. Химическая структура ультраосновной мантии. Владивосток: Дальнаука, 1998. 124 с.

Стерхов К.Г., Беляева В.Р., Пахомова В.А. Петрология и потенциальная рудоносность щелочногранитных пород Томптоканского массива Алдана // Отечественная геология. 1993. № 3. С. 49–56.

Стерхов К.Г. Проблемы рудоносности щелочных гранитов Томптоканского массива (юго-восток Алданского щита) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. Вып. 2, ч. 1. С. 67–73.

Стефанов Ю.М., Широкий Б.И. Металлогения верхнего структурного этажа Камчатки. М.: Наука, 1980. 104 с.

Стрижкова А.А. Петрология и геохимия гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня. М.: Наука, 1980. 124 с.

Стриха В.Е. К вопросу о геодинамической обстановке формирования позднемезозойских магматических образований Анюйской складчатой зоны (Чукотка) // Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР: тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 209–212.

Стриха В.Е. О полихронности интрузивных образований (на примере Соколино-Чуванейского плутона) // Формационная принадлежность и фации изверженных пород Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С. 137–141.

Стружков С.Ф., Константинов М.М., Аристов В.В., Рыжов О.Б., Шергина Ю.П. Новые данные по геологии и возрастному датированию золотых и се-

ребряных жильных месторождений Омсукчанского района Охотско-Чукотского вулканического пояса // Колыма. 1994. № 9–10. С. 2–15.

Структура континентов и океанов (терминологический справочник). М.: Недра, 1979.

Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Неелов А.Н., Седова И.С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука, 1965. 290 с.

Суханов М.К., Журавлев Д.З. Sm-Nd изотопное датирование докембрийских Джугджурских анортозитов // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. С. 964–968.

Сухов В.И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 113 с.

Сухов В.И., Родионов С.М. Порфировый тип оруденения на юге Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1986. № 2. С. 15–21.

Сухов В.И., Бакулин Ю.И., Лошак Н.П., Хитрунов А.Т., Родионова Л.Н., Карась Н.А. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: ДВИМС, 2000. 217 с.

Сушкин Л.Б. Характерные черты самородных элементов месторождения Кондер // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 97–102.

Сущевская Т.М., Князева С.Н., Кокина Т.А. Геохимическое исследование оловорудного месторождения Солнечное. 1990. 203 с. Деп. в ВИНИТИ № 4779-В90. 24.08.1990.

Сущевская Т.М., Девирц А.Л., Лагутина Е.П., Кирюхина В.А. Изотопный состав водорода воды флюидных включений в кварце в связи с изучением генезиса оловянного оруденения (месторождение Солнечное, Хабаровский край) // Геохимия. 1991. № 5. С. 737.

Сущевская Т.М., Устинов В.И., Веливецкая Т.А., Присягина Н.И. Генетические особенности гидротермальных растворов оловорудного месторождения Хинганское // Геохимия. 2002. № 12. С. 1348–1351.

Сыромятников А.Л. Многоэтажные рудные столбы Западно-Палянского ртутного месторождения // Формирование рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972. С. 307–312.

Сыромятников А.Л., Дубинин Е.Г. Тектонический контроль размещения ртутной минерализации в Палянской вулканокупольной структуре // Ртутная минерализация орогенных вулканических комплексов Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1978. С. 144–151.

Талент Дж. А. Взаимоотношения между литосферными блоками на северо-востоке СССР: автохтоны или пришельцы издалека? // Геотектоника. 1990. № 2. С. 123–125.

Таусон Л.В. Потенциальная рудоносность и рудная продуктивность гранитоидных интрузий // Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973. С. 330–341.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

Таусон Л.В., Петрова З.И., Собаченко В.Н. Геохимический тип гранитов рапакиви // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 3. С. 721–726.

Таусон Л.В. Магмы и руды // Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ. Новосибирск: Наука, 1989. С. 5–17.

Тащи С.М., Ермошин В.В. Морфотектоническое картографирование складчатых областей. М.: Наука, 1988. 242 с.

Тащи С.М., Мясников Е.А. Геолого-геоморфологические системы агломерации Владивосток–Артем. Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 2003. 181 с.

Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива М.: Наука, 1981. 359 с.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / отв. ред. Л.М. Парфёнов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте. М-б 1:1 500 000 / Л.П. Карсаков, Чжао Чунь-цзин, Ю.Ф. Малышев, М.В. Горошко и др. Владивосток; Хабаровск, 2005. 264 с.

Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 239 с.

Тектоно-магматические системы аккреционной коры. Владивосток, 1989. 339 с.

Терехов М.И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М.: Наука, 1979. 114 с.

Терехов М.И., Лычагин П.П., Мерзляков В.М. и др. Объяснительная записка к Геологической карте междуречья рек Сугоя, Коркодна, Омолона, Олоя и Гижиги. М-б 1:500 000. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. 144 с.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 592 с.

Тетяев М.М. Основы геотектоники. М.: Геолтехиздат, 1941.

Тибилов И.В., Милов А.П., Давыдов И.А. О проявлении домезозойского гранитоидного магматизма на Чукотке // Тихоокеан. геология. 1986. № 4. С. 95–99.

Тибилов О.В., Милов А.П., Давыдов И.А. Домезозойский гранитоидный магматизм Чукотки // Тихоокеан. геология. 1986. № 5. С. 95–98.

Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 325 с.

Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д. Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы // Очерки по тектонике Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 5–30.

Тильман С.М., Натапов Л.М. Попытка металлогенического анализа Северо-Востока СССР с позиций мобилизма // Геологическая история СССР и тектоника плит. М.: Наука, 1989. С. 81–91.

Тимофеев А.А. Стратиграфия, литология и условия формирования мезозойских отложений Зее-Буреин-

ской впадины в связи с поисками нефти и газа: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Томск, 1966. 24 с.

Тихомирова Л.Б. Юрские радиолярии Дальнего Востока // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 9. С. 123–126.

Тихомирова Л.Б., Заблоцкий Е.М. Новые данные по изучению микрофауны из мезозойских отложений центральной части Горинского синклинория (Нижнее Приамурье) // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 68–80.

Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. 269 с.

Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Наука, 1991. 264 с.

Токарев П.И. Асачинский рой землетрясений и его природа (Камчатка, март-апрель 1983 г.) // Вулканология и сейсмология. 1984. № 3.

Токарев П.И. Извержения и сейсмический режим Карымского вулкана в 1965–1986 гг. // Вулканология и сейсмология. 1989. № 2. С. 3–13.

Толмачева Е.В., Ланда Э.А., Марковский Б.А., Сидоров Е.Г. Термобарогеохимические особенности оливинов из дунитов зональных массивов Камчатско-Корякского региона // IX Международная конференция по термобарогеохимии: тез. докл. Александров: ВНИИСИМС, 1999. С. 52–54.

Толстых Н.Д., Сидоров Е.Г., Видик С.В., Козлов А.П., Вильданова Е.Ю. Минералого-геохимические особенности минералов платиновой группы россыпного месторождения р. Левтыринываям // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 94–114.

Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения // Сов. геология. 1968. № 10. С. 6–20.

Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. М.: Недра, 1988. 215 с.

Томсон И.Н., Тананаева Г.А., Полохов В.П. Взаимоотношения различных типов оловянного оруденения в южном Сихотэ-Алине (Россия) // Геол. рудн. месторожд. 1996. Т. 38, № 4. С. 357–372.

Трошин Ю.П., Волынец О.Н. Распределение халькогенов, галогенов, золота и серебра в позднекайнозойских вулканитах Камчатки // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 3. С. 60–69.

Трунилина В.А. Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 257 с.

Турбин М.Т., Анойкин В.И., Махинин А.В. К стратиграфии девонских и каменноугольных отложений бассейна р. Шевли // Палеозой Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. Хабаровск, 1974. С. 86–99.

Тычков С.А., Владимиров А.Г. Модель отрыва субдуцированной океанической литосферы в зоне Индо-Евразийской коллизии // Докл. РАН. 1998. Т. 354, № 2. С. 238–241.

Уеда С. Новый взгляд на Землю. М.: Мир, 1980. 213 с.

Уланов А.С. К материалам по сейсмологии Дальнего Востока // Изв. Дальневост. геофиз. ин-та. 1931. Вып. 1 (8). С. 101–138.

Умитбаев Р.Б. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1983. № 3. С. 109–114.

Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 287 с.

Усенко С.Ф., Чеботарев М.В. Геология и оловоносность Приамурья. М.: Недра, 1973. 236 с.

Устиев Е.К. Проблемы вулканизма–плутонизма. Вулкано-плутонические формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 12. С. 3–30.

Устрицкий В.И., Храмов А.Н. К истории формирования северной части Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 239–276.

Устрицкий В.И. Бореальная биогеографическая область в палеозое // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1, № 2. С. 67–77.

Уткин В.П. Некоторые структурные закономерности рудолокализующих разрывов // Геология и металлогения Южного Приморья. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1974. Т. 58. С. 26–36.

Уткин В.П. Реконструкция сдвигов Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 4. С. 955–958.

Уткин В.П. Сдвиговые зоны Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228, № 5. С. 1189–1192.

Уткин В.П. Сдвиговые зоны и окраинные моря // Тез. докл. XXIV науч.-тех. конф. ДВПИ. 1977. С. 62–63.

Уткин В.П. Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 3. С. 101–112.

Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 2. С. 400–403.

Уткин В.П. Эшелонированные разрывные структуры месторождений Приморья // Геотектоника. 1978. № 4. С. 97–103.

Уткин В.П. Обратимая трансформация шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций окраин континентов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 2. С. 425–429.

Уткин В.П. О роли переориентировки напряжений в формировании месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 5. С. 14–19.

Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.

Уткин В.П. Геодинамические условия формирования окраинно-континентальных вулканических поясов // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 328–352.

Уткин В.П. Геодинамические условия тектономагматической активизации Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1984. № 6. С. 37–47.

Уткин В.П. Геодинамика растяжений земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Геотектоника. 1985. № 1. С. 73–87.

Уткин В.П. Природа магмо-металлогенической зональности Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289, № 4. С. 947–951.

Уткин В.П., Нгуен Чонг Ием, Хо Дак Хоай и др. Геодинамические условия формирования депрессий Юго-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1986. № 6. С. 12–23.

Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и их роль в проявлениях магматизма и рудообразования Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода: автореф. дис. … д-ра геол.-минер. наук. Владивосток, 1989. 50 с.

Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и генетическая иерархия рудоконтролирующих структур Сихотэ-Алиня // Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских поясах СССР. М.: Недра, 1989. С. 136–152.

Уткин В.П. Сдвиговые дислокации как геодинамический процесс, определивший структуру Тихоокеанской окраины Азии // Тихоокеанская окраина Азии. Геология / под ред. А.Д. Щеглова. М.: Наука, 1989. С. 185–217.

Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.

Уткин В.П., Олейников А.В., Неволин П.Л. Геологические критерии кайнозойской и современной сейсмоактивности разломов Приморья и юга Хабаровского края // Вестн. ДВО РАН. 1992. № 3–4. С. 130–133.

Уткин В.П. Глобальные сдвиговые системы и горизонтальные перемещения континентов // Вестн. ДВО РАН. 1994. № 4. С. 23–37.

Уткин В.П. Сдвиговый геодинамический режим развития Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // Роль сдвиговой тектоники в структуре литосферы Земли и планет земной группы / отв. ред. П.С. Воронов. СПб.: Наука, 1997. С. 452–513.

Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулкано-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Ст. 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 35–58.

Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н. Два плана деформаций восточного фланга Цзилинь-Лаоелинской складчатой системы // Докл. РАН. 2003. Т. 389, № 1. С. 75–79.

Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 182 с.

Ушаков С.А., Ясаманов Н.А. Глобальные реконструкции климата и течений Мирового океана в фанерозое: докл. 27-й Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 3. Палеоокеанология. С. 46–61.

Ушаков С.А., Ясаманов Н.А. Дрейф материков и климаты Земли. М.: Мысль, 1984. 206 с.

Фаворская М.А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня // Тр. ИГЭМ. 1956. Вып. 7. 305 с.

Фаворская М.А., Руб М.Г., Кигай В.А. и др. Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1961. Вып. 45. 328 с.

Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов П.Г., Баскина В.А., Волчанская И.К., Дежин Ю.П., Кравцов В.С., Фрих-Хар Д.И. Связь магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 264 с.

Фадеев А.П. Железорудные проявления на юге Омолонского массива // Колыма. 1975. № 6. С. 41–43.

Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.

Фатьянов И.И. Распределение золота в магматических комплексах и генетические черты золотого оруденения Селемджинского района (Приамурье): автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1972. 26 с.

Фатьянов И.И. Магматические комплексы Селемджинского района (Приамурье) // Геология Верхнего Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 34–44.

Фатьянов И.И. Особенности распределения некоторых элементов в породах верхнемезозойского вулкано-плутонического комплекса бассейна верхнего течения реки Селемджа (Приамурье) // Геохимия золота. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 92–99.

Фатьянов И.И., Лэйер П. О времени формирования золоторудного месторождения Токур // Геология и минеральные ресурсы Амурской области. Благовещенск: Амургеолком, 1995. С. 217–219.

Федоров П.И., Колосков А.В., Ляпунов С.М. Геохимия и петрология позднекайнозойских вулканитов мыса Наварин (восток Корякского нагорья) // Геохимия. 1993. № 9. С. 1284–1296.

Федоров П.И., Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Кайнозойский вулканизм востока Корякского нагорья (Северо-Восток России) и геодинамические обстановки его проявления // Тихоокеан. геология. 1996. № 3. С. 3–14.

Федоров П.И., Колосков А.В. Кайнозойский вулканизм юго-востока Корякского нагорья: петрогенезис пород и обстановка их формирования // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 90–105.

Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии: автореф. дис. … д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 2003. 57 с.

Федорова С.С. Метаморфизм и метасоматизм и их соотношения с эндогенным оруденением (на примере Дербеке-Нельгехинской рудной зоны) // Геология и рудоносность Якутии. Якутск: ЯГУ, 1989. С. 48–54.

Федорова С.С. Методы изучения зонального метаморфизма верхоянского терригенного комплекса (при геологической съемке масштаба 1:50 000) // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С. 106–117.

Федорова С.С. Поведение петрогенных компонентов в метаморфических образованиях Дербеке-Нельгехинской рудной зоны // Региональная геология и

полезные ископаемые Якутии. Якутск: ЯГУ, 1991. С. 125–132.

Федорова С.С., Грачев Я.Д. О распределении петрогенных компонентов и микроэлементов в метаморфических и гидротермально-метасоматических образованиях Дербеке-Нельгехинской рудной зоны // Региональная геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск: ЯГУ, 1991. С. 144–156.

Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.

Федорченко В.Н., Абдурахманов А.Н., Родионова Р.Н. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М., 1989. 139 с.

Федорчук А.В., Пейве А.А., Гулько Н.И., Савичев А.Т. Петрохимические типы базальтов офиолитовой ассоциации на Камчатском Мысе // Геохимия. 1989. № 12. С. 1710–1717.

Федорчук А.В., Цуканов Н.В., Ефремова Л.Б., Савичев А.Т. Океанический магматизм хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1990. № 12. С. 1721–1729.

Федотов А.И. Месторождение золота Светлое. Магадан, 1960. С. 64–67. (Тр. ВНИИ-1).

Федотов А.И. О структуре, минералогии и генезисе Светлого месторождения золота // Колыма. 1967. № 5. С. 39–41.

Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.

Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышева Г.В., Шумилина Л.С. Сейсмофокальная зона Камчатки (геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 91–107.

Федотов С.А., Шумилина Л.С., Чернышева Г.В. Сейсмичность Камчатки и Командорских островов по данным детальных исследований // Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С. 29–60.

Федчин Ф.Г. Особенности структуры, магматизма и оловоносности Хингано-Олонойского прогиба. М.: Наука, 1964. 151 с.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.

Филатова Н.И. Тектоническая позиция маастрихт-эоценового базальтоидного магматизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1987. № 4. С. 85–101.

Филатова Н.И. Периокеанические вулканические пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.

Филатова Н.И. Циркум-океанические вулканические пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.

Филатова Н.И., Шилов В.Н., Гулько Н.И., Ким Хен Со, Пак Ин Сеп, Чо Ир Вон, Чай Ван Хон. Позднеюрский–раннемеловой вулканизм запада КНДР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 1. С. 64–77.

Филатова Н.И., Дагис Л.А. Строение тыловой части Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса (на примере Русскогорского ареала) // Тихоокеан. геология. 1990. № 2. С. 23–32.

Филатова Н.И. Связь кайнозойского вулканизма окраинно-континентальных зон растяжения Евразии с тектоно-магматическими событиями в Тихом океане (петролого-сейсмотомографические данные) // Тектоника и геофизика литосферы: (материалы совещ.). М.: ГЕОС, 2002. Т. 2. С. 268–271.

Филимонова Л.Г. Закономерности развития вулканизма и рудообразования активизированных тихоокеанских окраин. М.: Недра, 1985. 159 с.

Филиппов А.Н. Формационный анализ мезозойских отложений Западного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 144 с.

Филиппов А.Н. Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р. Маномы (Северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 25–38.

Финашин В.К. Руды и околорудные породы оловянного месторождения Мопау / Мин. высш. образования // Тр. Дальневост. политехн. ин-та. Владивосток, 1959. Т. 54. С. 71–87.

Финашин В.К. Оловорудные месторождения Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. 175 с.

Фирсов Л.В. Структура вмещающих пород и морфология жильных систем Родионовского месторождения золота. Магадан, 1957. 23 с. (Тр. ВНИИ-1).

Фирсов Л.В. О трехстадийном образовании оловоносных жил Кандычанского месторождения // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972. С. 153–167.

Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. Новосибирск: Наука, 1985. 217 с.

Флейшер М. Словарь минеральных видов. М.: Мир, 1990. 204 с.

Флеров Б.Л. Оловянные месторождения Яно-Колымского складчатого пояса. Новосибирск: Наука, 1974. 286 с.

Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 286 с.

Флеров Б.Л., Трунилина В.А., Яковлев Я.В. Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 275 с.

Флеров Б.Л., Бичус Б.Я., Яковлев Я.В. и др. Типоморфные особенности касситерита Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1982. 116 с.

Флеров Г.Б., Федоров П.И., Чурикова Т.Г. Геохимия позднемеловых-палеогеновых калиевых пород ранней стадии развития Камчатской островной дуги // Петрология. 2001. Т. 9, № 2. С. 189–208.

Флоренский И.В., Трифонов В.Г. Неотектоника и вулканизм Восточно-Камчатской вулканической зоны // Геотектоника. 1985. № 4. С. 78–87.

Фонарев В.И., Корольков Г.Я., Докина Т.Н. Экспериментальное изучение ассоциации куммингтонит + магнетит + кварц при $P_{общ.}$ = 1000 кг/см^2 и буфере

Ni-NiO // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1977. Вып. 6. С. 224–235.

Фофанов А.А. Повышение эффективности доменной плавки титаномагнетитового сырья // Комплексная переработка железных руд: тр. УралНИИЧМ. 1976. Т. 28. С. 43–50.

Фремд Г.М., Рыбалко В.И. Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1972. 150 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: уч. пособие. М.: МГУ, 1997. 320 с.

Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в позднем палеозое и мезозое. Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 56 с.

Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое. Владивосток: ДВО РАН, 1988. 55 с.

Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое–раннем мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Т. 1. Геология. М.: Наука, 1989. С. 218–255.

Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В., Бурий Г.И., Кемкин И.В. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина // Докл. РАН. 1989. Т. 307, № 1. С. 186–190.

Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В., Говоров Г.И., Крылов К.А., Курносов В.Б., Панченко И.В., Пральникова И.Е., Чудаев О.В. Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 108 с.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко И.В., Игнатьев А.В, Чудаев О.В. Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1992. № 4. С. 82–93.

Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: автореф. дис. … д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.

Ханчук А.И., Огнянов Н.В., Попова И.М., Филиппов А.Н. Новые данные о раннемеловых отложениях нижнего Приамурья // Докл. РАН. 1994. Т. 338, № 5. С. 666–671.

Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.

Ханчук А.И., Голозубов В.В, Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии: тез. XXX тектон. совещ. М., 1997. С. 240–243.

Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозое и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.

Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геол. и геофиз. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.

Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. Вып. 1. С. 5–34.

Ханчук А.И. Тектоника и магматизм палеотрансформных континентальных окраин калифорнийского типа на Востоке России // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: материалы XXXIII тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 544–547.

Ханчук А.И., Залищак Б.Л., Пахомова В.А., Одариченко Э.Г., Сапин В.И. Генезис и геммология сапфиров месторождения Незаметное (Приморский край) // Тихоокеан. геология. 2002. № 1. С. 89–95.

Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И. Гигантские складки с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихотэ-Алиня) // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 6. С. 791–795.

Хасин Р.А., Супрунов Е.А. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 3. Минеральные ресурсы. М.: Недра, 1977. С. 403–426.

Хворова И.В. Отложения островодужных систем // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 6. С. 3–18.

Хворостов В.П., Зайцев В.П. Рудоносные магматические комплексы Ичигин-Уннэйваямского района (Корякское нагорье) // Тихоокеан. геология. 1983. № 2. С. 42–48.

Хершберг Л.Б. и др. Древние береговые линии последней трансгрессии на шельфе Японского и Охотского морей // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 196–207.

Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Руб А.К. Особенности флюидного режима некоторых гранитоидных систем Приморья. Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 40 с.

Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Раткин В.В., Демашов С.Б. Флюидный режим формирования Хинганского оловорудного месторождения (по данным изучения включений в минералах) // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 78–87.

Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Оковитый В.Н. О составе флюидных включений в кварце гранитоидов Дальнинского комплекса Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 1994. Т. 335, № 3. С. 348–351.

Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., Пахомова В.А., Герасимов Н.С., Гвоздев В.И. Особенности генезиса гранитоидов Дальнинского комплекса Сихотэ-Алиня по данным изотопных и термобарогеохимических исследований // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 2. С. 17–28.

Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Журавлев Д.З. Изотопный возраст гранитоидов и руд Лермонтовского месторождения Центрального Сихотэ-

Алиня (Росссия) // Геол. рудн. месторожд. 1998. Т. 40, № 1. С. 74–80.

Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Журавлев Д.З. Возраст оруденения и некоторые особенности генезиса скарново-шеелит-сульфидного месторождения Восток-2 в Центральном Сихотэ-Алине // Руды и металлы. 1999. № 2. С. 30–36.

Хомич В.Г. Контроль малоглубинной минерализации инъекционными структурами // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315, № 3. С. 694–699.

Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация на Камчатском Мысе. М.: Наука, 1976. 196 с.

Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологии. Л.: Недра, 1967. 252 с.

Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.

Храмов А.Н. Палеомагнетизм и проблемы аккреционной тектоники северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 141–153.

Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 154–176.

Хубуная С.А. Природа базальтов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1981. № 2. С. 36–48.

Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М., 1977. 256 с.

Цуканов Н.В., Зинкевич В.П. Тектоника хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1987. № 6. С. 63–77.

Цуканов Н.В., Федорчук А.В. Океанические комплексы в структуре района Восточного Кумроча, Камчатка // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, № 4. С. 943–947.

Цуканов Н.В. Тектоническая эволюция Камчатской периокеанической области в позднем мезозое и раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 104 с.

Чалых А.Я., Чупиков Ю.Г. Геологический отчет по разведке титаномагнетитовых россыпей острова Итуруп с подсчетом запасов Ручарского месторождения (по состоянию на 1.VI.1967 г.). Т. 1. Геологическая записка / Мингео РСФСР; Сах ТГУ, Южно-Сахалинская ГРЭ. Южно-Сахалинск, 1967. 165 с.

Чамов Н.П., Андреев А.В. Среднеюрские–нижнемеловые осадочные комплексы в аккреционной структуре полуострова Тайгонос // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 3. С. 260–272.

Чамов Н.П., Басилян А.Э., Баринов К.Б. О развитии аккреционной призмы Каскадия (западная континентальная окраина Северной Америки) // Геотектоника. 2001. № 4. С. 68–77.

Чамов Н.П. Литогенез осадков в аккреционных призмах и его роль в формировании вещества континентальной коры // Вертикальная аккреция земной коры: тр. ГИН. 2002. Вып. 542. С. 38–55.

Часовитин М.Д. О зональном размещении постмагматического оруденения Пырканайского гранитного массива Северо-Восточного Приколымья // Докл. АН СССР. 1964. Т. 158, № 3. С. 615–617.

