

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ТУВИНСКИЙ ИНСТИТУТ КОМПЛЕКСНОГО ОСВОЕНИЯ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

**КОРОМАНТИЙНЫЕ РУДНО-
МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ
БЛАГОРОДНО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ
СПЕЦИАЛИЗАЦИИ В МЕТАЛЛОГЕНИИ
ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО СЕГМЕНТА
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
ДОКТОР ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ НАУК В.И. ЛЕБЕДЕВ

ТувИКОПР СО РАН
КЫЗЫЛ – 2012

УДК (470 + 571); (571.52); (517); (5–015); 552.32+551.24; 551.2+553.2+550.4+550.3
ББК 26.451–1 (2 Рос. Тув + 5 Монг + 6 Мар)
К 683

Авторский коллектив: *В.И. Лебедев, Ярмолук В.В., Коваленко Д.В., Монгуш А.А., Сугоракова А.М., Ойдуу Ч.К., Прудников С.Г., Кужугет К.С., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Леснов Ф.П., Симонов В.А., Козловский, Кудряшова, Никифоров, Рычкова К.М., Энжи Г., Кужугет Р.К., Лебедев Н.И., Лебедева М.Ф., Горбунов Д.П., Горшкова Л.К., Дружкова Е.К., Эрдэнэжаргал Ч. и др.*

К 683 **КОРОМАНТИЙНЫЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ БЛАГОРОДНО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ В МЕТАЛЛОГЕНИИ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО СЕКТОРА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА:** РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО БАЗОВОМУ КОНКУРСНОМУ ПРОЕКТУ 7.5.2.8 / Науч. рук. и отв. ред. докт. геол.-мин. наук В.И. Лебедев; координаторы: чл.-кор. РАН Г.В. Поляков; докт. геол.-мин. наук А.С. Борисенко; акад. РАН В.В. Ярмолук [Электрон. ресурс: май 2013]. – Кызыл: ТувиКОПР СО РАН, 2012. – 154 с. – Режим доступа: http://ipc-publisher.ru/monographs.aspx?id_mn=12, свободный

ISBN 978–5–94897–050–9

В коллективной монографии по результатам исследований по Базовому конкурсному проекту 7.5.2.8 представлен ряд принципиально новых и важных в теоретическом и практическом отношении результатов. Установлена отчётливая связь формирования редкометалльного оруденения Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) с процессами внутриплитного магматизма, активного как на доаккреционной стадии развития каледонской коры ЦАСП, так и после неё. Своеобразие развития каледонид со сквозным проявлением в их истории магматизма внутриплитной специфики объясняется с позиций аккреции венд-кембрийских структур океанического ложа над горячей точкой мантии.

Установлено, что главными источниками пород Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов, вмещающих одноимённое редкометалльное месторождение, являются мантийные и мантийно-коровые обогащённые источники OIB, E-MORB и IAB, второстепенными — источники N-MORB и верхняя континентальная кора. Показано сходство эволюции вулканизма Ханбогдинской верхнепалеозойской впадины с эволюцией западной окраины Северной Америки в кайнозое. Обоснована связь редкометалльного Ханбогдинского щёлочного гранитного массива и системы близких к нему по возрасту грабенов с бимодальными базальт-комендит-пантеллеритовыми вулканическими ассоциациями.

В Центральной Туве и Южной Монголии изучен флюидный состав включений в минералах карбонатитовых комплексов. В кварце комендитов района Дзарата-Худук выявлены сильно дифференцированные редкометалльные щелочные расплавы, обогащённые Na, F, Li, Zr и редкоземельными элементами. На примере Чайлюхемского рудопроявления показано, что веществом-геохимический состав и текстурно-структурные особенности его рудосносных пород соответствуют карбонатитовым рудам Карасугского рудного поля. По данным расплавных включений во флюорите сделан вывод об образовании карбонатитовых руд из магматического расплава натровой спецификации, обогащённого Mn, Fe, Ba, Sr, Ce, F и Cl. Расплавные включения минералов редкометалльных гранитов массива Халдзан-Бурэгтэй (Монголия) свидетельствуют, что их образование происходило из расплава, насыщенного многими редкими и редкоземельными элементами, что отвечает геохимической специфике образующихся из них пород. Судя по составу расплавных включений и закалочных стёкол, средний состав субдукционных базитовых магм, обеднённых Nb и Ta и, в меньшей мере, Ti, Zr, Sm, но обогащёны Cl, H₂O, F и P. Вариации содержаний элементов связаны с кристаллизационной дифференциацией, смещением магм и участием нескольких источников.

Показано, что наиболее вероятным механизмом образования среднего состава кислых апаитовых расплавов островных дуг и активных континентальных окраин в надсубдукционных обстановках является плавление обогащённых щелочами основных и средних пород, включая спилитизированные разности базальтов нормальной щёлочности. Палеомагнитные данные свидетельствуют, что венд-кембрийские, позднепалеозойские, мезозойские и кайнозойские внутриплитные магматические комплексы ЦАСП были сформированы на разных широтах из разных мантийных источников. Исследования палеомагнетизма венд-кембрийских пород позволили ограничить пространственное положение источников их внутриплитного магматизма двадцатыми-тридцатыми градусами северной широты. Магматические расплавы выплавлялись из деплетированных по изотопному составу источников мантии.

Работа предназначена для специалистов соответствующих областей знаний.

Иллюстрации 80. Таблицы 14. Библиография 238 назв.

Рецензенты: докт. геол.-мин. наук **Ю.А. Калинин** (ИГМ, Новосибирск);
докт. геол.-мин. наук **И.В. Гаськов** (ИГМ, Новосибирск)

УДК (470 + 571); (571.52); (517); (5–015); 552.32+551.24; 551.2+553.2+550.4+550.3
ББК 26.451–1 (2 Рос. Тув + 5 Монг + 6 Мар)

ISBN 978–5–94897–050–9

© ТувиКОПР СО РАН (TuviENR SB RAS), 2012

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
СПИСОК АББРЕВИАТУР И СОКРАЩЕНИЙ	5
1. ОЦЕНКА РОЛИ ВНУТРИПЛИТНЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ КОРЫ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА	7
1.1. ХАРАКТЕРИСТИКА ЭПОХ КОРООБРАЗОВАНИЯ И МЕХАНИЗМОВ КОРООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ (НА ПРИМЕРЕ КАЛЕДОНИД ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)	7
1.2. ХАРАКТЕРИСТИКА ЭПОХ БЛАГОРОДНО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МАГМАТИЗМА	23
1.3. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МЕТАЛЛОНОСНОГО МАГМАТИЗМА И РОЛЬ ВНУТРИПЛИТНЫХ ПРОЦЕССОВ В ЕГО ФОРМИРОВАНИИ (НА ПРИМЕРЕ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЭПОХИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ)	39
2. БЛАГОРОДНО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В КОМПЛЕКСАХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЦАСП: ИСТОЧНИКИ, СОСТАВ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ	46
2.1. ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА НЕОДИМА, СОДЕРЖАНИЙ И ОТНОШЕНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДАХ И БАЗИТАХ ХАЛДЗАН-БУРЭГТЭЙСКОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ. ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОРОД	46
2.2. КОМЕНДИТ-СОДЕРЖАЩИЕ СУБДУКЦИОННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ХАНБОГДИНСКОГО РАЙОНА ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ	67
2.3. РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТОИДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УЛУГ-ТАНЗЕК (ТУВА)	82
2.4. ЧАЙЛЮХЕМСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ КАРБОНАТИТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-ТУВИНСКОГО АРЕАЛА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАГМАТИЗМА	86
2.5. ЗОЛОТО-МЕДНО-ПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ОЮ ТОЛГОЙ (ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ)	92
3. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ МАГМ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ	100
3.1. МАГМЫ БИМОДАЛЬНЫХ И ЩЕЛОЧНОГРАНИТНЫХ АССОЦИАЦИЙ	100
4. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ ИСТОЧНИКОВ МАГМАТИЗМА ЦАСП В ФАНЕРОЗОЕ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ	108
4.1. ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛИИ	109
4.2. ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ, МЕЗОЗОЙСКИХ И КАИНОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛИИ	117
4.3. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ	124
4.4. ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ АНОМАЛЬНОЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ И КАИНОЗОЕ	129
4.5. СТРОЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО-КАИНОЗОЙСКОЙ ВНУТРИПЛИТНОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ ЦАСП ...	130
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	140
ЛИТЕРАТУРА	143

ВВЕДЕНИЕ

Выяснение связей оруденения с составом и источниками рудообразующих магм является одной из важнейших проблем современной геологии. Различные аспекты этой проблемы исследовались нами на примере благородно-редкометалльного магматизма Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Общие закономерности рудоносного магматизма и конкретные месторождения и рудопроявления благородных и редких металлов изучались по следующим направлениям: 1) оценка роли внутриплитных процессов в формировании коры, магматизма, благородно-редкометалльных месторождений и рудопроявлений; 2) установление состава, условий образования и источников металлоносных магм по данным изучения включений минералообразующих сред; 3) геодинамические реконструкции распределения мантийных и коровых источников магматизма в фанерозое на основе новых палеомагнитных и изотопно-геохимических данных. Общая цель этих работ — выяснение главных особенностей состава металлоносных магм, необходимых для обоснования генетической связи оруденения с магматизмом в континентальных областях.

К металлоносным магматическим породам отнесены магматиты резко обогащённые (вплоть до рудных концентраций) такими элементами, которые в обычных условиях либо рассеиваются в породообразующих и акцессорных минералах, либо образуют собственно акцессорную и рассеянную минерализацию, практически не влияющую на средний состав пород. Изучение таких пород, с одной стороны, вносит вклад и в общие проблемы магматической петрологии, а также в разработку теоретических основ рудообразования и рудоносности геологических структур, в их использовании при поисках и оценке месторождений стратегического сырья, прогнозе металлоносности магматических ассоциаций. С другой стороны, благородно-редкометалльный магматизм, как и магматизм вообще, не может быть полно охарактеризован без исследования особенностей образования других магматических формаций региона, их геологической и тектонической позиции (Критерии..., 1978; Зоненшайн и др., 1990). Поэтому первый раздел посвящён результатам исследований мантийно-корового магматизма и процессов корообразования в каледонидах ЦАСП, которые являются фундаментом для последующего внутриплитного магматизма и связанного с ним благородно-редкометалльного оруденения. Во второй части представлены результаты геологического, геохронологического, геохимического и изотопно-геохимического изучения пород и руд месторождений и рудопроявлений благородно-редкометалльной специализации; в третьей приводятся новые данные об условиях формирования и составах рудообразующих расплавов, полученные при изучении расплавных включений в минералах; в четвёртой обсуждаются результаты палеомагнитных исследований, позволившие реконструировать положение в пространстве мантийных источников расплавов, в т. ч. и тех, с которыми связано благородно-редкометалльное оруденение ЦАСП.

Исследования проводились с привлечением многочисленных современных методов. Наряду с традиционными геологическими, петрографическими и геохимическими, были широко использованы изотопно-геохимические (Sr, Nd, O) методы, необходимые для оценки источников вещества, а также геохронологические методы (U-Pb по циркону и Rb-Sr), обеспечивающие корректность корреляции геологических процессов. Палеомагнитный метод обеспечил возможность оценки пространственного положения мантийных магматических источников в различные периоды истории Земли. Выполненные исследования позволили получить ряд новых важнейших научных результатов, касающихся природы и состава источников металлоносных магм, закономерностей их пространственного положения в различные геологические периоды.

СПИСОК АББРЕВИАТУР И СОКРАЩЕНИЙ

- A — коэффициент глинозёмистости на петрохимических диаграммах $A/NK - A/CNK$:
 $A/NK - Al_2O_3 (Na_2O + K_2O)$; $A/CNK - Al_2O_3 (CaO + N_2O + K_2O)$
- ARC — базальты вулканических дуг
- CC — базальты континентальной коры
- DEP — глубоко деплетированная мантия
- DM (Depleted Mantle) — деплетированная (исчерпанная, истощённая) мантия
- DMM (Depleted MORB Mantle) — деплетированная мантия срединно-океанических хребтов
- DUPAL (DUPre + ALlegre — мантийная аномалия) — источник, сильно обогащённый компонентом EM
- EM — обогащённая мантия (EM-I — с низким отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$, EM-II — с высоким отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$)
- E-MORB — сильно- (ЗВ) и среднеобогащённые (ЗС) базальты океанических хребтов
- EN — обогащённый компонент
- FeO* — сумма окисного и закисного железа
- HFS-элементы — высоkozарядные элементы
- HIMU — мантийный источник с высоким U/Pb отношением (high mu)
- HREE — тяжёлые редкоземельные элементы
- IAB — островодужные базальты, обогащённые литофильными элементами
- LIL-элементы (Large-Ion Lithophile Elements) — крупноионные литофильные элементы:
- LREE — лёгкие редкоземельные элементы
- Mg# — магнезиальность (мол. %):
 $Mg\# = 100 \cdot MgO / (MgO + FeO + Fe_2O)$,
- MORB (Mid-Oceanic Ridge Basalts) — базальты срединно-океанических хребтов
- N-MORB — нормальные базальты срединно-океанических хребтов
- OIB — базальты океанических островов
- OPB — базальты океанических плато
- PM — примитивная мантия
- PREMA — превалирующая умеренно деплетированная мантия
- REE — редкоземельные элементы
- REC — рециклированный компонент
- TAS (Total Alkali vs Silica) — классификационная диаграмма пород на основе отношений суммарных щелочей и кремнезёма
- TR (REE) — редкоземельные элементы
- TTG — тоналит-трондёмит-гранодиоритовая ассоциация
- UM — верхняя мантия
- UC — верхняя континентальная кора
- WPB — внутриплитные базальты
- $K_{\text{агт}}$ — коэффициент агаптитности
- АКО — активная континентальная окраина
- БВП — вулканические породы верхней пачки бимодальной ассоциации
- БНП — вулканические породы нижней пачки бимодальной ассоциации
- Буквенные обозначения на диаграммах соотношений элементов: Б — базальты; Вм — вмещающие породы; Д — долериты; Н — нордмаркиты; П — пантеллериты; Рм — редкометалльные щелочные гранитоиды; С — сиениты; Щг — щелочные граниты; Эк — экериты
- ВМ — Восточно-Монгольская вулканическая область
- Д — Дариганская вулканическая область
- ДСК и ССК — древняя (ДСК) и современная (ССК) системы координат
- ДСК — древняя система координат
- ЗЗ — Западно-Забайкальская вулканическая область
- ЗЗЗ — Западно-Забайкальская зона
- ЗМА — зональный магматический ареал
- Канонические отношения — среднее квадратичное отклонение от среднего значения
- Компоненты намагнитченности: А — низкотемпературная, В — среднетемпературная, С — высокотемпературная
- МА — магматический ареал
- ПС — промежуточный слой (дацитовый)
- РЗЭ — редкоземельные элементы
- СКВО — среднеквадратичная ошибка
- СОХ — срединно-океанический хребет
- ССК — современная система координат
- СФЗ — структурно-формационная зона
- ТЭС МРК — Тувинский эписалаирский массив ранней консолидации
- ЦА — Центрально-Алданская вулканическая область

ЦАВВП — Центрально-Азиатская внутриплитная
вулканическая провинция

ЦАВП — Центрально-Азиатская внутриплитная
провинция

ИГД РАН — Институт геологии и геохронологии
докембрия РАН, Санкт-Петербург

ИГЕМ РАН — Институт геологии рудных месторож-
дений, петрографии, минералогии и геохимии
РАН, Москва

ИГМ СО РАН — Институт геологии и минералогии
СО РАН, Новосибирск

ИГМР МАН — Институт геологии и минеральных
ресурсов Монгольской Академии наук, Улан-
Батор

ЦАРС — Центрально-Азиатская рифтовая система

ЦАСП — Центрально-Азиатский складчатый пояс

ЮБ — Южно-Байкальская вулканическая область

ЮХ — Южно-Хангайская вулканическая область

РАН — Российская академия наук

ТувИКОПР СО РАН — Тувинский институт ком-
плексного освоения природных ресурсов СО
РАН, Кызыл

СО РАН — Сибирское отделение Российской ака-
демии наук

1. ОЦЕНКА РОЛИ ВНУТРИПЛИТНЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ КОРЫ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО СЕКМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

1.1. ХАРАКТЕРИСТИКА ЭПОХ КООБРАЗОВАНИЯ И МЕХАНИЗМОВ КООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ (НА ПРИМЕРЕ КАЛЕДОНИД ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ)

Природа и особенности проявления редкометалльного магматизма связаны с целым рядом проблем, включающих, прежде всего, вопросы источников магматизма и геодинамических обстановок, определяющих как состав источников, так и их дифференциацию. Известно, что источники рудоносного магматизма бывают мантийными, коровыми и смешанными — мантийно-коровыми (Коваленко и др., 1996 а; 1999 а, б; 2002, 2003 а, б; 2008; 2009 и др.; Когарко, 2006; Воронцов и др., 2007). В этом разделе основное внимание уделено характеристике коровой составляющей рудоносных магм.

Выполненные в последнее десятилетие геохронологические, геохимические и изотопные исследования магматических комплексов ЦАСП выявили удивительную особенность этих комплексов, а именно преобладание среди них пород с характеристиками ювенильной континентальной коры. На этом основании возникли представления о связи ЦАСП с процессами ювенильного корообразования (Dergunov et al., 2001; Моссаковский, 1975; Моссаковский и др., 1993; Jahn et al., 2000; Wu et al., 2000), которые протекали в регионе на протяжении позднего рифея и, очевидно, палеозоя.

Важной составляющей этих построений остаются вопросы о механизмах формирования и источниках пород ювенильной континентальной коры, о природе её последующих преобразований, о выделении корообразующих событий и об оценке скоростей роста континентальной коры в позднем докембрии и фанерозое. Прежде всего, это относится к каледонидам ЦАСП, составляющим основной объём его пород и насыщенных многочисленными блоками (террейнами и микроконтинентами) более древних структур, что долгое время служило основанием для рассмотрения каледонид в качестве структур, сформировавшихся на древнем континентальном основании (Тектоника Монгольской..., 1974). В последние годы получено много новых данных о составе и возрасте гранитоидов в каледонидах ЦАСП (Коваленко и др., 2004 а; Козаков и др., 2003; Руднев и др., 2009 а), тогда как особенности состава и строения стратифицированных вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов каледонид оставались, за редким исключением (Коваленко и др., 1996 б, в), не охарактеризованными. Но именно они, в первую очередь, отражают характер тех процессов, которые привели к образованию основного объёма пород коры каледонской складчатой области. В этом разделе обобщены данные о составе и строении офиолитовых, островодужных и терригенно-сланцевых толщ Озёрной зоны каледонид, а также о составе и возрасте ассоциирующих с ними гранитоидов, и на этой основе рассмотрены основные геологические закономерности формирования и основные рубежи в истории формирования континентальной коры каледонид ЦАСП.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОЗЁРНОЙ ЗОНЫ. Озёрной зоне каледонид в современной структуре Центральной Азии соответствует Котловина Больших Озёр Западной Монголии (рис. 1). Границами зоны на западе служат поздние каледониды Монгольского и Гобийского Алтая, а на востоке — структуры дорифейского Дзабханского микроконтинента (Дергунов, 1989).