Часовитин М.Д. Зональность постмагматической минерализации гранодиоритового интрузива Облачного в Северо-Восточном Приколымье // Тр. Иркут. политехн. ин-та. 1966. Вып. 30. С. 140–144.

Часовитин М.Д. Об одной особенности гранитоидных интрузивов в золоторудных районах // Геол. и геофиз. 1970. № 6. С. 49–56.

Чащин А.А., Полин В.Ф., Иванов В.В. и др. Флюидный режим палеогеновой и неоген-четвертичной олово-серебряных и золото-серебряных рудно-магматических систем Корякии и Камчатки // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 69–90.

Чащин А.А., Хетчиков Л.Н., Иванов В.В. и др. Флюидный режим формирования магматических пород и Au-Ag оруденения Вилючинской вулкано-тектонической структуры (Южная Камчатка) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток, 2001. Вып. 2, ч. 2. С. 341–366.

Чевычелов В.Ю. Экспериментальное исследование системы Sb-Ag-S при 100–400 °С в гидротермальных условиях: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1981. 20 с.

Чехов А.Д. Глубинные разломы Иньяли-Дебинского синклинория и некоторые особенности размещения магматических образований и оруденения // Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 34–48.

Чехов А.Д. Тектоника Иньяли-Дебинского синклинория // Складчатые системы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 3–64.

Чехов А.Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 10–106.

Чехов А.Д. Строение и развитие мезозоид Северо-Востока СССР. Препринт. Ч. 2. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 79 с.

Чехов А.Д., Паланджян С.А. Новые данные по геологическому строению полуострова Тайгонос // Колыма. 1994. № 4. С. 7–11.

Чехов А.Д. Три версии тектонической природы Колымо-Омолонского супертеррейна // Колыма. 1997. № 4. С. 49–53.

Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинно-морская модель). М.: Научный мир, 2000. 204 с.

Чжан Хун, Чжао Чуньцзин, Яо Ичжэн, Цюань Хэн. Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 1. С. 109–117.

Чурикова Т., Дорендорф Ф., Вернер Г. Природа геохимической зональности вкрест простирания Камчатской островной дуги // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 173–190.

Чуркин М., Картер К. Структуры континентального и океанического блоков Аляски в связи с движением плит на Аляске и Чукотке // XIV Тихоокеан. науч. конгр. Ком. В: тез. докл. Хабаровск, 1979. С. 59–60.

Шабашев В.Д. Апатитоносность базитовых формаций Дальнего Востока // Фосфаты Дальнего Востока. Владивосток, 1980. С. 15–31.

Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Гептнер А.Р. Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хребта Тумрок и некоторых других районов Камчатки // Стратиграфия вулканических формаций Камчатки. М.: Наука, 1966. С. 86–89.

Шанцер А.Е., Краевая Т.С. Формационные ряды наземного вулканического пояса. М.: Наука, 1980. 162 с.

Шанцер А.Е., Шапиро М.Н. Эволюция вулканических зон Камчатки в связи с тектоническим развитием активной континентальной окраины // Вулканология и сейсмология. 1984. № 2. С. 26–40.

Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др. Структурная эволюция Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 66–74.

Шанцер А.Е., Гладенков Ю.Б. История геологического развития и смена палеогеографических обстановок в раннем палеогене Западной Камчатки // Нижний палеоген Западной Камчатки. М.: ГЕОС, 1997. С. 117–128.

Шапиро М.Н. Северо-восточное продолжение северной части Восточно-Камчатского антиклинория // Геотектоника. 1976. № 18. С. 125–129.

Шапиро М.Н., Сляднев Б.И., Ландер А.В. Чешуйчато-надвиговая структура севера Восточно-Камчатского антиклинория // Геотектоника. 1984. № 4. С. 84–93.

Шапиро М.Н., Ганелин В.Г. Палеотектонические соотношения крупных блоков в мезозоидах Северо-Востока СССР // Геотектоника. 1988. № 5. С. 94–104.

Шарков Е.В. Физико-химические аспекты образования анортозитов // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 235–245.

Шарковский М.Б. Тектоника Колымо-Индигирского междуречья // Геотектоника. 1975. № 6. С. 44–60.

Шарудо И.И. Состав и условия осадконакопления угленосных отложений Старого Сучана // Тр. лаб. геол. угля АН СССР. М.; Л., 1960. Вып. 10. С. 5–93.

Шарудо И.И. Палеогеография Сихотэ-Алиня в меловое время. Новосибирск: Наука, 1966. 58 с.

Шарудо И.И., Москвин В.М. Литолого-фациальный состав и условия накопления верхнемезозойских континентальных отложений Амуро-Зейской площади. Новосибирск: Наука, 1968.

Шарудо И.И. История позднемезозойского угленакопления на территории Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1972. 240 с.

Шаталов Е.Т. Термины, относящиеся к общим определениям металлогении, металлогеническому районированию и металлогеническим картам // Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. М.: Изд. АН СССР, 1963. С. 7–25.

Шаталов Е.Т. Принципы составления металлогенических карт // Вопросы металлогении. М.: Недра, 1965. С. 45–61.

Шатков Г.А., Бабаев А.О., Максимовский В.А., Пуринг В.В. Тафрогенный комплекс Амуро-Зейской депрессии и перспективы его рудоносности // Тихоокеан. геология. 1984. № 3. С. 54–67.

Шахтыров В.Г., Еремин Р.А. Овальные рудоносные морфоструктуры Аян-Юряхского антиклинория // Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 83–93.

Шашкин В.М., Столяренко В.В. Магнитные свойства платины, связанной с дунитами концентрически-зональных массивов // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316, № 2. С. 962–965.

Шевелев Е.К. К вопросу о возрасте вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений фундамента Средне-Амурской впадины // Тихоокеан. геология. 1987. № 3. С. 13–16.

Шевелев Е.К., Кузьмин С.П. Новые данные по стратиграфии Баджальской зоны (Северный Сихотэ-Алинь) // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 72–80.

Шевченко В.М. Интрузивные комплексы реки Колымы. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 83 с.

Шеймович В.С., Патока М.Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: Недра, 1989. 207 с.

Шеймович В.С., Карпенко М.И. K-Ar возраст вулканизма на Южной Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1996. № 2. С. 86–100.

Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г. и др. О возрасте древнейших образований Сутамского блока (Алданский гранулито-гнейсовый ареал) // Докл. РАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 526–529.

Шергина Ю.П., Колесников Д.И., Шкорбатова Г.С., Солуянова Н.Н. Новые данные о возрасте и генезисе Дукатского серебряного месторождения // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Киев, 1990. С. 220–222.

Шило Н.А. Геологическая структура и коренные источники Яно-Колымского золото-россыпного пояса. Магадан: ВНИИ-1, 1960. 108 с. (Тр. ВНИИ-1, Геология; т. 63).

Шило Н.А. Учение о россыпях: теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. 2-е изд. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.

Шипулин Ф.К. Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ними оруденения // Тр. ИГЭМ. 1957. Вып. 3. 280 с.

Шипунов С.В. Основы палеомагнитного анализа. Теория и практика. М.: Наука, 1993. 159 с. (Труды ГИН; вып. 487).

Шипунов С.В. Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли. 1995. № 4. С. 67–74.

Шипунов С.В. Синскладчатая намагниченность: оценка направления и геологическое приложение // Физика Земли. 1995. № 11. С. 40–47.

Шипунов С.В. История складчатости Южного Урала по палеомагнитным данным. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М., 1998. С. 69–71.

Шипунов С.В., Бретштейн Ю.С. Проблемы компонентного анализа в палеомагнетизме // Изв. РАН. Физика Земли. 1999. № 3. С. 52–61.

Шипунов С.В., Муравьев А.А. Чувствительность и надежность теста складки в палеомагнетизме // Изв. РАН. Физика Земли. 2000. № 7. С. 10–16.

Широков В.А., Иванов В.В., Степанов В.В. О глубинном строении вулкана Карымского и особенностях его сейсмичности по данным локальной сети // Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 71–80.

Шишкин В.А. Метаморфический комплекс Приколымского поднятия. М.: Наука, 1979. 111 с.

Шишкина Г.Р., Роганов Г.В., Зубков В.Ф. Силурийские отложения южной части Дальнего Востока // Палеозой Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. Хабаровск, 1974. С. 50–57.

Шкодзинский В.С., Недосекин В.С., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 238 с.

Школьник Э.Л., Гвоздев В.И., Малинко С.В., Пунина Т.А., Слукин А.Д., Игнатьев А.В. О природе боросиликатного оруденения Дальнегорского месторождения, Приморский край // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 122–134.

Шкурко Э.И. Геолого-структурные условия формирования бериллиево-флюоритовых месторождений Вознесенского рудного района Приморья: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. М.: ВИМС, 1974. 29 с.

Шнай Г.К., Куранова В.Н. Новые данные о возрасте дунитов в сложных массивах ультраосновного щелочного состава // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261, № 4. С. 950–952.

Шолпо Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977. 182 с.

Шпак Н.С. Новые данные по стратиграфии архейских и протерозойских образований восточной окраины Алданского щита // Материалы по региональной геологии. М., 1961. С. 14–22. (Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста; вып. 7).

Шпикерман В.И., Горячев Н.А., Мерзляков В.М. Новый тип вольфрамового оруденения на Северо-Востоке СССР // Колыма. 1986. № 11. С. 25–27.

Шпикерман В.И. Доорогенные месторождения в мезозоидах Северо-Востока СССР // Сов. геология. 1987. № 8. С. 43–45.

Шпикерман В.И. Полиметаллическое оруденение Омулевского поднятия (Северо-Восток). Владивосток: Дальнаука, 1987. 163 с.

Шпикерман В.И., Мерзляков В.М., Лычагин П.П., Савва Н.Е., Гагиев М.Х., Ликман В.Б. Медное оруденение в ордовикских вулканитах на востоке Якутской АССР // Тихоокеан. геология. 1988. № 4. С. 55–64.

Шпикерман В.И., Шпикерман Л.А., Волков М.Н. Среднедевонские меденосные базальты на юге Омулевского поднятия // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. Т. 27. С. 183–190.

Шпикерман В.И., Горячев Н.А. Плитотектоническая металлогения складчатых систем аккреционного типа // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 64–78.

Шпикерман В.И., Шпикерман Л.А. Протерозойские месторождения меди в осадочных породах Приколымья // Стратиформная минерализация осадочного и вулканогенно-осадочного генезиса Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 35–44.

Шпикерман В.И. Домеловая минерагения окраины Сибирского континента на Северо-Востоке Азии: автореф. дис. … д-ра геол.-минер. наук. Екатеринбург, 1997. 39 с.

Шпикерман В.И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.

Шпикерман В.И., Горячев Н.А., Егоров В.Н. О силурийском тектогенезе, магматизме и метаморфизме на Северо-Востоке Азии // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: Билибинские чтения. Т. 1. Региональная геология, петрология и геофизика. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 102–103.

Штемпель Б.Н. Фитостратиграфия меловой системы Южного Приморья // Тр. Лаб. угля АН СССР. М.; Л.: Наука, 1960. Вып. 10. С. 167–193.

Шульгина В.С. Карбоновые и пермские отложения в северной части Омолонского массива // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 4. С. 33–41.

Шульгина В.С., Ткаченко В., Кузнецов В.М. Государственная геологическая карта СССР (нов. сер.). Лист Q-56–57. М-б: 1:1 000 000. Карта дочетвертичных образований. М.: Мингео СССР, 1990. 1 л.

Шульдинер В.И., Недомолкин В.Ф. Кристаллический фундамент Эскимосского массива // Сов. геология. 1976. № 10. С. 33–47.

Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Фундамент тихоокеанских активных окраин. М.: Наука, 1987. 208 с.

Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И., Шапиро М.Н. Магматические и метаморфические породы фундамента островных дуг и окраинных морей // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 7–36.

Шупиков В.А., Никонов В.Н. Зональный метаморфизм и его влияние на вещественный состав и условия формирования рудных месторождений Прииндигирской части Главного пояса Северо-Востока СССР // Геология и полезные ископаемые центральной части Главного металлогенического пояса Северо-Востока СССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1989. С. 54–65.

Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 431 с.

Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения. М.: Наука, 1985. 325 с.

Щека С.А. Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, № 2. С. 444–447.

Щека С.А., Пятков А.Г., Вржосек А.А., Левашев Г.Б., Октябрьский Р.А. Парагенезисы микроэлементов магнетита // Геохимия. 1978. № 5. С. 719–728.

Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 167 с.

Щека С.А., Вржосек А.А. Ультраосновной вулканизм Тихоокеанского пояса и вопросы систематики меймечитов и коматиитов // Вулканология и сейсмология. 1983. № 3. С. 3–15.

Щека С.А., Чубаров В.М. Амфиболовые перидотиты Срединного хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 1. С. 23–34.

Щека С.А., Вржосек А.А., Сапин В.И., Кирюхина Н.И. Преобразование минералов платиновой группы из россыпей Приморья // Минерал. журн. 1991. Т. 13, № 1. С. 31–40.

Щепетов С.В. Стратиграфия континентального мела Северо-Востока России. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 122 с.

Щербаков В.С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Верхнебуреинского бассейна: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. М: МГУ, 1967. 24 с.

Южная часть Дальнего Востока. М., 1969. 422 с.

Юргенсон Г.А., Грабеклис Р.В. Балейское рудное поле // Месторождения Забайкалья / ред. Н.П. Лаверов М.: Геоинформарк, 1995. Т. 1. С. 19–32.

Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудные формации. Новосибирск: Наука, 2003. 368 с.

Юшкин Н.П., Павлишин В.И., Асхабов А.М. Ультрадисперсное состояние минерального вещества и проблемы наноминералогии // Минерал. журн. 2003. Т. 25, № 4. С. 731.

Юшкин Н.П. Ультра- и микродисперсные состояния минерального вещества и проблемы наноминералогии // Наноминералогия: ультра- и микродисперсное состояние минерального вещества. СПб.: Наука, 2005. С. 10–60.

Юшманов Ю.П. Конседиментационные тектонические покровы Прибрежной зоны восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 99–107.

Яковлев Б.А. Медь, свинец и цинк // Геология Монгольской Народной Республики. Т. 111. Минеральные ресурсы. М.: Недра, 1978. С. 141–216.

Яковлева Е.Б. О некоторых особенностях кристаллизации магматических пород кремнекислого состава // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 2. С. 76–87.

Яранцева Л.М., Болдырев М.В. Фациальная изменчивость признаков формирования золото-серебряного оруденения Ауланджинской троговой структуры // Рудные формации зоны перехода континент–океан: тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН СССР, 1988. Т. 2. С. 140–142.

Ярмолюк В.В., Коваленко С.В. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция центральной-восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.

Ярославцева Н.И., Камаев Н.М., Лойтер П.П. Тектоника Оборо-Уссурийского прогиба (по геофизическим данным) // Тихоокеан. геология. 1989. № 6. С. 54–60.

Abdel Rahman A.M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas // J. Petrol. 1994. V. 35, pt 2. P. 525–541.

Abraham K., Schreyer W. Petrology of a ferruginous hornfels from Riekensgliick, Harz Mountains, Germany // Contrib. Mineral. Petrol. 1973. V. 40, N 4. P. 275–292.

Agrawal S. Discrimination between late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites by major element compositions // J. Geol. 1995. V. 103. P. 529–537.

Akinin V.V. Metaultramaphite of the crystalline basement of the Chukchi Peninsula // Proceedings of the International Conference on Arctic Margins. Northeast Interdisciplinary Science Research Institut / K.V. Simakov, D.K. Thurston (eds). Magadan, 1995. P. 214–219.

Akinin V.V., Calvert A.T. Cretaceous mid-crustal metamorphism and exhumation of the Koolen Gneiss Dome, Chukotka Peninsula, northeastern Russia // Tectonic Evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and Adjacent Landmasses: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 360. 2002. P. 147–165 (E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klempere, eds).

Allen Ph.A., Allen J.R. Basin Analysis: Principles and Applications. Blackwell Scientific Publications, 1990. 451 p.

Andean magmatism: chemical and isotopic constraints / eds E.S. Harmon, B.A. Barreiro. Nartwich: Shiva Publ., 1984. 250 p.

Aoki K. Japanese Island Arc: xenoliths in alkali basalts, high aluma basalts and calcalkaline andesites and dacites. Mantle xenoliths. New York: John Wiley, Sons, 1987. P. 319–333.

Arculus R.J. Aspects of magma genesis in arcs // Lithos. 1994. V. 33. P. 189–208.

Ariskin A.A., Nielsen R.L. Application of computer simulation of magmatic processes to the teaching of petrology // J. Geol. Education. 1993. V. 41, N 5. P. 438–441.

Arth J.G., Barker F.D., Zell E., Friedman I. Geochemistry of gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of Southwest Finland and its implications for the origin of tanalitic and trondjeimitic magmas // J. Petrol. 1978. V. 19, N 2. P. 289–316.

Asmeron Ye., Jacobson S.B., Wernicke B.P. Variations in magma source regions during large-scale continen-

tal extention, Death Valley region, western United States // Earth Plan. Sci. Lett. 1994. V. 125. P. 235–254.

Avdeiko G.P. Evolution of geosynclines on Kamchatka // Pacific Geol. 1971. N 3. P. 1–14.

Bacon C.R., Macdonald R., Smith R.L., Baedecker P.A. Pleistocene high-silica rhyolites of the Coso volcanic field, Inyo county, California // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 10223–10241.

Bacon C.R., Bruggman P.E., Chistiansen P.L. et al. Primitive magmas at five Cascades volcanic belts: melts from hot, heterogeneous subarc mantle // Can. Mineral. 1997. V. 35. P. 397–423.

Bailey D.K. Application of experiments to alkaline rocks // Evolution of the cristalline Rocks. New York: Acad. Press., 1976. P. 419–469.

Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Miner. Petrol. 1991. V. 107. P. 27–50.

Bally A.W., Snelson S. Realms of subsidence // Facts and Principles of World Petroleum Occurrence / ed. A.D. Miall // Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 1980. V. 6. P. 9–75.

Bard J.P. Composition of hornblendes formed buring the Hercynian progressive metamorphism of the Arocena metamorphic helt SW Shain // CMP. 1970. V. 28, N 2. P. 117–134.

Barker F., Arth I.G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites // J. Geol. 1976. N 4. P. 596–600.

Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2279–2302.

Basu A.R., Junwen W., Wankang H., Guanghong X., Tatsumoto M. Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 105. P. 149–169.

Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multi-cationic parameters // Chem. Geol. 1985. V. 48. P. 43–55.

Bazhenov M.L., Burtman V.S., Krezhovskikh O.A., Shapiro M.N. Paleomagnetism of Paleogene rocks of Central-East Kamchatka and Komandorsky Islands: tectonic implication // Tectonophysics. 1992. V. 201. P. 157–173.

Belyatsky B.V., Krymsky R.S., Rub M.G., Pavlov V.A., Rub A.K. Isotope-Geochemical Constraints on the Age and Genetic Relationship of Rare-Metal Granites and Mineralization at the Tin-Tungsten Ore Deposit Tigrinoe, Sikhote-Alin // Anatomy and Textures of Ore-Bearing Granitoids of Sichote Alin (Primorrye Region, Russia) and Related Mineralization. Potsdam, 1998. P. 11–15.

Belyatsky B.V., Krymsky R.S., Rub M.G., Pavlov V.A., Rub A.K. Age and genetic relationships of rare-metal ore-bearing granites of Voznesenka ore field, Primorye: Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data // Mineral Deposits: Processes to Processing / eds Stanley et al. Balkema, Rotterdam, 1999. P. 313–317.

Benioff H. Circums Pacific tectonics // Publ. Domin. Observ. Ottawa. 1959. V. 20, N 2. P. 79–91.

Benz H.M., Zandt G., Oppenheimer D.H. Lithospheric structure of Northern California from teleseismic images of the upper mantle // J. Geofis. Res. 1992. V. 97, N B4. P. 4791–4807.

Berger B.R. Descriptive model of epithermal quartz-alunite Au // Mineral deposit models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693 / D.P. Cox, D.A. Singer (eds), 1986. P. 158.

Berger V.I. Descriptive model of gold-antimony deposits: U.S. Geological Survey Open-File Report 93194. 1993. 24 p.

Blake M.C., Jones D.L. Origin of Franciscan melanges in northern California: modern and ancient geosynclinal sedimentation // SERM Spec. Publ. 1974. V. 19. P. 345–357.

Blatt H., Tracy R.J. Petrology: igneous, sedimentary and metamorphic. New York: W.H. Freeman and Company, 1999. 529 p.

Bondarenko G.E., Didenko A.N. New Geologic and Paleomagnetic Data on the Jurassic – cretaceous History of the Omolon Massif // Geotectonics. 1997. V. 31, N 2. P. 99–111.

Borg L.E., Clynne M.A., Bullen T.D. The variable role of slab-derived fluids in the generation of suite of primitive calc-alkaline lavas from the southernmost Caskades, Kalifornia // Can. Mineral. 1997. V. 35. P. 425–452.

Borley G.D. Potash-rich volcanic rocks from Southern Spain // Miner. Mag. 1967. V. 36, N 268. P. 364–379.

Borming Jahn, Fuyuan Wu, Capdevila R. et al. Higly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Moutains in the NE China // Lithos. 2001. V. 59. P. 171–198.

Boynton W.V. Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies // P. Henderson (ed.). Rare earth elements geochemistry. Elsevir: Acad. Press. 1984. P. 63–114.

Brandshaw T.K., Hawkesworth C.J., Gallagher K. Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume // Earth Planet. Sci. Let. 1993. V. 116. P. 45–62.

Brendon M.T., Roden-Tice M.K., Garver J.I. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olimpic Mountains, northwest Washington State // Geol. Soc. Am. Bull. 1998. V. 110, N 8. P. 985–1009.

Bretshtein Yu.S. Magnetic properties of Late Cretaceous-Cenozoic volcanic rocks of the Soviet Far East South // J. Phys. Earth. Int.1988. V. 36. P. 39–64.

Bretshtein Yu.S., Klimova A.V. Paleomagnetism and problems of remagnetization of the Paleozoic rocks in the Russian Far East // International Conference «Problems of Geocosmos»: abstract. Petersburg, 2000. P. 72–73, 45–61.

Bridgman P.W. The physics of high pressure. London: Bell and Sons, 1958.

Bruns T.R. Model for the origin of the Yakutat block an accreting terrane in the northern Gulf of Alaska // Geology. 1983. V. 11. P. 718–721.

Buddington A.F., Lindsley D.H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents // J. Petrol. 1964. V. 5, N 2. P. 310–357.

Buddingtion A.F. Adirondack anorthosite series // Mem. N.Y. State Mus. Sci. Serv. 1969. N 18. P. 215–231.

Buisson G., Leblanc M. Gold-bearing listwaenites (carbonatized ultramafic rocks) from ophiolite complexes // Metallogeny of basic and ultrabasic rocks / ed. M.J. Gallagher et al. Edinburgh, 1986. P. 121–132.

Bundtzen T.K., Sidorov E.G. Overview of placer and lode platinum group element (PGE) deposits of the Russian Far East / D. Walsh (ed.). Extended Abstracts of the 16th Biennial Conference on Alaska Mining, Alaska Miners Association Spec. 1998. Vol. 4. P. 34–36.

Burchfiel B.C., Stewart J.H. «Pull-Apart» Origin of the Central Segment of Death Valley, California // Geol. Soc. Am. Bull. 1966. V. 77. P. 439–442.

Burton J.C., Taylor L.A., Chou I.M. The f O_2–T and f S_2–T stability relations of hedenbergite and of hedenbergite-johannsenite solid solutions // Econ. Geol. 1982. V. 77, N 5. P. 764–783.

Busby C.J., Ingersoll R.V. Tectonics of Sedimentary Basins. Blackwell Science, Inc., USA, 1995. 579 p.

Cannon W.F. Descriptive model of Superior Fe / D.P. Cox, D.A. Singer (eds). Mineral Deposit Models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 1986. P. 228.

Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. V. 8. P. 173–174.

Chen C.Y., Frey F.A. Origin of Hawaiian tholeiite and alkaline basalt // Nature. 1983. V. 302. P. 785–789.

Chen P. Timing of displacement along Tancheng-Lujiang Fault Zone and the migration of Late Mesozoic volcanism in Eastern China / J. Xu (ed.). Tancheng-Lujiang Wrench Fault System. John Willey & Sons Ltd., 1993. P. 105–113.

Chopin C. Coesite and pure pyrope in high-grade blue-chists of the Western Alps: Afirst record and some consequences // Contrib. Miner. Petrol. 1984. V. 86, N 2. P. 107–118.

Christie-Blick N., Biddle K.T. Deformation and basin formation along strike-slip faults / K.T. Biddle, N. Christie-Blick (eds). Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Society of economic paleontologists and mineralogists special publication, 1985. V. 37. P. 1–34.

Chun-Sheng Wei, Yong-Fei Zheng, Zi-Fu Zhao. Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of A-type granites in the continental margins of eastern China // Tectonophysics. 2000. V. 328. P. 205–227.

Churikova T., Dorendorf F., Worner G. Sources and Fluids in the Mantle Wedge below Kamchatka, Evidence from Across-arc Geochemical Variation // J. Petrol. 2001. V. 42, N 8. P. 1567–1593.

Coenraads R.R. Suhface features on naturel rubies and sapphires derived from volcanic provinces // J. Gemmology. 1992. V. 23, N 3. P. 151–160; RWHL.

Condie K.C., Banagar R.A. Rare-Eartn element distributions in volcanic rocks from Archean Greenstone Belts // Gontrib. Miner., Petrol. 1974. V. 45. P. 237–246.

Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H. Cordilleran suspect terranes // Nature. 1980. V. 239. P. 329–333.

Cox D.P., Singer D.A. (eds). Mineral Deposit Models. U.S.G.S. Bulletin 1693. Washington, 1986. 379 p.

Cox D.P. Descriptive model of Algoma Fe deposits // D.P. Cox, D.A. Singer (eds). Mineral Deposit Models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 1986. P. 191.

Cox D.P., Theodore T.G. Descriptive model of Cu skarn deposits // Cox D.P., Singer D.A. (eds). Mineral deposit models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 1986. P. 86.

Cox D.P. Descriptive model of Fe skarn deposits // Cox D.P., Singer D.A. (eds). Mineral deposit models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 1986. P. 94.

Crowell J.C. Origin of late Cenozoic basin in southern California // Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation: Spec. Bull. Soc. Econ. Paleont. Miner. Tulsa. 1974. V. 19. P. 292–303.

Crowell J.C. Sedimentation along the San-Andreas fault, California // R.H. Dott, R.H. Shaver (eds). Modern and Geosynclinal Sedimentation: Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ. 1974. N 19. P. 292–303.

Dang Y., Li D. Discussion on isotope geochronology of Precambrian Jiamusi Block // J. Changchun Uni. Earth Sci. 1993. V. 23. P. 312–318.

Davis D., Supple J., Dahlen F.A. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 10087–10101.

De Launay L. Traité de métallogénie // Gîtes minéraux et métallifères. T. 2. Paris: Béranger, 1913. 801 p.

De Poolo D.J., Wasserburg G.J. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of 143Nd/144Nd // Geophys. Res. Lett. 1976. V. 3. P. 743–746.

Debon F., Le Fort. P. A chemical-mineralodgical classification of common plutonic rocks and associations // Trans. Roy. Soc. Edinburg, Earth Sci. 1983. V. 73. P. 135–149.

Dickinson W.R. Plate tectonics in geologic history // Science. 1971. V. 174. P. 107–113.

Didenko A.N., Bondarenko G.E. Omolon block in the NE Russia Mesosoides: autochthonous or allochthonous?: Abstracts // III International Conference on Arctic Margins (ICAM III): Celle, Germany (12–16 October 1998), 1998. P. 46–47.

Didenko A.N., Bondarenko G.E., Sokolov S.D., Kravchenko-Berezhnoy I.R. Jurassic-Cretaceous history of the Omolon massif, northeastern Russia: Geologic and paleomagnetic evidence // Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukci Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses / Eds E. L. Miller, A. Grantz, S. L. Klemperer. Boulder, Colorado, Geol. Soc. of Amer. Spec. Paper 360. 2002. P. 225–241.

Dobson J.P., Heller F. Remagnetization in southeast China and the collision and suturing of the Huanan and Yangtze Blocks // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 111. P. 11–21.

Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A., Worner G. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano

and surrounding monogenic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // J. Volcan. Geotherm. Res. 2000. V. 104. P. 131–151.

Dziewonski A.M., Chou T.A., Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // J. Geophys. Res. 1981. V. 86, N B4. P. 2825–2852.

Dziewonski A.M., Woodhouse J.H. An experiment in systematic study of global seismicity: centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes in 1981 // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 3247–3271.

Eckstrand O.R. Canadian mineral deposit types: A geological synopsis: Geological Survey of Canada Economic Geology Report 36. 1984. 86 p.

Emslie R.F. Anorthosite massifs, rapakivi granites, and Late Proterozoic rifting of North America // Precambr. Res. 1978. V. 7, N 1. P. 61–98.

Engebretson D., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 1985. V. 206. P. 1–59.

Enkin R.J., Yang Z., Chen Y., Courtillot V. Paleomagnetic Constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the Present // J. Geophys. Res. 1992. N 97. P. 13953–13989.

Ernst W.G. Systematic of large-scale tectonics and age progressions in alpine and circumpacific blue shist belts // Tectonophysics. 1975. V. 26. P. 229–246.

Evensen N.M., Hamilion P.J., Nions R.K. Rare earth abundences in chondritic meteorites // Geochem. Cosmochem. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.

Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // Contrib. Miner. Petrol. 1979. V. 69. P. 329–336.

Fan Q., Hooper P.R. The mineral chemistry of ultramafic xenoliths of eastern China: implications for upper mantle composition and the paleogeotherms // J. Petrol. 1991. V. 30. P. 1117–1158.

Faulkner D.R., Lewis A.C., Rutter E.H. On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain // Tectonophysics. 2003. V. 367, N 3–4. P. 235–251.

Findlay D.C. Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex, southern British Columbia // Can. J. Earth Sci. 1969. V. 6. P. 399–425.

Flower M.F.J., Zhang M., Chen C.-Y. et al. Magmatism in South China Basin. 2., Post-spreading Quaternary basalts from Hainan Island, south China // Chem. Geol. 1992. V. 97. P. 65–87.

Force E.R. Descriptive model of anorthosite Ti // D.P. Cox, D.A. Singer (eds). Mineral Deposit Models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 1986. P. 32–33.

Fournier M., Jolivet L., Huchon P., Sergeyev K., Oskorbin L.S. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening // J. Geophys. Res. 1995. V. 99. N B2. P. 2701–2725.

Fujita K. Pre-Cenozoic tectonic evolution of Northeast Siberia // J. Geol. 1978. V. 86. P. 159–172.

Fu-yuan Wu, Jahn B.-M., Wilde S., De-you Sun. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern Cnina // Tectonophysics. 2000. V. 328. P. 89–113.

Gao R.F., Huang H.L., Zhu Z.W. et al. The study of paleomagnetism in Northeastern Sino-Korean massif during Pre-late Paleozoic // Contr. Project of Plate Tectonics of Northern China. Geol. Publ. House. Beijing, 1983. V. 1. P. 265–274.

Garuti G., Fershtater G., Bea F., Montero P., Pushkarev E.V., Zaccarini F. Platinum-group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Urals: preliminary results // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1–4. P. 181–194.

Geist E.L, Scholl D.W., Vallier T.L. Collision of of the Aleutian Island arc with Kamchatka // Eos. 1991. V. 72. P. 440.

Geist E.L, Vallier T.L., Scholl D.W. Origin, transport, and empacement of an exotic island arc terrane exposed in eastern Kamchatka, Russia // Geol. Soc. Am. Bull. 1994. V. 106. P. 1182–1184.

Geologic Structute of Bering and Chukchi shelves adjacent to Bering-Chukchi Deep Seismic Transect and tectonostratigraphic terranes of adjacent landmasses, scale 1:3.000.000, by Arthur Grantz, David Sholl, Jaime Toro, Simon L. Klemperer, 2002. Plate 1 in Tectonic Evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and Adjacent Landmasses: Geological Society of America Special Paper 360. Boulder, Colorado, 2002. 387 p. (Miller E.L., Grantz A., Klempere S.L., eds).

Gerdes A., Wörner G., Henk A. Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // J. Geol. Soc. London. 2000. V. 157. P. 577–587.

Gilder S., Courtillot V. Timing of the North-South China collision from new Middle to late Mesozoic paleomagnetic data from the North China Block // J. Geoph. Res. 1997. V. 102, N B8. P. 17713–17727.

Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics. New York: Spinger-Verlag, 1981. 390 p.

Goncharov V.I. Mineral resources of the Magadan region and problems of their development // T.K. Bundtzen, A.L. Fonseca, Roberta Mann (eds). The Geology and Mineral Deposits of the Russian Far East: Alaska Miners Association, Glacier House Publications, Anchorage, Alaska. 1995. P.153–156.

Gonevchuk V.G., Gonevchuk G.A., Kokorin A.M., Korostelev P.G., Semenjak B.I. Rare Metal (Li-F) Granites and Related Mineralization in the Arminsky Ore District (Primorye, Rassia) // Anatomy and Textures of Ore Bearing Granitoids of Sikhote Alin (Primorye Region, Russia) and Related Mineralization. Potsdam, 1998. P. 20–24.

Gonevchuk V.G., Seltmann R., Gonevchuk G.A. Tin mineralization and granites of the main ore districts of the Central Amur region. Russian Far East // Ore-Bearing Granites of Russia and Adjacend Countries. IMGRE Moscow, Russia, 2000. P. 113–126.

Gorbatov A. et al. Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wafe tomography // Geophys. J. Intern. 2000. V. 142. P. 27–36.

Goryachev N.A., Khanchuk A.I. The Origin of Late Cretaceous alkaline Granitoids and Basalts in the Upper Kolyma River area (the slab window tectonic model) // Deep-seated magmatism, magmatic sources and the problem of the plumes. Proceedings of International Workshop. Vladivostok: Dalnauka, 2002. P. 261–274.

Goryachev N.A. Magmatic complexes and metallogeny of the Late Jurassic–Early Cretaceous Pacific margin of the North Asia Continent as a result of interference of various geodynamic environments // Proceedings of the 2nd International Symposium of Geosciences in NE Asia and the 9th China-Korea Joint Symposium, of Geology and Crustal Evolution in NE Asia / eds G. Sun, L. Cao, K. Hu. Changchung, China, 2002. P. 77–78.

Goryachev N.A. Role of the interference of different geodynamic settings in metallogenesis of Upper Kolyma Basin Area (Magadan Region) // Eos. Trans. AGU. 2004. V. 85 (47) Fall Meeting. Suppl., Abstract GP41A-0818.

Graham J.W. The stability and significance of the magnetism in sedimentary rocks // J. Geophys. Res. 1949. V. 54. P. 131–167.

Grebennikov A.V. The ignimbrites of the Yakutinskaya volcanic depression, Primorye, Russia // Anatomy and textures of ore-bearing granitoids of Sikhote Alin (Primorye region, Russia) and related mineralization. International field conference in Vladivostok, Russia: 1–12 september 1998. Extended Abstract. P. 25–31.

Green T.N. Experimental evidence for the role of accessory phase in magma genesis // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1981. V. 10. P. 405–422.

Grove T.L., Gerlach D.C., Sando T.W. Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 80. P. 160–182.

Guild P.W. Metallogeny: A key to exploration // Mining & Engineering. 1971. N 1. P. 1–4.

Guild P.W. Metallogenic maps; principles and progress // Global Tectonics Metallogeny. 1978. V. 1, N 10. P. 10–15.

Guo Wenkui. The problems of tin metallogeny // C.S. Hutchison (ed.). Geology of tin deposits in Asia and the Pacific. Selected Papers from the International Symposium on the Geology of Tin Deposits held in Nanning, China, October 26–30, 1984. New York: Springer-Verlag, 1984. P. 50–58.

Guo J., O`Reilly S.Y., Griffin W.L. Corundum from basaltic terrains: a mineral inclusion approach to the enigma // Contrib. Miner. Petrol. 1996. V. 122. P. 368–386.

Halls H.C. The use of converging remagnetizationcircles in paleomagnetism // Phys. Earth Planet. Inter. 1978. V. 16. P. 1–11.

Hanson G.N. Rare-earth elements in petrogenetic studies of igneous systems // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1980. N 8. P. 371–406.

Harbert W., Cox A // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 3052–3064.

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collision tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc. 1986. V. 19. P. 67–81.

Hart S.R., Gerlach D.C., White W.M. A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and conseguences for mantle mixing // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 1551–1557.

Hashimoto Y., Kimura G. Underplating process from melange formation to duplexing: example from Cretaceous Shimanto Belt, Kii penisula, southwest Japan // Tectonics. 1999. V. 18, N 1. P. 92–107.

Hawkesworth C.J., Norry M.J., Roddick J.C., Vollmer R. $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios from the Azores and their significance in LIL - element enriched mantle // Nature. 1979. V. 280. P. 28–31.

He Z.X., Zheng Z.C., Zhu H. A preliminary research on paleomagnetism of Palaeozoic strata in the Hexizouland massif // Geoscience. 1988. V. 2. P. 186–193.

Hedenquist J.W., Izawa Eiji, Arribas A.Jr., White N.C. Epithermal gold deposits: styles, characteristics, and exploration: Resource Geology Special Publication. 1996. V. 1. 16 p.

Henderson P. General geochemical properties and abundances of the rare-earth elements // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 1–32.

Hickey R.L., Frey F.A. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 2099–2115.

Hickey V.R., Roa H.M., Lopes-Escobar L., Frey F.A. Geochemical variation in Andean basaltic and silicic lavas from Villarica-Latin volcanic chain (39.5° S): an evolution of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation // Contrib. Miner. Petrol. 1989. V. 103. P. 161–186.

Himmelberg G.R., Loney R. Characteristics and petrogenesis of alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Papers. 1995. N 1564. 92 p.

Hoang N., Flower M.F.J., Carlson R.W. Major trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: Interaction of hydrous EM1-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere // Geochim. Cosmochim Acta. 1996. V. 60, N 22. P. 4329–4351.

Hodych J.P., Bijaksana S., Patzold R. Using magnetic anisotropy to correct for paleomagnetic inclination shallowing in some magnetite-bearing deep-sea turbidites and limestones // Tectonophysics. 1999. N 307. P. 191–205.

Hole M.J. Geochemical evolution of Pliocene-Recent post subduction alkalic basalts from Seal Nunataks, Antarctic Peninsula // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1990. V. 40. P. 149–167.

Holm P.E. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hydromagmatophilce element abundences of tholeitic basalts and basaltic andesites // Chem. Geol. 1985. V. 51, N 3/4. P. 303–323.

Howell D.G., Jones D.L., Schermer E.R. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Principles of terrane analysis // D.G. Howell (ed.). Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, 1985. P. 3–31.

Hrouda F. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics // Geophys. Surv. 1982. N 5. P. 37–82.

Hsu K.J. Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox // Geol. Soc. Amer. Bull. 1968. V. 79. P. 1063–1074.

Huang B., Yang Z.Y., Otofuji Yo-ichiro, Zhu R.X. Early Palaeozoic palaeomagnetic poles from the western part of the North China block and their implications // Tectonophysics. 1999. V. 308. P. 377–402.

Huang B., Otofuji Yo-ichiro, Yang Z., Zhu R. New Silurian and Devonian palaeomagnetic results from the Hexi Corridor terrane, northwest China, and their tectonic implications // Geophys. J. Int. 2000. N 140. P. 132–146.

Huang B., Otofuji Yo-ichiro, Zhu R., Shi R. et al. Paleomagnetism of Carboniferous sediments in the Hexi corridor: its origin and tectonic impications // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. N 194. P. 135–149.

Huerta A.D., Rodgers D.W. Kinematic and dynamic analysis of a low-angle strike-slip fault: the Lake Creek fault-central Idaho // J. Struct. Geol. 1996. V. 18, N 5. P. 585–593.

Hughes Richard. Ruby & sapphire. Boulder, Colorado USA: RWH Publishing, 1997. 511 c.

Ikeda I., Komatsu H. Early cretaceous volcanic rocks of Rebun Island, north Hokkaido, Japan // Monogr. Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. V. 31. P. 51–62.

Intraplate Volcanism in eastern Australia and New Zealand / ed. R.W. Johnson New York: Cambridge University Press, 1989. 325 p.

Ionov D.A., Prikhod'ko V.S., O'Reylly S.Y. Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, southeastern Siberia, Russia: trace-element signatures of mantle beneath a convergent continental margin // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 275–294.

Irvine T.N., Baragar W.R. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks/ // Canad. I. Earth Sci. 1971. V. 8, N 5. P. 523–547.

Ishida K., Ishida N., Sakai T., Kozai T., Ohta T., Kirillova G.L. Radiolarians from Khabarovsk section // Upper Jurrasic-Cretaceous deposits of East Asia continental margin along the Amur River: the IV-th international symposium of IGCP 434. Field excursion guidebook. Khabarovsk. 3–12 september. 2002. P. 23–25.

Ishihara S. Metallogenesis in the Japanese island arc // J. Geol. Soc. London. 1978. V. 135. P. 389–406.

Ishihara S., Sasaki A., Sato K. Metallogenic Map of Japan, Plutonism and Mineralization (2): Cretaceous-Tertiary. 1:2 000 000 Map Series. Geological Survey of Japan, 1992.

Ishihara S., Gonevchuk V.G., Gonevchuk G.A. et al. Mineralization age of granitoid-related ore deposits in the Southern-Russian Far East // Resource Geol. 1997. V. 47 (5). P. 255–261.

Ishikawa T., Tera F. Source, composition and distribution of the fluid in the Kuril mantle wedge: Constrain from across-arc variations of B/Nb and B isotopes // Earth Planet Sci. Let. 1997. V. 152. P. 113–122.

Ishikhara S., Gonevchuk V.G., Gonevchuk G.A. et al. Mineralization age of granitoid-related ore deposits in the Southeastern-Russian Far East // Resource Geol. 1997. V. 47, N 5. P. 255–261.

Jackson M.J., Tauxe L. Anisotropy of Magnetic Susctptibility and Remanence - developments in the characterization of tectonic, sedimentary and igneous fabrics. Rev. Geophys. Suppl., U.S. Nat. Rep. IUGG 1987–1990. P. 371–376.

Jahn B.M., Wu F.Y., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // Episodes. 2000. N 23. P. 82–92.

Jang Y.D., Naslund H.R. Major and trace element variation in ilmenite in the Skaergaard Intrusion: petrologic implications // Chem. Geol. 2002. V. 193. P. 109–125.

Jaques A.L., Lewis J.D. et al. The diamond-bearing ultrapotassic (lamproitic) rocks of the west Kimberley region, Western Australia // Kimberlites and Related Rocks. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 225–254.

Johan Z., Slansky E., Kelly D.A. Platinum nuggets from the Kompiam area, Enga Province, Papua New Guinea: evidence for an Alaskan-type complex // Miner. Petrol. 2000. V. 68. P.159–176.

Jones D.G., Howell D.G., Coney P.J., Monger J.W.H. Recognition, character and analysis of tectonostratigraphyc terranes in western North America // Accretion tectonics in Circum-Pacific regions. Tokio: Terrapub, 1983. P. 21–35.

Karig D.E. Tectonic erosion of trenches // Earth Planet. Sci. Lett. 1974. V. 21. P. 209–212.

Karsakov L.P., Zhao Chunjing et al. Tectonic map of Central Asian and Pacific belts in the junction area. Sc. 1:1 500 000. Khabarovsk; Snenyang, 2001. 6 Sheets Map.

Kawamura M., Kato M., Nakai H., Nagata H., Kawamura T., Ezaki Y. Southern Kitakami terrane // Pre-Cretaceous terranes of Japan / K. Ichikawa, S. Mizutani, I. Hara, A. Yao (eds). Pub. of IGCP Project N 224. Osaka, 1990. P. 249–266.

Kay R.W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific oceanic crust // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1978. V. 4. P. 297–322.

Kazachenko V.T., Chubarov V.M., Romanenko I.M., Basova G.B., Vialson L.N. Ore minerals in a polymetallic deposit of Primorye, U.S.S.R // Amer. Miner. 1979. V. 64, N 3, 4.

Kazachenko V.T., Shcheka Zh.A., Chubarov V.M., Narnov G.A., Romanenko I.V. Manganese silicates from a polymetallic deposit in Primorye, U.S.S.R // N. Jb. Miner. Abh. 1979. Bd 137. P. 20–41.

Kazachenko V.T., Shcheka Zh.A., Narnov G.A., Chubarov V.M., Zeitlin N.Yu. Manganous amphiboles and layered silicates from a polymetallic deposit in Primorye, U.S.S.R // N. Jb. Miner. Abh. 1981. Bd 140, H. 2. S. 165–183.

Keller J. Mediterranean island arcs // Andesites. London: J. Welley & Sons, 1982. P. 307–325.

Kelly P.G., Sanderson D.J., Peacock D.C.P. Linkage and evolution of conjugate strike-slip fault zones in limestones of Somerset and Northumbria // J. Struct. Geol. 1998. V. 20, N 11. P. 1477–1493.

Kent D.V., Xiangshan Z., You Z.W., Opdake N.D. Widespread late Mesozoic to Recent remagnetization of

Paleozoic and kower Triassic sedimentary rocks from South China // Tectonophysics. 1987. V. 139. P. 133–143.

Kepezhinskas P., Defant M.J. Contrasting Style of Mantle Metasomatism above subduction zones: constraints from ultramafic xenoliths in Kamchatka. Subduction: Top to Bottom // Geophys. Monogr. 1996. P. 307–314.

Kepezhinskas P.K., Reuber I., Tanaka H., Myashita S. Zoned calc-alkaline plutons in northeastern Kamchatka: Implications for crustal growth in magmatic arcs // Miner. Petrol. 1993. V. 49. P. 147–174.

Kepezhinskas P., Defant M.J., Drummond M.S. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60, N 7. P. 1217–1229.

Kepezhinskas P., Mc Dermott F., Defant M.J. et al. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61, N 3. P. 577–600.

Khanchuk A.I., Belyaeva G.V. Relationship between the terranes of Paleoasian and Paleopacific oceans in the Far East, Russia // Report N 4 of the IGCP Project 283: Geodynamic evolution of Paleoasian ocean / N.L. Dobretsov, N.A. Berzin (eds). Novosibirsk, 1993. P. 84–86.

Khanchuk A.I. Tectonics of Russian Southeast // Chishitsu News. 1994. N 480. P. 19–22.

Khanchuk A.I., Panchenko I.V. Permian and triassic rocks in terranes of the southern Far East Rossia // Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Event: biostratigraphy, tectonic and ore deposits of Primoryie (Far East of Russsia). IGCP Project 272, N 30, Laussanna, 1997. P. 1–4.

Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from the Russian side // Earth Sci. (Chikyu Kagaku). 2001. V. 55. P. 275 – 291.

Khanchuk A., Zalishchak B., Pakhomova V., Odarichenko E., Tishkina V. Genesis and Gemmology of Sapphire from the Nezametnoye Deposit (Primorye Region, Russia) // J. Gemmol. Assoc. Hong Kong. 2002. V. 23. P. 31–34.

Khanchuk A., Zalishchak B., Pakhomova V., Odarichenko E., Sapin V. Genesis and Gemmology of Sapphire from the Nezametnoye Deposit, Primorye Region, Russia // Austr. Gemmol. 2003. V. 21. P. 329–335.

Khramov A.N., Ustritskii V.I. Paleopositions of some northern Eurasian tectonic blocks: Paleomagnetic and paleobiologic constraints // Tectonophys. 1990. V. 184. P. 101–109.

Kim J.T., Shin J.B. Investigation Report on the Wangpiri cassiterite mine // Geol. Surv. Korea Bull. 1966. N 9. P. 115–133.

Kiminami K., Niida K., Ando H., Kito N., Iwata K., Miyashita S., Tajika J., Sakakabura M. Cretaseous-Paleogene arc-trench systems in Hokkaido // Paleozoic and mesozoic terranes: basement of the Japanese island arcs: 29th IGC Field Trip Guide book. 1992. V. 1. P.1–43.

Kimura G., Sakakibara M., Ofuka H., Ishizuka H., Miyashita S., Okamura M., Melnikov A., Lushenko V. A deep section of accretionary complex: Susunai complex in Sakhalin Island, Northwest Pacific margin // The Island Arc. 1992. N 1. P. 166–175.

Kingston D.R., Dishroon C.P., Williams P.A. Global basin classification // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1983. V. 67. P. 2175–2193.

Kirker A.I., McClelland E. Deflection of magnetic remanence during progressive cleavage development in the Pembrokeshire Old Red Sandstone // Geophys. J. Int. 1997. V. 130. P. 240–250.