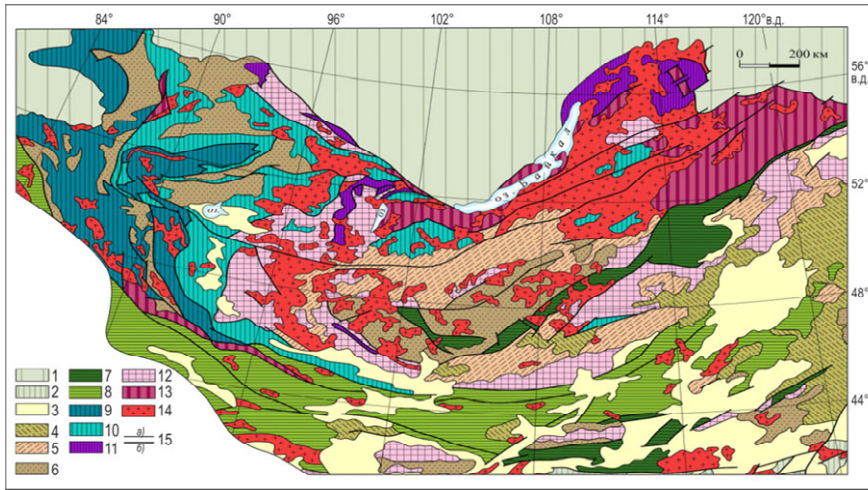


Рисунок 1. Схема геологического строения восточной части ЦАСП

1 — Сибирский кратон; 2 — Сино-Корейский кратон; 3 — аллювиальные отложения и базальты MZ-KZ; 4 — вулканоплутонические пояса J-K; 5 — вулканоплутонические пояса P-T; 6 — палеозойские наложенные трог и осадочные бассейны; 7-11 — мобильные пояса: 7 — индосинийские, 8 — герцинские, 9 — позднекаледонские, 10 — раннекаледонские, 11 — позднерифейские; 12 — микроконтиненты; 13 — палеозойские метаморфические пояса; 14 — мезозойские и палеозойские гранитоиды; 15 — границы: а — тектонические; б — геологические.

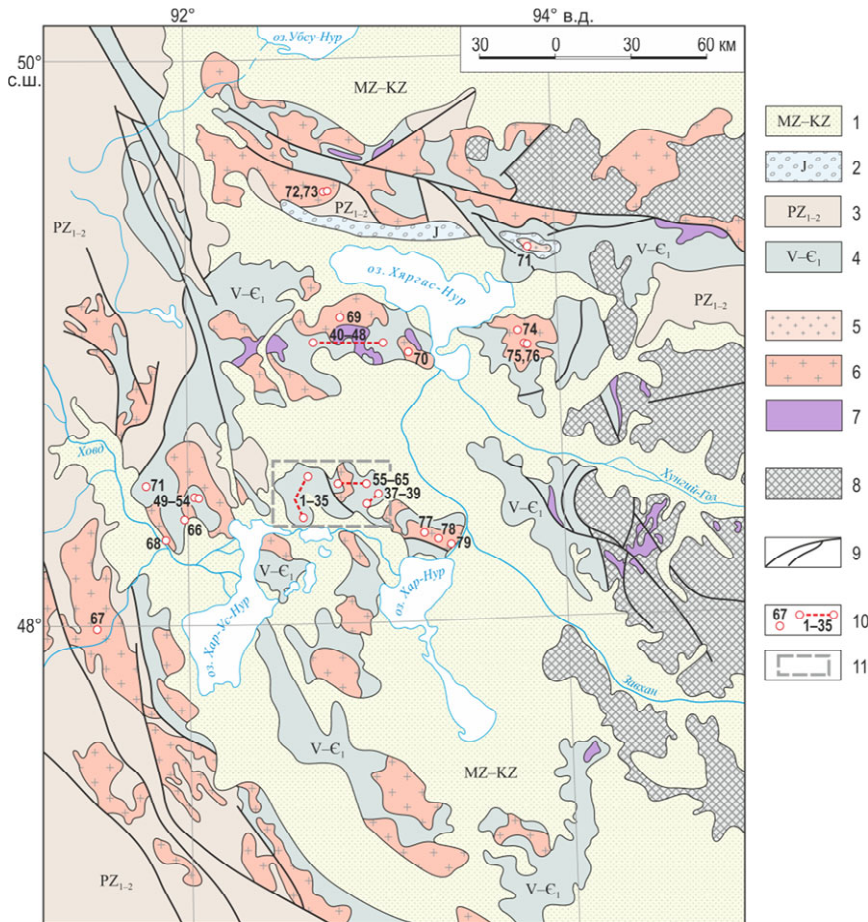


Рис. 2

Рисунок 2. Схема геологического строения северной части Озёрной зоны

1 — позднемезозойско-кайнозойские и отложения; 2 — юрские конгломераты; 3 — ранне-среднепалеозойские отложения Монгольского и Гобийского Алтая; 4 — венд-раннекембрийские вулканогенные и кремнисто-терригенные толщи палеокеанических и островодужных комплексов; 5 — юрские риолиты; 6 — палеозойские гранитоиды; 7 — ультраосновные породы офиолитовых комплексов; 8 — образования Дзабханского микроконтинента; 9 — разломы; 10 — места отбора проб; 11 — район исследований хр. Сэрийн-Нуру (см. далее, рис. 3).

Особенности геологического строения, общая характеристика состава и свойств комплексов пород, слагающих разновозрастные структуры Озёрной зоны рассмотрены в многочисленных работах (Дергунов и др., 1980; Хераскова, 1986; Коваленко, 1996 а-в; Нагибина, 1999; Ярмолюк и др., 2002; Руднев и др., 2009 б; и др.).

Показано, что Озёрная зона (рис. 2) характеризуется покровно-складчатой структурой, характер которой определяют тектонически совмещённые блоки и пластины, сложенные разными по составу фрагментами венд-кембрийских офиолитовых и островодужных комплексов. В центральной части Озёрной зоны преобладают базальты и андезибазальты, в меньшей степени андезиты, объединяемые в спилит-диабазовую формацию (Дергунов, 1989), но, кроме того, широко распространены толщи кремнисто-терригенных пород преимущественно грауваккового состава. Такое строение до складчатых образований этих участков позволяет сопоставить их с комплексами океанических бассейнов — океанических островов (лавовых плато) и энсиматических островных дуг, которые возникли вне сферы влияния континентальных источников, как осадочного, так и магматического материала (Дергунов, 1989; Коваленко и др., 1996 б; Ярмолюк и др., 2002; Руднев и др., 2009 б; и др.). Об этом, в частности, свидетельствовали первые изотопные и геохимические данные, которые для этих участков были получены ранее (Коваленко и др., 1996 б, в; Ярмолюк и др., 2002). Вулканические комплексы здесь отвечают нескольким типам ассоциаций, имевших разную геодинамическую природу. В качестве базовой территории исследований выбрана система низкогорных массивов в центральной части Озёрной зоны, расположенная между озёрами Хяргас-Нур и Хара-Ус-Нур — Хара-Нур. Здесь были изучены поля развития каледонид на хр. Сэрийн-Нуру в районе г. Гэлбэн-Ула (юго-западное обрамление оз. Хяргас-Нур) и в районе г. Халдзан-Бурэгтэй-Ула.

СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАЛЕДОНИД ОЗЁРНОЙ ЗОНЫ. *Хребет Сэрийн-Нуру* пересекает Озёрную зону с запада на восток и включает практически все магматические и терригенные комплексы, характеризующие центральные участки Озёрной зоны. Блоки, сложенные вулканическими породами ранее относились в целом к спилит-диабазовой формации, однако отвечающие ей толщи неоднородны по составу и строению. Среди них, в соответствии с долей участия пород основного и среднего состава, различается, по меньшей мере, две ассоциации пород, одна из которых существенно базальтового, а вторая — базальт-андезитового состава.

Базальтовая ассоциация слагает толщу подушечных лав небольшой мощности с сопровождающими их гиадокластитами. Лавы, как правило, интенсивно эпидотизированы и хлоритизированы. Среди них преобладают чёрные плагиоклаз-порфириновые базальты, однако в верхней трети разреза появляются также пиллоу-лавы афировых базальтов. Наряду с лавами в составе толщи отмечаются редкие маломощные (<0,5 м) прослои и линзы кремнистых алевролитов. Общая наблюдаемая мощность толщи превышает 1 км.

Базальт-андезитовая ассоциация наиболее полно вскрыта в южной части хр. Сэрийн-Нуру (рис. 3), где породы сильно дислоцированы и характеризуются в целом крутым падением (~70–80°) к востоку. В строении толщи выделяется ряд пакетов пород (снизу вверх), претерпевших зеленокаменные изменения и сложенных базальтами, андезибазальтами и андезитами. В подчинённом количестве присутствуют прослои вулканомиктовых терригенных пород, в т.ч. конгломератов с галькой плагиоклазовых порфиритов. Венчается разрез пачками зеленовато-серых и зелёных витрокластических андезитовых туфов и туфопесчаников с маломощными горизонтами туфо-конгломератов с галькой миндалекаменных андезитов. Общая мощность видимой части разреза превышает 1,5 км. К этому комплексу относится ещё ряд полей, слагающих обособленные блоки по всей площади хребта. Они различаются между собой, прежде всего, долей участия терригенных пород.

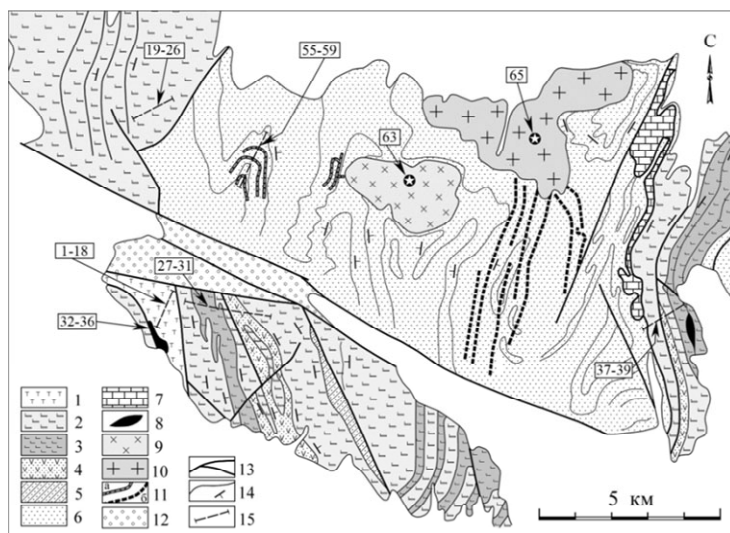


Рисунок 3. Схема геологического строения хр. Сэрийн-Нуру

1 — подушечные лавы базальтового комплекса; 2–5 — базальт-андезитовый комплекс: 2 — базальты, андезибазальты, 3 — пиллоу-лавы, гиалокластиты с прослоями яшм, 4 — туфы и гиалокластиты основного и среднего состава, 5 — яшмы, туффиты, базальты; 6, 7 — аккреционная призма: 6 — яшмы, кремнистые алевролиты, песчанки, редкие гравелиты, 7 — биогермовые известняки; 8 — серпентиниты; 9 — тоналиты, гранодиориты; 10 — граниты; 11 — дайки плагиодацитов (а) и гранит-порфиоров (б); 12 — девонские вулканы, позднемезозойские красноцветные отложения; 13 — разломы; 14 — геологические границы и направления падения толщ; 15 — линии опробования, в прямоугольных рамках — номера проб. Звёздочкой показаны места отбора проб для геохронологических исследований.

Ассоциация кремнисто-терригенных пород сопоставляется с терригенно-туффитовой формацией, выделяемой А.Б. Дергуновым (1989), широко распространённой в Озёрной зоне. Эта ассоциация характеризуется крупным ритмичным строением и слагает тектонически обособленный блок в северной части хр. Сэрийн-Нуру. Строение ритмов мощностью до 150 м определяют в нижней части гравелиты и песчанки с «плавающими» карбонатными конкрециями, в верхней — тонкослоистые кремнистые алевролиты, аргиллиты и яшмы. Все они в значительной степени представлены вулканокластическими образованиями, сформировавшимися за счёт размыва пород основного и среднего состава. На восточном фланге выходов пород этого комплекса наблюдаются крупные линзообразные тела рифогенных известняков, которые фиксируют рифогенное поднятие в зоне развития кремнисто-терригенного комплекса.

Вулканическое поле района г. Халдзан-Бурэгтэй-Ула расположено в пределах хребтов Монгольского Алтая на западном продолжении горной гряды Сэрийн-Нуру. В строении поля участвуют две согласно залегающие толщи, одна из которых представлена андезитовой ассоциацией, а вторая — существенно конгломератовой. Нижняя часть вулканической толщи сложена относительно мощными (10–15 м) потоками тёмно-серых андезитовых порфиритов, содержащих вкрапленники плагиоклаза и амфибола, размер и количество которых варьируют в разных потоках. В верхней части толщи появляются горизонты песчаников и гравелитов, доля которых возрастает вверх по разрезу, а его верхи практически лишены вулканитов и представлены мощной (>300 м) толщей переслаивающихся песчаников, гравелитов и мелко-среднегалечных конгломератов. Состав обломочного материала определяется продуктами разрушения лавовой толщи. Возраст андезитов этого поля (Ar-Ar метод по амфиболу) составляет 546 ± 3 млн л.; вулканы прорваны гранодиоритами с возрастом 441 ± 2 млн л. и массивами щелочных гранитоидов Халдзан-Бурэгтэйской группы, становление которых происходило 395–391 млн л. назад (Коваленко и др., 2004 а, б).

ГРАНИТОИДЫ ОЗЁРНОЙ ЗОНЫ. Территория каледонской складчатой области насыщена многочисленными массивами гранитоидов, образующими протяжённые линейно вытянутые пояса, а также крупные батолиты. По составу среди них преобладают породы

тоналит-гранодиорит-плагиогранитовой ассоциации (Руднев и др., 2009 а), широким распространением пользуются также нормальные и субщелочные граниты и граносиениты (Козаков и др., 2003), более редкую группу образуют щелочные гранитоиды — агпайтовые граниты, щелочные и нефелиновые сиениты (Ярмолюк и др., 2002, 2006).

Интрузивные массивы хр. Сэрийн-Нуру. Стратифицированные комплексы хребта пронизаны интрузивными массивами различного состава, которые, кроме того, имеют разное отношение к тектонической структуре района, что позволяет оценить время её формирования и, соответственно, определить верхнюю возрастную границу стратифицированных образований. На хр. Сэрийн-Нуру опробованы интрузия расслоенного габбро и два массива гранитоидов.

Интрузия *расслоенного габбро* представляет собой дайкообразное тело мелко-среднезернистых оливиновых габбро, характеризующегося внутренней расслоенностью с образованием слоёв, различающихся содержанием темноцветных минералов. Ранее на основе результатов Sm-Nd датирования возраст этой интрузии был определён с большой погрешностью равным 527 ± 47 млн л. (Коваленко и др., 1996 а).

Массивы гранитоидов расположены в поле развития пород кремнисто-терригенного комплекса недалеко друг от друга. Один из них — Баянхайрханский, расположен в непосредственной близости от г. Баян-Хайрхан-Ула, а другой, выходы которого обнаружены немного западнее, — назван Западно-Баянхайрханским. Он сложен биотит-амфиболовыми кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами, трондёмитами и, в подчинённом количестве, лейкократовыми габбро и габбро-диоритами. В эндоконтактной зоне массива встречаются многочисленные ксенолиты вмещающих терригенных пород в экзоконтактной — широко распространены дайкообразные тела плагиориолитов и плагиориодацитов. Они деформированы вместе с породами кремнисто-терригенной толщи, что свидетельствует о их формировании совместно с плагиогранитоидами Западно-Баянхайрханского массива в доаккреционный этап развития Озёрной зоны.

Баянхайрханский массив отличается резко дискордантными соотношениями со складчатой структурой кремнисто-терригенной толщи и сложен довольно однородными по составу биотитовыми среднезернистыми граносиенитами и субщелочными гранитами. В строении массива отмечаются многочисленные дайки кварцевых монцитов и риодацитов, прослеживающиеся через тектонические границы, что свидетельствует об их формировании после образования покровно-складчатой структуры хр. Сэрийн-Нуру.

Гранитоиды обрамления оз. Хяргас-Нур представлены серией массивов. По южному обрамлению — это Хяргаснурский, Айрагнурский и Шаратолгойский массивы. В строении Хяргаснурского и Шаратолгойского массивов преобладают породы диорит-гранодиорит-плагиогранитной ассоциации. Возраст массивов практически совпадает и составляет, соответственно, 495 ± 2 и 494 ± 10 млн л. (Коваленко и др., 1996 а, б, 2004 а, б; Руднев и др., 2009 б). Айрагнурский массив резко дискордантен по отношению к складчатой структуре Озёрной зоны, что свидетельствует об его постаккреционном формировании. Сложен он нормальными биотитовыми и лейкократовыми гранитами с возрастом 465 ± 11 млн л. (Коваленко и др., 2004 а, б).

В северном обрамлении оз. Хяргас-Нур (на склонах хр. Хан-Хухийн) развиты массивы диорит-гранодиорит-гранитной ассоциации. По составу и геологическому положению они сопоставимы с гранитоидами Хяргаснурского и Шаратолгойского массивов, также возникших в позднекладчатой – раннепосткладчатой фазе формирования структуры каледонид Озёрной зоны. В поле развития этих гранитоидов закартировано небольшое (~ 100 м в поперечнике) тело средне-крупнозернистых щелочных гранитов — Боминхаринский массив. Плагиогранитоиды по составу и геологическому положению сопоставляются с позднеколлизийными гранитами Хяргаснурского массива, становление которого произошло около 495 млн л. назад (Коваленко и др., 2004 а, б). Данные о возрасте щелочных гранитов отсутствуют. Однако отмеченные выше изменения их состава вблизи с плагиогранитоидами, скорее всего, свидетельствуют об их более древнем возрасте.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГРАНИТОИДОВ, выполненных для тоналитов Западно-Баянхайрханского и субщелочных гранитов Баянхайрханского массивов хр. Сэрийн-Нуру, а также для щелочных гранитов Боминхаринского массива северного борта оз. Хяргас-Нур.

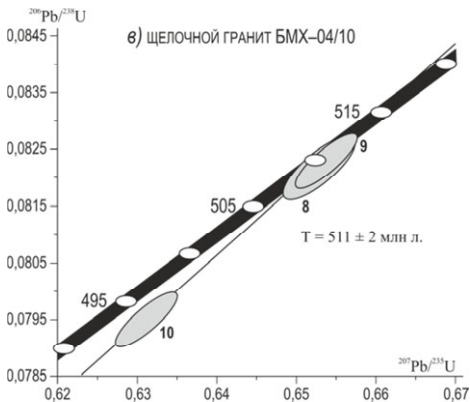
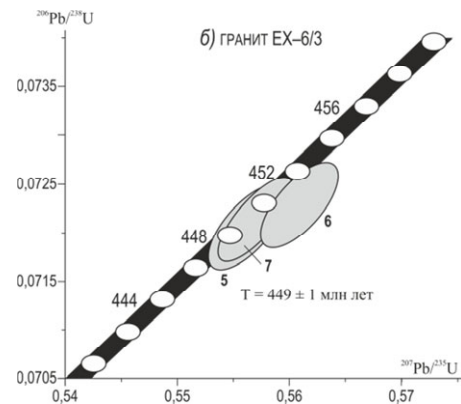
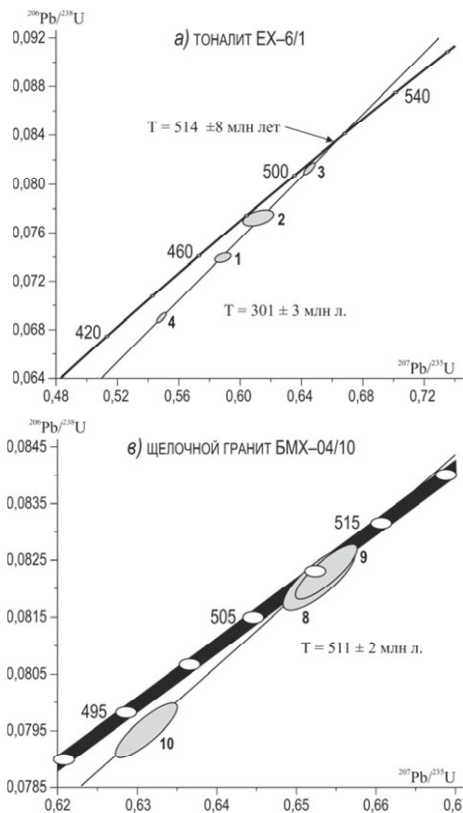


Рисунок 4. Диаграммы с конкордией для цирконов из гранитоидов Озёрной зоны

а) — тоналиты Западно-Баянхайрханского массива (пр. EX-6/1); б) — субщелочные граниты Баянхайрханского массива (пр. EX-6/3); в) — щелочные граниты Боминхаринского массива (пр. BMX-04/10).

Номера точек на диаграммах соответствуют порядковым номерам в таблице 1

Западно-Баянхайрханский массив. Фигуративные точки изотопного состава циркона образуют дискордию (рис. 4 а), верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 514±8 млн л., который, учитывая морфологические особенности изученного циркона, можно рас-

считать как возраст его кристаллизации из расплава и, соответственно, как возраст кристаллизации тоналитов Западно-Баянхайрханского массива.

Баянхайрханский массив. Изученный циркон (см. рис. 4 б) конкордантен (геохронологическое определение № 5 и № 7 в табл. 1) или незначительно дискордантен (т. 6, см. табл. 1), а его конкордантный возраст соответствует 449±1 млн л. (СКВО — 1,7; вероятность — 0,42). Морфологические характеристики и особенности внутреннего строения циркона указывают на его магматическое происхождение. Следовательно, полученный для него конкордантный возраст можно считать как возраст кристаллизации расплавов, родоначальных для гранитоидов Баянхайрханского массива.

Боминхаринский массив. Из рисунка 4 в видно, что верхнее пересечение дискордии соответствует возрасту 515±8 млн л. Одна из точек изотопного состава циркона после аэробразивной обработки (т. 9, см. табл. 1) расположена на конкордии (см. рис. 4 в), а её конкордантный возраст — 511±2 млн л. (СКВО — 1,06; вероятность — 0,30), который и принят в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации исходного для щелочных гранитов Боминхаринского массива расплава.

Полученные геохронологические данные позволяют сделать вывод о том, что формирование аккреционно-складчатой структуры Озёрной зоны произошло позже 514±8 млн л. и продолжалось по крайней мере до рубежа ~ 490±4 млн л., которому соответствуют становление синтетектонических тоналитов параавтохтона хр. Дарвийн-Нуру (Козаков и др., 2002) и метаморфизм амфиболитовой фации толщи Ховд с возрастом 487±6 млн л. (Коваленко и др., 1996 а).

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МАГМАТИЧЕСКИХ И КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ. *Породы вулканических комплексов.* Содержания главных элементов в породах вулканических, магматических и кремнисто-терригенных толщ Озёрной зоны представлены на рисунках 5, 6.

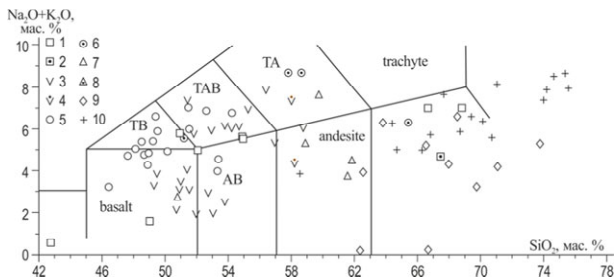
Таблица 1. Результаты U-Pb геохронологических исследований цирконов из гранитоидов Озёрной зоны

№ п/п	Размер фракции (мкм), её характеристика	Навеска (мг)	Содерж., мкг/г		Изотопные отношения				
			Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Западно-Баянхайрханский массив, тоналит (пр. ЕХ-6/1)									
1	50–85, A=5% 20 зер.	0,07	11,5	149	550	0,0578±4	0,1291±1	0,5875±43	0,0738±3
2	85–100, A=10%, 30 зер.	0,10	45,8	492	196	0,0575±7	0,1385±1	0,6109±84	0,0771±5
3	100–200, НРФ 2 ч.	–	U/Pb=12,1		1983	0,0576±1	0,1173±1	0,6445±24	0,0812±2
4	50–85	–	U/Pb=13,8		1005	0,0577±2	0,1293±1	0,5477±23	0,0688±2
Баянхайрханский массив, субщелочной гранит (пр. ЕХ-6/3)									
5	85-100	0,09	10,5	131	562	0,0570±2	0,1977±1	0,5561±26	0,0720±2
6	85–100, A=30%	0,22	12,3	150	743	0,0563±2	0,2013±1	0,5608±22	0,0723±2
7	100–150, A=30%	0,15	14,6	180	897	0,0560±2	0,1995±1	0,5570±24	0,0721±2
Боминхаринский массив, щелочной гранит (пр. БМХ-04/10)									
8	100–150, A=30%	0,46	19,7	229	2137	0,0576±1	0,1416±1	0,6520±12	0,0821±1
9	100–150, A=10%	–	U/Pb=11,3		633	0,0576±1	0,1406±1	0,6536±28	0,0823±3
10	85–100	0,36	17,6	209	1478	0,0576±1	0,1388±1	0,6307±20	0,0795±2

Примечания. ^a — изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; ^b — коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U — ²⁰⁶Pb/²³⁸U; A=10% — количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона; НРФ 2 ч. — остаток циркона после кислотной обработки в течение двух часов; прочерк — навеска циркона не определялась. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

Окончание табл. 1

№ п/п	Размер фракции (мкм), её характеристика	Rho ^b	Возраст, млн л.		
			²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	2	11	12	13	14
Западно-Баянхайрханский массив, тоналит (пр. ЕХ-6/1)					
1	50–85, A=5% 20 зер.	0,44	469±3	459±2	521±15
2	85–100, A=10%, 30 зер.	0,45	484±7	479±3	511±27
3	100–200, НРФ 2 ч.	0,84	505±2	503±1	515±5
4	50–85	0,75	444±2	429±1	519±6
Баянхайрханский массив, субщелочной гранит (пр. ЕХ-6/3)					
5	85–100	0,69	449±2	449±1	452±8
6	85–100, A=30%	0,70	452±2	450±1	463±6
7	100–150, A=30%	0,75	450±2	449±1	452±27
Боминхаринский массив, щелочной гранит (пр. БМХ-04/10)					
8	100–150, A=30%	0,69	510±1	509±1	514±3
9	100–150, A=10%	0,80	511±2	510±2	514±6
10	85–100	0,84	497±2	493±1	514±27



вулканы андезитового комплекса (7) и осадки среди них (8); 9 — осадки аккреционной призмы (хр. Сэрийн-Нуру); 10 — гранитоиды. ТВ — трахибазальты; TAB — трахиандезибазальты; ТА — трахиандезиты.

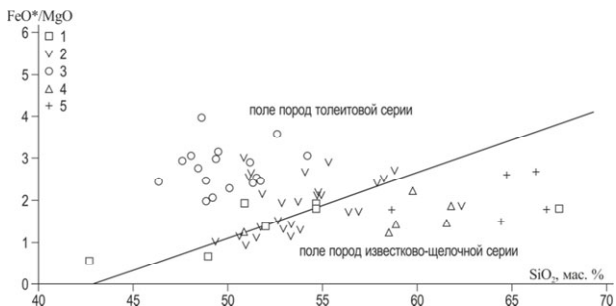


Рисунок 5. TAS-диаграмма пород, участвующих в строении каледонид Озёрной зоны

1 — вулканы базальт-андезитового комплекса (р-н оз. Хяргас-Нуру); 2 — осадки аккреционной призмы (г. Гэлбэн-Ула); 3–6 — хр. Сэрийн-Нуру (пробы EX): островодужные вулканы базальт-андезитового комплекса (3) и осадки среди них (4), высокотитанистые вулканы базальтового комплекса (5) и осадки среди них (6); 7, 8 — (г. Халдзан-Бурэгтэй-Ула) — вулканы андезитового комплекса (7) и осадки среди них (8); 9 — осадки аккреционной призмы (хр. Сэрийн-Нуру); 10 — гранитоиды.

Рис. 6. Состав магматических пород Озёрной зоны на диаграмме SiO_2 — FeO^*/MgO (линия раздела пород толеитовой и субщелочной серий — по О.А. Богатинову и др., 1987)

1 — вулканы базальт-андезитового комплекса г. Гэлбэн-Ула; 2 — вулканы базальт-андезитового комплекса хр. Сэрийн-Нуру; 3 — вулканы базальтового комплекса хр. Сэрийн-Нуру; 4 — вулканы андезитового комплекса г. Халдзан-Бурэгтэй; 5 — гранитоиды.

Базальтовая ассоциация хр. Сэрийн-Нуру сложена афировыми и плагиоклаз-порфировыми низкомагнезиальными ($\text{Mg}^\# = 31\text{--}47$) пиллоу-лавами, отличающимися от пород других комплексов высокими содержаниями TiO_2 (1,91–3,12 мас. %), более высокими содержаниями щелочей, Fe_2O_3 и P_2O_5 , более низкими — SiO_2 , Al_2O_3 и CaO . По составу они изменяются от базальтов до трахибазальтов и трахиандезибазальтов. Устанавливается корреляция содержаний TiO_2 и Na_2O (рис. 7), что свидетельствует о незначительном влиянии эффекта спилитизации на повышенную щёлочность пород. По соотношению FeO^*/MgO — SiO_2 они отвечают полю пород толеитовой серии (см. рис. 6). Близкими к ним петрохимическими особенностями характеризуются габброиды дифференцированного силла, секущего этот комплекс.

Лавы **базальт-андезитовой ассоциации** отвечают породам с низким содержанием TiO_2 (0,56–1,37 вес. %). Это умеренно- и высокоглинозёмистые вулканы, варьирующие по магнезиальности в широком диапазоне значений — $\text{Mg}^\# = 38\text{--}73$. Среди них преобладают породы известково-щелочной серии — преимущественно базальты, андезибазальты и андезиты. Более кислые породы — дациты и риолиты являются редкими, характеризуются повышенными содержаниями Na_2O и пониженными K_2O , по составу близки к интрузивным породам диорит-гранодиорит-плагиогранитных комплексов Озёрной зоны. Среди пород **андезитовой ассоциации** развиты преимущественно низко- и умеренномагнезиальные ($\text{Mg}^\# = 45\text{--}55$) известково-щелочные андезиты нормального ряда с подчинённым количеством высокомагнезиальных ($\text{Mg}^\# = 59$) низкотитанистых базальтов.

Осадочные породы **кремнисто-терригенной ассоциации**, так же как и осадочные породы, ассоциирующие с вулканами, в целом близки по составу к последним. Более кислый состав тонкозернистых пород (яшм, кремнистых алевролитов с содержанием SiO_2 62–74 мас. %), связывается с участием растворов кремнекислых гидротерм в формировании таких пород.

Полученные геохронологические данные позволяют сделать вывод о том, что формирование аккреционно-складчатой структуры Озёрной зоны произошло позднее 514 ± 8 млн л. и продолжалось, по крайней мере, до рубежа $\sim 490 \pm 4$ млн л., которому соответствуют становление синтетектонических тоналитов параавтохтона хр. Дарвийн-Нуру (Козаков и др., 2002) и метаморфизм амфиболитовой фации толщи Ховд (487 ± 6 млн л. по Коваленко и др., 1996 а).

Породы вулканических комплексов (см. рис. 5, 6). Базальтовая ассоциация хр. Сэрийн-Нуру сложена афировыми и плагиоклаз-порфировыми низкомагнезиальными ($Mg^{\#} = 31\div 47$) пиллоу-лавами, отличающимися от пород других комплексов высокими содержаниями TiO_2 (1,91–3,12 мас. %), более высокими содержаниями щелочей, Fe_2O_3 и P_2O_5 и более низкими — SiO_2 , Al_2O_3 и CaO . По составу они изменяются от базальтов до трахибазальтов и трахиандезитбазальтов. Отмечается корреляция содержания TiO_2 и Na_2O (см. рис. 7), что говорит о незначительном влиянии эффекта спилитизации на повышенную щёлочность пород. По соотношению $FeO^*/MgO - SiO_2$ они попадают в поле пород толеитовой серии (см. рис. 7). Близкими к ним петрохимическими особенностями характеризуются габброиды секущего их дифференцированного силла.

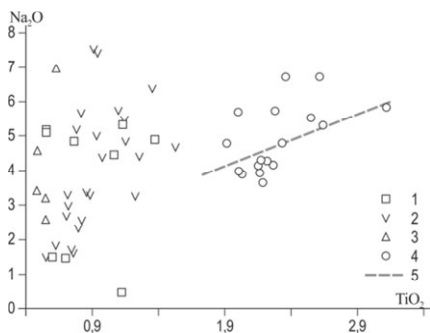


Рисунок 7. Корреляционные зависимости между TiO_2 и Na_2O в породах вулканических ассоциаций Озёрной зоны

1–4 — см. на рис. 5; 5 — линия корреляции для высоко-титанистых вулканитов базальтового комплекса (хр. Сэрийн-Нуру)

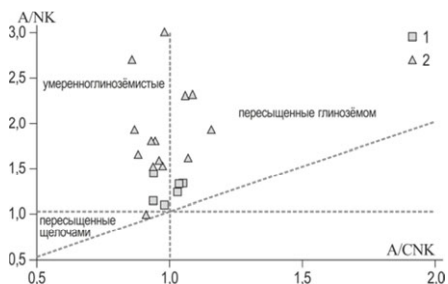


Рисунок 8. Диаграмма $A/NK - A/CNK$ для гранитоидов Озёрной зоны

1 — до- и синаккреционных, 2 — постаккреционных.

Лавы базальт-андезитовой ассоциации этой группы отвечают породам низко-титанистым (TiO_2 0,56–1,37 вес. %), умеренно- и высокоглинозёмистым вулканитам, варьирующим по магнезиальности в

широком диапазоне значений ($Mg^{\#} = 38\div 73$). Преобладают породы известково-щелочной серии — преимущественно базальты, андезитбазальты и андезиты. Более кислые разновидности — дациты и риолиты — редки, характеризуются повышенными содержаниями Na_2O , пониженными — K_2O и по составу сближаются с интрузивными диорит-гранодиорит-плагиогранитными комплексами Озёрной зоны.

Андезитовая ассоциация. Среди пород этой ассоциации развиты преимущественно низко- и умеренно магнезиальные ($Mg^{\#} = 45\div 55$) известково-щелочные андезиты нормального ряда с подчинённым количеством высокомагнезиальных ($Mg^{\#} = 59$) низкотитанистых базальтов.

Кремнисто-терригенная ассоциация. Осадочные породы этой группы, также как и осадочные породы, ассоциирующие с вулканитами, близки к ним по составу. Более кислый состав тонкозернистых пород (яшм, кремнистых алевролитов; SiO_2 от 62 до 74 мас. %), связывается с участием растворов кремнекислых гидротерм в формировании таких пород.

Для гранитоидов приведены не только данные о химическом составе (рис. 8, см. рис. 5–7), но и суммированы результаты петрохимических исследований для тех из них, для которых ранее выполнены Sm-Nd изотопно-геохимические исследования и рассмотрены вопросы их петрогенеза (Руднев и др., 2009 б). Доаккреционные гранитоиды, за исключением щелочных разностей Боминхаринского массива, отвечают низко- и высокоглинозёмистыми кварцевым диоритам, тоналитам и трондъемитам известково-щелочной серии нормального ряда. На диаграмме $A/NK - A/CNK$ (см. рис. 8) они попадают в поля умеренноглинозёмистых и пересыщенных глинозёмом гранитоидов, тогда как щелочные граниты находятся в поле пересыщенных щелочами пород.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ВУЛКАНОГЕННЫХ И КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ. Породы базальтовой ассоциации имеют фракционированное распределение микроэлементов с обеднением высоко несовместимыми элементами (Th-La) и сильно фракционированным распределением умеренно несовместимых редких элементов (рис. 9), приближающимся к их распределению в базальтах океанических островов.

В высокотитанистых базальтах Nb-Ta аномалии не проявлены (или слабые отрицательные), а Ti — положительные (или отсутствуют). При этом содержания всех несовместимых редких элементов, особенно высоко- и умеренно несовместимых, а также степень их фракционирования выше, чем в низкотитанистых базальтах и андезитобазальтах.

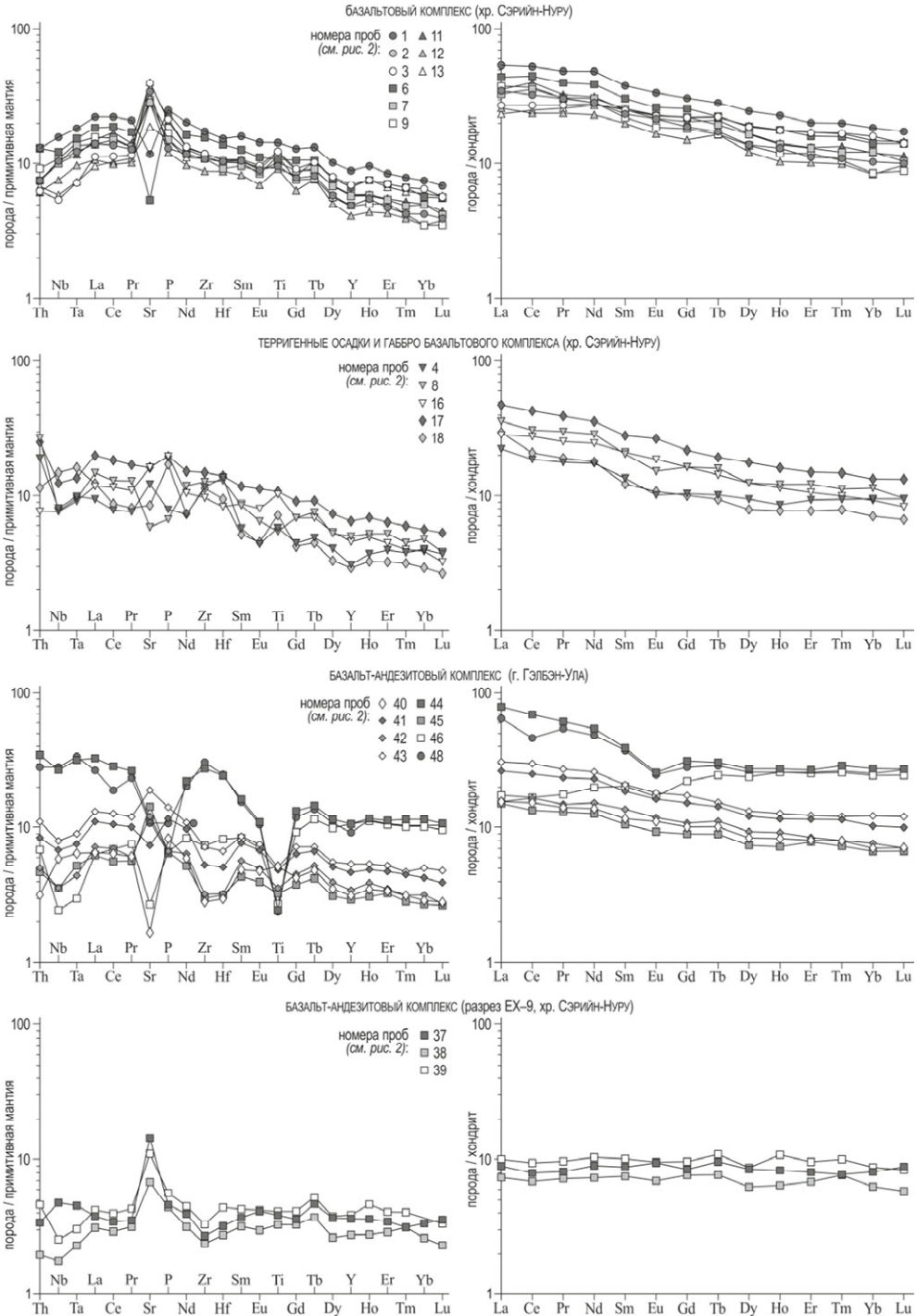


Рисунок 9. Распределение нормированных к примитивной мантии редких элементов и нормированных к хондриту РЗЭ в вулканогенных и кремнисто-терригенных комплексах Озёрной зоны

Базальт-андезитовая ассоциация представлена толеитовыми базальтами и андезибазальтами, характеризующимися слабо фракционированным распределением содержаний иммобильных несовместимых элементов с отрицательными аномалиями Nb-Ta, Zr-Hf и Ti и положительными аномалиями Sr (см. рис. 9), слабо фракционированным распределением РЗЭ (см. рис. 4) с преобладанием лёгких РЗЭ над тяжёлыми, что типично для базальтов юных островных дуг. Дациты обладают более высокими содержаниями микроэлементов и несколько большей степенью их фракционированности, отчётливыми отрицательными аномалиями Sr, P, Ti и Eu при слабо выраженных отрицательных аномалиях Nb-Ta и более плоском, чем в базальтах, распределении тяжёлых РЗЭ.