Kirschvink J.L. The least-squares line and planeand the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1980. V. 62. P. 699–718.

Kita I., Yamamoto M., Asakawa Y., Nakagawa M. et al. Contemporaneous ascent of within-plate type and island-arc type magmas in the Beppu-Shimabara graben system, Kyushu island, Japan // J. Volcan. Geotherm. Res. 2001. V. 111. P. 99–109.

Kiyokawa S. Geology of the Idonnappu Belt, Central Hokkaido, Japan: evolution of a Cretaceous accretionary complex // Tectonics. 1992. N 11. P.1180–1206.

Klemme H.D. Petroleum basins – classification and characteristics // J. Petrol. Geol. 1980. N 3. P. 187–207.

Kojima S. Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions // Paleoclim. Paleoecol. 1989. N 69. P. 213–232.

Kojima S., Wakita K., Okamura Y., Natal'in B.A., Zyabrev S.V., Qing Long Zhang, Ji An Shao. Mesozoic radiolarians from the Khabarovsk complex, eastern USSSR: their significance in relation to the Mino terrane, central Japan // J. Geol. Soc. Japan. 1991. V. 97, N 7. P. 549–551.

Kolesov Ye.V., Stone D. Paleomagnetic Paleolatitudes for Upper Devonian rocks of the Omolon massif, Northeastern Russia // Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukci Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses / ed. E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer. Boulder, Colorado: Geol. Soc. of Amer. 2002. Spec. Paper 360. P. 242–257.

Kolker A. Mineralogy and geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis // Econ. Geol. 1982. V. 77, N 5. P. 1146–1158.

Koski R.A. Descriptive model of volcanogenic Mn // Cox D.P., Singer D.A. (eds). Mineral Deposit Models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 1986. P. 139.

Kozhurin A.I. Active faulting in Kamchatka – a probable source of strong seismicity // Abstracts of 3rd International Workshop Basement Volcanoes Interplay and Human Activities. August 23–25, 2003, Kamchatka, Russia. Petropavlovsk-Kamchatsky. 2003. P. 12.

Kozhurin A.I. Active faulting of the Eurasian, North American and Pacific plates junction // Tectonophysics. 2004. V. 380. P. 273–285.

Kranck E.H. Anorthosites and rapakivi magmas from the lower crust // Mem. N.Y. State Mus. Sci. Serv. 1969. N 18. P. 93–97.

Kravchinsky V.A., Sorokin A.A., Courtillot V. Paleomagnetism of Paleozoic and Mesozoic sediments from the southern margin of Mongol-Okhotsk ocean, far eastern Russia // J. Geophys. Res. 2002. V. 107, N B10, 2253, EPM 10.1–10.22.

Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I. et al. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and palaeogeographic reconstructions at about 360 u 250 Ma // Geophys. J. Int. 2002. V. 148. P. 1–33.

Krymsky R.Sh., Belyatsky B.V, Levsky L.K., Rub M.G. Age and genesis of scheelite ore deposit Vostok-2 (Primorie) with references to Rb-Sr and Sm-Nd isotope data H. Papunen (ed.). Mineral deposits: Research and exploration where do they meet ?: Proceedings of the 4-th BiennialSGA Meeting, Turku, 11–13 August 1997: Rotterdam, Balkema, 1997. P. 651–653.

Kyser T.K., O'Neil J.R., Carmichael I.S.E. Oxygen isotype thermometry of basic lavas and mantle nodules // Contrib. Miner. Petrol. 1981. V. 77, N 1. P. 11–23.

Langmuir C.H., Klein E.M., Plank T. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges. Washington DC: American Geophysical Union, 1992. P. 183–280.

Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.Sh. The origin of the 1,73–1,70 Ga Anorogenic Ulkan Volcano-Plutonic Complex, Siberian Platform, Russia: Inferences from geochronological, Geochemical and Nd-Sr-Pb Isotopic Data // An. Acad. Bras. Ci. 1997. V. 69, N 3. P. 295–312.

Lash G.G. Diverse melanges of an ancient subduction complex // Geology. 1987. V. 15. P. 652–655.

Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L.M., Trunilina V.A., Bakharev A.G. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on $^{40}Ar/^{39}Ar$ and trace element geochemistry // Geology. 2001. V. 29. P. 167–170.

Lee D.W., Paik K.H. Evolution of strike-slip fault-controlled Cretaceous Yongdong Basin, South Korea: signs of strike-slip tectonics during infilling // J. Geol. Soc. Korea. 1990. V. 26. P. 257–276.

Lee D.W. Strike-slip fault tectonics and basin formation during Cretaceous in Korean Peninsula // Island Arc. 1999. N 8. P. 218–231.

Lee J.H., Kim J.H. Native copper in basalt, Yongyang area // Geol. Surv. Korea Bull. N 9. 1966. P. 5–30.

Lee M.W., Won C.K., Lee D.Y., Park G.H., Kim M.S. Stratigraphy and petrology of volcanic rocks in southern Cheju island, Korea // J. Geol. Soc. Korea. 1994. V. 30. P. 521–541.

Lee Y.S., Nishimura S., Min K.D. High-unblocking temperature haematite magnetizations of Late Palaeozoic red beds from the Okcheon zone, southern part of the Korean Peninsula // Geophys. 1996. J. Int. V. 125. P. 266–284.

Leeman W.P., Smith D.R., Hildreth W. et al. Compositional diversity of Late Cenozoic basalts in a transect across the southern Washington Cascades: implications for subduction zone magmatism // J. Geophys. Res. 1990. V. 95 (B 12). P. 19561–19582.

Lehmann B. Metallogeny of tin. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 1990. 210 p.

Levinson A.A., Cook F.Q. Gem corundum in alkali basalt: Origin and occurrence // Gems Gemol. 1994 V. 30, N 4. P. 253–262.

Lin J.L., Fuller M., Zhang W.Y. Preliminary Phanerozoic polar wander paths for the North and South China blocks // Nature. 1985. 313. P. 444–449.

Lindsley D. H. Pyroxene thermometry // Am. Miner. 1986. V. 68. P. 477–493.

Lipman P.W. Evolution of silicic magma in the upper crust: the Mid-Tertiary Latir volcanic field and its cogenitic granitic batholith, northern New Mexico U.S.A. // Trans. Roy. Soc. Edinburg: Earth Sci. 1988. V. 79. P. 215–288.

Ludington S.D. Descriptive model of Climax Mo deposits // Cox D.P., Singer D.A. (eds). Mineral Deposit Models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 1986. P. 73.

Ludington S., Cox D. Data base for a national mineral-resource assessment of undiscovered deposits of gold, silver, copper, lead, and zinc in the conterminous United States by U.S. Geological Survey Minerals Team: U.S. Geological Survey Open-File Report 96–96, 1996. 1 CD-ROM.

Luhr J.F., Alan J.F., Carmichael I.S.E., Nelson S.A., Hasenaka T. Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the Western Mexican volcanic belt // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, N B4. P. 4515–4530.

Luhr J.F. Extensional tectonics and diverse primitive volcanic rocks in the Western Mexican Volcanic Belt // Can. Miner. 1997. V. 35. P. 473–500.

Ma J.J., Fang D.H. A preliminary study of the Mesozoic volcanic rocks in Heilongjiang Province, China // Heilongjiang Geology. 1991 (2). P. 1–16 (In Chinese with English abstract).

Ma Xing-hua, Xing Li-sheng, Yang Zyth-yu. Paleomagnetic study since Late Paleozoic in the Ordos Basin // Acta Geophys. Sin. 1993. V. 36, N 1. P. 68–79.

Mackey K.G., Kazuya Fujita, Hartse H.E., Steck L.K., Gounblna L., Lejshuk N., Shibaev S., Koz'miln B., Imaev V., Gordeev E., Masalski O., Gileva N., Bormotov V.A., Voltenok A.A. Seismisity of Eastern Siberia 1960–2004. Los-Angeles; Michigan: LAUR-04–1387. 2004. 1 Sheet Map.

Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, Northern Japan // Tectonophysics. 1990. N 174. P. 235–255.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bul. 1989. V. 101. P. 635–643.

Martini J.E.J. The fluorite deposits in the dolomite series of the Marico District. Transvaal, South Africa // Econ. Geol. 1976. V. 71, N 3. P. 625–636.

Matsukawa M., Kalinin J.A., Futakami M., Chen P. Paleogeography and paleocurrents of the Barremian strata in Japan, NE China and Sikote-Alin (Russia) // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1993. N 105. P. 71–81.

Matsukawa M., Takahashi O., Hayashi K., Ho M., Konovalov V.C. Early Cretaceous paleography of Japan, based on tectonic and faunal data // Mem. Geol. Soc. Japan. 1997. N 48. P. 29–42.

Matthews V. Correlation of Pinnacles and Neenach volcanic formations and theyr bearing on San Andreas fault problem // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1976. V. 60. P. 83–96.

McDonough W.F., McCulloch M.T., Sun S.S. Isotopic and geochemical systematics in Tertiary-Recent basalts from southeastern Australia and implications for the evolution of the sub-continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49, N 5. P. 2051–2067.

McDonough W.F., Sun S., Ringwood A.E. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the Earth's mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. Roos Taylor Symposium vol.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120, is. 3–4. P. 223–253.

McElhinny M.W. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1964. V. 8. P. 338–340.

McFadden P.L., Jones D.L. The fold test in palaeomagnetism // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1981. V. 67. P. 53–58.

McFadden P.L., McElhinny M.W. The combined analysis of remagnetization and direct observation in paleomagnetism // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P.161–172.

McFadden P.L. A new fold test for paleomagneticstudies // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 163–169.

McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in palaeomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. N 103. P. 725–729.

McKay G.A. Partitioning of rare earth elements between major silicate minerals and basaltic melts // Geochemistry and mineralogy of rare earth elements: Rev. miner. 1989. V. 21. P. 45–77.

Meng Z.F., Coe R.S. The Late Silurian pleomagnetic results of the Hexi Corridor and its tectonic implication // Sci. China. 1992. Ser. B. V. 22. P. 531–536.

Menzies M., Fan W., Zhang M. Paleozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of > 120 km of Archaen lithosphere, Sino-Korean craton, China // Richard H.M., Alabaster T., Harris N.B.W., Neary C.R. (eds). Magmatic processes and plate tectonics. Geological Society, London. 1993. N 76. P. 71–81.

Miashiro A. Volcanic rock series in island arc active continental margins // Am. J. Sci. 1974. V. 274. P. 321–355.

Middlemoust E.A.K. Magmas and magmatic rocks. Longman Group Limited, Essex., 1985. 327 p.

Mitchell A.N.G., Garson M.S. Relationship of porphyry copper Circum-Pacific tin deposits to Paleo Benioff zones // Trans. Inst. Min. Metall. 1972. Sect. B. V. 81. P. 10–25.

Mitchell A.G., Garson M.S. Mineral deposits and global tectonic settings. London: Academic Press, 1981. 421 p.

Mizutani S. Mesozoic terranes in the Japanese Islands and neighbouring East Asia // Terrane Accretion and Orogenic Belts / eds E.C. Leitch, E. Scheibner. Am. Geophys. Union. Geodynamics Ser. 10. 1987. P. 263–273.

Mizutani S., Ji'an S., Qinlong Z. The Nadanhada terrane in relation to Mesozoic tectonics of continental margins of East Asia // Acta Geol. Sin. 1990. V. 3, N 1, P. 15–29.

Moll-Stalcup E.J., Krogh T.E., Kamo S. Geochemistry and U-Pb Geochronology of arc-related magmatic rocks, Northeastern Russia // Abstracts and Programs 91st Annual Cordilleran Section of USGS, Fairbanks, 1995. P. 65.

Moore J.C., Byrn T. Thickening of fault zones: a mechanism of melange formation in accreting sediments // Geology. 1987. V. 15. P. 1040–1043.

Morse S.A. A partisan review of proterozoic anorthosites // Am. Miner. 1982. V. 67, N 11/12. P. 1087–1100.

Mosier D.L., Sato Takeo, Page N.J, Singer D.A., Berger B.R. Descriptive model of Creede and Comstock epithermal veins // Cox D.P., Singer D.A. (eds). Mineral Deposit Models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 1986. P. 145–150.

Mukaiyama H. Volcanic sulphur deposits in Japan // Tatsumi T. (ed.). Volcanism and Ore Genesis: Tokyo: University of Tokyo Press, 1970. P. 285–294.

Nagata M., Kito N. Cretaceous arc-trench systems in Hokkaido // Monogr. Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. V. 31. P. 379–402.

Nagata M., Kito N., Niida K. The Kumaneshiri Group in the Kabato Mountains: the age and nature as an Early Cretaceous volcanic arc // Monogr. Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. V. 31. P. 63–79.

Nakae S. Jurassic accretionary complex of the Tamba terrane, Southwest Japan, and its formative process // J. Geosci. Osaka City University. 1993. V. 36. P. 15–70.

Nakamura E., Campbell I.H., McCulloch M.T. Chemical Geodynamics in a back-arc region around the Sea of Japan: Implication for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea, and China // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. B4. P. 4634–4654.

Nakamura E., McCulloch M.T., Campbell I.H. Chemical geodynamics in the back-arc region of Japan based on the trace element and Sr-Nd isotopic compositions // Tectonophysics. 1990. V. 174. P. 207–283.

Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrities // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 38. P. 757–775.

Natal'in B.A., Zyabrev S.V. Structure of Mesozoic rocks of the Amur River Valley. Field Trip Guide Book. Khabarovsk: Far Eastern Branch, USSR Academy of Sciences, 1989. 48 p.

Natal'in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // Island Arc. 1993. N 2. P. 15–34.

Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of the Chegitun River Valley, northern Chukotka Peninsula: Insights into the tectonic evolution of the eastern Arctic // Tectonics. 1999. V. 18. P. 977–1003.

Nielsen R.L., Beard J.S. Magnetite-melt HFSE partitioning // Chem. Geol. 2000. V. 164. P. 21–34.

Nixon G.T., Cabri L.J., Laflamme J.H.G. Platinum-group-element mineralization in lode and placer deposits associated with the Tulameen Alaskan-type complex, British Columbia // Can. Miner. 1990. V. 28. P. 503–535.

Nokleberg W.J., Bundtzen T.K., Grybeck D., Koch R.D., Eremin R.A., Rozenblum I.S., Sidorov A.A., Byalobzhesky S.G., Sosunov G.M., Shpikerman V.I., Gorodinsky M.E. Metallogenesis of mainland Alaska and the

Russian Northeast: Mineral deposit maps, models, and tables, metallogenic belt maps and interpretation, and references cited: U.S. Geological Survey Open-File Report 93–339, 1993. 222 pages, 1 map, scale 1:4 000 000, 5 maps, scale 1:10 000 000.

Nokleberg W.J., Bundtzen T.K., Berg H.C., Brew D.A., Grybeck D., Robinson M.S., Smith T.E., Yeend W. Metallogeny and major mineral deposits of Alaska // Plafker G., Berg H.C. (eds). The Geology of Alaska. Boulder, Colorado: Geological Society of America: The Geology of North America, 1994. V. G1. P. 855–904.

Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Baranov B.V., Byalobzhesky S.G., Bundtzen T.K., Feeney T.D., Fujita Kazuya, Gordey S.P., Grantz A., Khanchuk A.I., Natal'in B.A., Natapov L.M., Norton I.O., Patton W.W., Planer G., Csholl D.W., Sokolov S.D., Sosunov G.M., Stone D.B., Tabor R.W., Tsukanov N.V., Vallier T.L., Wakita K. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map: U.S. Geological Survey Open-File Report 94–714, 1994. 221 p., 2 sheets, scale 1:5 000 000; 2 sheets, scale 1: 10 000 000.

Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Baranov B.V., Byalobzhesky S.G., Bundtzen T.K., Feeney T.D., Fujita K., Gordey S.P., Grantz A., Khanchuk A.I., Natal'in B.A., Natapov L.M., Norton I.O., Patton W.W., Plafker G., Scholl D.W., Sokolov S.D., Sosunov, G.M., Stone D.B., Tabor R.W., Tsukanov N.V., Vallier T.L. Summary Circum-North Pacific tectono-stratigraphic terrane map: U.S. Geological Survey, Open File Report 96–727, 1 sheet, scale 1:10 000 000; Geological Survey of Canada, Open File 3428, 1997. 1 sheet, scale 1:10 000 000.

Nokleberg W.J., Bundtzen T.K., Dawson K.M., Eremin R.A., Ratkin V.V., Shpikerman V.I., Goryachev N.A., Khanchuk A.I., Koch R.D., Rozenblum I.S., Gorodinsky M.E., Frolov Y.F., Pozdeev A.I., Parfenov L.M., Sidorov A.A. Mineral deposit and metallogenic belt maps of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera; Geological Survey of Canada Open File 3446, 1997, 2 sheets, scale 1:5 000 000, 5 sheets, scale 1:10 000 000.

Nokleberg W.J., Bundtzen T.K., Dawson K.M., Eremin R.A., Goryachev N.A., Koch R.D., Ratkin V.V., Rozenblum I.S., Shpikerman V.I., Frolov Y.F., Gorodinsky M.E., Melnikov V.D., Diggles M.F., Ognyanov N.V., Petrachenko E.D., Petrachenko R.I., Pozdeev A.I., Ross K.V., Wood D.H., Grybeck Donald, Khanchuk A.I., Kovbas L.I., Nekrasov I.Ya., Sidorov A.A. Significant metalliferous lode deposits and placer districts for the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera; U.S. Geological Survey Open-File Report 96–513-B, 1997. CD-ROM.

Nokleberg W., Parfenov L.M., Khanchuk A.I. Circum-North Pacific Tectonic-Stratigrafic Terrane Map. US GS Open File Report 97–513-A, 1997.

Nokleberg W.J., Goryachev N.A., Shpikerman V.I., Bundtzen T.K., Khanchuk A.I., Ratkin V.V., Parfenov L.M. Metallogenesis and Tectonics of Major Granitoid-Hosted Gold Metallogenic Belts in the Russian Far East // Anatomy and Textures of Ore-Bearing Granipoids of Sikhote Alin (Primorye Region, Russia) and Related Mineralization: Abstracts International Field Conference IGCP 373, 1998.

Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D.W., Kazuya Fujita. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. USGS Open-file report 98–754. 1998. 125 p.

Nokleberg W.J., West T.D., Dawson K.M., Shpikerman V.I., Bundtzen T.K., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Ratkin V.V., Baranov B.V., Byalobzhesky S.G., Diggles M.F., Eremin R.A., Fujita K., Gordey S.P., Gorodinskiy M.E., Goryachev N.A., Feeney T.D., Frolov Y.F., Grantz A., Khanchuk A.I., Koch R.D., Natal'in B.A., Natapov L.M., Norton I.O., Patton W.W. Jr., Plafker G., Pozdeev A.I., Rozenblum I.S., Scholl D.W., Sokolov S.D., Sosunov G.M., Stone D.V., Tabor R.W., Tsukanov N.V., Vallier T.L. Summary terrane, mineral deposit, and metallogenic belt maps of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera: U.S. Geological Survey Open-File Report 98–136, 1998, 1 CD-ROM.

Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese Ch.R., Scholl D.W., Kazuya Fujita. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. U.S. Geological Survey Professional Paper 1626. 2000. 122 p.

Nokleberg W.J., Miller R.J., Naumova V.V., Khanchuk A.I., Parfenov L.M., Kuzmin M.I., Bounaeva T.M., Obolenskiy A.A., Rodionov S.M., Seminskiy Zh.V., Diggles M.F. Project on Mineral Resources, Metallogenesis, and Tectonics of Northeast Asia. USGS Open-File Report 03–203, Menlo Park, California, 2003. CD-ROM publication. Internet address: http:// geopubs.wr.usgs.gov/open-file/ of03–203.

Obruchev, V.V. Noch einige Worte zur Systematik der Erzlagerstatten // Cbl. Mineral., Geol. Palaontol. 1928. Abt. A, N 4. S. 143–146.

Okada H. Nature and development of Cretaceous sedimentary basins in East Asia: a review // Geosci. J. 2000. V. 4 (4). P. 271–282.

Okamura S., Arculus R.J., Martynov Yu.A., Kagami H., Yoshida T., Kawano Y. Multiple magma sources involved in marginal-sea formation: Pb, Sr, and Nd isotopic evidence from the Japan Sea region // Geology. 1998. V. 26, N 7. P. 619–622.

Oktyabrsky R.A., Shcheka S.A., Lennikov A.V., Afanasyeva T.B. The first occurrence of quandilite in Russia // Miner. Mag. 1992. V. 56, N 2. P. 385–389.

Onuma N., Motya M. Sr/Ca–Ba/Ca systematics of volcanic rocks from the central Andes, southern Peru, and its implication for Anduan magmatism // Geochem. J. 1984. V. 18. P. 251–262.

Origin of anorthosite and related rocks // Mem. N.Y. State Mus. Sci. Serv. 1969. N 18. 466 p.

Ota T., Sakakibara M., Itaya T. K-Ar ages of Kamuikotan metamorphic rocks in Hokkaido, Japan // J. Geol. Soc. Japan. 1993. V. 99. P. 335–345.

Otofuji Yo-ichiro, Katsuragi K. et al. Remagnetization of cambrian to triassic sedimentary rocks of the Paegunsan syncline of the Okchon zone, South Korea // J. Geomag. Geoelectr. 1989. 41. P. 119–135.

Pachell M.A., Evans J.P. Growth, linkage, and termination processes of a 10-km-long strike-slip fault in

jointed granite: the Gemini fault zone, Sierra Nevada, California // J. Struct. Geol. 2002. V. 24, N 12. P. 1903–1924.

Parfenov L.M., Natal'in B.A. Mecozoic accretion and collision tectonics of northeastern Asia // Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. 1985. P. 363–374.

Parfenov L.M., Natapov L.M., Sokolov S.D., Tsukanov N.V. Terrane analysis and accretion in North-East Asia // Island Arc. 1993. V. 2, N 1. P. 35–54.

Parfenov L.M. Accretionary history of northeast Asia // 1992 Proceedings International Conference on Arctic Margins. Ancourage, 1994. P. 183–188.

Park N.Y., Hwang D.H., Kim M.S., Kim C.G. A study on geology, metallic mineral deposits and drilling exploration of the Chungmu-Goseong regionally mineralized area: Korea Institute of Energy and Resource Report KR-88–2A-1. 1988. P. 5–50, 100–119.

Park J.-B., Kwon S.-T. Geochemical evolution of the Cheju volcanic island (II): trace element chemistry for stratigraphically-controlled lavas from the Northern Part of Cheju Island // J. Geol. Soc. Korea. 1996. V. 32. P. 223–249.

Patchett P.Y., Chase C.G. Role of transform continental margin in major crustal growth episodes // Geology. 2002. V. 30, N 1. P. 95–99.

Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle Xenoliths, Nantwich. Shiva Publ., 1983. P. 230–249.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

Pearce J.A., Parkinson U. Trace element model for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geol. Soc. Special Public. 1993. N 76. P. 373–403.

Pearce J.A., Baker P.E., Harvey P.K., Luff I.W. Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich island arc // J. Petrol. 1995. V. 32. N 4. P. 1073–1109.

Peccerillo R., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // Contrib. Miner. Petrol. 1976. V. 58. P. 63–81.

Peng Z.C., Zartman R.E., Futa K., Chen D.G. Sr- and Nd-isotopic systematics and chemical characteristics of Cenozoic basalts, eastern China // Geology (Isotope Geosience Section). 1986. V. 59. P. 3–33.

Perchuk L.L., Podladchikov Yu.Yu., Polyakov A.N. PT-paths and geodynamic modelling of some metamorphic processes // J. Metamorphic. Geol. 1992. V. 10. P. 311–319.

Perepelov A.B., Antipin V.S. High potassic volcanism in Kamchatka in terms of geochemistry and geodynamics // Intern. Geol. Congress. Kyoto, Japan. 1992. V. 7. P. 2410.

Perepelov A., Antipin V., Kablukov A. Geochemistry, mineralogy, an geodymamic framework of late Cenozoic potassic alkaline basalts in western Kamchatka // CD-ROM Abstracts V. 31th International Geological Congress. Symp. 6.8. Rio de Janeiro, Brasil, 2000.

Petrone C.M., Francalanci L., Carlson R.W. et al. Unusial coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace element data from the magmatism of the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico) // Chem. Geol. 2002. V. 193. P. 1–24.

Philpotts A.R. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks // Econ. Geol. 1967. V. 62, N 3. P. 303–315.