Породы **андезитовой ассоциации** в р-не г. Халдзан-Бурэгтэй-Ула по своим геохимическим особенностям сходны с базальтами базальт-андезитовой ассоциации и характеризуются отчётливыми отрицательными аномалиями Nb-Ta и Ti, низкими отношениями $Sr/Y = 19$ и повышенными $Th/Nb = 0,29$, слабо фракционированным распределением РЗЭ.

Таким образом, вулканы исследованных разрезов различаются между собой как по содержаниям и отношениям иммобильных редких элементов, так и по характеру их распределения, что позволяет предположить, что формировались они из геохимически различных мантийных источников.

Тонкозернистые кремнистые алевролиты, аргиллиты и яшмоиды **кремнисто-терригенной ассоциации** характеризуются умеренно фракционированными распределениями редких элементов с отчётливыми отрицательными аномалиями Nb-Ta, P и Ti, слабо фракционированным распределением РЗЭ с обогащением лёгкими и плоским распределением тяжёлых РЗЭ, слабой отрицательной Eu аномалией (рис. 9). Такие особенности свидетельствуют о преимущественно слабо фракционированных, возможно островодужных, источниках их сноса.

Nd-изотопная систематика пород вулканогенных и кремнисто-терригенных ассоциаций (рис. 10). Породы **базальтовой ассоциации** характеризуются в целом умеренно положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$, варьирующими от +7,5 до +4,8. К ним близки высокотитанистые габброиды и диабазы [$\epsilon_{Nd}(T) = +7,0 \dots +6,6$] и образующие прослои и линзы среди базальтов терригенные породы и карбонаты [$\epsilon_{Nd}(T) = +6,8 \dots +5,6$]. Вероятно, в петрогенезе высокотитанистых базальтов и габброидов принимал участие обогащённый плюмовый источник.

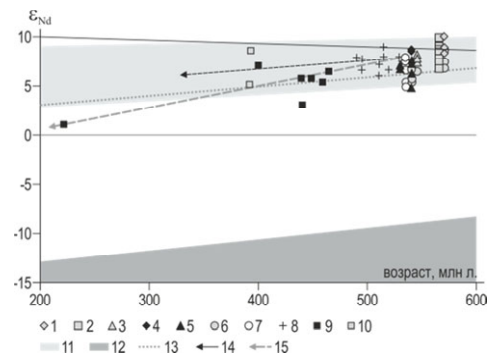


Рисунок 10. Диаграмма ϵ_{Nd} — ВОЗРАСТ для пород Озёрной зоны

Точки изотопного состава Nd: 1–5 — вулканитов: 1 — г. Гэлбэн-Ула, 2 — разрезов EX-4, EX-5 и EX-7/1,2 хр. Сэрийн-Нуру, 3 — Халдзан-Бурэгтэй-Ула, 4 — разреза EX-9 хр. Сэрийн-Нуру, 5 — базальтового комплекса хр. Сэрийн-Нуру; 6 — терригенные осадки в составе вулканогенных комплексов; 7 — терригенные осадки кремнисто-терригенного комплекса; 8 — до- и синаккреционные гранитоиды; 9 — постаккреционные гранитоиды; 10 — крайние точки составов щелочных пород халдзанбурэгтэйской группы.

Поля и тренды эволюции изотопного состава Nd: 11 — палеокеанических и островодужных комплексов Озёрной зоны, 12 — метаморфических пород Дарвинского комплекса, 14 — средней континентальной коры

выступа, 13 — нижняя граница поля островодужных ($^{147}Sm/^{144}Nd = 0,12$), 15 — гранитоидов Озёрной зоны.

По сравнению с породами базальтовой ассоциации вулканы **базальт-андезитовой ассоциации** отличаются более высокими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ ($> +7,3$), хотя и характеризуются локальными различиями. На хр. Сэрийн-Нуру вулканы этой ассоциации обладают высокими положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ (от +7,3 до +9,8), что, как уже говорилось выше, близко к изотопному составу деплетированной мантии (DM) соответствующего возраста. Отклонения состава в сторону более низких значений $\epsilon_{Nd}(T)$ возможно свидетельствует об участии в формировании расплавов наряду с мантией N-MORB древнекорового материала, поступавшего в зоны субдукции.

Породы андезитовой ассоциации имеют промежуточные характеристики между составами пород базальтовой и базальт-андезитовой ассоциаций в районе г. Гэлбэн-Ула и определяются интервалом значений $\epsilon_{Nd}(T) = +8,1 \dots +7,3$.

Кремнисто-терригенная ассоциация. Кремнистые алевролиты, аргиллиты и яшмоиды аккреционной призмы характеризуются широкими вариациями величины $\epsilon_{Nd}(T)$ (от +7,8 до +4,9) и повышенными относительно среднекорковых отношениями ($^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1786 \pm 0,1463$), что позволяет говорить о преимущественном вкладе ювенильных источников сноса в процессы осадконакопления при подчинённой роли древнекорового материала.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И Nd-ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ. Содержания редких элементов в исследованных гранитоидах Озёрной зоны анализируются совместно с данными по гранитоидам с известными Nd-изотопными параметрами из работы С.Н. Руднева и др. (2009 б), в которой детально рассмотрены вопросы петрогенеза гранитоидов.

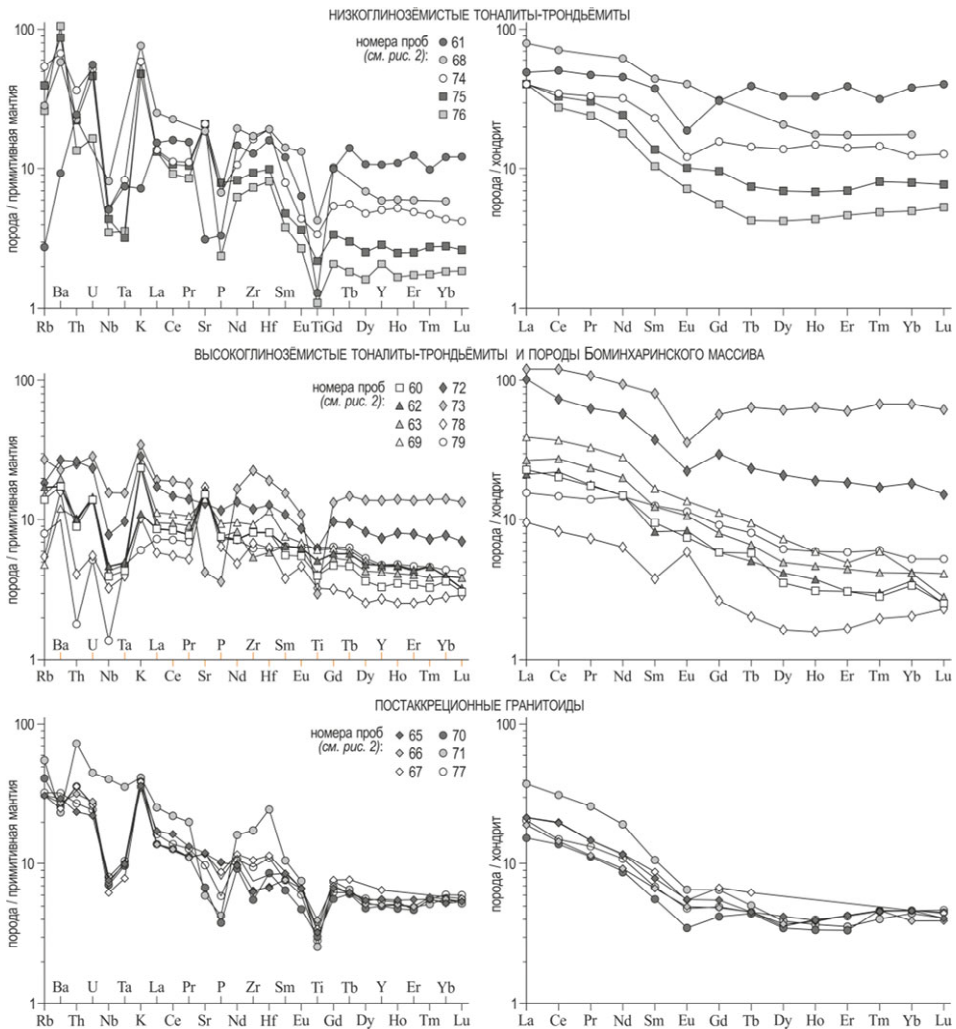


Рисунок 11. Нормированные к примитивной мантии распределения редких элементов и нормированные к хондриту распределения РЗЭ в гранитоидах Озёрной зоны

Низкоглинозёмистые тоналиты-трондъёмиты представлены породами толеитовой и известково-щелочной (I-тип) серий, различающимися содержаниями и отношениями

редких элементов. Для толеитовых тоналитов и трондъёмитов характерны пологие профили распределения РЗЭ со слабым обогащением лёгкими РЗЭ, плоским или обогащённым Yb распределением тяжёлых РЗЭ, отчётливыми отрицательными аномалиями Eu (рис. 11), низкими отношениями ($Sr/Y = 1,4 \div 13,0$).

Известково-щелочные низкоглинозёмистые тоналит-трондъёмиты отличаются умеренно фракционированным распределением РЗЭ с обогащением лёгкими РЗЭ, близким к плоскому слабо вогнутому распределению тяжёлых РЗЭ, практическим отсутствием аномалии Eu, более высокими отношениями $Sr/Y = 15 \div 47$. Для обоих типов плагиогранитоидов характерны отрицательные аномалии Nb-Ta, P и Ti. Толеитовые плагиогранитоиды обладают высокими положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(T) = +6,6 \dots +7,9$ при высоких отношениях $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1501 \div 0,1736$. Тоналит-трондъёмиты известково-щелочной серии отличаются более фракционированным отношением $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1162 \div 0,1506$, но имеют близкие значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ (от +6,5 до +7,9) и позднерифейский Nd-модельный возраст $T_{Nd}(DM) = 0,73 \div 0,70$ млрд л. (см. рис. 10).

Высокоглинозёмистые кварцевые диориты-трондъёмиты известково-щелочной серии характеризуются умеренно фракционированными профилями распределения редких элементов с отрицательными аномалиями Th, Nb-Ta и, в меньшей степени, Ti (см. рис. 11), а также сильно варьирующими отношениями $Sr/Y = 39 \div 173$.

Высокоглинозёмистые плагиогранитоиды отличаются от низкоглинозёмистых в целом более высокими положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ (от +9,0 до +7,4) и более молодым венд-кембрийским Nd-модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 0,65 \div 0,50$ млрд л., не зависящим от возраста кристаллизации.

Щелочные граниты и монцодиориты Боминхаринского массива характеризуются обогащением LIL- и HFS-элементами, отрицательными аномалиями Nb и Ti, положительными — Zr и Hf, слабо и умеренно фракционированным распределением РЗЭ с незначительным обогащением лёгкими и обеднением средними РЗЭ в гранитах, отчётливой отрицательной аномалией Eu (см. рис. 11). Они обладают высокой положительной величиной $\varepsilon_{Nd}(T) = +7,2$, близкой к аналогичному показателю плагиогранитоидов (см. рис. 10).

Постаккреционные (465–440 млн л.) гранитоиды соответствуют по химическому составу известково-щелочным гранодиоритам, гранитам и лейкогранитам умеренно насыщенным и пересыщенным глинозёмом. От доаккреционных тоналитов-трондъёмитов они отличаются более фракционированными профилями распределения редких и редкоземельных элементов с обогащением LIL-элементами (см. рис. 11). Для них характерны отрицательные аномалии Nb-Ta, Zr-Hf и Ti, варьирующие величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ (от +6,9 до +3,1) и $T_{Nd}(DM) = 1,1 \div 0,64$ млрд лет ($T_{Nd}(DM-2st) = 0,94 \div 0,58$ млрд л.), отражающие как относительно короткоживущие, так и долгоживущие коровые источники расплавов постаккреционных гранитоидов.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КАЛЕДОНИД ОЗЁРНОЙ ЗОНЫ. Приведённые геологические, геохимические и изотопные характеристики, а также результаты предыдущих исследований (Коваленко и др., 1996 б) позволяют сделать ряд выводов о геологической природе породных ассоциаций, участвующих в строении осевой части Озёрной зоны.

Породы *базальтовой ассоциации* представлены однообразными пиллоу-лавами, сопровождающимися практически исключительно хемогенным материалом, что свидетельствует о их формировании в морском бассейне вдали от источников сноса терригенного материала. Они проявляют черты петрохимического и геохимического сходства с океаническими базальтами, связанными с обогащёнными плюмовыми источниками (базальтами океанических плато и островов и базальтами E-MORB типа) и характеризуются пониженными относительно вулканитов других вулканических комплексов величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ (от +7,5 до +4,8), отсутствием или слабой отрицательной аномалией Nb-Ta, варьирующим отношением $La/Nb = 1,4 \div 2,0$ и фракционированным распределением РЗЭ. На диаграмме Nb/Yb — TiO₂/Yb (рис. 12) точки составов высокотитанистых базальтов и трахибазальтов хр. Сэрийн-Нуру попадают преимущественно в поле толеитовых базальтов океанических плато и островов. Формирование этих пород определяется обстановками типа океанического острова или лавового плато, связанными с активностью горячей точки мантии.

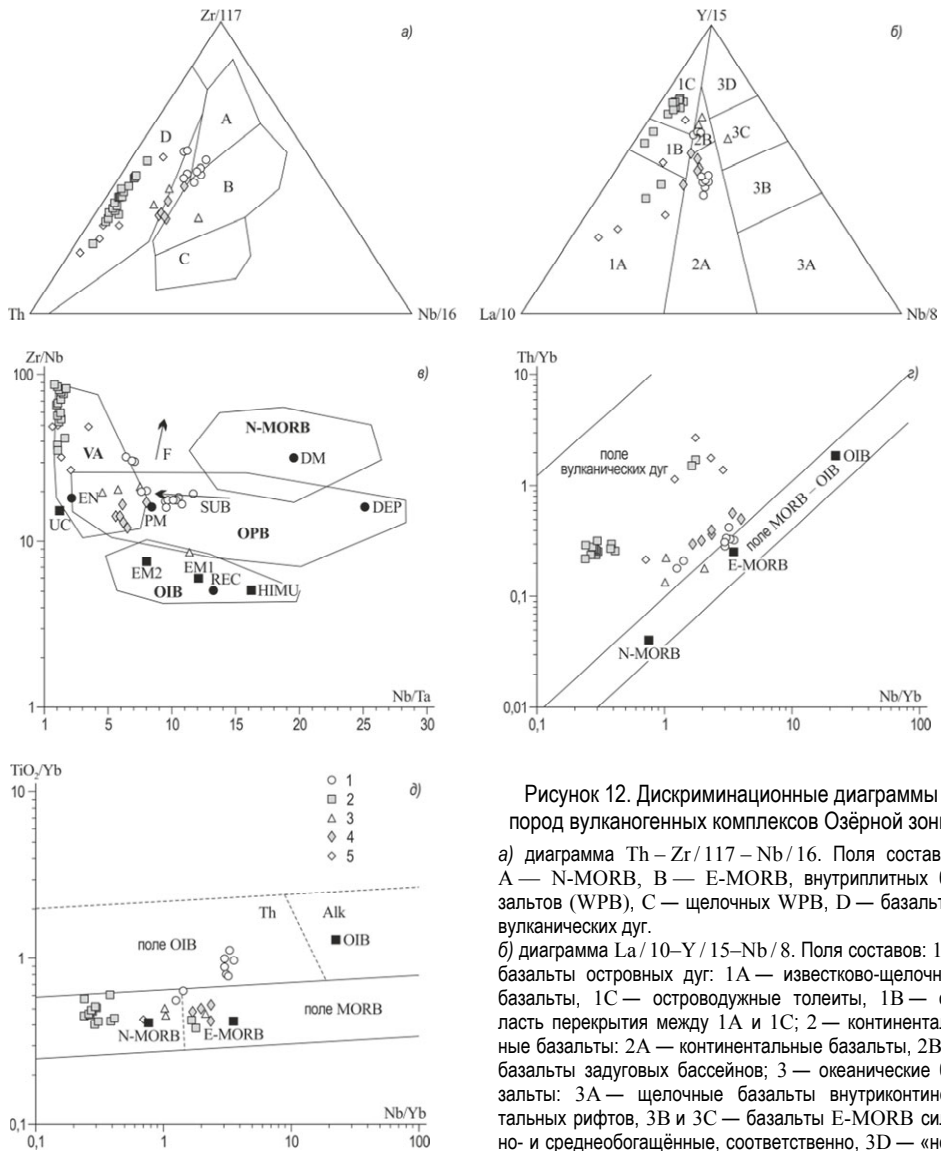


Рисунок 12. Дискриминационные диаграммы пород вулканогенных комплексов Озёрной зоны

а) диаграмма Th – Zr / 117 – Nb / 16. Поля составов: А — N-MORB, В — E-MORB, внутриплитных базальтов (WPB), С — щелочных WPB, D — базальтов вулканических дуг.

б) диаграмма La / 10 – Y / 15 – Nb / 8. Поля составов: 1 — базальты островных дуг: 1А — известково-щелочные базальты, 1С — островодужные толеиты, 1В — область перекрытия между 1А и 1С; 2 — континентальные базальты: 2А — континентальные базальты, 2В — базальты задуговых бассейнов; 3 — океанические базальты: 3А — щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов, 3В и 3С — базальты E-MORB сильно- и среднеобогатённые, соответственно, 3D — «нормальные» базальты срединно-океанических хребтов.