Plafker G. Regional geology and tectonic evolution of Alaska and adjacent parts of the Northeast Pacific Ocean Margin // Proceeding of the Pacific Rim Congress 90, Australasian Institute of Mining and Metalurgy, Queensland, Australia, 1990. P. 841–853.

Platt J.P., Legett J.K., Yuong J. et al. Large-scale sediment underplating in the Macran accretionary prism // Geology. 1985. V. 13. P. 507–511.

Polin V.F., Moll-Stalcup E.J. Petrological and Geochemical Criteria for Tectonic Environment of the Chukchi Segment in Okhotsk-Chukchi Volkanic Belt // Geol. of Pacific Ocean. 2000. V. 16. P. 607–642.

Popp R.K., Gelbert M.Ch., Craig I.R. Stability of Fe-Mg amphiboles with respect to oxygen fugacity // Am. Miner. 1977. V. 62, N 1/2. P. 1–12.

Pouclet A., Lee J., Vidal P., Cousens B., Beflon H. Cretaceous to Cenozoic volcanism in South volcanism associated with extension at consuming // Plate Margin. Geol. Soc. Spec. Publ. 1995. N 81. P. 169–191.

Pratt W.P. (ed.). Metallic mineral-resource potential of the Rolla quadrangle, Missouri, as appraised in September 1980: U.S. Geological Survey Open-File Report 81–518. 1981. 77 p., 11 plates, scale 1:250,000.

Pre-Cretaceous terranes of Japan / Ichikawa K., Mizutani S., Hara I., Yao A. (eds). Pub. of IGCP Project N 224. Osaka, 1990. 382 p.

Pruner P. Palaeomagnetism and palaeogeography of Mongolia in the Cretaceous, Permian and Carboniferous-preliminary data // Tectonophysics. 1987. N 139. P. 155–167.

Pushkarev Y.D., Kostoyanov A.I., Orlova M.P. et al. Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar and Re-Os isotopic constraints on the origin of PGE mineralization in the Konder massif, Khabarov region, Russia // Mineral Deposits at the Beginning of the 21 st Century, 2001. Swets and Zeitlinger Publishers Lisse.

Reagan M.K., Gill J.B. Coexisting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implications for residual titanates in arc magma sources // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, B4. P. 4619–4633.

Reed B.L., Cox D.P. Descriptive model of Sn skarn // Cox D.P., Singer D.A. (eds). Mineral Deposit Models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 1986. P. 58.

Reed B.L., Duffield W., Ludington S.D., Maxwell C.H., Richter D.H. Descriptive model of rhyolite-hosted Sn // Cox D.P., Singer D.A. (eds). Mineral Deposit Models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 1986. P. 168.

Rees A.I. The use of anisotropy of magnetic susceptibility in the estimation of sedimentary fabric // Sedimentology. 1965. V. 4, N 4. P. 257–271.

Ren J., Tamaki K., Li S., Junxia Z. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas // Tectonophysics. 2002. V. 344. P. 175–205.

Riedel W. Zur Mechanik geologischer Bruch-erscheinungen // Zentralbl fur Mineralogie, Abt. Geol. und Paleontol. Berlin, 1929. S. 354–366.

Rodgers D.A. Analysis of pull-apart basin development produced by en-eshelon strike-slip faults // Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol. 1980. V. 4. P. 27–41.

Rodionow S.M. Tin metallogeny of Russian Far East // Ore-bearing Granites of Russia and Adjacent Contries. Moscow: IMGRE, 2000. P. 237–262.

Roeder P.L., Emslie R.F. Olivine-liquid equibrium // Contribs Miner. Petrol. 1970. V. 29, N 4. P. 275–289.

Roering C. The geometrical significane of natural en-echelon crackarravs // Tectonophysics. 1968. V. 5, N 2. P. 107–123.

Rollinson H.R. Using geochemical data: evalution, presentation, interpretation. Essex.: London Group UK Ltd., 1994. 352 p.

Rutuba J.J. Descriptive model of hot-spring // Cox D.P., Singer D.A. (eds). Mineral Deposit Models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 1986. P. 178.

Rutuba J.J. Descriptive model of silica-carbonate Hg // Cox D.P., Singer D.A. (eds). Mineral Deposit Models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 1986. P. 181.

Rye R.D., Ohmoto H. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A review // Econ. Geol. 1974. V. 69. P. 826–842.

Ryerson F.J., Watson E.B. Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 86. P. 225–239.

Sakai T., Ishida K., Kozai T., Ohta T., Ishida N., Kirillova G.L., Kalinin Ju. Examination of the Late Jurassic-Early Cretaceous subduction complexes along the Amur River: a new perspective on the accretionary terrane in Far East // Cretaceous continental margin of East Asia: Stratigraphy, sedimentation, and tectonic: the IV-th international symposium of IGCP 434. Khabarovsk. 3–12 september. 2002. P. 51.

Sang K.N., Shin H.J. Mineralogical study of plagioclases in Hadong-Sancheong area // Report on Geoscience and Mineral Resources: Korea Institute of Energy and Resources (KIER) Annual Report. 1981. V. 11. P. 185–213.

Sato K., Vrublevsky A.A., Rodionov S.M., Romanovsky N.P., Nedachi M. Mid-Cretaceous episodic magmatism and tin mineralization in Khingan-Okhotsk volcanoplutonic belt, Far East Russia // Res. Geol. 2002. V. 52, N 1. P. 1–14.

Saunders A.D., Rogers G., Mazzine G.F. et al. Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks Baja, California, Mexico: implications for petrogenesis of post-subduction magma // J. Volcanol. Geoterm. Res. 1987. V. 32. P. 223–245.

Savostin L.A., Safonov V.G., Pavlov V.E., Bondarenko G.E. Jurassic structural evolution of the southwestern erge of the Omolon massif // Geotectonics. 1995. V. 28, N 5. P. 408–423.

Schnetzler C.C., Philpotts J.A. Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rork-forming mineral phynocrysts- II // Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. V. 34, N 3. P. 331–340.

Scotese C.R. Continental drift, Phanerozoic plate tectonic reconstructions. Arlington: University of Texas, Department of Geology, Paleomap Progress Report 36, edition 7 (CD-ROM), 1997.

Scotese C.R., Nokleberg W.J., Monger J.W.H., Norton I.O., Parfenov L.M., Buntzen T.K., Dawson K.M., Eremin R.A., Frolov Y.F., Fujita K., Goryachev N.A., Khanchuk A.I., Pozdeev A.I., Ratkin V.V., Rodionov S.M., Rozenblum I.S., Scholl D.W., Shpikerman V.I., Sidorov A.A., Stone D.B. Dynamic Computer Model for the Metallogenesis and Tectonics of the Circum-North Pacific. Open-File Report 01–261, U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey (CD-ROM), 2001.

Seely D.R., Vail P.R., Walton G.G. Trench slope model // Burc C.A., Drake D.L. (eds). The geology of continental margins. New York: Springer-Verlag, 1974. P. 249–260.

Segall P., Pollard D.D. Mechanics of discontinuous faults // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 4337–4350.

Şengör A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // The tectonic evolution of Asia. Cambridge University Press, 1996. P. 486–640.

Sha Jing-geng. Buchia and Aucellina beds of eastern Heilongjiang // J. Stratigr. 1992. V.16. P. 41–49. (In Chinese with English abstract).

Shervais I.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth. Planet. Sci. Lett. 1982. V. 59. P. 101–118.

Shuto K., Yashima R. Lateral variation of major and trace elements in the Pliocene volcanic rocks of the Northeast Japan arc // J. Min. Petr. Econ. Geol. 1990. V. 85, N 8. P. 364–389.

Silitoe R.H., Halls C., Grant J.N. Porphyry tin deposits in Bolivia // Econ. Geol. 1975. V. 70. P. 913–927.

Sillitoe R.H. Epithermal models: Genetic types, geometrical controls, and shallow features // Kirkham R.V., Sinclair W.D., Thorpe R.I., Duke J.M. (eds). Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada Special Paper 40, 1993. P. 403–431.

Simandl G.J., Paradis S. Alkali Basalt and Lamprophyre-hosted Sapphire and Ruby // Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, V. 3, Industrial Minerals / G.J. Simandl, Z.D. Hora, D.V. Lefebure (eds.). British Columbia Ministry of Energy and Mines, Open File 1999–10, 1999.

Simkin T., Smith J.V. Minor-element distribution of olivine // J. Geol. 1970. V. 78, N 3. P. 304–325.

Singer D.A. Descriptive model of kuroko massive sulfide // Cox D.P., Singer D.A. (eds). Mineral deposit models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 1986. P. 189.

Slansky E., Johan Z., Ohnenstetter M., Barron L.M., Suppel D. Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, N.S.W., Australia. Part 2.

Platinum-group minerals in placer deposits at Fifield // Miner. Petrol. 1991. V. 43. P. 161–180.

Song B., Niu B.G., Li J.Y., Xu W.X. Isotope Geochronology of single-zircon of granitoids in Mudanjiang area, Northeast China // Report No 4 of the IGCP Project 283: Geodynamic Evolution of Paleoasian ocean. Novosibirsk, 1993. P. 233–234.

Song Y., Frey F.A., Zhi X. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: Implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle // Chem. Geol. 1990. V. 85. P. 35–52.

Sorokin A.A., Ponomarchuk V.A. Umlekan-Ogodzha Early Cretaceous magmatic belt (North margin of the Amurian superterrane): duration of magmatism // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66, N 15A. P. 728.

Stolz A.J., Varne R., Wheller G.E., Foden J.D., Abbot M.J. The geochemistry and perogenesis of K-rich alkaline volcanics from the Batu Tara volcano, eastern Sunda arc // Contrib. Miner. Petrol. 1988. V. 98. P. 374–389.

Stormer J.C. A practical two-feldspar geothermometer // Am. Miner. 1975. V. 60, N 7/8. P. 667–674.

Sun S.S. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 179–192.

Sun S.S., McDonoudh W.E. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins / eds A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London, 1989. Spec. publ. P. 313–345.

Supplemental data for Crust http:// earthref.org/ GERM/reservoirs/cont-crust.htm

Sutherland F.L., Coenraads R.R. An unusual ruby-sapphire-sapphirine-spinel assemblage from the Tertiary Barrington volcanic province, New South Wales, Australia // Miner. Mag. 1996. V. 60. P. 623–638.

Sutherland F.L., Schwarz D., Jobbins E.A., Coenraads R.R., Webb G. Distinctive gem corundum suites from discrete basalt fields: a comparative study of Barrington, Australia, and West Pailin, Combodia, gemfelds // J. Gemmol. 1998. N 27. P. 65–85.

Sutherland F.L., Fanning C.M. Gem-bearing basaltic volcanism, Barrington, New South Wales: Cenozoic evolution, based on basalt K–Ar ages and zircon fission track and U–Pb isotope dating // Austr. J. Earth Sci. 2001. V. 48 (2). P. 221–237.

Sutherland F.L., Bosshart G., Fanning C.M., Hoskin P.W.O., Coenraads R.R. Sapphire crystallization, age and origin, Ban Huai Sai, Laos: age based on zircon inclusions // J. Asian Earth Sciences. 2002. V. 20. P. 841–849.

Taira A., Tashiro M. Late Paleozoic and Mesozoic accretion tectonics in Japan and eastern Asia // Taira A., Tashiro M. (eds). Historial biogeography and plate tectonic evolution of Japan and eastern Asia. Tokyo: Terra Pub. 1987. P. 1–43.

Tarney I., Sanders A.D., Mattey D.P., Wood D.A., March N.G. Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea and Western Pacific // Philosophical Transactions of the Royal Society of London A300. P. 263–285.

Tatsumi Y., Ishizaka K. Origon of high-magnesian andesites in the Setouchi volkanic belt, southwest Japan, I, Petrographical and chemical characteristics // Eart Planet. Sci. Lett. 1982. V. 60. P. 293–304.

Tatsumoto M., Nakamura Y. DUPAL anomaly in the Sea of Japan: Pb, Nd, and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 3697–3708.

Tatsumoto M., Basu A.R., Wankang H., Junwen W., Guanghong X. Sr, Nd and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of eastern China: enriched components EM I and EM II in subcontinental lithosphere // Earth. Planet. Sci. Lett. 1992. V. 113. P. 107–128.

Taylor R.N., Nesbitt R.W. Isotopic characteristics of subduction fluids in an intra-oceanic setting, Izu-Bonin Arc, Japan // Earth Planet Sci. Lett., 1998. V. 164. P. 79–98.

Tchalenko J.S. Similarities between Shear Zones of Different Magnitudes // Geol. Soc. Am. Bull. 1970. V. 81. P. 1625–1640.

Tchalenko J.S., Ambraseys N.N. Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures // Geol. Soc. Am. Bull. 1970. V. 81, N 1. P. 41–60.

Theodore T.G. Descriptive model of porphyry Mo, low F // Cox D.P., Singer D.A. (eds). Mineral Deposit Models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 1986. P. 120.

Theodore T.G., Hammarstrom J.M. Petrochemistry and fluid-inclusion study of skarns from the northern Battle Mountain mining district, Nevada // Barto-Kyriakidis A. (ed.). Skarns; Their Genesis and Metallogeny: Theophrastus Publications, Athens, Greece, 1991. P. 497–554.

Togashi Yukio. Descriptive model of Sn polymetallic veins // Cox D.P., Singer D.A. (eds). Mineral Deposit Models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 1986. P. 109.

Ueda S., Miashiro A. Plate tectonics and the Japanese Islands: A synthesis // Geol. Soc. Am. Bull. 1974. V. 85. P. 1159–1170.

Utkin V.P. Wrench Faults of Sikote-Alin and Accretionary and Destructive Types of Eault Dislocation in the Asia-Pacific Transition Zone // The Tancheng-Lujiang wrench fault system. Chichester, England: John Wiley and Sons, 1993. P. 225–237.

Van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Spakman W. Tomografic inversion of P and pP data for aspherical mantle structure below the northwest Pacific region // Geoph. J. Int. 1999. V. 115, N 1. P. 264–302.

Van Kooten G.K. Mineralogy, petrology and geochemistry of an ultrapotassic basaltic suite, Central Sierra Nevada, California, U.S.A // J. Petrol. 1980. V. 21, N 4. P. 651–684.

Venturelli G., Caperdi S. at al. The ultrapotassic rocks from southeastern Spain // Lithos. 1984. V. 17, N 1. P. 37–54.

Voinova I.P., Ziabrev S.V., Prikhod'ko V.S. Meymechites of the central Sikhote-Alin: a plume underneath an accretionary Wedge // Abstracts 6th Zonenshain conference on plate tectonics. M., 1998. P. 40.

Volborth A. Rapakivi-tipe granites in Precambrian complex of Gold Butte, Clark County, Nevada // Bull. Geol. Soc. Am. 1962. V. 73, N 7. P. 813–831.

Volynets O. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Late Cenozoic Kuril-Kamchatka island arc volcanic rocks // Int. Geol. Congress. Kyoto, Japan. 1992. V. 2. P. 591.

Volynets O. Geochemical Types, Petrology, and genesis of Late Cenozoic Volcanic Rocks from the Kurile-Kamchatka Island-Arc System // Int. Geol. Rev. 1994. V. 36. P. 373–405.

Wang Z., Van der Voo R. Pervasive remagnetization of Paleozoic Rocks acquired at the time of Mesozoic folding in the South China Block // J. Geophys. Res. 1993. V. 98, N B2. P. 1729–1741.

Wang W., Zheng Sh., Zhang L. et al. Тектоника и стратиграфия Циркумпацифики на северо-востоке Китая. Пекинский дом печати, 1995. 280 с. (Кит яз.).

Warsi W.E.K., Hilde T.W.C., Searle R.C. Convergence structures of the Peru trench between 10° and 14° S // Tectonophysics. 1983. V. 99. P. 313–321.

Watson G.S., Enkin R.J. The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. P. 2135–2137.

Weaver B., Tarney J. Empirical approach to estimating the composition of continental crust // Nature. 1994. N 310. P. 575–577.

Wei-Ming Fan, Feng Guo, Yue-Jun Wang, Ge Lin. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China // J. Volcan. Geoterm. Res. 2003. V. 121. P. 115–135.

Wells P.R.A. Pyroxene Thermometry in simple and complex systems // Contrib. Miner. Petrol. 1977. V. 62. N 2. P. 129–139.

Westbrook G.K., Ladd J.W., Buhl P., Bangs N., Tiley G.J. Cross section of on accretionary wedge: Barbados Ridge complex // Geology. 1988. V. 16. P. 631–635.

Whalen J.B., Currce K.L., Chappell B.M. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. Petrol. 1987. V. 95, N 4. P. 407–419.

White A.J.R., Chappell B.M. Ultrametamorphism and granitoid genesis // Tectonofisics, 1977. V. 43, N 1–2. P. 7–22.

Wilde S.A., Zhang X., Wu F. Extention of a newly identified 500 Ma metamorphic terrane in North East China: further U–Pb SHRIMP dating of the Mashan Complex, Heilongjiang Province, China // Tectonophysics. 2000. V. 328. P. 115–130.

Wilde S.A. Early Paleozoic high-grade metamorphism in the Jiamusi Massif, Northeastern China: possible links to Gondwana and Siberia // Assembly and Breakup of Rodinia Supercontinent: evidence from South Siberia. Project IGCP-440. Guidebook and abstract volume. Irkutsk, 2001. P. 192–197.

Wilson J.T. A new class of faults and their bearing on continental drift // Nature. 1965. N 4995. P. 343–347.

Wilson M. Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. Harper Collins Academic, 1991. 466 p.

Wones D.R. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks // Amer. Miner. 1989. V. 74, N 7/8. P. 744–749.

Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problem of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11–30.

Wood D.A. A variably veined suboceanic mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence // J. Geol. 1979. N 3. P. 499–503.

Wood J.S., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and comlex systems // Contrib. Miner. Petrol. 1973. V. 2, N 2. P. 109–124.

Worral D.M., Kruglyak V., Kunst F., Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision // Tectonics. 1996. V. 15, N 4. P. 813–826.

Wright T.L. X-ray and optical study of alkali feldspar. II. An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 20 values there reflections // Am. Miner. 1968. V. 53, N 1/2. P. 88–104.

Wu H.N., Zhou L.F., Zhao Z.Y.X, Chen Y. Tectonic implications of the paleomagnetic results of the later Paleozoic and Mesozoic rocks from the Ala-shan area of the western north China block // Sci. Geol. Sin. 1993. N 2. P. 19–46.

Xu J.W., Zhy G., Tong W. et al. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: a major sheer system to the north-west of the Pacific Ocean // Tectonophysics. 1987. V. 134, N 4. P. 273–310.

Xu J. Basic characteristics and tectonic evolution of the Tancheng-Lujiang Fault Zone / Jiawei Xu. (ed.) Tancheng-Lujiang Wrench Fault System. John Wiley and Sons, 1993. P. 17–51.

Xu J. The Tancheng-Lujiang wrench fault system. John Wiley and Sons, England, 1993. 253 p.

Xu Jiawei, Weixing Tong., Guang Zhu, Shoufa Lin, Coufeng Ma. An outline of the pre-Jurassic tectonic framework in East Asia // J. of Southeast Asia Earth Sci. 1989. V. 3, N 1–4. P. 29–45.

Yang Baojun, Mu Shimin, Jin Xu, Lin Cai. Syn thesized study on the geophysics of Manzhouli – Suifenhe geoscience transect, China // Acta Geophys. Sin. 1996. V. 39, N 6. P. 772–782.

Yang C., Courtillot V. Widespread Cenozoic (?) remagnetization in Thailand and its implications for the India-Asia collision // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. N 93. P. 113–122.

Yang J. et al. The continental-marine Jurassic-Cretaceous sequences of Sanjiang basin in Northeast China // Proc. of the Third National Stratigraphical Conference of China, Beijing: Geological Publ. House, 2000. P. 270–274.

Yang Q., Mizutani S., Nagai H. Biostratigraphic correlation between the Nadanhada Terrane of NE China and Mino Terrane of Central Japan // J. Earth Planet. Sci. 1993. V. 40. P. 27–43.

Yang Z., Ma X., Besse J. et.al. Paleomagnetic results from Triassic sections in the Ordos Basin, North China // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. N 104. P. 258–277.

Yang Z., Courtillot V., Besse J. et al. Jurassic paleomagnetic constraints on the collision of the North and South China blocks // Geophys. Res. Lett. 1992. V. 19, N 6. P. 577–580.

Yang Z.Y., Otofuji Y., Sun Z., Huang B. Magnetostratigraphic constraints on the Gondwanan origin of North China: Cambrian/Ordovician boundary results // Geophys. J. Int. 2002. N 151. P. 1–10.

Ye H., Shedlock K.M., Heilinger S.J., Sclater J.G. The North China basin: an example of a Cenozoic rifted intraplate basin // Tectonophysics. 1995. V. 4, N 4. P. 153–169.

Zhang Qiusheng, Ye Tingsong, Yan Hongquan et al. Geology and metallogeny of the Early Precambrian in China // Project 91 International Geological Correlation Program National Working Group of China: Jinlin People's Publishing House,Changchun. 1984. P. 536.

Zhang X., Cao X. The character Longjiang complex in Jiamusi massif, Heilongjiang province, China // Report N 2 of the IGCP Project 283. Beijing, 1991. P. 111–114.

Zhang Yixia, Ye Tingsong, Yan Hongquan et al. Archaean geology and banded iron formations of Jidong, Hebei province: Geology, Beijing, 1985. P. 96–126.

Zhao Guolong, Yang Guilin, Fu-jiayou, Yang Yuzuo. The Mesozoic volcanic rocks in moddle and southern parts of Daxing'Anling Range. Beijing: Science and Technology Publishing House, 1989. 230 p. (In Chinese).

Zhao X., Coe R., Liu C., Zhou Y. New Cambrian and Ordovician paleomagnetic poles for the North China Block and their paleogeographic implications // J. Roy. Geophys. Res. 1992. V. 97, N B2. P. 1767–1788.

Zhao X., Coe R., Wu H., Zhao Z. Silurian and Devonian paleomagnetic poles from North China and implications for Gondwana // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 117. P. 497–506.

Zhao X., Coe R.S., Gilder S.A., Frost G.V. Paleomagnetic constrains on the palaeogeography of China: implications for Gondwanaland // Austr. J. Earth Sci. 1996. V. 3. P. 643–672.

Zhenyu Y., Otofuji Yo-ichiro, Baochun H., Zhiming S. Paleomagnetic evidence of the Affinity of the North China Block with Gondwana // Geol. Rev. 1999. V. 45, N 4. P. 402–407.

Zhi X., Song Y., Frey F.A. et al. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China: Constraints on the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt // Chem. Geol. 1990. V. 88. P. 1–33.

Zhou X., Armstrong R.L. Cenozoic volcanic rocks of eastern China-cecular and geographic trends in chemistry and stroncium isotopic composition // Earth. Planet. Sci. Lett. 1982. V. 58. P. 301–329.

Zhu H., He Z.X. An attempt of paleomagnetic and tectonic study of Palaeozoic strata from north margin of Alashan terrane // Biostratigraphy and tectonics of Palaeozoic Strata along Alashan Terrane Margin. Wuhan: Wuhan Geological College Press, 1987. P. 154–159.

Zhu Jie-Shou, Cao Jia-Min, Cai Xue-Lin, Yan Zhong-Qiong, Cao Xiao-Lin. High resolution surface tomography in East Asia and West Pacific marginal seas // Chin. J. Geophys. 2002. V. 45, N 5, P. 646–664.

Zhu X. Chinese Sedimentary Basins. Elsevier, 1989. 238 p.

Zijderveld J.D. Demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in palaeomagnetism / ed. D.W. Collinson, K.M. Kreer. Amsterdam: Elsevier Publ. Co., 1967. P. 254–286.

Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // Annu. Rev. Earth. Planet Sci. 1986. V. 14. P. 433–571.

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Plate tectonics and ore deposits in Northern Eurasia (the former USSR) [abs.]: Colorado School of Mines Quarterly Review, 1992. V. 92, N 2. P. 13.

Zou H., Zindler A., Xu X. et al. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance // Chem. Geol. 2000. V. 171. P. 33–47.

Zyabrev S.V., Matsuoka A. Late Jurassic (Tithonian) radiolarians from a clastic unit of the Khabarovsk complex (Russian Far East): Significance for subduction accretion timing and terrane correlation // Island Arc. 1999. V. 8, N 1. P. 30–37.

Предметный указатель

Абкитский металлогенический пояс 9, 785, 787
Аблюкунское вулканическое поле 317
Авачинский вулкан 68
Авековский террейн 135
Авлинская свита 251
Авлаяканское месторождение 828
Агатовское месторождение 826, 827
Агинское, месторождение 847
Агликичское рудопроявление 720
Агние-Афанасьевское месторождение 832
Айнынский субтеррейн Таловского террейна 155
Алазейская островная дуга 801
Алгама, месторождение 9, 103, 735, 736, 738
Алганский террейн 159
Алдано-Становой щит 5, 54, 64, 95
Алданское нагорье 37, 41
Алешкино месторождение 807
Аллах-Юньская тектоническая зона 107
Алнейская серия 295, 382
Алучинский металлогенический пояс 9, 799
Алчанская магматическая зона 342
Алчанская свита 344, 556
Алчанский бассейн 7, 552, 553, 557, 560
Алькатваамский террейн 160
Аманинская свита 567
Амгунь, река 35, 211
Амгуэма, река 43, 147
Аметистовое месторождение 845
Амур, река 17, 35, 37, 845
Амуро-Зейская впадина 39, 52
Амуро-Зейский бассейн 7, 560, 566
Амурский микроконтинент 888
Амхотенская толща 295
Анавгайский вулканический комплекс 295
Анаветкинское месторождение 845
Анадырская впадина 41, 569
Анадырский металлогенический пояс 10, 840
Анадырское нагорье 39
Анадырь, река 17, 35
Анива, мыс 842
Аниво-Гомонский террейн 202
Анмандыканский массив 691
Анмандыканский рудный узел 787
Анюй, река 178, 259, 475, 476, 799
Анюйский субтеррейн Чукотского террейна 242
Анюйско-Беринговский металлогенический пояс 10, 840
Анюйское нагорье 39, 41
Апапельское рудопроявление 720
Апукская свита 405
Араратский интрузив 284, 331
Аргунский орогенный пояс 5, 114
Ариадненский металлогенический пояс 9, 804, 891
Ариадное, месторождение 813
Арминская сдвиговая зона 857
Арминский рудный район 603, 632
Арсеньевский разлом 757
Арсеньевское месторождение 8, 677
Асачинская свита 295
Аскольд, месторождение 837
Аскольдинская свита 254
Ассикаевская свита 343, 553
Афанасьевский гранитоидный массив 321
Ахомтенская вулканоструктура 298
Аянский террейн 114, 135
Аян-Юрях, река 143

Баджальская магматическая зона 333
Баджальский террейн 63, 124, 177, 812
Баджальский хребет 37
Бадис, рудопроявление 653
Бадран, месторождение 807
Базовская вулканоструктура 281
Базовское, месторождение 807
Баимский рудный район 8, 651
Байкальское месторождение 802
Бакенинг, вулкан 398, 409, 410, 412, 414
Балаганчик, хребет 39
Баладекский блок 5, 95, 105
Баладекский металлогенический пояс 9, 779, 783, 880
Бамское, месторождение 819
Батомга, река 64, 105
Батомгская гранит-зеленокаменная область 95
Батько, рудопроявление 793
Бачелазская серия гранитоидов 329
Бебекан, месторождение 814
Безымянное, месторождение 745
Безымянный, вулкан 417
Белая Гора, месторождение 841, 842
Белая, река 136, 350, 841, 842
Белоголовский, вулкан 383, 389, 390
Белогорская свита 565
Беневское, месторождение 821
Беневской рудный район 814, 821
Березовская впадина 572
Березовская свита 261, 295

Березовский металлогенический пояс 9, 885
Березовский террейн 145, 153, 259, 799, 885
Березовское, месторождение 791, 845
Берингово море 42
Биджанский металлогенический пояс 9, 791, 799
Бикин, река 174, 343, 545, 553, 554, 556, 557
Бикинское базальтовое плато 485
Билякчанский металлогенический пояс 9, 779, 783
Биракан, река 516
Биркачан, рудопроявление 795
Бирофельдская свита 544
Бирофельдский грабен 544
Битум-Сдвиг, месторождение 8, 723, 729, 730
Богидэ, месторождение 588, 591, 783
Боголадза, хребет 37
Богопольский вулканический комплекс 356
Боконская свита 507
Бокторская впадина 37
Бокурский комплекс 466
Болонь, озеро 17, 35, 45
Большая Аимка, гранитный массив 243, 245, 247
Большая Ипелька, вулкан 393
Большая Кетепана, вулкан 382, 391
Большая Курильская гряда 42
Большая Уссурка, река 759
Большехинганский вулкано-плутонический пояс 314, 319
Большой Анюй, река 799
Большой Каньон, массив гранитоидов 238, 804
Большой Сэйим, месторождение 592
Боронг, рудопроявление 783
Бохай, грабен 572, 894
Бохайвань, бассейн 544, 552, 570, 571
Брюс, массив гранитоидов 320, 322, 329
Бу-Аззер, месторождение 772
Будаканская свита 542
Бузулинская свита 565
Буреинский бассейн 7, 515
Буреинский супертеррейн 5, 114, 119, 333, 789
Буреинский хребет 37
Бурея, река 35
Бурея-Ханкайский орогенный пояс 5, 119
Буриндинский магматический комплекс 310, 313
Буриндинское месторождение 819
Бурхала, месторождение 807
Бурхалинское рудное поле 671
Бусугуньинский массив габбро-диоритов 235
Бутарное рудное поле 816
Бушули-Нюкжинский металлогенический пояс 9, 804, 889
Буюнда, река 43, 251
Быстринский интрузив гранитоидов 437
Быстринский рудный узел 720

Вавачунская свита 254
Ваеги, река 840, 841
Ваеги, рудопроявление 840, 841
Вакаровское рудопроявление 798
Валагинский субтеррейн Олюторско-Камчатского террейна 205
Валентиновский массив гранитоидов 283
Валентиновское месторождение 693, 851
Валунистое, месторождение 840
Валькумейское месторождение 828, 830
Ванкаремская впадина 41
Вануонская свита 254
Ватынский металлогенический пояс 10, 831
Великая, река 736, 778, 784
Велолнынское вулканическое поле 291
Вельмайский террейн 151
Верхне-Амурский магматический комплекс 312
Верхнее, месторождение 707, 709, 854, 873
Верхнезолотое, месторождение 835, 842, 843
Верхне-Колымский металлогенический пояс 10, 830
Верхнемолчанская свита 562
Верхне-Омолонское месторождение 9, 746
Верхне-Сеймчанское месторождение 8, 690
Верхне-Селемджинская вулканическая зона 320
Верхне-Тасканское месторождение 8, 723
Верхне-Хетакчанское, месторождение 807
Верхняя Бугундя, месторождение 622
Верхоянская пассивная окраина 5, 140, 780, 783, 882
Весновка, месторождение 785
Ветвистое, рудопроявление 666, 688
Ветловский террейн 202, 205
Ветренское, месторождение 807
Ветровое рудопроявление 688, 690
Вечернинский рудный узел 651
Вечернинское рудное поле 652
Вивентекская свита 568
Вилигинский задуговый бассейн 889
Вилигинский террейн 136, 830
Вилючинский вулкан 297
Вилючинская вулкано-тектоническая структура 297
Вилючинская свита 295
Вилючинское, рудопроявление 702
Владимирский массив гранитоидов 283
Вознесенский комплекс редкометалльных гранитов 602
Вознесенский рудный район 9, 785
Вознесенский террейн 125, 535, 791
Вознесенское, месторождение 9, 599, 602, 724, 791
Вознесенское рудное поле 598, 724
Волочек, рудопроявление 688, 690
Восток-2, месторождение 8, 331, 632, 634, 821
Восточно-Азиатско-Арктический металлогенический мегапояс 822
Восточно-Буреинский гранитный пояс 6, 242
Восточно-Камчатский вулканический пояс 6, 305
Восточно-Камчатский металлогенический пояс 10, 852
Восточно-Сахалинский хребет 204
Восточно-Сибирское море 42
Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический пояс 6, 314
Восточно-Сихотэ-Алинский металлогенический пояс 10, 835
Восточный Синий хребет 39
Восточный хребет 41
Восточных полуостровов Камчатки орогенный пояс 206
Воямпольская серия 567

Врангеля, остров 43, 95, 145, 150
Высокое, месторождение 211, 698, 851
Выходное, рудопроявление 654

Гакхинская свита 567
Галамский террейн 63, 132, 333, 510, 789
Галенковская свита 536
Галькинский трахибазальт-риолитовый комплекс 317
Ганальский террейн 205
Ганычаланский субтеррейн Пенжино-Анадырского террейна 132
Гарьский террейн 117, 788
Гарьское, месторождение 627
Гаюмское, месторождение 591, 784
Гематитовое, месторождение 745
Геофизическое рудопроявление 575
Геранский массив анортозитов 447
Гербичанский шток гранодиоритов 322
Гилюй, река 99
Главный Колымский батолитовый пояс 6, 230
Главный Монголо-Охотский разлом 886
Глиняное, месторождение 842, 843
Глухариный, рудопроявление 105, 806
Головинская свита 544
Головнинское, месторождение 851
Гольцовое, месторождение 807
Гонамская свита 437
Гонжинский террейн 115
Горбачинская свита 513
Горелый, вулкан 297, 420, 423, 426–428, 702
Горная система хр. Срединный 41
Горная система хр. Становик-Джугджур 37
Горная система хр. Черского 39
Горы Пржевальского 37
Графитовое, рудопроявление 575
Гребень, рудопроявление 767
Гриша, рудопроявление 787
Губеровский грабен 347, 554, 558
Гурникский рудный узел 794

Дайка Новая, месторождение 807
Дальнегорская вулканоструктура 285
Дальнегорский интрузив гранитоидов 284, 623
Дальнегорское, месторождение 7, 623, 837
Дальнее, месторождение 878
Дарпир, месторождение 140, 143, 722, 806
Дарпир, разлом 140, 143, 722, 806
Дарпирский металлогенический пояс 9, 804
Дарьинский комплекс 466
Дацитовое месторождение 810
Дегдекан, месторождение 9, 748, 807
Депская свита 562
Дерясь-Юрега, массив гранитоидов 238, 239
Дешская свита 516
Джагдаг, рудопроявление 783
Джагды, хребет 17, 39, 321, 885
Джаки-Унахта-Якбыяна, хребет 37, 39
Джалиндинское, месторождение 8, 718
Джанинское, месторождение 588, 784
Джелгала-Тыеллах, месторождение 807
Джелтулакский металлогенический пояс 10, 820
Джелтулинский Становик, хребет 39
Джугджур, хребет 37, 435
Джугджурский анортозитовый массив 437
Джульетта, месторождение 17, 816
Диринь-Юрях, месторождение 807
Догдо-Эрикитский металлогенический пояс 10, 824
Дорожное, месторождение 807
Дубликанская свита 517
Дубровское, месторождение 871
Дукат, месторождение 8, 709, 712, 825
Дукатский рудный узел 712
Дурминский рудный район 10, 822, 834
Дурминское, месторождение 834
Душное, месторождение 851
Дыгды-Сисе, хребет 39

Евразийский океанический бассейн 896
Екатеринославская свита 562
Еропольский субтеррейн Олойского террейна 153

Жданное, месторождение 807
Железное, рудопроявление 766
Жировская вулкано-тектоническая структура 297
Жировская толща 295
Жировской, палеовулкан 297, 298, 304, 305, 702, 714
Журавлевско-Амурский террейн 24, 167, 177, 182, 185, 330, 532, 632, 835, 856, 891

Завитинская свита 563
Заозерное, месторождение 851
Западно-Камчатская впадина 567
Западно-Камчатский ареал калиевого щелочного магматизма 6, 369
Западно-Камчатский бассейн 7, 567
Западно-Камчатский террейн 204
Западно-Пекульнейский террейн 153
Заречный, вулкан 417, 419
Затесное, месторождение 807
Зейская впадина 39, 48
Зейская серия 565
Зейское водохранилище 35
Зея, река 17, 35, 57, 209, 310, 501
Зимнее месторождение 835
Змеино-Столбовской грабен 347, 553, 558
Золотая Гора, месторождение 820
Золотогорский террейн 159
Золотогорское вулканическое поле 291
Золотой, хребет 39, 173
Зырянский прогиб 896

Игуменовское месторождение 807
Иденгу, месторождение 691
Изанаги, плита 25, 509, 891, 892
Иликанская толща 505
Илинурэкская свита 513
Ильинская свита 568
Имтачан, месторождение 807
Ингилийский рудный район 9, 779
Индигиро-Омолонский супертеррейн 140, 230
Индигирский пояс растяжения 892

Иньяли-Дебинский синклинорий 142, 233
Иорекская свита 518
Ипатинское, месторождение 832
Ир-Нимийское, месторождение 789
Ирунейский металлогенический пояс 10, 824
Ирунейский террейн 205, 825
Искатель, хребет 39, 670
Искинское, месторождение 841
Итикутская свита 562
Итуруп, остров 35, 429, 430, 699
Итчайваямское, месторождение 842
Иультинское месторождение 829
Ича, река 382
Ичегемская вулканическая серия 256
Ичинский вулкан 389, 408
Ичинский прогиб 567
И-Шу, грабен 894

Кабанье, месторождение 745
Кабаргинский рудный район 9, 785
Кабаргинский террейн 791
Кавалеровский рудный район 181
Каларский интрузив гранитоидов 435
Каларский хребет 388, 565
Каменистое, месторождение 807
Камень, вулкан 417, 522, 828
Камчатка, река 17, 35
Камчатский Мыс, террейн 69, 95
Камчатский полуостров 841
Камчатско-Корякский вулканический пояс 846, 895
Камышовый террейн 185
Кангаузская свита 527
Кандычан, месторождение 830
Каньон, месторождение 8, 238, 630, 804
Капреевская свита 524
Карагинский, остров 9, 766, 767, 773, 777
Каральвеем, месторождение 818
Карамкенское, месторождение 8, 700
Карауракский массив гранитоидов 321
Карбонатное рудопроявление 702
Катонская свита 542
Катэнское, месторождение 813
Кашкинское, месторождение 851
Квинумский, металлогенический пояс 10, 841, 895
Кедонский вулкано-плутонический пояс 885
Кедонский металлогенический пояс 9, 791, 794
Кедрач, разлом 343, 554, 558
Кедровский вулканический комплекс 357
Келатонге, месторождение 575
Кемский металлогенический пояс 10, 843, 894
Кемский террейн 24, 182, 185, 188, 330
Кенрикская толща 505
Керби-Селемджинский металлогенический пояс 9, 891
Керекская свита 399
Кет-Кап, хребет 39, 99
Кеткапский магматический комплекс 466
Кеткапско-Юнская зона магматизма 464
Кизи, озеро 17
Кирганикское, месторождение 847, 849
Киселевско-Маноминский террейн 24, 178, 188, 330, 834, 891
Кисинский вулканический комплекс 274
Клин, месторождение 8, 638, 812
Ключ, месторождение 167, 169, 622, 759
Ключевская группа вулканов 417
Ключевская свита 524
Кобюминский грабен 887
Кодаро-Удоканский комплекс гранитоидов 435
Кодарский интрузив гранитоидов 435
Кокшаровское, месторождение 813
Колпаковская впадина 567
Колхида, месторождение 702, 826
Колыма, река 17, 35
Колымское нагорье 39
Комиссаровское, месторождение 802
Комсомольский рудный район 856
Кондёр, месторождение 9, 811, 891
Кондёрская зона щелочно-ультраосновного магматизма 448
Кондёрский массив щелочно-ультраосновных пород 449
Кондёр-Феклистовский металлогенический пояс 9, 811, 891
Кони, полуостров 95, 111, 136, 247, 248, 251, 253, 816, 886
Конино-Орельско-Сахалинская система 7, 572
Кони-Тайгоносский террейн 136
Конкулинская свита 437
Контрандья, месторождение 807
Коркинская серия 533, 536
Коркодон, река 10, 822, 826
Коркодон-Наяханский металлогенический пояс 10, 826
Корякский вулкан 306, 846, 895
Корякский орогенный пояс 5, 114, 132, 153, 305
Корякского нагорья металлогенический пояс 831
Корякское нагорье 41, 399
Корякско-Западно-Камчатская вулканическая зона 367, 398
Корякско-Камчатский магматический ареал 367
Костеньгинское месторождение 790
Крапивинская свита 295
Краскинский вулканический комплекс 357
Красногорское, месторождение 811
Крерукское, рудопроявление 720
Креста, залив 151, 289
Кроноцкая островная дуга 896
Кроноцкий террейн 206
Крохалиное, месторождение 9, 771, 807
Кубака, месторождение 795
Кузьмичанское, месторождение 8, 722, 807
Куйбивеем, месторождение 845
Куканский хребет 37
Кула, плита 310, 500, 560, 814, 822, 889
Куларо-Нерский террейн 230
Култухинский надвиг 557
Кулувенская свита 568
Кумроч, хребет 39, 852
Кунаревское, месторождение 810

Кунашир, остров 429, 430, 433
Кур, река 177, 539
Курило-Камчатская дуга 896
Курильская островная дуга 46
Курильские острова 39
Курильский металлогенический пояс 10, 851
Кухтуй, река 109, 248
Куюл, река 156
Куюльский металлогенический пояс 9, 809, 889
Куюльский субтеррейн Таловского террейна 809
Кыллахская тектоническая зона 107
Кындалская свита 518

Лабазный, рудопроявление 795
Лазо, месторождение 806
Лаланкытан, месторождение 853
Ламутское, месторождение 845
Лангарийская свита 124
Ланский террейн 128
Ланское, месторождение 822
Ланской металлогенический пояс 822
Лаоелин-Гродековский металлогенический пояс 9, 802
Лаоелин-Гродековский террейн 127, 128, 535, 758
Лаптевых, море 892
Ларюковое, месторождение 807
Лево-Омолонский металлогенический пояс 10, 814
Ледниково-Самаркинское, месторождение 832
Ледяное, месторождение 8, 654, 656, 658, 660
Лермонтовское, месторождение 630, 635, 821
Лесозаводская трубка взрыва 483
Лидовский интрузив гранитоидов 284
Липовецкая свита 535
Лисянского, полуостров 253
Ломоносова, хребет 885
Лопатка, мыс 295
Лора, месторождение 816, 818
Лугун, месторождение 796
Луковское, месторождение 745
Лыглыхтахское, месторождение 793
Ляпганайское, месторождение 845, 846

Магаданский батолит 253
Магдагачинский магматический комплекс 310
Магнитный, рудопроявление 795
Магу, хребет 39
Маймакан, река 435
Маймаканское, месторождение 591, 784
Майницкий террейн 160, 811
Майнский субтеррейн Пенжино-Анадырского террейна 885
Майское, месторождение 9, 750, 828
Малахитовое, месторождение 821, 847
Малая Курильская гряда 42
Малетойваямское, месторождение 853
Маломырское, месторождение 9, 748, 812
Малохинганская магматическая зона 322
Малохинганский террейн 119
Малыш, месторождение 8, 669, 671, 672
Мальдяк, месторождение 807
Мамынский террейн 115, 117, 788
Маревский взбросо-сдвиг 557
Маркеловское, рудопроявление 766
Мая, река 17, 57, 63, 449, 464, 507, 783
Маяк, массив гранитоидов 233, 239
Мевачан, хребет 39
Медвежинская трубка взрыва 483
Медь-Гора, рудопроявление 7, 627, 814
Мелдэкская толща 252
Мельгин-Ниманский металлогенический пояс 9, 801
Метрекское, месторождение 801
Метяевское, месторождение 851
Мечта, месторождение 712, 825
Микулинская сдвиговая зона 857
Мильканское, месторождение 694, 789
Митрей, месторождение 807
Многовершинное, месторождение 8, 706, 710, 841, 842
Молчанская свита 562
Молькаты, рудопроявление 39, 691
Молькаты, хребет 39, 691
Момолтыкичская свита 251
Монастырский вулканический комплекс 274
Монголо-Охотский орогенный пояс 5, 114, 128, 507, 885
Монероно-Самаргинский палеовулкано-плутонический пояс 188, 332
Монолитное, рудопроявление 766
Мопау, месторождение 656, 835
Морджот, массив гранитоидов 240
Мотыклейская толща 251
Муромец, месторождение 816
Мутновская толща 295
Мутновский, вулкан 297, 306–308, 426
Мутновское, месторождение 8, 298, 712, 852
Мухинская свита 565
Мыс Наварин, базальты 399
Мякитский массив гранитоидов 238
Мякитское, месторождение 807
Мяо-Чанская магматическая зона 332

Набильский террейн 204
Наваринский вулканический комплекс 399
Наданьхада-Бикинский террейн 173
Надежда, месторождение 237, 806
Накхатанджинская свита 252
Накхатанджинское, месторождение 816
Напанская свита 567
Нараулийская свита 261
Наталка, месторождение 9, 750, 751, 807
Невское, месторождение 35, 825
Негорелый I, рудопроявление 797
Негорелый II, рудопроявление 798
Незаметнинское, месторождение 762
Нельминское базальтовое плато 485
Нижне-Амурский металлогенический пояс 10, 894
Никанская серия 536
Николаевский интрузив гранитоидов 644
Николаевское, месторождение 8, 643, 838
Николка, вулкан 417, 419, 424
Ниланский террейн 131

Нимеленский грабен 47
Нимелен-Чукчагирская впадина 37
Новое, месторождение 851
Нора-Сухотинский террейн 114, 884
Норильск-I, месторождение 575
Норильск-II, месторождение 575
Ночное, месторождение 8, 647, 650, 842
Нутекин, рудопроявление 840, 841
Нутесынский террейн 151
Ныгваганский интрузив щелочных гранитов 436
Нюкжа, река 35
Нявленгинский комплекс щелочных гранитов 254

Огдолокская толща 505
Озерковская вулканоструктура 281
Озерновское, месторождение 847
Оймяконский малый океанический бассейн 885
Олойская магматическая дуга 242
Олойский вулканический пояс 6, 259
Олойский металлогенический пояс 10, 814
Олойский террейн 152
Олойско-Чукотский орогенный пояс 5, 144, 145, 242
Олойчанский субтеррейн Олойского террейна 153
Оломский интрузив габброидов 447
Ольгинский массив гранитоидов 283
Ольдойский террейн 115, 124
Ольская свита 251, 263
Ольча, месторождение 795
Олюторский металлогенический пояс 10, 853
Олюторский субтеррейн Олюторско-Камчатского террейна 205
Олюторское месторождение 853
Олюторско-Камчатская дуга 894
Олюторско-Камчатский террейн 204, 831
Омальский хребет 37
Омгонский субтеррейн Западно-Камчатского террейна 204
Омельдинский хребет 37
Оми, хребет 37
Омолон, река 17, 111, 259, 814
Омолонский металлогенический пояс 9, 782, 814
Омолонский террейн 5, 107, 226, 782, 796
Омолонское нагорье 41
Омсукчанская впадина 254
Омсукчанский металлогенический пояс 10, 825, 892
Омулевский металлогенический пояс 9, 785, 882
Омулевский террейн 143, 228, 785, 885
Омулевский хребет 885
Омулевское месторождение 785
Омылинская толща 251
Опричнинский массив гранитоидов 283
Опыт, рудопроявление 806
Орель, озеро 17, 35
Орлиное, месторождение 620, 826
Ороек, месторождение 9, 732, 733, 780
Ороекский металлогенический пояс 9, 779
Осеннее, месторождение 664, 816
Осипканский гранитоидный массив 321
Охота, река 109, 248
Охотоморская плита 371
Охотский металлогенический пояс 10, 826, 892
Охотский террейн 5, 107
Охотское море 42
Охотско-Корякский орогенный пояс 5, 114, 132
Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс 6, 260
Охотско-Чукотский магматический ареал 349
Охотско-Шантарский бассейн 570
Охринское, месторождение 745