в) диаграмма Nb / Th – Zr / Nb (23). Поля составов:

ARC — базальтов вулканических дуг, N-MORB — «нормальных» базальтов срединно-океанических хребтов, OPB — базальтов океанических плато, OIB — базальтов океанических островов. Точки составов: UC — верхняя континентальная кора, PM — примитивная мантия, DM — малоглубинная деплетированная мантия, HIMU — источник с высоким U/Pb отношением (high mu), EM-I, EM-II — обогащённые мантийные источники, N-MORB — «нормальные» базальты срединно-океанических хребтов, DEP — глубокая деплетированная мантия, EN — обогащённый компонент, REC — рециклированный компонент.

г) диаграмма Nb / Yb – Th / Yb. N-MORB — деплетированные (нормальные) базальты срединно-океанических хребтов; E-MORB — обогащённые базальты срединно-океанических хребтов; OIB — базальты океанических островов.

д) диаграмма Nb / Yb – TiO₂ / Yb. 1 — вулканы базальтового комплекса, хр. Сэрийн-Нуру; 2–4 — вулканы базальт-андезитового комплекса: 2 — разрезы EX-4 и EX-5, хр. Сэрийн-Нуру р, 3 — разрез EX-9, хр. Сэрийн-Нуру, 4 — г. Гэлбэн-Ула; 5 — вулканы андезитового комплекса, район г. Халдзан-Бурэгтэй.

Базальт-андезитовая ассоциация характеризуется широкими вариациями составов пород от базальтов до андезитов и, реже, дацитов. С вулканами этой группы ассоциирует туфогенный материал, типичный для субаэральных извержений. Практически повсеместно в разрезах присутствуют терригенные породы разной зернистости, состав обломков которых отвечает продуктам размыва вулканитов. Очевидно, это свидетельствует об их образовании при размыве вулканических поднятий, которые,

вероятно, можно сопоставить с островными дугами. Принимая во внимание, что низкотитанистые базальты и андезитобазальты характеризуются слабо фракционированными спектрами распределения редких и редкоземельных элементов с отрицательными аномалиями Nb-Ta, Zr-Hf и Ti, а также высокими положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(T) = +8,2 \dots +9,9$, можно предположить, что они формировались в обстановках юных островных дуг. На хребте Сэрийн-Нуру базальты и андезиты (см. рис. 3) проявляют сходство с базальтами островных дуг и задуговых бассейнов. Высокие положительные величины $\varepsilon_{Nd}(T) = +8,5 \dots +8,7$, слабо фракционированное распределение несовместимых микроэлементов, их пониженные содержания. Знакопеременные Nb-Ta аномалии и положение на дискриминационных диаграммах пород этой группы более всего согласуется с их формированием в условиях заостроводужных бассейнов.

В составе *андезитовой ассоциации* преобладают андезиты, содержащие амфибол, что свидетельствует о водонасыщенности расплавов. С ними ассоциируют конгломераты, в т. ч. и крупногалечные, свидетельствующие о значительной дифференциации рельефа вулканической гряды. Изотопный состав пород ассоциации ($\varepsilon_{Nd}(T) = +9,8 \dots +7,3$) позволяет говорить об их формировании в обстановках внутриокеанических островных дуг.

Кремнисто-терригенная ассоциация включает породы преимущественно вулканокластического происхождения, а наличие флишовой ритмичности в строении толщ подчёркивает образование их на склонах поднятий на некотором удалении от области размыва. Диапазон вариаций величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ в осадочных породах (от +5,6 до +7,4, $T_{Nd}(DM) = 0,87-0,76$ млрд л.) перекрывается с вариациями во вмещающих вулканитах, хотя встречаются и более низкие величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ (см. рис. 10). Вероятно, источниками сноса рассматриваемых осадков были вулканиты, близкие по составу к вмещающим.

Таким образом, на основании приведённых данных можно сделать вывод о формировании исходных комплексов складчатых структур Озёрной зоны в разных условиях и, по-видимому, в разных участках палеоокеанического бассейна. Это были обстановки внутриокеанической горячей точки и конвергентных границ островных дуг.

ИСТОЧНИКИ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ РАСПЛАВОВ ГРАНИТОИДОВ. По отношению к процессам формирования покровно-складчатых структур выделяются, по меньшей мере, три этапа гранитообразования: доаккреционный (островодужный), позднеаккреционный и постааккреционный.

Гранитоиды островодужной (доаккреционной) стадии. Эти гранитоиды по составу сопоставляются с умеренно- и высокоглинозёмистыми породами тоналит-трондьёмит-гранодиоритовой ассоциации (TTG) современных вулканических дуг. Значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ варьируют в высокоглинозёмистых породах от +7,4 до +9,0 ($T_{Nd}(DM) = 0,66-0,50$ млрд л.), в низкоглинозёмистых — $\varepsilon_{Nd}(T) = +6,6$ ($T_{Nd}(DM) = 0,73-0,70$ млрд л.). По этим параметрам они близки к вулканитам островодужных комплексов и находятся в поле эволюции их Nd-изотопного состава (см. рис. 10).

Гранитоидам аккреционной стадии отвечают Хяргаснурский (495±2 млн л. (Коваленко и др., 2004 а, б)) и Шаратолгойский массивы (494±10 млн л. (Руднев и др., 2009 б)). Характер распределения редких и редкоземельных элементов в этих породах подобен островодужным гранитоидам. Величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ в высокоглинозёмистых тоналитах +7,7 ($T_{Nd}(DM) = 0,61$ млрд л.), а в низкоглинозёмистых варьируют от +6,6 до +7,9. На диаграмме « $\varepsilon_{Nd}(T)$ –Возраст» (см. рис. 10) гранитоиды попали в поле эволюции изотопного состава Nd-вулканитов островных дуг. Эти данные, исходя из геологического положения и возраста тоналитов-трондьёмитов, позволяют предположить, что их становление происходило на островодужной и аккреционной стадиях развития Озёрной зоны посредством плавления метабазитов субдуцирующей океанической плиты и мантийного клина или (и) основания островной дуги при подчинённом участии древнекорового материала.

Гранитоиды внутриплитной специфики представлены щелочными гранитоидами Боминхаринского массива. Судя по геохимическим и Nd-изотопным данным ($\varepsilon_{Nd}(T) = 6,0 \dots +7,4$, $T_{Nd}(DM) = 0,80$ млрд л.), формирование исходных для них расплавов могло быть связано с плавлением обогащённого мантийного источника и пород ювенильной коры. Их геологическая позиция предполагает, что они были сформированы на доаккреционной стадии и в ходе аккреции были захвачены плагиогранитоидами.

ЭТАПЫ МАГМАТИЗМА В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ КАЛЕДОНИД ОЗЁРНОЙ ЗОНЫ.

Наиболее ранний этап развития Озёрной зоны фиксируется становлением плагиогранитов офиолитовых комплексов хр. Хан-Тайширын-Нуру (568 ± 4 млн л. н. — Гибшер и др., 2001) и хр. Дарвийн-Нуру (573 ± 6 млн л. н. — Козаков и др., 2002). Формирование этих офиолитовых комплексов связывается с обстановками внутриокеанических островных дуг (Гибшер и др., 2001; Dijkstra et al., 2006). Аналогичный возраст установлен для плагиогранитов из офиолитов Агардаг-Эрзинской и Каахемской зон Тувы (569 ± 2 млн л., Pb-Pb метод; Pfänder et al., 2002). Очевидно, в это же время формировались и породы базальтового и базальт-андезитового комплекса Озёрной зоны, изученные нами в районе хр. Сэрийн-Нуру и г. Гэлбэн-Ула, тогда как накопление толщ андезитового комплекса (р-н Халдзан-Бурэгтэй-Ула) происходило 546 ± 3 млн л. назад (Коваленко и др., 2004 а, б). Таким образом, в Озёрной зоне в период 570–540 млн л. н. произошло формирование океанических плато и/или островов, заложение внутриокеанических энсиматических островных дуг и их эволюция от юных до зрелых.

В интервале 540–520 млн л. н. в Озёрной зоне фиксируется начало гранитоидного магматизма, проявившегося в становлении высокоглинозёмистых известково-щелочных диоритов, кварцевых диоритов, тоналитов и трондьёмитов Харанурского плутона (529 ± 6 и 531 ± 10 млн л.), а также низкоглинозёмистых тоналитов Шаратолгойского плутона — 519 ± 8 млн л. (Руднев и др., 2009 б). Синхронно с ним протекал базит-ультрабазитовый магматизм.

С учётом погрешностей геохронологических данных, в качестве границы между доаккреционной и аккреционной стадиями эволюции структуры каледонид Озёрной зоны достаточно условно может быть принят рубеж ~ 515 – 505 млн л. Таким образом, можно предполагать, что процессы аккреции в Озёрной зоне происходили в интервале 515–480 млн л. н.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КАЛЕДОНИД ЦАСП. Как было показано выше и отмечалось ранее (Ярмолюк и др., 2003, 2006), особенностью строения каледонид ЦАСП является широкое проявление магматизма внутриплитной специфики на всех стадиях их развития, начиная с доаккреционной. В Озёрной зоне такие породы представлены высокотитанистыми субщелочными базальтами, возникшими, по видимому, в связи с активностью внутриокеанической горячей точки мантии. Широкое развитие проявления магматизма внутриплитной петрохимической специфики получили также на позднеаккреционной и постаккреционной стадиях развития коры.

Полученные геохимические и петрохимические данные говорят о том, что область воздействия обогащённого мантийного источника (мантийного плюма) охватывала значительную часть палеоокеана. Его влияние, в частности, сказалось на составах пород островодужных комплексов. В аккреционную стадию магматизм внутриплитного типа широко проявился в пределах блоков, аккретированных совместно с Озёрной зоной. В пределах северного обрамления Озёрной зоны (Сангиленский выступ) в это время сформировались субщелочные и щелочные (аппаитовые) граниты Хоромнугского массива (495 млн л.), нефелиновые и щелочные сиениты Джаргалантского (490 млн л.) (Козаков и др., 2003) и Ботогольского массивов (495 млн л.) (Ярмолюк и др., 2006), массивы субщелочных габброидов мажалькского комплекса (Изох и др., 2007). В постаккреционную стадию в Озёрной зоне сформировались субщелочные лейкограниты Айрагнурского (465 млн л.) и Северного массива хр. Сэрийн-Нуру (449 млн л.). В северном обрамлении зоны в этом же интервале сформировались Башкымугурский массив щелочных габброидов (465 ± 6 млн л. — Козаков и др., 2001), Катунский и Арысканский массивы щелочных гранитов (455 млн л. — Руднев и др., 2006).

Кроме Озёрной зоны магматические проявления внутриплитной геохимической специфики широко проявлены в других структурных зонах каледонид — в Кузнецком Алатау (Плотников и др., 2000), Джидинской и Агинской зонах (Врублевский и др., 2003, 2009, Руженцев и др., 2005). В аккреционный и постаккреционный периоды развития коры проявления внутриплитного магматизма охватывали всю площадь Алтае-Саянской области (Ярмолюк и др., 2003; Изох и др., 2007), Ольхонской зоны (Скляров и др., 2009), Хамар-Дабана (Котов и др., 1997). Сквозное по отношению к формирующейся складчатой структуре каледонид, развитие внутриплитного магматизма связано с формированием каледонского континентального супертеррейна над горячей точкой мантии, которая до аккреции располагалась в пределах Палеоазиатского океана.

Таким образом, полученные геологические, геохронологические и вещественные характеристики пород вулканогенных и кремнисто-терригенных ассоциаций, а также разновозрастных гранитоидов Озёрной зоны каледонид ЦАСП позволяют сделать ряд выводов о геологических условиях их формирования, о специфике магматизма и об основных этапах эволюции континентальной коры Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии.

1. Установлены этапы эволюции складчатой структуры каледонид Озёрной зоны. Заложение островных дуг произошло ~ 570 млн л. н. Их развитие, сопровождавшееся проявлениями плутонического магматизма, в т. ч. образованием расслоенных габброидов (527 ± 43 млн л. н.) и тоналит-трондьёмитового массива в хр. Сэрийн-Нуру (514 ± 8 млн л. н.), продолжалось вплоть до начала аккреции. Аккреция в каледонидах произошла в интервале 515–480 млн л. н. и характеризовалась образованием крупных массивов тоналит-гранодиорит-плагиигранитовой серии.
2. Ювенильная кора Озёрной зоны была образована в венд-кембрийское время (~ 570–490 млн л. н.) в обстановке внутриокеанических островных дуг и океанических островов и последующих аккреционных процессов палеоокеанических и островодужных комплексов и докембрийских микроконтинентов, завершившихся к рубежу ~ 490 млн л.
3. Геохимические и Nd-изотопные данные свидетельствуют о том, что источником исходных расплавов низкотитанистых базальтов, андезитов и дацитов островодужных комплексов являлась главным образом деплетированная мантия надсубдукционного клина.
4. Образование высокотитанистых базальтов и габброидов было связано с обогащённым плюмовым источником.
5. Осадочные породы доаккреционных комплексов формировались при размыве преимущественно ювенильных островодужных источников с незначительным участием пород зрелой континентальной коры.
6. Своеобразие развития каледонид, определяемое сквозным проявлением в их истории магматизма внутриплитной специфики, объясняется с позиций аккреции венд-кембрийских структур океанического ложа (островных дуг, океанических островов, задуговых бассейнов и т. д.), произошедшей над горячей точкой мантии. Предполагается, что её воздействие на характер магматизма в литосфере продолжался и после формирования каледонской складчатой области.

1.2. ХАРАКТЕРИСТИКА ЭПОХ БЛАГОРОДНО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МАГМАТИЗМА

На территории Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) металлоносный магматизм наряду с другими проявлениями внутриплитной активности имеет достаточно широкое распространение. На *рисунке 13* представлены важнейшие редкометалльные месторождения и проявления региона, крупнейшие фанерозойские батолиты (Ангаро-Витимский, Хангайский, Хентейский), а также тектонические структуры типа континентальных грабенов и рифтов. Все эти редкометалльные проявления ЦАСП отнесены к совокупности разновозрастных благородно-редкометалльных провинций. Большинство рудных объектов контролируется внутриплитными тектоническими структурами (в основном грабенами и их обрамлениями, прогибами и впадинами). Металлоносный магматизм в Центральной Азии возник, по крайней мере, начиная с ~2 млрд л. (Ларин и др., 2001).

ДОКЕМБРИЙСКАЯ И РАННЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭПОХИ. Ранее (Ярмолюк, Коваленко, 1991) были намечены эпохи проявления металлоносного магматизма: докембрийская (нерасчленённая, связанная с формированием и разрушением структур суперконтинента Родиния), а также ранне- и среднепалеозойские, позднепалеозойско-раннемезозойская, позднемезозойско-раннекайнозойская, сопряжённые с формированием складчатого обрамления Сибири.

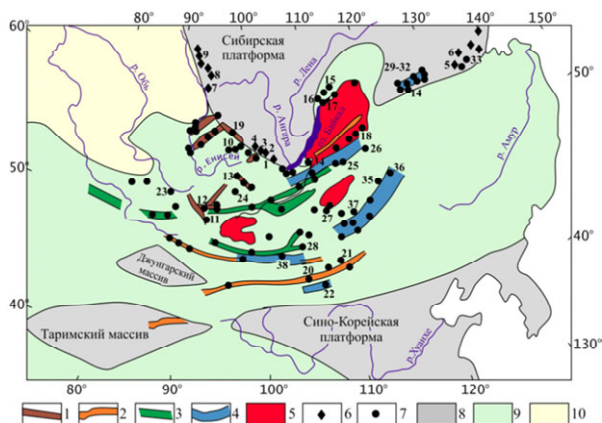


Рисунок 13. Эндеогенные месторождения и проявления Центрально-Азиатской благородно-редкометалльной провинции

1–5 — ареалы внутриплитного магматизма: 1 — ранне–среднепалеозойские, 2 — позднекарбонные, 3 — пермские, 4 — мезозойские, 5 — батолиты; 6–7 — месторождения и проявления: 6 — дофанерозойские, 7 — фанерозойские; 8 — кратоны; 9 — складчатые области; 10 — молодая платформа. Цифрами отмечены месторождения и проявления (Типы магм..., 2006) (табл. 2).

Таблица 2. Эпохи, провинции, области внутриплитного магматизма в фанерозое Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) и некоторые редкометалльные проявления и месторождения

Эпохи активности	Провинции и области внутриплитной активности Центр. Азии, доминирующий и рудоносный магматизм (в скобках — датировки, млн л.)	
Ранне–среднепалеозойская	<i>Алтае-Саянская</i> (O-D B _{2B}) — щелочной магматизм (490, 460, 450–410, 390, 375): щелочные и Li-F граниты. Щелочные граниты (REE, Zr, Nb): 10 — Арыскан (454), 11 — Халдзан-Бурэгтэй (391), 12 — Улан-Толгой. Li-F граниты: Хоройский массив, дайки Бугульминского массива (404). Щелочно-основные с карбонатитами: 13 — Белтси-Гол (360)	<i>Вилуйская</i> (S-CB _{1B}) — базальтовый и щелочной магматизм. Карбонатиты (REE, Nb, Ta): Томторская группа, массивы Сетте-Дабана
Позднепалеозойская – раннемезозойская	<i>Баргузино-Витимская</i> (CB _{3B} -PB _{1B}) — щелочной магматизм (330–290). Сыннырская рифтовая зона (310, 290): Щелочные граниты (REE, Zr, Nb): 15 — Сыннырский (293), 14 — Южно-Сакунский (288), 16 — Бурпала, 17 — Аkitский. Удино-Витимская рифтовая зона: Карбонатиты: 18 — Сайженский, 24 — Улуг-Танзек (300) <i>Сибирская трапповая</i> (PB _{2PB} ^{2P} -TB _{1B}). Ультрасон. с карбонатитами (Nb, P): Гулинский комплекс (253), Чадобецкий массив <i>Западно-Сибирская рифтовая</i> (TB _{2B} -JB _{1B}) — бимодальный и трахибазальтовый магматизм (235–218) <i>Саяно-Алтайская</i> (TB _{2B} -JB _{1B}) — Щелочн. граниты (REE, Nb, Zr): Плюмазитовый (Li): 23 — Алахинский (200), сподумен. пегматиты Тувы	Позднепалеозойская рифтовая система Центр. Азии. <i>Гоби-Тяньшанская рифтовая зона</i> (CB _{3B} -PB _{1B}) (310–285). Щелочн. граниты (REE, Zr, Nb): 20 — Хан-Богдинский (290). Li-F граниты: 21 — Югодзырский (283). Карбонатиты: 22 — Лугингольский (250) <i>Северо-Монгольская рифтовая зона</i> (PB _{2B}) (265–250). Щелочн. и Li-F граниты (Nb, Ta, REE): 19 — Зашихинский Раннемезозойская Монголо-Забайкальская (T-JUBU _{1UB}). <i>Западно-Забайкальская рифтовая зона</i> (TB _{3B} -JB _{1B}) (230–190). Щелочн. граниты (Be): 25 — Ермаковское (224), Орот, 26 — Ауник, Амандак <i>Северо-Гобийская рифтовая зона</i> (230–185). Li-F граниты: 27 — Жанчивланский (190). Щелочн. граниты (REE, Zr, Nb): 28 — Цзарта-Худук
Позднемезозойская–кайнозойская	Центрально-Азиатская внутриконтинентальная — щелочнобазальтоидный, щелочной, апагитовый, плюмазитовый (Li-F) и щелочнокарбонатитовый магматизм (160–90)	<i>Восточно-Монгольская область</i> . Li-F граниты: Соктуйский, 36 — Этыка, 35 — Арыбулак, 37. — Барун-Цогт (140, 143) <i>Алданская область</i> . Карбонатиты: 29 — Мурунский (140). Щелочно-ультраосн. (Pt, Au): 30 — Инагли (145), 31 — Рябиновый, 32 — Билибинский, 33 — Кондер
	<i>Южно-Хангайская область</i> . Карбонатиты (TR, P, Sr): 38 — Мушугай-Худук (150), Улугей-Хид <i>Западно-Забайкальская область</i> . Карбонатиты (TR, P, Sr): 34 — Халютинский, Аршанский (120) <i>Центрально-Тувинский ареал</i> . Карбонатиты (Sr, Ba, LREE, F): Карасур (118), Улатай (118)	

Примечание. Порядковый номер месторождений и проявлений соответствует номерам на рис. 13.