Павлик, месторождение 807
Паланская впадина 567
Палянское, месторождение 838
Парамушир, остров 429, 430
Парапольский дол 39
Паратунская свита 295
Партизанский левый сдвиг 523
Партизанское, месторождение 8, 638
Паутовский разлом 143
Пекульней, хребет 39, 809
Пекульнейский террейн 153, 155, 258
Пенжина, река 138, 247
Пенжино-Анадырский террейн 132, 801
Пенжинская впадина 41
Пенжинский бассейн 7, 569, 572
Пенжинский прогиб 892
Перевальное месторождение 871
Перемыкинская свита 312
Переяславский грабен 543, 894
Песчанка, месторождение 651
Петра Великого, залив 45
Пикась, хребет 39
Пил, месторождение 807
Пионерское, месторождение 820
Победа, месторождение 780, 782
Погадайкинская свита 295
Пограничное, месторождение 597, 599, 602
Погское, месторождение 691
Покровское, месторождение 17, 820
Поперечное, месторождение 692
Порхонайская вулкано-тектоническая структура 291
Поярковская свита 562
Правоурмийское, месторождение 7, 611, 833
Прасоловское, месторождение 851
Предстановые впадины 37
Приамурская свита 549
Прибрежный пояс гранитоидов 253
Прибрежный хребет 37
Призовое, залежь 793
Призовое, месторождение 793
Приискатель, месторождение 7, 596
Приисковое, месторождение 807
Приколымский террейн 143, 225, 880
Приморская вулканическая серия 274
Приморский батолит 860
Пробное, рудопроявление 787
Прогресс, месторождение 837
Пьягина, полуостров 247, 252
Пьягинская толща 252

Раздольненский бассейн 7, 533
Райчихинская свита 565
Рарыткин, хребет 39
Рарыткинская вулкано-тектоническая структура 291
Рейдовское, месторождение 699, 851
Рифовое, месторождение 851
Родионовское, месторождение 807
Родниковое, месторождение 8, 298, 702, 704, 706, 852
Родниковый палеовулкан 297
Романовская свита 527
Рубежное, месторождение 635, 871, 874
Рудниковское, месторождение 851
Рыцарь, рудопроявление 767, 769
Рябинкинская свита 254

Сазанковская свита 565
Сакырыр, рудопроявление 796
Сальская трубка взрыва 483
Самарга, река 183, 193, 484, 487
Самаргинский вулканический комплекс 274, 281
Самаркинский аккреционный клин 890
Самаркинский металлогенический пояс 10, 821
Самаркинский террейн 161, 328, 330, 546, 632, 813, 861
Сана, месторождение 807
Сардана, месторождение 796
Сахалин, остров 17, 35
Сахалино-Камчатский орогенный пояс 202
Светлое, месторождение 9, 751, 755, 807, 808, 829, 830
Свита бухты Мамга 510
Свита мыса Никта 512
Свита мыса Чокорингра 512
Свиягинская трубка взрыва 483
Северное, месторождение 48, 651, 666
Северный Уй, река 783
Северный Уй, рудопроявление 783
Северо-Азиатский кратон 5, 93, 114, 131, 783, 804, 882
Северо-Американская плита 893
Северо-Буреинский металлогенический пояс 10, 820
Северо-Охотская магматическая дуга 884
Северо-Становой металлогенический пояс 10, 819
Северо-Тайгоносский пояс гранитоидов 255
Северо-Учурский интрузив гранитоидов 436, 438
Северянская свита 349
Сегенях, месторождение 796
Селемджа, река 310, 321
Селемджинский хребет 37
Сергеевский террейн 201, 822
Сергеевско-Таухинский металлогенический пояс 10, 838
Серпуховское, месторождение 741
Сетте-Дабанская тектоническая зона 107
Сетте-Дабанский металлогенический пояс 9, 791, 796, 797
Сибирская платформа 5, 93
Сиверский субтеррейн Олойского террейна 152
Сигланская свита 251
Силаньшаньский горст 343, 554
Силаньшаньский сбросо-сдвиг 557
Синанчинский вулканический комплекс 274
Синкальтинская свита 516
Сино-Корейский кратон 22, 887
Сихотэ-Алинская зона меймечит-пикритового магматизма 6, 475
Сихотэ-Алинская система сдвигов 859
Сихотэ-Алинская складчатая система 52
Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенный пояс 6, 161
Сияновский вулканический комплекс 281
Скарновое рудопроявление 627
Снатольская свита 567
Снежное, месторождение 831
Соболиное, месторождение 833
Соболиха, месторождение 691
Совгаванское базальтовое плато 483
Соколовская свита 526
Солнечное, месторождение 8, 339, 677, 684, 687, 833, 868
Солонийская свита 517
Солонкерский орогенный пояс 127
Софья, месторождение 851
Сох, месторождение 807
Сохатиный массив габбро-перидотитов 234
Спасский террейн 125
Спиридоновское, месторождение 851
Спокойнинский рудный узел 794
Спокойнинская свита 251
Срединно-Камчатская вулканическая зона 382
Срединно-Камчатский вулканический пояс 6
Срединно-Камчатский террейн 205
Срединный хребет 74, 388
Средне-Амурский бассейн 546
Средний Ныгваган, месторождение 622
Средняя Река, месторождение 851
Становая гранит-зеленокаменная область 96
Становой плутонический пояс 6, 308, 312
Становой хребет 37
Станолирская свита 334
Станолирский вулкано-плутонический комплекс 333
Стахановское, месторождение 807
Столбовская толща 344, 556
Столбовской террейн 206
Столбухинское, месторождение 745
Суворовское, месторождение 830
Сударский металлогенический пояс 791, 793, 794
Суниканская толща 505
Сунляо, бассейн 47, 48, 52, 54, 56, 546, 562, 566, 891
Сунтар-Хаята, хребет 17
Сутамская свита 437
Сутарское, месторождение 741, 742, 790
Сухой Ручей, месторождение 842
Сучанская серия 524
Сыбахский массив щелочно-ультраосновных пород 460

Табога, месторождение 807
Таёжное-I, месторождение 843
Тайгонос, полуостров 247, 255, 809
Талалах, месторождение 807
Талданский андезитовый комплекс 317

Талнах, месторождение 575
Таловское, рудопроявление 809
Тальнджанская свита 517
Тан-Лу, сдвиг 7, 27, 50, 86, 124, 328, 522, 553, 570, 757, 856, 877, 891
Тамватней, месторождение 9, 772, 804, 845, 889
Тамватней-Майницкий металлогенический пояс 9, 811, 889
Тамватнейское, месторождение 778, 846
Танюрер, река 43
Тарынский субвулкан 240
Татибинская серия гранитоидов 329
Тауй, река 251
Тауйская серия 251
Тауйский вулканический комплекс 251
Тауйский вулканический пояс 251
Таухинский террейн 52, 177, 182, 837
Теклетунуп, вулкан 383, 391–393, 395
Теленеутское, месторождение 799
Темногорское, месторождение 877
Тернистое, месторождение 859
Терпения, залив 95, 204, 894
Терпения, мыс 95, 204, 894
Терпения, террейн 95, 204, 894
Терпения-Немуро, дуга 894
Террасное, месторождение 810
Тигильское поднятие 567
Тигрец-Индустрия, месторождение 830
Тигриное, месторождение 7, 603, 604, 606, 835
Тихоокеанская плита 67, 893
Тихореченское, рудопроявление 809
Токинский интрузив гранитоидов 437
Токичан, месторождение 807
Токурское, месторождение 320, 812
Толмачев Дол, ареальная вулканическая зона 422, 428
Тонум-Макитская свита 513
Топориканская свита 437
Торомский бассейн 509
Тохикан-Макитская толща 505
Тохиканский интрузив гранитоидов 505
Трапеция, месторождение 870
Тугурский грабен 570
Тугурский залив 510
Тугурский субтеррейн Галамского террейна 135
Туксанийская подзона Восточно-Алданского блока 99
Тукурингра, хребет 17, 39
Тукурингра-Джагдинский террейн 130
Туманное, месторождение 807
Тумнин, река 185
Тумнинское, месторождение 835
Тумрок, хребет 39
Тунгусское, месторождение 807
Туора-Тас, месторождение 807
Турана, хребет 39
Туранский террейн 115, 119
Тыльская свита 514
Тырма, река 123
Тырминская впадина 37
Тырмо-Гуджальская магматическая зона 322
Тэутэджак, рудопроявление 669, 816
Угрюмое, месторождение 811
Уда, река 105, 247, 501, 505
Удская губа 501
Удский бассейн 501, 505, 571
Удской интрузивный комплекс 250
Удско-Мургальская магматическая дуга 507
Удско-Мургальский вулкано-плутонический пояс 6, 247, 509
Удско-Мургальский металлогенический пояс 10, 816
Удско-Шантарский металлогенический пояс 9, 785
Удыль, озеро 17, 35, 37, 39
Удыль-Кизинская впадина 37
Укиканский интрузив гранитоидов 435
Уксичан, вулкан 382–386, 392, 395
Укэлаятский субтеррейн Западно-Камчатского террейна 205, 832
Улахан-Бом, хребет 39
Уликская свита 254
Улканский комплекс гранитоидов 435
Улканский рудный район 619–621, 623
Улкачанская свита 437
Улунгинское вулканическое поле 318
Ульбанский грабен 570
Ульбанский террейн 122
Ульбея, река 248
Ульбериканская свита 262
Ульинский вулканогенный прогиб 248, 250
Улья, река 248
Умлекано-Огоджинский вулкано-плутонический пояс 6, 124, 314, 821
Унья-Бомский террейн 130
Уочатское, месторождение 8, 722, 793
Уптарская свита 251
Уракское плато 37
Урманская толща 505
Урми, река 44, 505, 516
Урмийский террейн 119
Уруй, месторождение 796
Урультунский металлогенический пояс 791, 793, 794
Урультунское месторождение 793
Урультунское рудное поле 722, 729, 731
Усолгинская впадина 37
Уссури, река 17, 45
Уссурийская свита 535
Уссурийский железорудный район 745
Усть-Бельский металлогенический пояс 9, 801
Усть-Бельский субтеррейн Пенжино-Анадырского террейна 139, 801
Усть-Этматинская толща 505
Утинка, месторождение 807
Утинский рудный узел 771
Утро, месторождение 8, 716, 826
Утхолокская свита 567
Учаминское месторождение 833
Учуй, месторождение 807
Учуро-Майская впадина 96, 101
Учурский комплекс 464

Ушумунская свита 544
Ушуракчан, хребет 39
Уяндино-Ясачненская островная дуга 260

Фараллон, плита 889
Феклистовский массив щелочно-ультраосновных пород 462
Френцевская свита 525

Хабаровский грабен 547
Хабаровский террейн 173
Хайлар, грабен 891
Хайлюлинская вулканическая постройка 417
Хаканджинское, месторождение 826
Халалинский рудный узел 794
Хангалаасс, месторождение 807
Ханка, озеро 17, 35, 124, 127
Ханкайский супертеррейн 5, 124, 483
Хантагай-Хая, месторождение 807
Харинский массив гранитоидов 242
Харчинский вулкан 417
Хасано-Амурский вулканический ареал 354
Хасынская свита 251
Хатыннахское, месторождение 807
Хатырка, река 160
Хатысский субвулкан 240
Хетагчан, месторождение 826
Хетачанский террейн 152
Хингано-Олонойский рудный район 718
Хингано-Охотский магматический ареал 332, 341
Хингано-Охотский металлогенический пояс 10, 832
Хинганское, месторождение 8, 656, 661, 833
Хоккайдо-Сахалинская система разломов 894
Холодное, месторождение 807
Холодный, хребет 39
Хольчанская свита 251
Хонгцзилинь, месторождение 575
Хор, река 173, 202, 475, 545
Хороньская свита 251
Хорский террейн 202
Хулгунская свита 567
Хунгарийская серия гранитоидов 328
Хунгари-Татибинский плутонический пояс 6, 327

Цагаянская свита 563
Центрально-Азиатский ареал платобазальтов 896
Центрально-Камчатская впадина 42
Центрально-Камчатская вулканическая зона 6, 294, 417
Центрально-Камчатская депрессия 305
Центрально-Камчатская дуга 896
Центрально-Камчатский металлогенический пояс 10, 849
Центрально-Корякский металлогенический пояс 10, 845, 895
Центральный Сихотэ-Алинский сдвиг 544

Чаган-Узун, месторождение 772
Чаганыйская свита 517
Чагдамынская свита 518
Чагоянский металлогенический пояс 9, 785
Чагоянское, месторождение 790
Чадский массив щелочно-ультраосновных пород 456
Чай-Юрьинский разлом 143
Чай-Юрья, месторождение 807
Чалбинский гранитоидный массив 864
Чалбинский криптоплутон 864
Чара-Алданский металлогенический пояс 9, 812
Чаунский металлогенический пояс 10, 828, 892
Чаунский субтеррейн Чукотского террейна 145
Чаятын, хребет 37
Челасинское месторождение 828
Челат, хребет 39
Челбанья, месторождение 807
Челомджа-Ямский пояс гранитоидов 253
Чельбаус, хребет 39
Чемпуринское месторождение 8, 720
Чемчукинская свита 518
Чепак, месторождение 8, 670, 806
Чергиленское, месторождение 801
Чернореченская свита 544
Черные, горы 39, 731
Чернышева, хребет 39
Черпук, вулкан 358, 389
Чечекуюмское, месторождение 828
Чибагалахский массив гранитоидов 238
Чля, озеро 17, 35, 45, 332
Чонкой, месторождение 772
Чукотский металлогенический пояс 10, 818, 838
Чукотский плутонический пояс 6, 241
Чукотский террейн 144
Чукотское нагорье 39
Чукчагирское озеро 35

Шаманихинский металлогенический пояс 9, 806
Шануч, месторождение 575, 770, 841
Шанучское рудное поле 7, 575
Шивелуч, вулкан 417, 419
Шимановско-Гарьский металлогенический пояс 9, 785, 882
Широкое, рудопроявление 619, 716, 810
Школьное, месторождение 8, 668, 669, 816
Шкотовское базальтовое плато 484
Шмидтовский террейн 185
Шовнинская свита 254
Штурмовское, месторождение 807
Шумное, месторождение 691
Шуфанское базальтовое плато 484

Эбеко, месторождение 851
Эворон, озеро 17, 35, 45
Эворонская впадина 37
Эзоп, хребет 37, 39, 332
Эконайский террейн 160, 892
Экспедиционное, месторождение 807
Элгетейская свита 437
Элекайская вулкано-тектоническая структура 291
Эльгинская свита 517
Энемтенская свита 568
Эпиканская свита 517
Эрлянь, грабен 891
Эрмановская свита 568

Эталон -II, месторождение 622
Этанджа, месторождение 816, 818
Этолонская свита 568

Юглер, месторождение 807
Юдомо-Майское плоскогорье 37
Южно-Алданская зона рапакивигранитного магматизма 435
Южно-Алданская система угленосных бассейнов 889
Южно-Анюйский океанический бассейн 890
Южно-Анюйский палеоокеан 144, 890
Южно-Анюйский террейн 152
Южное, месторождение 8, 361, 624, 673, 707
Южно-Камчатская вулканическая зона 294
Южномонгольско-Хинганская островная дуга 884
Южномонгольско-Хинганский орогенный пояс 5, 127
Южно-Омолонский рудный район 8, 651
Южно-Тайгоносский пояс гранитоидов 254
Южно-Учурский интрузив гранитоидов 441
Южно-Хинганский металлогенический пояс 9, 785
Южные острова Курильской островной дуги 6, 429
Южный Большой Анначаг, массив гранитоидов 238
Юкагирское плоскогорье 39
Юрьевское, месторождение 826
Юхонджа, месторождение 807

Явинский вулкан 393
Якутинская вулкано-тектоническая структура 356
Яма, река 251
Ям-Алинь, хребет 37
Ямско-Тауйская система 7, 894
Янкан, хребет 17
Яно-Колымская система 7
Яно-Колымский металлогенический пояс 9, 807
Яно-Колымский орогенный пояс 5, 140, 226, 793
Янранайский террейн 153
Янтарное, месторождение 8, 655–657, 835
Япономорская рифтогенная впадина 877
Японское море 42
Яракваамский террейн 152, 885
Ярославский металлогенический пояс 9, 791
Ярославский рудный район 791
Ярославское, месторождение 791
Ясачненский металлогенический пояс 9, 810

Научное издание

**ГЕОДИНАМИКА, МАГМАТИЗМ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ВОСТОКА РОССИИ**

В 2 книгах

КНИГА 2

Редактор *Н.С. Мун*
Художник *Г.П. Писарева*
Технический редактор *В.М. Мошкина*
Оператор набора и верстки *О.Ю. Полянская*
Корректор *Н.В. Давыденко*

Изд. лиц. ИД № 05497 от 01.08.2001 г. Подписано к печати 30.03.2006 г.
Гарнитура «Таймс». Бумага офсетная. Формат 60×84/8. Печать офсетная.
Усл. п. л. 57,5 с цв. вкл. Уч.-изд. л. 55,3. Тираж 500 экз. Заказ 56

Отпечатано в типографии ФГУП Издательство «Дальнаука» ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7



Чукотский коллаж. *Фото В.В. Акинина*



Пески и галечники усть-суйфунской свиты (поздний миоцен). Бассейн р. Раздольная, юго-западное Приморье.
Фото В.К. Попова



Базальты шуфанского плато (поздний миоцен). Правый борт р. Раздольная, юго-западное Приморье. *Фото В.К. Попова*



Подушечные лавы базальтов Облучненского плато (ранний миоцен). Правобережье р. Хинган, Амурская область.
Фото В.К. Попова



Горная система хр. Сихотэ-Алинь. *Фото С.А. Лозовской*



Выходы раннемеловых базальтов средней толщи Кемской свиты. Бассейн р. Кема, Восточное Приморье.
Фото В.В. Голозубова



Водораздел в южной части Сихотэ-Алинского хребта. *Фото А.М. Паничева*



Горные отроги Сихотэ-Алинского хребта. *Фото А.М. Паничева*



От Северного фланга рудной зоны Определяющая Мутновского золото-полиметаллического месторождения (желтые породы над водопадом справа, ручей Рудный) до Северо-Мутновской геотермальной станции (паровые струи на втором плане) около 1300 м. *Фото В.М. Округина*



Золото-полиметаллические руды (жильная зона Димная). Фрагмент.
Фото В.М. Округина



Выходы полосчатых и массивных золото-кварцевых и золото-полиметаллических руд, жильная зона Определяющая, левый берег оврага Рудный, Северный фланг Мутновского рудного месторождения. *Фото В.М. Округина*



Панорама района Родникового эпитермального золото-серебряного месторождения. Слева–Вилючинский вулкан, на втором плане–Вилючинская бухта. *Фото В.М. Округина*



Жильная зона № 44, Родниковое месторождение (Южная Камчатка), ручей Спокойный, среднее течение, левый борт. *Фото В.М. Округина*



В Долине Гейзеров. *Фото В.М. Округина*



Хребет Кет-Кап, север Хабаровского края. *Фото А.С. Каретникова*



Золото-серебряная руда, Родниковое эпитермальное месторождение (Южная Камчатка). *Фото В.М. Округина*



Штольневой двор Асачинского месторождения, начало вскрышных работ на жильной зоне № 1.
Фото В.М. Округина



Кернохранилище в долине ручья Бокур, Кеткапский рудный район Хабаровского края. *Фото А.С. Каретникова*



Силл диабазов и наклонная дайка основного состава среди порфировидных гранитов, внедренных в породы омахтинской свиты (протерозой). *Фото А.С. Каретникова*



Горные выработки в отрогах хр. Кет-Кап, север Хабаровского края. *Фото А.С. Каретникова*



Коренные обнажения в среднем течении р. Мая, север Хабаровского края. *Фото А.В. Шацилло*



Коренные выходы пород ципандинской свиты вдоль берегов р. Мая, север Хабаровского края. *Фото А.В. Шацилло*



Скальные коренные обнажения породных комплексов Аянского террейна вдоль побережья Охотского моря.
Фото *Ю.С. Бретштейна*



Терригенно-карбонатный флиш, нячинская свита, ордовик, Аянский террейн. Фото *Ю.С.Бретштейна*



Силлы щелочных гранитоидов среди протерозойских толщ юго-востока Сибирской платформы, север Хабаровского края. *Фото А.С. Каретникова*



Денудационные останцы в долине р. Мая, север Хабаровского края. *Фото А.В. Шацилло*



Куэстовый вулканогенный рельеф п-ова Краббе. Куэсты сложены покровными андезитами, прорванными трещинными телами туффизитов риолитового состава. *Фото В.К. Попова*



Кеккуры, сложенные риолитами, краскинский комплекс (эоцен). Полуостров Краббе, юго-западное Приморье. *Фото В.К Попова*



Экструзивные тела цеолитизированных вулканических стекол риолитов, краскинский комплекс (эоцен). Полуостров Краббе, юго-западное Приморье. *Фото В.К. Попова*



Андезиты (передний план) и риолиты (эоцен) Краскинской впадины. Полуостров Краббе, юго-западное Приморье. *Фото В.К. Попова*



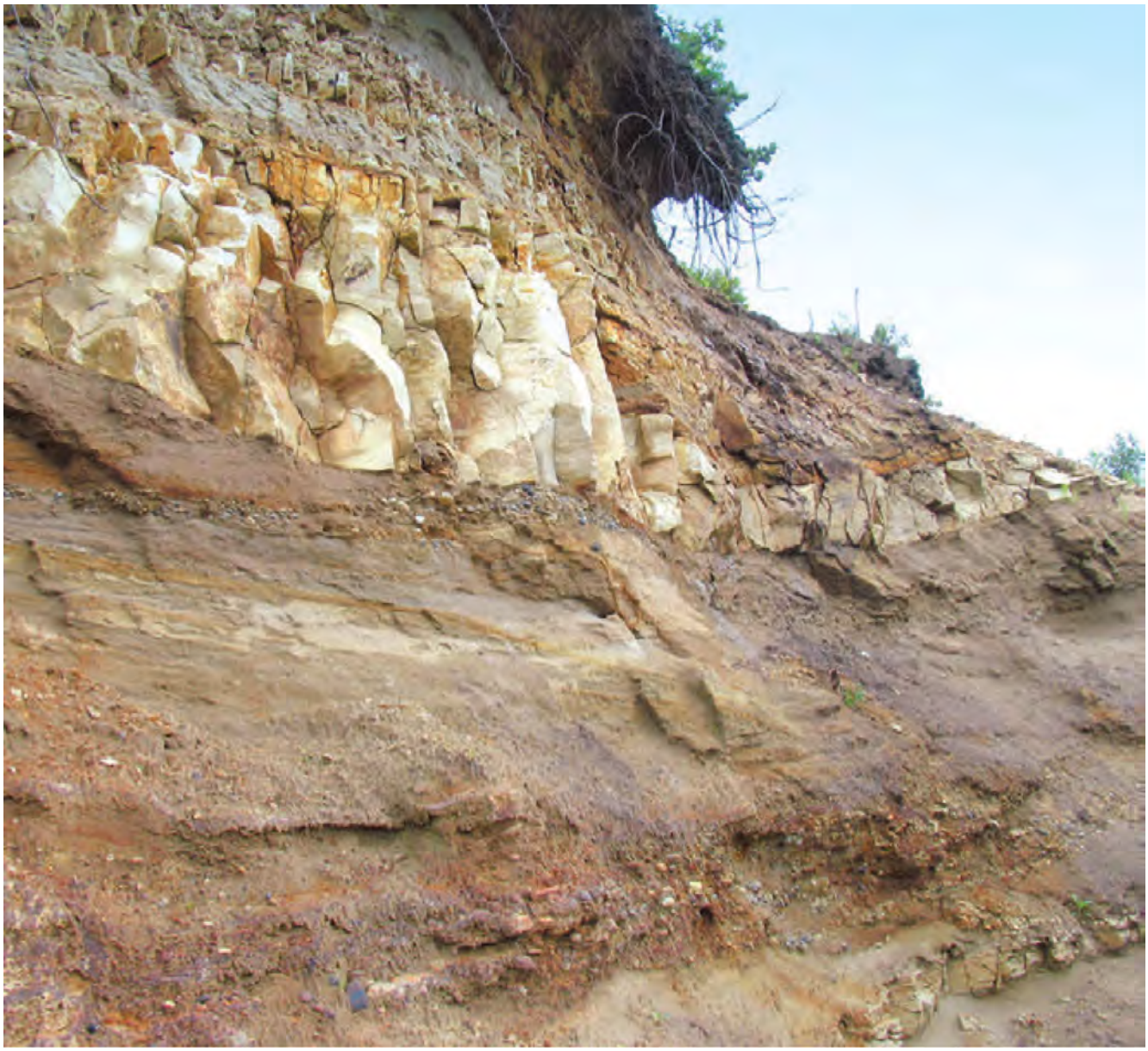
Экструзивное тело андезитов, зайсановский комплекс (эоцен). Полуостров Краббе, юго-западное Приморье.
Фото В.К. Попова