Одним из объектов редкометалльного магматизма в докембрийской истории Сибири является Катугинское месторождение (Ta, Nb, Zr, Y, TR), связанное со щелочными гранитами одноимённого комплекса (2066 млн л.). Оно, как и другое суперкрупное месторождение Торлейк (2094 млн л. — Ларин и др., 2002), по времени формирования

связано с глобальным раннепротерозойским (2,0–2,2 млрд л. н.) геотектоническим циклом, начавшегося с широко проявленного рифтогенеза, приведшего к последующему континентальному расколу и формированию «предсвекофенских» океанских структур. Следующий возрастной уровень проявления благородно-редкометалльного магматизма — рифейский, для которого характерно формирование ультраосновных щелочных комплексов с карбонатитами, а также их размещение вдоль позднерифейской тектонической границы Сибирской платформы. Геохронологические данные свидетельствуют о возрастной близости этих проявлений внутриплитной активности. Так, время формирования поясов даек и силлов в пределах центральной части Алданского щита оценивается как интервал 700–620 млн л. н. (Condie, Rosen, 1994). Образование Олоkitского грабена с платобазальтовым и контрастным базальтово-риолитовым магматизмом на границе платформы с Байкало-Муйской складчатой зоной произошло 700–670 млн л. назад (Рыцк и др., 1999). В пределах Муйской глыбы обнаружены карбонатиты возрастом 649 млн л. (Rb-Sr) и 625 млн л. (Ar-Ar) (Рипп и др., 2005). Массивы щелочных пород с карбонатитами среднетатарского комплекса на Енисейском кряже датируются 670–620 млн л. (Врублевский и др., 2005). Интервал 670–630 млн л. определяет возраст максимума внутриплитной активности, локализация проявлений которой вдоль края Сибирской платформы свидетельствует о произошедшем в это время крупном литосферном расколе рифтогенного типа, разделившем Сибирь и Лаврентию.

Послерифейская геодинамическая история внутриплитной активности продолжалась практически непрерывно, в течение всего фанерозоя вплоть до голоцена, хотя и со спадами и пиками (рис. 14).

По максимумам активности она разделяется на ранне- и среднепалеозойскую, позднепалеозойско-раннемезозойскую (с позднепалеозойским и раннемезозойским дополнительными пиками), позднемезозойско-раннекайнозойскую эпохи (табл. 2), в пределах которых показаны провинции, области внутриплитного магматизма в фанерозое ЦАСП и некоторые рудопроявления и месторождения.

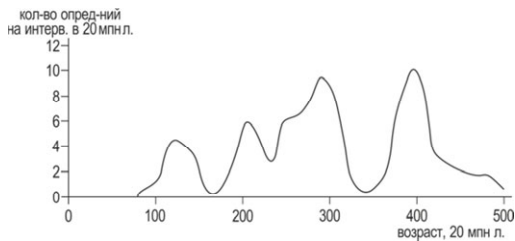


Рисунок 14. Распределение геохронологических датировок щелочных и Li-F гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, а также карбонатитов Центрально-Азиатской редкометалльной провинции

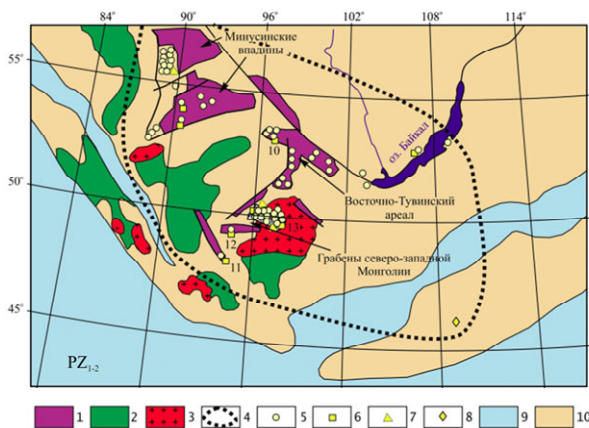


Рисунок 15. Схема проявления редкометалльного магматизма в ранне- и среднепалеозойской Алтае-Саянской внутриплитной провинции ЦАСП

1–3 — магматические ассоциации: 1 — бимодальные и щелочные рифтовых структур, 2 — известково-щелочные краевых вулканических поясов, 3 — батолитов; 4 — контуры внутриплитных магматических областей; 5 — щелочные граниты; 6–8 — редкометалльные месторождения (см. табл. 2): 6 — связанные с щелочными гранитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами, 7 — карбонатиты, 8 — Li-F граниты; 9 — океанические бассейны; 10 — континентальные массивы.

Металлогеническая специфика ранне-среднепалеозойской эпохи обусловлена специализацией магматических проявлений Алтае-Саянской складчатой области (рис. 15), которая на юго-западном складчатом обрамлении Сибири охватывает

территории Минусинской котловины, Тувы, Восточного и Западного Саяна и Северо-Западной Монголии общей площадью 500×700 км.

В целом в истории развития Алтае-Саянской внутриплитной провинции ЦАСП могут быть выделены ордовик-силурийская и девонская эпохи магматизма и металлогении. Раннепалеозойская (O-S) эпоха представлена преимущественно plutоническими образованиями. Среди последних преобладают массивы I-типа (кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты) и S-типа (высокоглинозёмистые граниты, лейкограниты, гранодиориты) коллизионных зон. Важные для редкометалльной металлогении щелочные граниты, литий-фтористые (сподуменовые) граниты и пегматиты, субщелочные и щелочные габброиды также присутствуют, но, как правило, представлены отдельными массивами, рассредоточенными на большой площади. С этими массивами связаны месторождения Li (Соль-Бельдир и Тастыг), Ta, Nb и TR (Улуг-Танзек и Арыскан).

Девонская эпоха характеризуется широко проявленным магматизмом, сопряжённым с образованием прогибов и грабенных ассоциаций пород нормального ряда, а также повышенной щёлочности и щелочности (существенно базальтовых, базальтово-андезиобазальтовых, базальтово-трахитовых, бимодальных базальт-трахидацит-трахириолитовых, нефелинит-фенотэфритовых). С полями вулканических пород ассоциируют их интрузивные эквиваленты — долериты, тешениты, тералиты, щелочные сиениты и граниты. С породами этой эпохи связаны редкометалльные месторождения Монгольско-Алтайской провинции: Шартолгой (Zr, Nb, Y/Ta), Тсахир (Zr, Nb, Y/Ta), Халдзан-Бурэгтэй (Zr, Nb, Y/Ta); Эдельвейс (Nb).

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ

ЭПОХА. Геодинамическая ситуация в ЦАСП в период 330–185 млн л. н. показана на рисунке 16. Центральным геологическим событием этой эпохи было формирование огромной Центрально-Азиатской рифтовой системы представленной субшироко вытянутыми поясами субпараллельных рифтовых зон (Гоби-Тяньшанская, Гоби-Алтайская, Северо-Монгольская), выполненных бимодальными базальт-комендит-пантеллерит-щёлочногранитными ассоциациями, сопровождаемыми громадными поясами даек пород той же ассоциации. Система располагается преимущественно в Монголии, но захватывает и сопредельные территории Китая и Прибайкалья России. Образовалась она в интервале времени 310–250 млн л. н. Наиболее ранние внутриплитные магматические ассоциации (C₃-P₁) тяготеют к Гоби-Тяньшанской рифтовой зоне (см. рис. 16 а), более молодые (P₁₋₂) — к Гоби-Алтайской и Северо-Монгольской зонам (см. рис. 16 б). Скольжение возраста рифтогенных ассоциаций с омоложением их к северу объяснялось ранее (Ярмолюк и др., 2000) перекрытием Сибирской плиты плюмового источника

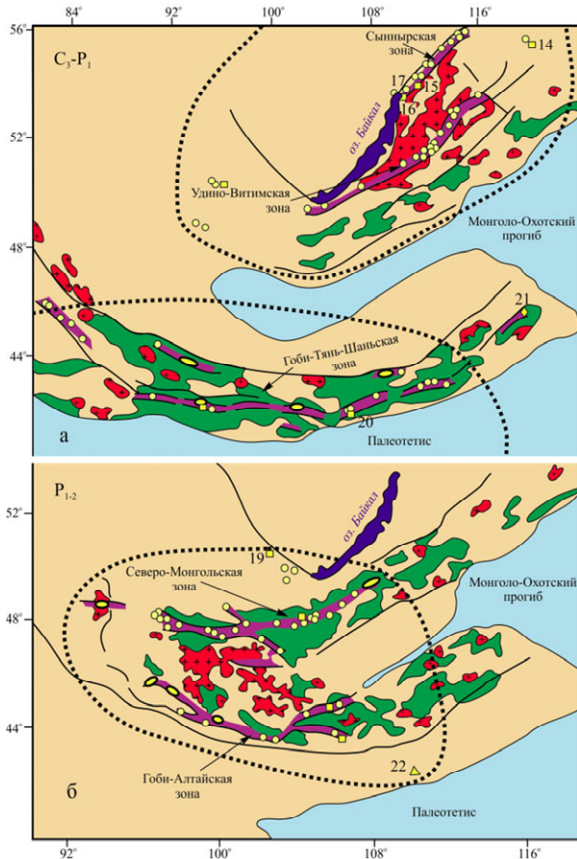


Рисунок 16. Схема проявлений редкометалльного магматизма в системе позднекаменноугольно-раннепермских (а — C₃-P₁) и пермских (б — P₁₋₂), магматических ассоциаций ЦАСП (усл. обозначения см. на рис. 15)

в герцинском палеокеане, который ныне выделяется как Монгольский плюм. На завершающем этапе формирования рифтовой системы возник зональный магматический ареал, ядро которого (см. рис. 16 б) представлено Хангайским батолитом (возраст 250 млн л.), а северная и южная периферия — рифтовыми зонами. В их составе широко развиты щелочные и редкометалльные литий-фтористые граниты, а также вулканиты бимодальных ассоциаций. В магматических породах Центрально-Азиатской рифтовой системы выявлены крупные редкометалльные объекты — Хан-Богдинский и Хархадский массивы редкометалльных щелочных гранитов (возраст 290 млн л.) в южной Монголии, несущие циркониевую, ниобиевую и редкоземельную минерализацию, а также Зашихинский массив с аналогичной минерализацией в северной части рифтовой системы. В Гоби-Тяньшанской рифтовой зоне известны (Коваленко и др., 1999) и детально опробованы Лугингольский массив калиевых щелочных пород с редкоземельными карбонатами (возраст 250 млн л.) и Югодзырский массив редкометалльных литий-фтористых гранитов (возраст 284 млн л.).

РАННЕМЕЗОЗОЙСКАЯ ЭПОХА ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА. В раннемезозойскую эпоху внутриплитного магматизма в пределах ЦАСП образовались Монголо-Забайкальская и Саяно-Алтайская внутриплитные области (рис. 17 а). Монголо-Забайкальская область обладает таким же зональным строением, как и рассмотренная выше позднепалеозойская рифтовая система Центральной Азии на завершающей стадии своего развития.

К центру магматического ареала тяготеет Хентейский или Кыринский гранитоидный батолит (~210–220 млн л.), с севера, запада и юга он окаймляется поясами щелочных и литий-фтористых гранитов и полями вулканитов бимодальных базальт-комендитовых ассоциаций (возраст 220–200 млн л.), которые структурно связаны с Западно-Забайкальской и Северогобийской рифтовыми зонами. В Северогобийской рифтовой зоне установлено Дзарта-Худукское проявление редкометалльных щелочных гранитов и пантеллеритов (возраст 200 млн л.), в центральной Монголии — Жанчивланский, Абдарский, Багагазрынский массивы редкометалльных литий-фтористых гранитов (Коваленко и др., 1999).

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО-РАННЕКАЙНОЗОЙСКАЯ ЭПОХА внутриплитного магматизма началась ~ 180 млн лет назад и завершается в конце олигоцена (~30–25 млн л. н.), хотя с границы мела по палеоген интенсивность внутриплитного магматизма проявлена

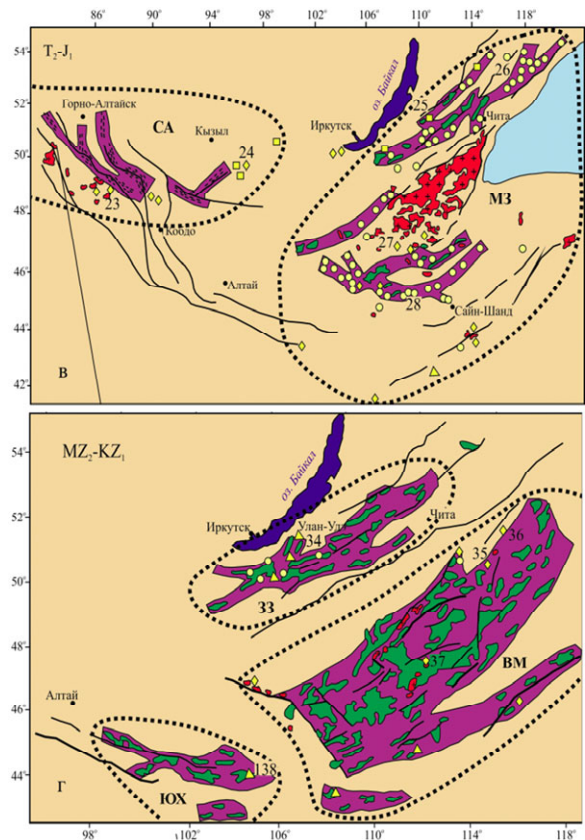


Рисунок 17. Схема проявлений редкометалльного магматизма в системе раннемезозойских (а — T_2-J_1) и позднемезозойско-раннекайнозойских (б — MZ_2-KZ_1) магматических ассоциаций ЦАСП

Внутриплитные магматические области: МЗ — Монголо-Забайкальская, СА — Саяно-Алтайская, 33 — Западно-Забайкальская, ЮХ — Южно-Хангайская, ВМ — Восточно-Монгольская (усл. обозн. см. на рис. 15).

слабо. Внутриплитная активность этой эпохи в основном проявлена в Забайкалье, Центральной и Восточной Монголии, а также на южной окраине Алданского щита, где сформировались Западно-Забайкальская, Восточно-Монгольская, Южнохангайская и Алданская области (см. табл. 2, рис. 17б). Редкометалльные месторождения этих областей связаны главным образом с двумя типами магматизма — кремнекислыми комплексами пород с поздними фазами Li-F-гранитов и онгонитов, и карбонатитсодержащими комплексами преимущественно основного и среднего состава.

Для ранних фаз комплексов кремнекислых пород характерна W- и Sn-W специфика месторождений различных генетических типов (Кузнецова, Загорский, 2001; Месторождения Забайкалья, 1995): грейzenовое вольфрам-оловянное (Алдакачанское), кварцево-жильно-грейzenовое месторождения (Антоновогорское), вольфрамово-молибденовые месторождения жильного и штокверкового типов (Сундалинское), вольфрамовые рудопроявления вольфрамит-кварцевой формации (Спокойнинское). С Li-F-гранитами и онгонитами связаны месторождения Ta, Li, Nb и Be: в восточном Забайкалье — Орловка, Этыка, Ары-Булак (возраст 140 млн л. — Коваленко и др., 1999); в восточной Монголии — Барун-Цогт, Югодзырь, Онгон-Хайрхан (возраст 150–120 млн л. — Эволюция..., 1990); в Южнохангайской вулканической области — вулканические редкометалльные литий-фтористые онгониты с бериллиевой минерализацией (Тэг-Ула с возрастом ~ 120 млн л. — Эволюция..., 1990).

Позднемезозойские карбонатитсодержащие комплексы известны в Юж. Монголии (Мушугайский, Хотогорский, Улугейский и др. массивы), в Зап. Забайкалье (Халютинский, Ошурковский, Аршанский и др.), на Алдане (Маломурунский массив, Инагли, Томмот, Ыллымах, Билибинский и др.), в Центральной Туве (Карасуское, Улатай-Чозское, Чайлюхемское и др.), на востоке Китая (Zijinshan, Laiwu–Zibo в Central Shandong Province). Формирование этих комплексов происходило в сравнительно узком интервале времени: в Южной Монголии (K-Ar датировки) около 145 млн л. назад (Эволюция..., 1990); Западного Забайкалья (Rb-Sr) — 120 млн л. (Никифоров и др., 2002; Рипп и др., 2000); Маломурунского массива (Rb-Sr) — ~140 млн л. (Конев и др., 1996), Инагли (129–137 млн л.), Томмота (146–153 млн л.); карбонатиты Центральной Тувы (Rb-Sr) — 118 млн л. (Никифоров и др., 2006 а, б); Китай (U-Pb) — 110–135 млн л. (2004, 2006).

Геохимическая специализация пород рассматриваемых комплексов (как карбонатитов, так и силикатных магматических) выражается высокими содержаниями в них Sr, Ba, LREE, P, S и низкими концентрациями Nb и Ta. В карбонатитах уровень концентрации Sr, Ba и PЗЭ часто оказываются настолько высокими, что в породах не только появляются их собственные минералы, но минералы эти уже выступают в роли породообразующих.

В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКУЮ ЭПОХУ внутриплитная активность продолжалась, сопровождаемая исключительно базитовым магматизмом повышенной щёлочности. Благородно-редкометалльные проявления пока не выявлены, но это не значит, что их нет.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ РЕГИОНА. Тувинский регион и трансграничная Северо-Западная Монголия являются составной частью Центрально-Азиатского подвижного пояса, возникшего в связи с геодинамической эволюцией и закрытием Палеоазиатского океана (Зоненшайн и др., 1990; Берзин и др., 1994). К областям максимального раскрытия Палеоазиатского океана в возрастном интервале 640–550 млн л. н. на территории Тувы и сопредельных территориях Монголии относятся Агардагская (570 млн л.), Шишхидская (631–590 млн л.), Каахемская, Куртушибинская, Западно-Тувинская, Монгунтайгинская и ряд других зон, в которых происходило формирование офиолитовых ассоциаций с проявлениями золото-платиноидной ультратрафит-мафитовой формации. К структурам закрытия Палеоазиатского океана относятся венд-раннекембрийские островодужные системы, в частности, Ондумская, Улугуйская, Восточно-Таннуольская и более мелкие фрагменты других подобных структур, плохо распознаваемые среди гранитоидных массивов. Металлогеническая специализация их определяется золото- и серебросодержащими медно-колчеданными и колчеданно-полиметаллическими формациями.

Длительный характер эволюции обусловил многоактную аккреционную природу пояса с возрастным смещением аккреционных, коллизионных и постколлизионных процессов, с каждым из которых сопряжён вполне определённый комплекс рудных формаций. Это стало главной причиной его общей латеральной металлогенической

зональности (Дистанов, Оболенский, 1994; Rasskazov et al. 2004), а также, с одной стороны, проявлением металлогенической зональности в выделенных временных интервалах, а с другой — пространственным совмещением разноэтапного оруденения в одних и тех же тектонических зонах. Это обусловлено унаследованным характером развития зон, предопределённого, в свою очередь, спецификой протекания аккреционных процессов. Специфика аккреции обусловлена наличием в районе Тувы «заливообразного» в направлении Сибирского кратона изгиба единой субдукционной границы Палеоазиатского океана, резко затруднившего субдукцию и способствовавшего утолщению и охлаждению здесь океанической литосферы (рис. 18).

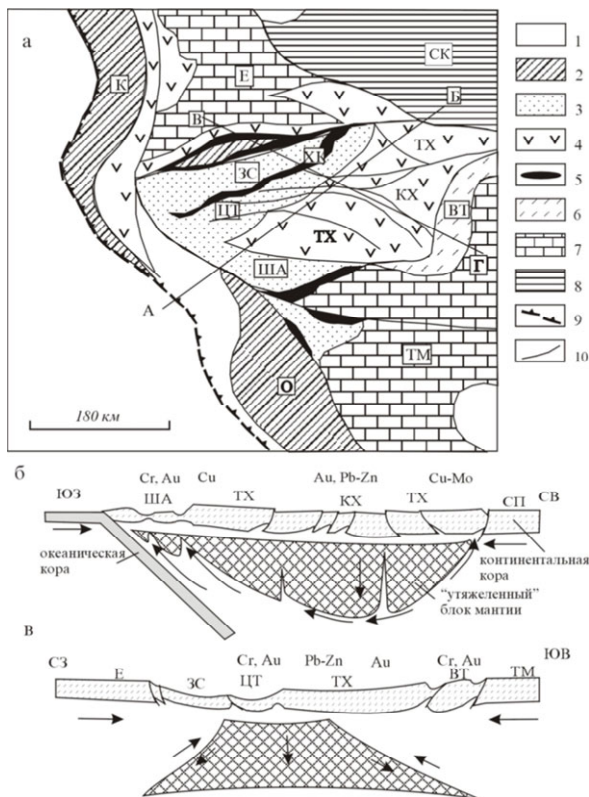


Рисунок 18. Геодинамическая модель развития Тувинского региона (по А.М. Черезову)

Схема основных геодинамических комплексов венд-нижнекембрийской окраины Палеоазиатского океана (а) и схематические разрезы по линиям АБ (б) и ВГ (в), иллюстрирующие геодинамическую модель развития Тувинского региона под воздействием погружающегося «тяжёлого» блока мантии на фоне схождения (коллизии) смежных литосферных плит с отражением его нижнепалеозойской металлогенической зональности.

1 — Палеоазиатский океан; 2 — Кузнецкая (К) и Озёрная (О) раннекембрийские аккреционные призмьы с фрагментами океанических поднятий (симаунтов); 3 — венд-раннекембрийские аккреционные призмьы (ЭС — Западно-Саянская, ЦТ — Центрально-Тувинская, ША — Шибэту-Агардагская); 4 — островные дуги (ТХ — Таннуольско-Хамсаринская, КХ — Каахемская рифтогенная зона); 5 — океанические офиолиты (ИХ — Хемчикско-Куртушибинская зона); 6 — эпиконтинентальные рифтогенные зоны (БТ — Восточно-Тувинская); 7 — микроконтиненты (Е — Енисейский, ТМ — Тувино-Монгольский); 8 — Сибирский континент (СК); 9 — зона субдукции; 10 — крупные разломы.

Периодическое заклинивание зоны субдукции в смежных Кузнецкой и Озёрной частях субдукционной границы океаническими поднятиями (симаунтами — Берзин и др., 1994; Буслов, Ватанабе, 1996) привело, в конечном итоге, к смещению этой границы в сторону палеоокеана и обособлению от него посредством Озёрно-Кузнецкой магматической дуги Тувинского океанического «залива». Дальнейшая геодинамическая эволюция региона сопряжена с очень длительным, медленным и пульсационно-прерывистым погружением «охлаждённого» и «отяжелённого» блока мантийной части литосферы, сопровождавшегося компенсационной дегазацией подстилающих горизонтов мантии и компенсационным перемещением вверх магматических расплавов. Погружение осуществлялось на фоне общего горизонтального сжатия литосферы, вызванного сжатием смежных литосферных плит. Над краевой частью погружающегося блока мантии размещался Таннуольско-Хамсаринский блок, представлявший собой «блюдоцеобразное» горстовое поднятие активизированного шельфа Тувино-Монгольского микроконтинента (см. рис. 18). Он был несколько наклонён на северо-запад, о чём свидетельствует постепенное увеличение мощности венд-кембрийских отложений при продвижении в этом направлении, и характеризовался геоантиклинальным (островодужным) положением в силу того, что погружение его фундамента полностью компенсировалось накоплением мощных терригенно-карбонатно-вулканогенных отложений (Кембрийская тектоника..., 1970). Блок подвергался интенсивному горизонтальному сжатию, вызванному как сжатием смежных литосферных плит, так и погружением

подстилающего блока мантии, под воздействием которого он как бы «засасывался» во внутрь Земли. В раннем докембрии в блоках коры, характеризовавшихся подобной геодинамической позицией, формировались гранулит-гнейсовые пояса (Шарков и др., 1996), тогда как в Таннуольско-Хамсаринском блоке осуществлялся длительный процесс становления гранитоидных тел, приведший, в конечном итоге, к возникновению обширного Восточно-Тувинского гранитоидного пояса. Галька гранитоидов фиксируется в конгломератах осадочных отложений, начиная уже со второй половины раннего кембрия (серлигская и дыттыгская свиты Восточного Танну-Ола, Баянкольский разрез нижнего кембрия), но особенно обильна она в конгломератах среднего кембрия (иргитхемская свита — Чучко, 1971) и ордовика (шешушдагская серия). Оценки возраста гранитоидов таннуольского комплекса K-Ar методом попадают в интервал 510–410 млн л. н. (Леонтьев и др., 1981), а по данным U-Pb и Pb-Pb методов — 451,0–446,7 млн л. н. (Козаков и др., 1998; Pfänder et al., 1998). Последние значения возраста относятся к периоду наиболее массового становления гранитоидов.

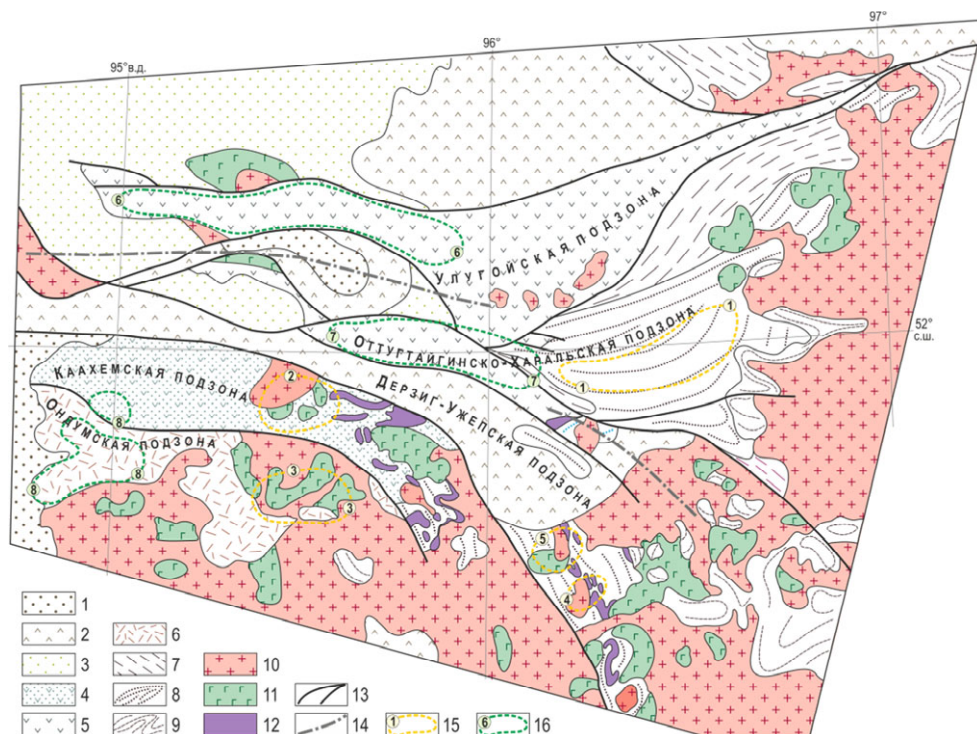


Рисунок 19. Схема геолого-тектонического строения Каахемской рифтогенной зоны (составлена А.М. Черезовым по материалам крупномасштабной геологической съёмки Тувинской ГРЭ)

1 — терригенные толщи (D_{1-2} и J); 2 — вулканогенные образования (D_{1-2}); 3 — терригенные толщи (O-S); 4 — вулканогенно-терригенные отложения тапсинской свиты ($C_1 tp$); 5 — риолит-дацит-андезит-базальтовые вулканогенные образования улугуйского вулканического комплекс (C_1); 6 — андезит-дацит-риолитовые образования нижнего кембрия (ондумского вулканического комплекса C_1); 7 — терригенно-углисто-сланцевые отложения охемской свиты ($V oh$); 8 — вулканогенно-осадочные отложения харальской серии ($R_2 hr$); 9 — метаморфические комплексы (PR_2); 10–12 — интрузивные породы: 10 — гранитоиды таннуольского ($\gamma C_{2-3 ta}$), 11 — габброиды тешемского ($v C_1 ts$) и мажалыкского ($v C_1 m$) и, 12, — гипербазиты актовракского ($\sigma C_1 ak$) комплексов; 13 — разломы; 14 — оси гребневидных выступов центрального антиклинорного поднятия; 15 — золоторудные узлы (1 — Харальский, 2 — Талса-Коптинский, 3 — Тарданский, 4 — Кундусский, 5 — Кагжирбинский); 16 — колчеданно-полиметаллические узлы (6 — Таскыльский, 7 — Ондуттайгинский, 8 — Ондумский).

Под воздействием погружающегося блока мантии, Таннуольско-Хамсаринский блок коры испытывал не только тенденцию к «засасыванию» вовнутрь Земли, но и подвергался гравитационному раздавливанию («будинированию»). Следствием этого стало возникновение в его центральной части Каахемской рифтогенной зоны, контролируемой системой дугообразных расходящихся обратных сбросов, выступавших в качестве

границ структурно-формационных подзон (рис. 19) и проникавших в смежные тектонические зоны. Первоначально она формировалась в виде обширной и несколько наклонённой на запад поперечной депрессии, захватывающей краевую часть Тувино-Монгольского микроконтинента. В последующем произошло заложение обратных сбросов и центрального антиклинарного поднятия термальной природы, фиксируемого на современном эрозионном срезе Агойско-Бийжемским, Улугуйским и Ожинским выступами. Появление последнего обусловило обособление от Каахемской зоны краевой Восточно-Тувинской рифтогенной зоны, характеризующейся развитием ареального типа офиолитовой ассоциации протрузивно-магматической природы (Коробейников, Ковязина, 1988, 1989) и занимающей пограничное положение между Таннуольско-Хамсаринским блоком и Тувино-Монгольским микроконтинентом.

В процессе развития Каахемской рифтогенной зоны блок коры в её поперечном сечении испытывал некоторое вращение (разворот). Его наличие предполагается на основании того, что в северо-восточной части рифтогенной зоны мощность венд-кембрийских осадочно-вулканогенных отложений существенно больше по сравнению с юго-западной. В тоже время, здесь широко распространены протрузии мантийных гипербазитов, которые, по-видимому, первоначально проникали в кору вдоль плоскостей обратных сбросов, а затем, на уровне рифейско-нижнекембрийского чехла, использовали при своём продвижении вверх межформационные границы, о чём косвенно свидетельствует диагональное пересечение гипербазитовыми поясами структурно-формационных подзон от южного борта к северному (см. рис. 19).

Протрузии играли роль своеобразных магмо- и флюидопроводников. Имеет место концентрация протрузий гипербазитов и нижнепалеозойских интрузий габброидов и гранитоидов в «кольцеобразные» ареалы, которые при продвижении на запад сменяются палеовулканическими постройками. В пределах Карабельдирского палеовулкана на крайнем юго-восточном окончании Дерзиг-Ужепской подзоны кислые вулканы содержат включения гипербазитов (Коробейников, Исаков, 1981). С «кольцеобразными» ареалами раннепалеозойских интрузий пространственно сопряжены золоторудные и золотороссыпные узлы, сменяющиеся при продвижении на запад колчеданно-полиметаллическими, приуроченными к древним палеовулканическим постройкам.

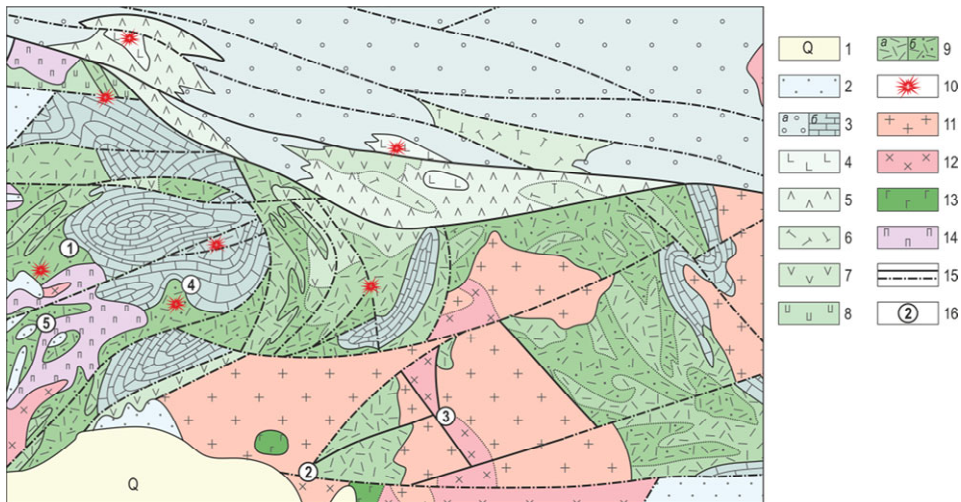


Рисунок 20. Схема геологического строения Ондумского рудного узла (по Н.С. Бухарову, В.А. Гуменюку (1979) с добавлениями Ч.К. Ойдул)

1 — рыхлые отложения (Q); 2 — юрские (J) отложения; 3 — тапсинская свита ($C_1 tp$); а — сероцветные алевролиты, песчаники, б — известняки; 4–6 — туматтайгинская свита ($C_1 tm$) в зоне Каахемского разлома; 4 — базальтовые порфириды и их туфы, 5 — андезитовые порфириды и их туфы, 6 — дацитовые порфириды и их туфы; 7–9 — туматтайгинская свита ($C_1 tm$) в Ондумской зоне; 7 — андезитовые порфириды, 8 — туфы дацитового состава, 9 — риолитовые порфиры (а), туфы риолитового состава (б); 10 — предполагаемые вулканические аппараты; 11–13 — таннуольский комплекс ($\gamma\delta\nu\epsilon\zeta\eta\theta\iota\kappa\lambda\mu\nu\xi\omicron\pi\rho\sigma\tau\upsilon\phi\chi\psi\omega$); 11 — плагиограниты (γ), 12 — диориты (δ), 13 — габбро (ν); 14 — нижнекембрийские (C_1) субвулканические интрузии основного и среднего состава; 15 — разломы; 16 — рудопроявления: 1 — Медное, 2 — Доржинское, 3 — Теректигское, 4 — Карасирт; 5 — Ондум.

В Ондумском колчеданно-полиметаллическом узле в пределах Ондумской подзоны (рис. 20) рудопроявления локализованы в краевой части дугообразной в плане и корытообразной в разрезе кальдеры проседания выполненной вулканогенно-карбонатными отложениями тапсинской свиты (Бухаров, 1974). В расположенном восточнее Тарданском золоторудном узле, в краевой части подобной кальдеры, на площади, замещённой раннепалеозойскими интрузиями габброидов и гранитоидов, размещаются золото-скарновые проявления, в т. ч. и Тарданское месторождение.

В северо-восточной части Каахемской рифтогенной зоны интенсивно проявлен венд-нижнекембрийский риолит-базальтовый вулканизм (анахемский и туматтайгинский вулканические комплексы Улугуйской и Харальско-Оттугтайгинской подзон — Зайков, 1991)) и наиболее крупные колчеданно-полиметаллические узлы, в т. ч. крупное Кызыл-Таштыгское месторождение. Здесь же расположен и Харальский золотороссыпной узел. Высокая металлогеническая продуктивность этой части рифтовой зоны обусловлена не только интенсивным проявлением здесь магматизма, но и рядом геодинамических факторов, объективно затруднявших процесс магматической разгрузки глубоких недр и способствовавших накоплению и обособлению в магматических расплавах газовой флюидной составляющей. Такими факторами являются грушевидный характер поперечного профиля коры в этой части рифтогенной зоны с «горлышком», обращённым к дневной поверхности (см. рис. 19), а также зарождение и вертикальный рост центрального антиклинорного поднятия, вызвавшего смещение активных магматических процессов в краевые депрессии, вмещающие колчеданно-полиметаллические узлы.

Наиболее изучена Кызылташтыгская депрессия, включающая одноимённое рудное поле. Для неё характерна корытообразная форма поперечного сечения. В бортах депрессии породы имеют крутое залегание с углами падения пластов 40–70°, а в осевой части — субгоризонтальное (Зайков, 1991). Поперечный профиль депрессии явно указывает на то, что её формирование происходило путём гравитационного проседания клиновидного блока фундамента. В свою очередь, такое проседание, по-видимому, можно рассматривать как естественную реакцию на давление магмы, поступающей из глубоких горизонтов. При своём проседании клиновидный блок фундамента заклинивал пути движения магмы и способствовал возникновению промежуточных очагов — магмоотстойников, широкое развитие которых устанавливается данными палеовулканическими исследований (Кузубный, 1995).

На территории Харальского золотороссыпного узла, сложенного верхнерифейской харальской серией, метаморфизованной в условиях зеленосланцевой фации, крупных золоторудных объектов не выявлено. Харальская серия имеет двучленное строение (Зайков, 1976): нижняя её часть (демиржинская свита) существенно метатерригенная, а верхняя (харальская свита) — вулканогенная. В составе серии широко представлены углеродистые сланцы, сконцентрированные в верхней толще демиржинской свиты. Они характеризуются повышенной золотоносностью (Зайков, 1976; Рудные формации..., 1981), развиты в зонах гребневидных складок и постскладчатого расщепления, которые ограничивают или разделяют блоки, сложенные вулканогенными породами харальской свиты. По результатам исследований А.М. Черезова, И.Н. Широких и А.С. Васькова (1992), содержание золота в сланцах по данным атомно-абсорбционного анализа составляет 0,074–0,092 г/т, серебра — 0,11–1,90 г/т, а по данным пробирного анализа — 1,2 г/т. Золото сланцев пылевидное, высокопробное (910‰) и ртутистое. Среднее содержание Hg в нём составляет 4,61 мас. % при дисперсии от 0 до 14,37 мас. %. Изотопный состав серы пирита углеродистых сланцев ($\delta^{34}\text{S}=3,2\text{‰}$) свидетельствует о существенной роли эндогенного источника в образовании рассеянной золото-сульфидной минерализации сланцев, как это предполагается, напр., гипотезой эндогенной (магматогенной) графитизации рудовмещающих толщ (Иванкин, Назарова, 1984), подтверждённой тонкими геохимическими исследованиями (Летников и др., 1996).