Абразионный берег. Полуостров Брюса, юго-западное Приморье. *Фото В.К. Попова*



Дацитовый покров (миоцен) Славянской впадины. Полуостров Брюса, юго-западное Приморье.
Фото В.К. Попова



Горизонт вулканического пепла среди галечников и песков в гипостратотипе усть-суйфунской свиты (поздний миоцен). Бассейн р. Раздольная, юго-западное Приморье. *Фото В.К. Попова*



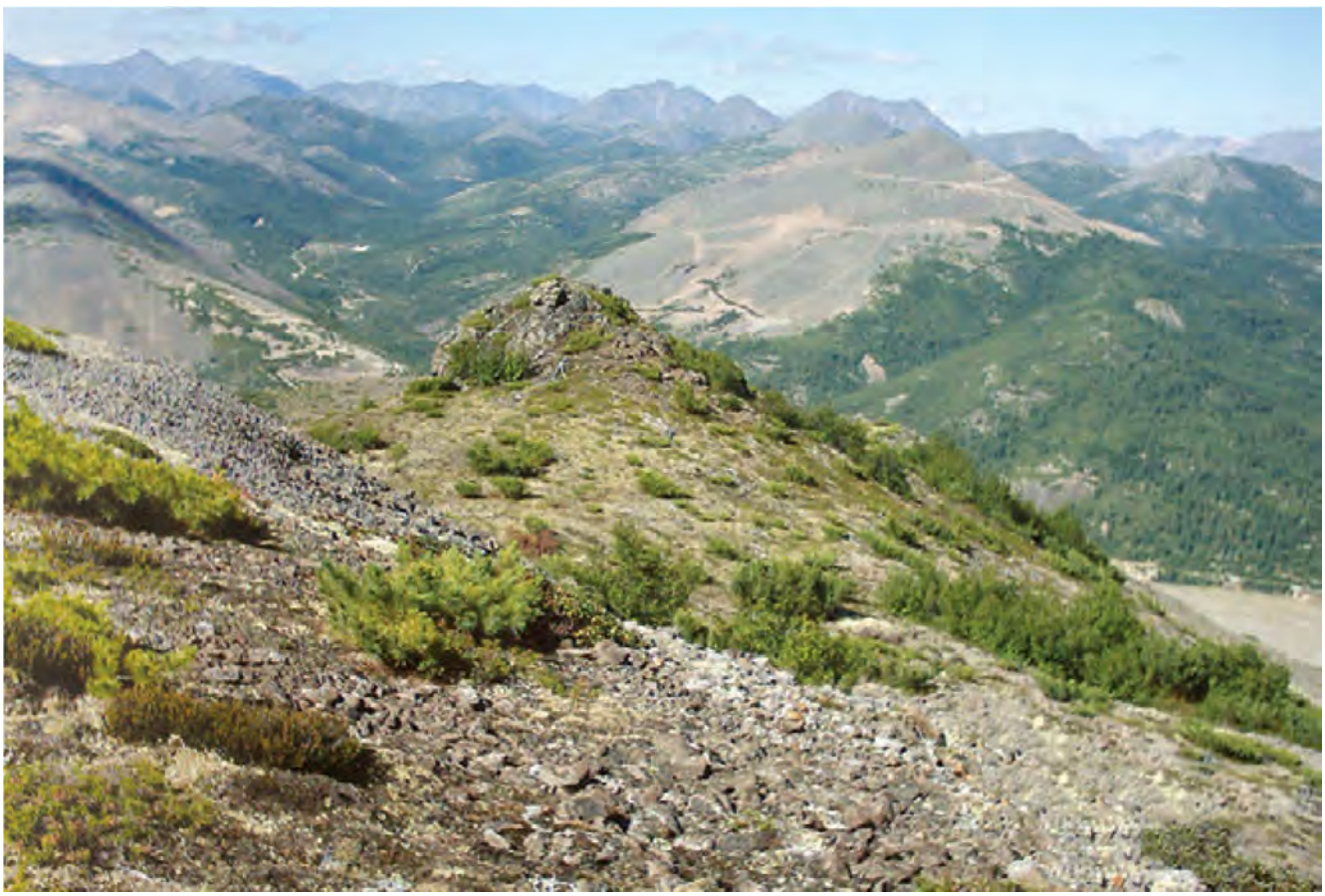
Риолиты ольской свиты на месторождении Карамкен. *Фото В.В. Акинина*



Ручей Последний на Карамкенском месторождении, база полевого отряда СВКНИИ 2005 г. *Фото В.В. Акинина*



Ольское плато базальтов. Полевой лагерь СВКНИИ, 2005 г. *Фото В.В. Акинина*



Карамкенское Au-Ag месторождение. *Фото В.В. Акинина*



Вулканические породы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. *Фото В.В. Акинина*



Река Таскан. Туринская свита пермского возраста. *Фото А.С. Бякова*



Аян-Юряхский антиклинорий. Район месторождения Наталка. *Фото Н.А. Горячева*



Река Сусуман. Дайка гранит-порфиров. *Фото Н.А. Горячева*



Четвертичные вулканические пеплы. Хасын. *Фото В.К. Попова*



Иньяли-Дебинский синклинорий. Ручей Искатель. *Фото Н.А. Горячева*



Позднеюрско-раннемеловые вулканиты Удско-Мургальской дуги в районе г. Магадана. *Фото Н.А. Горячева*



Вулканиты Охотско-Чукотского пояса. Ручей Сфинкс. *Фото Н.А. Горячева*



Магаданский батолит. *Фото А.А. Сорокина*



Река Таскан. Омулевский террейн. *Фото А.С. Бякова*



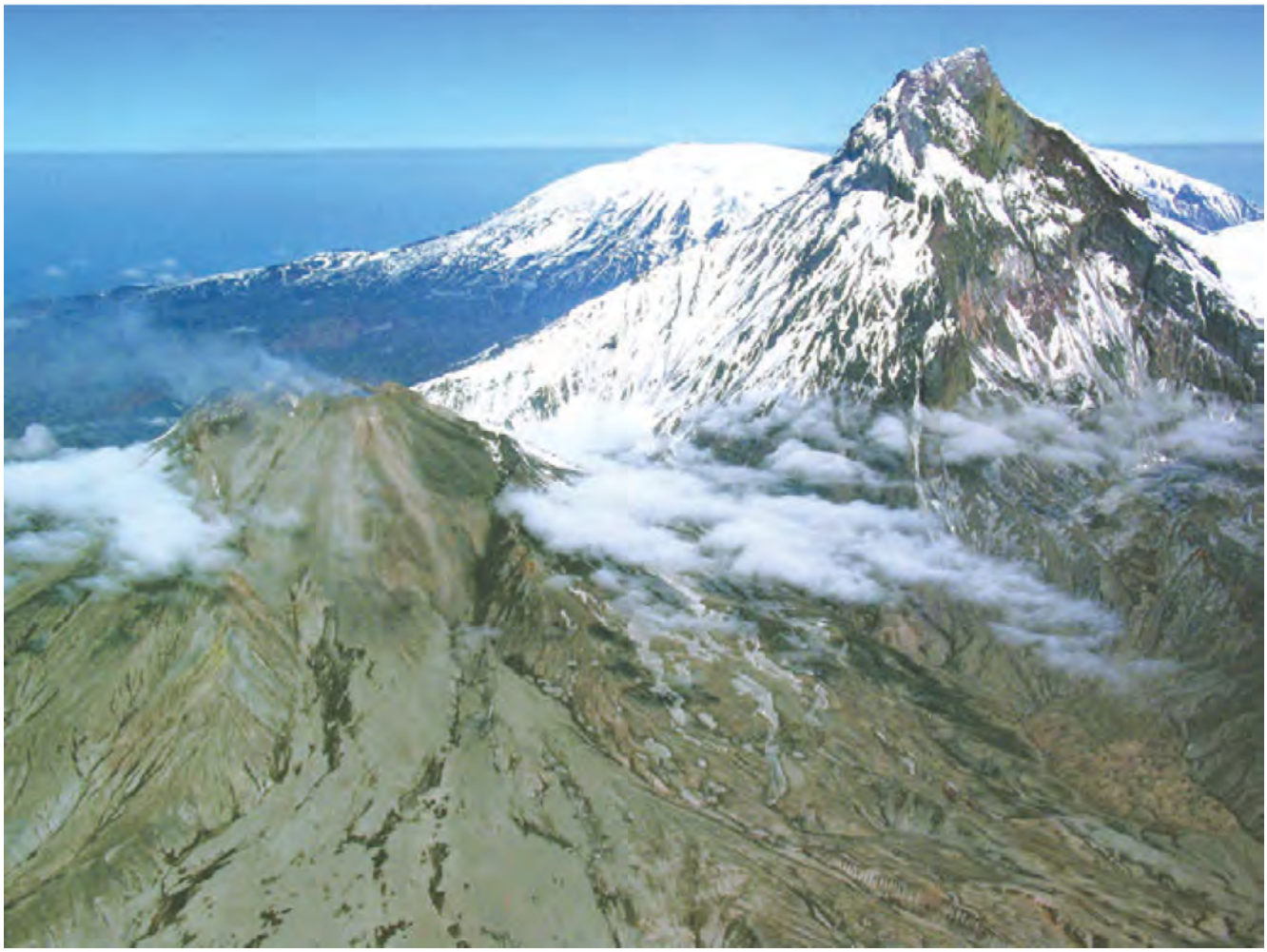
Река Камчатка – самая крупная водная артерия Камчатского полуострова. На втором плане (в облаках) вулкан Острый Толбачик. *Фото Н.А. Горячева*



Ключевской вулкан – самый высокий и самый активный вулкан Европы и Азии. *Фото А.С. Руднева*



Ичинский вулкан (Срединный хребет, Камчатка). Вид с севера, со стороны хр. Большой Паялпан. *Фото А.Б. Перепелова*



Вулканы Безымянный, Камень, на втором плане – Острый и Плоский Толбачик. *Фото В.М. Округина*



Кальдера вулкана Академии Наук (на втором плане – вулкан Карымский) или Карымское озеро.
Фото В.М. Округина



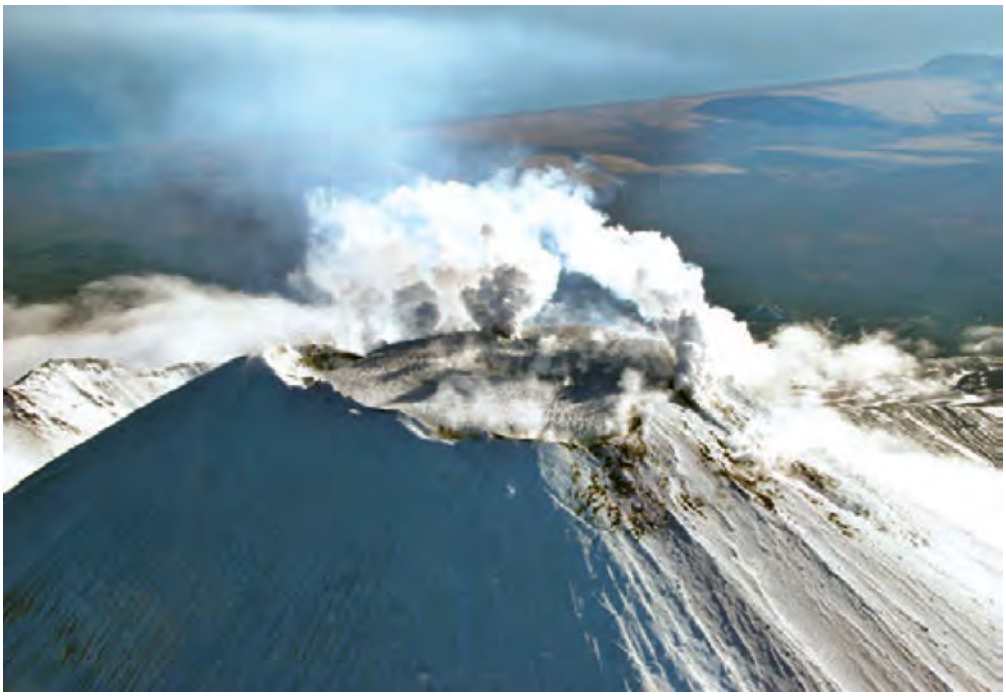
Корякский и Авачинский вулканы – располагаются в непосредственной близости от областного центра – г. Петропавловска-Камчатского. *Фото В.М. Округина*



Кратер вулкана Горелый – одного из самых крупных и активных вулканов Курило-Камчатской островной дуги (Южная Камчатка). *Фото В.М. Округина*



Ксенолит оливинитов (возможно, мантийных пород) у подножья Авачинского вулкана. *Фото В.М. Округина*



Авачинский вулкан зимой. *Фото В.М. Округина*



В кратере Мутновского вулкана – одного из активных на Южной Камчатке. *Фото В.М. Округина*



На юго-восточном и юго-западном флангах Мутновского рудного поля располагаются действующие вулканы – Мутновский и Горелый. *Фото В.М. Округина*



Панорама Мутновского золото-полиметаллического месторождения (Южная Камчатка). На переднем плане: 1–пилотная Северо-Мутновская геотермальна станция (мощность 12 МВт), 2, 3–овраги Желтый, Рудный–Северный фланг жильной зоны Определяющая, 4–Западный фланг, жильная зона Димная, 5, 6–бухты Жировая и Вилючинская (Тихий океан). *Фото В.М. Округина*



Коренной выход золото-полиметаллических руд (жильная зона Димная), Западный фланг Мутновского рудного месторождения, общий вид. *Фото В.М. Округина*

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

АВ Авековский террейн (фрагмент позднепалеозойской активной окраины)
АГ Аниво-Гомонский террейн (фрагмент средне-позднемеловой аккреционной призмы)
АЛ Алганский террейн (фрагмент мезозойской аккреционной призмы)
АМ Алькатваамский террейн (фрагмент раннемеловой аккреционной призмы)
АС Алдано-Становой щит (архей и ранний протерозой)
АЯ Аянский террейн (фрагмент палеозойской пассивной окраины)
БД Баджальский террейн (фрагмент юрской аккреционной призмы)
БЛ Баладекский блок Сибирского кратона (протерозой)
БР Березовский террейн (фрагмент палеозойского задугового бассейна)
ВЗ Вознесенский террейн (фрагмент раннепалеозойской пассивной окраины)
ВЛ Вилигинский террейн (фрагмент позднепермского, триасового и юрского задугового бассейна)
ВМ Вельмайский террейн (фрагмент раннемезозойской зоны субдукции)
ВР Верхоянская пассивная окраина (рифей, палеозой и ранний мезозой)
ВТ Ветловский террейн (фрагмент поздний мел-палеоценовой аккреционной призмы)
ГЖ Гонжинский террейн (фрагмент докембрийской-ранне-палеозойской пассивной окраины)
ГЛГ субтеррейн р. Галам Галамского террейна (фрагмент палеозойской аккреционной призмы)
ГЛТ Тугурский субтеррейн Галамского террейна (фрагмент палеозойской аккреционной призмы)
ГН Ганальский террейн (позднемеловой-раннекайнозойский метаморфический)
ГР Гарьский террейн (фрагмент докембрийской аккреционной призмы с офиолитами)
ЖА Журавлевско-Амурский террейн (фрагмент раннемелового турбидитового бассейна трансформной окраины)
ЗКО Омгонский субтеррейн Западно-Камчатского террейна (фрагмен ранне-позднемелового турбидитового бассейна на океаническом основании)
ЗКУ Укелаятский субтеррейн Западно-Камчатского террейна фрагмен ранне-позднемелового турбидитового бассейна на океаническом основании)
ЗЛ Золотогорский террейн (фрагмент метаморфизованной палеозойской пассивной окраины)
ЗП Западно-Пекульнейский террейн (фрагмент раннемеловой островной дуги на континентальном основании)
ЗС Западно-Сахалинский террейн (фрагмент ранне-позднемелового задугового бассейна)
ИР Ирунейский террейн (фрагмент ранне-позднемеловой островной дуги)
КА Камышовый террейн (фрагмент раннемелового задугового бассейна)
КБ Кабаргинский раннепалеозойский метаморфический террейн
КЕ Кемский террейн (фрагмент раннемелового задугового бассейна)
КН Куларо-Нерский террейн (фрагмент позднепалеозойского - раннемезозойского турбидитового бассейна)
КМ Киселевско-Маноминский террейн (фрагмент среднемеловой аккреционной призмы)
КР Кроноцкий террейн (фрагмент поздний мел-палеоценовой островной дуги)
КТ Кони-Тайгоноский террейн (фрагмент позднепалеозойской- раннемезозойской островной дуги)
КЧ террейн Камчатский Мыс (фрагмент позднемезозойской- раннекайнозойской океанической коры)
ЛГ Лаоелин-Гродековский террейн (фрагмент позднепалеозойской островной дуги)
ЛН Ланский террейн (фрагмент палеозойской-раннемезозойской аккреционной призмы)
МЛ Мунилканский террейн (фрагмент среднепалеозойской океанической коры)
ММ Мамынский террейн (фрагмент палеозойской окраинно-континентальной магматической дуги)
МН Матвеевско-Нахимовский раннепалеозойский метаморфический террейн
МХ Малохинганский террейн (фрагмент палеозойской окраинно- континентальной магматической дуги, наложенной на более древний аккреционный комплекс)
МЦ Майницкий террейн (фрагмент позднеюрско-среднемеловой островной дуги и аккреционной призмы)
НА Набильский террейн (фрагмент позднемеловой аккреционной призмы)
НБ Наданьхада-Бикинский террейн (фрагмент юрской аккреционной призмы)
НЛ Ниланский террейн (фрагмент палеозойской аккреционной призмы)
НС Нора-Сухотинский террейн (фрагмент среднепалеозойской островной дуги, сформированной на более древнем метаморфизованном аккрецтонном комплексе)
НУ Нутесынский террейн (фрагмент позднеюрской-раннемеловой островной дуги)
ОВ Омулевский террейн (фрагмент палеозойского континентального склона и его подножия)
ОД Ольдойский террейн (фрагмент палеозойской пассивной окраины)
ОКО Олюторский субтеррейн Олюторско-Камчатского террейна (фрагмент позднемезозойской-

ОЛО Олойчанский субтеррейн Олойского террейна (фрагмент палеозойской островной дуги)
ОЛС Сиверский субтеррейн Олойского террейна (фрагмент палеозойской островной дуги)
ОМ Омолонский кратонный террейн (архей и протерозой)
ОХ Охотский кратонный террейн (архей и протерозой)
ПАГ Ганычаланский субтеррейн
ПАМ Майнский субтеррейн
ПАУ Усть-Бельский субтеррейн
ПАХ Харитонинский субтеррейн
ПК Пекульнейский террейн (фрагмент мезозойской аккреционной призмы)
ПР Приколымский террейн (фрагмент докембрийско-палеозойской пассивной окраины)
САК Северо-Азиатский кратон (архей и ранний протерозой)
СБ Столбовской террейн (фрагмент поздний мел-палеоценовой островной дуги)
СГ Сергеевский террейн (фрагмент палеозойско-мезозойской пассивной окраины)
СК Срединно-Камчатский террейн (позднемезозойский метаморфический)
СМ Самаркинский террейн (фрагмент юрской аккреционной призмы)
СП Спасский террейн (фрагмент раннепалеозойской аккреционной призмы)
ТД Тукурингра-Джагдинский террейн (фрагмент палеозойской аккреционной призмы)
ТЛА Айнынский субтеррейн Таловского террейна (фрагмент мезозойской аккреционной призмы)
ТЛК Куюльский субтеррейн Таловский террейн (фрагмент мезозойской аккреционной призмы)
ТП террейн Терпения (фрагмент позднемеловой островной дуги)
ТР Туранский террейн (фрагмент палеозойскойской окраинно-континентальной магматической дуги)
ТУ Таухинский террейн (фрагмент неокомской аккреционной призмы)
УБ Унья-Бомский террейн (фрагмент палеозойской-раннемезо- зойской аккреционной призмы)
УН Ульбанский террейн (фрагмент раннемезозойской аккреционной призмы)
УР Урмийский террейн (фрагмент палеозойской раннемезозойской Пассивной континентальной окраины)
ХБ Хабаровский террейн (фрагмент юрской аккреционной призмы)
ХР Хорский террейн (фрагмент палеозойско-мезозойской пассивной окраины)
ХТ Хетачанский террейн (фрагмент триасово-юрской островной дуги)

ЧКА Анюйский субтеррейн Чукотского террейна (фрагмент позднепалеозойской-раннемезозойской пассивной окраины)
ЧКБ Беринговский субтеррейн Чукотского террейна (фрагмент позднепалеозойской-раннемезозойской пассивной окраины)
ЧКВ Субтеррейн Врангеля Чукотского террейна (фрагмент позднепалеозойской-раннемезозойской пассивной окраины)
ЧКЧ Чаунский субтеррейн Чукотского террейна (фрагмент позднепалеозойской-раннемезозойской пассивной окраины)
ШМ Шмидтовский террейн (фрагмент раннемеловой фронтальной части островной дуги и аккреционной призмы)
ЭК Эконайский террейн (фрагмент меловой аккреционной призмы с офиолитами)
ЮА Южно-Анюйский террейн (фрагмент юрско-раннемеловой зоны субдукции)
ЯН Янранайский террейн (фрагмент позднеюрской-меловой аккреционной призмы)
ЯР Яракваамский террейн (фрагмент позднепалеозойской -раннемезозойской островной дуги).

ЛЕГЕНДА

Кратоны и кратонные террейны
Архейские и протерозойские гранитно-метаморфические комплексы кратонов

Террейны - фрагменты:

А) Палеозойских и раннемезозойских пассивных континентальных окраин
Б) Метаморфических поясов
Мезозойских и кайнозойских
Палеозойских
В) Островных дуг и активных окраин
Меловых и кайнозойских
Палеозойских и раннемезозойских
Г) Аккреционных призм, зон субдукции и океанической коры
Позднемеловых-кайнозойских
Мезозойских
Палеозойских и палеозойских-раннемезозойских
Позднепротерозойских-раннепалеозойских
Д) Турбидитовых бассейнов трансформных границ плит
Позднемеловых-кайнозойских
Раннемеловых

Перекрывающие комплексы

А) Надсубдукционные вулканические и вулкано-плутонические пояса
Неоген-четвертичные
Палеогеновые
Меловые
Домеловые

Б) Вулкано-плутонические пояса, ареалы и зоны трансформных континентальных окраин
Мезозойские и кайнозойские
В) Внутриплитные базальты
Кайнозойские
Г) Осадочные бассейны
Мезозойские и кайнозойские

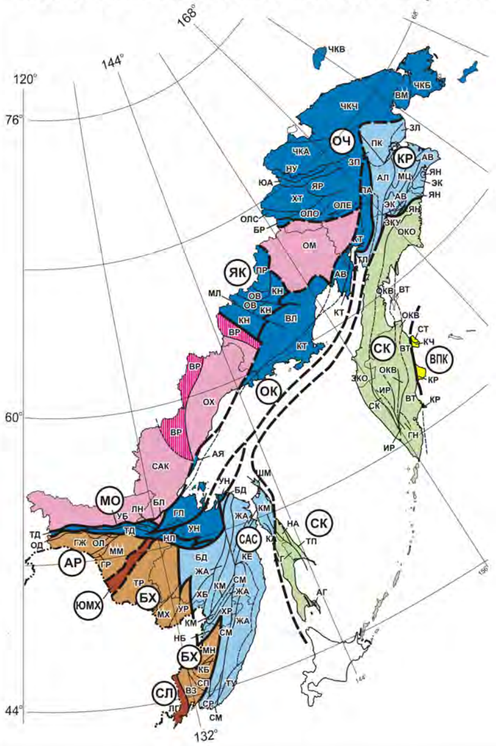
"Сшивающие" комплексы

А) Коллизионные гранитоиды
Позднеюрские-меловые
Триасовые
Палеозойские
Б) Гранитоиды трансформных континентальных окраин
Юрские и меловые
Раннемеловые
В) Зоны внутриплитного магматизма
Юрские и меловые
Мезозойские зоны меймичит-пикритового магматизма
Мезозойские зоны щелочно-ультраосновных интрузий
Протерозойские зоны рапакивигранитного субщелочного магматизма

Прочие обозначения

Разломы
Установленные (а) и предполагаемые (б)
С преимущественно надвиговой компонентой перемещений

СХЕМА ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ (КОЛЛАЖЕЙ ТЕРРЕЙНОВ)



Авторы: А.И.Ханчук, В.В.Голозубов, Н.А.Горячев, С.Г.Бялобжеский, Л.И.Попеко