При продвижении от Каахемской рифтогенной зоны в юго-западном и северо-восточном направлениях колчеданно-полиметаллическое и золотое оруденение сменяется медно-молибден-порфировым. Медно-порфировое оруденение непромышленного значения впервые появляется в связи с ранне-среднекембрийскими интрузиями габбро-плаггиогранитов, ассоциирующими с базальт-андезитовыми эффузивами островодужного комплекса, но более важная в промышленном отношении медно-молибденовая минерализация формировалась уже после становления гранитоидных

плутонов главной фазы (Берзина и др., 1994). Крупным представителем рассматриваемого типа оруденения является Аксугское месторождение, локализованное на крайнем северо-востоке Таннуольско-Хамсаринского тектонического блока.

В среднепалеозойско–раннемезозойский период геотектоническая эволюция Таннуольско-Хамсаринского тектонического блока и рассматриваемого региона в целом также контролировалась погружением «тяжёлого» блока мантии, о чём свидетельствует унаследованный характер развития основных тектонических зон, сформированных в предыдущий этап развития. В частности, в среднем палеозое отмечалась высокая тектономагматическая активность в контурах Каахемской рифтогенной зоны и осуществлялось становление в рассматриваемом блоке крупных гранитоидных плутонов бреньского комплекса. В свою очередь, унаследованность в погружении «тяжёлого» блока мантии обусловлена тем, что, погружаясь, он, действуя своим весом на кору и прикорковый слой мантии, «засасывает» их внутрь Земли и вызывает уплотнение, т. е. этот блок не только регенерируется, но и, по-видимому, постепенно увеличивается в мощности. Металлогенический профиль Таннуольско-Хамсаринского блока в рассматриваемый период развития определяют золоторудные, медно-молибден-порфировые и, особенно, редкоземельно-редкометалльные месторождения. На границе блока с Тувино-Монгольским массивом (Сангиленским блоком) сформировано крупнейшее тантал-ниобиевое Улуг-Танзекское месторождение, а на крайнем северо-востоке блока — существенно иттриевое Арысканское. В рудно-геохимической модели вертикальной зональности тектоносферы А.Д. Щеглова и И.Н. Говорова (1985) слои, обогащённые редкими землями и редкими металлами, залегают на глубинах, превышающих 500 км. Эта модель даёт основание полагать, что погружающийся «тяжёлый» блок мантии достиг этих глубин и, воздействуя своим весом, обусловил их дефлюидизацию. В рассматриваемый период наследуется и направление тренда металлогенической зональности Таннуольско-Хамсаринского блока, что видно на примере Каахемской зоны. Здесь при продвижении с востока на запад редкометалльное оруденение Дерзиг-Сайлыгского грабена, выполненного девонским андезит-риолитовым комплексом (Бухаров, Зайков, 1979), сменяется медно-молибден-порфировым (Кызык-Чадрское месторождение) и золотым оруденением Ожинского выступа.

В венд-нижнекембрийский этап развития региона Центрально-Тувинская и Шибэту-Агардагская зоны (см. рис. 19) представляли собой аккреционные призмы краевой части Палеоазиатского океана. Они характеризуются двучленным строением. В нижней части развиты метаморфические парасланцы с прослоями метаморфизованных подушечных лав основного состава устуишкинской серии. На сланцевый комплекс обдуцирован венд-кембрийский офиолитовый комплекс, в наиболее полном виде сохранившийся в пределах Хемчикско-Куртушибинской зоны. Шибэту-Агардагская зона фиксировала собой «залив» субдукционной границы более высокого порядка. В процессе обособления и замыкания Тувинского океанического «залива», сопровождавшегося интенсивным горизонтальным сжатием литосферы, осуществлялось вдавливание клиновидного океанического блока в Тувино-Монгольский микроконтинент. С океаническим и аккреционным этапами развития региона связано формирование месторождений хромитов. Их залежи локализуются в крупных олистолитах тектонизированных гипербазитов офиолитовой ассоциации.

Начиная со среднего кембрия и по мел, развитие Центрально-Тувинской и Шибэту-Агардагской зон полностью контролировалось пульсационно-прерывистым погружением «тяжёлого» блока мантии. Блок погружался в условиях стеснённой деформации, что обусловило неоднородный (шарнирный и клавишно-блоковый) тип погружения дна рассматриваемых зон. В их различных частях между одними и теми же толщами пород имеют место как постепенные переходы, так и несогласия, в т. ч. и угловые, что особенно отчётливо устанавливается для чергакского ракушнякового горизонта с базальными гравелитами в основании. Этот горизонт со структурным несогласием перекрывает кембрийские вулканогенно-осадочные образования в Ховуаксынском рудном узле и залегает согласно с терригенными отложениями позднего ордовика – раннего силура на северо-западном крыле Центрально-Тувинской зоны. Подобные взаимоотношения с подстилающими породами характерны для базальных слоёв нижнего девона (конгломераты кендейской свиты), эйфельского яруса (агломератовые туфы саглинской свиты), турнейского яруса (конгломераты кызылчиринской, суглугхемской и хербесской свит).

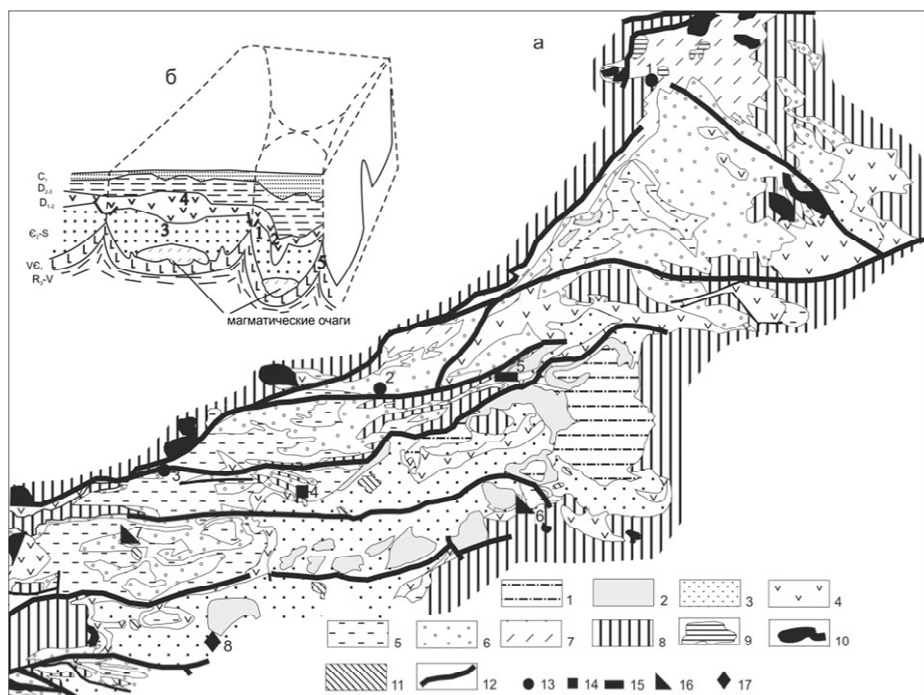


Рисунок 21. Схема геолого-тектонического строения Центрально-Тувинского прогиба (а) и принципиальная схема размещения рудных месторождений внутри поперечных трапециевидно-клиновидных блоков (б) (составлена А.М. Черезовым по материалам ТувГРЭ)

1–7 — осадочные и вулканогенно-осадочные отложения: 1 — юры, 2 — нижнего карбона, 3 — среднего–верхнего девона, 4 — нижнего–среднего девона, 5 — силура, 6 — ордовика, 7 — среднего–верхнего кембрия; 8 — салаириды; 9 — интрузивы нижнепалеозойских дифференцированных габброидов; 10 — среднедевонские гранитоиды сютохольского комплекса; 11 — нижнекарбонные габброиды торгалыгского комплекса; 12 — крупные разломы, разграничивающие поперечные трапециевидно-клиновидные блоки; рудные поля: 13 — золото-кварцевые, 14 — карбонатитовые железорудно-флюорит-редкоземельные, 15 — ртутные, 16 — никель-кобальтовые арсенидные, 17 — свинцово-цинковые стратиформные.

Цифры на рисунке (а) — рудные поля: 1 — Амыло-Сыстыгхемское, 2 — Эйлигхемское, 3 — Алдан-Маадырское, 4 — Карасугское, 5 — Терлигхайское, 6 — Ховуаксынское, 7 — Шемушдагское и 8 — Солчурское.

Цифры на рисунке (б) отражают положение рудных полей в обобщённой схеме строения поперечных блоков: 1 — Ховуаксынское, Карасугское, 2 — Терлигхайского, 3 — Шемушдагского, 4 — Солчурского, 5 — золото-кварцевых.

Преобладание нисходящих движений в динамике развития Центрально-Тувинской и Шибэту-Агардагской зон обусловило доминирование в их тектонической структуре простых (штамповых) синклинальных форм и моноклиналией, отделённых друг от друга гребневидными горст-антиклиналями и разломами. На современном эрозионном срезе гребневидные антиклинали сложены венд-кембрийскими осадочно-вулканогенными образованиями, но в целом ряде мест фиксируется наличие в их ядерных частях подстилающих терригенно-сланцевых отложений. Общий план клавишно-блоковой тектонической структуры Центрально-Тувинской зоны определяется чередованием вдоль её простираения поперечных трапециевидно-клиновидных блоков, попеременно обращённых своими клиновидными окончаниями на северо-запад и юго-восток (рис. 21).

Погружение «тяжёлого» блока мантии сопровождалось компенсационным перемещением вверх магматических расплавов и их накопление в подкоровой области. Периоды накопления критических объёмов магмы синхронны с периодами воздымания дна Центрально-Тувинского прогиба, расчленения его на горсты и грабены, накопления молассоидов и проявления бимодального вулканизма. Последний имел место в среднем кембрии (Чучко и др., 1969), нижнем ордовике (Зайков и др., 1971), но наиболее интенсивно проявился в нижнем девоне — эйфеле. Накопление магматических расплавов в подкоровой и внутрикоровой областях, по-видимому, сопровождалось эрозией коры в результате магматического подслаивания (underplating). Этим и объяс-

няется отсутствие внутри прогиба крупных гранитоидных плутонов ранне- и среднепалеозойского возраста. Небольшие по размерам плутоны сютхольского (D_2) и торгалыгского (D_3-C_1) комплексов размещаются преимущественно в пределах кровли венд-кембрийских образований внутри горст-антиклинальных блоков и на современном уровне эрозионного среза тяготеют к краевым частям прогиба (см. рис. 21).

По многим особенностям тектонического строения и развития Центрально-Тувинский прогиб можно отнести к категории структур, которые Щеглов А.Д. (1997) определил как зоны синхронного рифтогенеза, перспективные на стратиформный тип оруденения. В прогибе известны свинцово-цинковые стратиформные рудопоявления, локализующиеся на эйфельском (месторождение Солчур — Бартьев и др., 1990) и живетском (Анастасиев, Злобина, 1991) стратиграфических уровнях. Наряду с ними в прогибе развиты рудные объекты золото-кварцевой (Алдан-Маадырский, Эйлигхемский и Амыло-Сыстыгхемский рудные поля), арсенидной никель-кобальтовой «пятиэлементной» (Хову-Аксы, Кызыл-Оюк, Тээли, Кадый, Акол и др.) и медно-кобальтовой сульфоарсенидно-блэкловорудной (Узуной, Кендей, Толайлыг и др.) $\{(Ca, Fe)CO_3\} + \{(As+Co+Ni, As+S+Co, As+Sb+Cu+Co) + (Ag, Bi, U, Au, W, Mo...)\}$, сурьмяно-серебряной (Узун-Хем, Каат-Тайга, Мерген-Булак и др.) — $\{(Fe, Ca)CO_3 + SiO_2 + BaSO_4\} + \{(Ag+Sb, Ag+Sb+Pb) + (Co, Bi, Cu, Zn, Hg...)\}$, сурьмяно-мышьяковой ртутной (Терлиг-Хая, Арзак, Чазадыр и др.) — $\{SiO_2 + BaSO_4 + (Ca, Fe)CO_3\} + \{(HgS, Hg+ZnS) + (Sb, As, Ag...)\}$, карбонатитовой железорудно-флюорит-редкоземельной (Карасуг, Чоза, Улатай и др.) — $\{(Fe, Ca)CO_3\} + [BaSO_4 + CaF_2 + (Ce, La, Pr)(CO_3)F] + (Y, Er, Sr, Th...)$ и некоторых других рудных формаций (Серебро-сурьмяная..., 1992).

Золото-кварцевые рудные поля размещаются в пределах горст-антиклиналей, разделяющих поперечные трапециевидно-клиновидные блоки Центрально-Тувинского прогиба. В северо-восточной части прогиба (Амыло-Сыстыгхемское рудное поле) возраст оруденения, по-видимому, раннепалеозойский. Оно связано со становлением кембро-ордовикских габбро-плагиогранитных интрузий и содержит платиноидную минерализацию (Коробейников, 1994). В центральной и юго-западной частях прогиба оруденение формировалось уже совместно со становлением позднепалеозойского дайкового комплекса (Васильев и др., 1979). Несмотря на различия в возрасте, структурные условия локализации гидротермальной золоторудной минерализации аналогичны: размещение в продольных и поперечных трещинных зонах осевых частей горст-антиклиналей.

Большинство месторождений и проявлений других перечисленных выше рудных формаций размещается внутри поперечных трапециевидно-клиновидных блоков. Наиболее продуктивные в промышленном отношении рудные объекты локализируются в пределах клиновидных окончаний этих блоков, характеризующихся своеобразием тектонического режима осадконакопления. В рудных полях и узлах это фиксируется несогласиями, особенностями литологического состава и изменчивостью мощностей стратиграфических разрезов среднепалеозойских отложений. Данные минералогических, изотопных термобарогеохимических и палеогидрогеологических исследований (Борисенко и др., 1984; Озерова и др., 1986; Борисенко, 1990; Серебро-сурьмяная..., 1992) говоря о формировании этих месторождений в результате смешения эндогенных флюидов и захороненных внутри прогиба эвапоритовых рассолов. В процессе развития поперечных трапециевидно-клиновидных блоков осуществлялся вертикальный рост пограничных горст-антиклиналей и одновременное «проседание» накапливающихся между ними вулканогенно-осадочных образований. Это «проседание», с одной стороны, сопровождалось «засасыванием» вадозных вод во внутренние области депрессий и формированием палеартезианских бассейнов, а с другой — резко затрудняло магматическую разгрузку расположенных под ними магматических очагов, способствуя тем самым их флюидному насыщению и обособлению в них водно-солевой металлоносной фазы. Установлена также приуроченность рудных узлов к краевым частям серповидных тектонических блоков, формирующихся на участках флексурных перегибов верхнего слоя коры в зонах крупных разломов (Черезов и др., 1996).

Как уже говорилось выше, специфика аккреционных процессов в рассматриваемой части окраины Палеоазиатского океана выразилась в постепенном обособлении от него Тувинского океанического «залива». После его «отторжения» дальнейшая длительная геодинамическая эволюция региона происходила на фоне медленного и пульсационно-прерывистого погружения охлаждённого и «отяжелённого» блока мантийной части литосферы. Эти процессы обусловили многоэтапный и унаследованный

характер развития основных тектонических зон и контролировали размещение в них полихронного эндогенного оруденения различных формационных типов.

Наблюдаемая смена во времени колчеданно-полиметаллических и золоторудных месторождений арсенидно-никель-кобальтовыми, ртутными и редкометалльно-редкоземельными хорошо согласуется с рудно-геохимической моделью тектоносферы А.Д. Щеглова и И.Н. Говорова (1985), если допустить, что по мере погружения «тяжёлого» блока мантии осуществлялась последовательная дефлюидизация подстилающих горизонтов мантии.

Продуктивные в промышленном отношении месторождения приурочены к мобильным участкам тектонических зон, характеризовавшимся одновременно проявлением целого ряда геодинамических факторов, затруднявших магматическую разгрузку глубоких недр и способствовавших флюидному насыщению промежуточных магматических очагов и обособлению в них газово-флюидной металлогенной составляющей.

В период от позднего докембрия до ранней перми в границах рассматриваемой территории Центрально-Азиатского пояса существовали консолидированные области (Тувинско-Монгольский остаточный эпибайкальский срединный массив; Восточно-Саянский докембрийский массив; Тувинский эписалаирский массив ранней консолидации) и мобильные зоны (Долиноозёрная и Кембросаянская байкало-салаирские; Западно-Саянская салаиро-каледонская; Делюно-Юстыдская каледоно-герцинская; Монголо-Алтайская герцинская).

Тувинско-Монгольский остаточный эпибайкальский срединный массив объединяет байкалиды Сангилен, Прихубсугуля, Тарбагатай и Хан-Хухийна. На юге массив погружается под структуры эпикаледонского Селенгинского прогиба, на севере и северо-западе ограничен Агардагско-Окинской, а на западе и юго-западе — Дзэбханской системами глубинных разломов. Фундамент его представлен гнейсово-сланцевыми и сланцево-карбонатными в различной степени гранитизированными метаморфическими образованиями протерозоя. Нижний этаж чехла, занимающий ~7% площади массива, сложен терригенно-карбонатными, терригенно-вулканогенными отложениями нижнего кембрия и классифицируется как салаирский сингеосинклинальный, синхронный с океаническими комплексами прогибов Центральной и Северо-Восточной Тувы, Хангая и Северо-Западной Монголии. Он сохранился в отдельных прогибах — Эмийско-Чахыртойском, Хангайском, Дэлгэр-Мурэнском и в наложенных впадинах — Сархойской, Каргинской и др. Структуры орогенного этажа пользуются ограниченным распространением и представлены осадочно-вулканогенными континентальными образованиями нижнего девона — эйфеля, сохранившимися в Самагалтайской, Идэрской, Тосонцэнгальской и других грабен-синклиналях. Дейтероорогенные наложенные приразломные впадины выполнены вулканогенно-терригенными пермскими (Онгинские, Хусуингольская) и угленосными юрскими (Халтские, Верхнетэсийгольская, Хархиринские) молассоидами. Краевые зоны остаточного массива сложены меланжированными венд-кембрийскими образованиями офиолитовой ассоциации и островодужно-океанического комплекса геологических формаций, которые в среднем — позднем палеозое и раннем мезозое были интродуцированы относительно разновозрастными гранитоидами и габброидами. Эти зоны фиксируются гравитационными ступенями поля и цепочками положительных магнитных аномалий интенсивностью до 4,8 мэ, тогда как центральная часть массива характеризуется относительно спокойным магнитным полем низкой интенсивности (0,5–0,8 мэ) и отрицательными значениями поля силы тяжести. Мощность гранитно-метаморфического слоя изменяется от 20 до 24 км, а базальтового — от 30 км (в относительно мобильных краевых частях) до 33 км (в наиболее стабилизированных блоках). Поверхности Мохо и Конрада залегают согласно, за исключением краевых частей, что свидетельствует о стабильном, устойчивом плане структурных деформаций, сохранившихся с байкальского этапа. Инверсия их в периферийных частях массива и на участках возникновения наложенных прогибов, впадин и грабенов свидетельствует об относительной подвижности этих блоков.

Металлогенные зоны Тувинско-Монгольского сегмента ЦАСП преимущественно редкометалльной, редкоземельной и медно-молибден-порфировой специализации, совпадают с ареалами проявления внутриплитного плюмового магматизма, представленного среднепалеозойскими щелочноультраосновными и позднепалеозойскими щелочногранитоидными массивами Восточной Тувы, среднепалеозойскими литий-фтористыми гранитами Западной Тувы, мезозойскими карбонатитовыми массивами Центральной Тувы и полями кайнозойских щелочнобазальтовых вулканитов Восточ-

ной Тувы. Ряд из перечисленных объектов представляет собой уникальные месторождения (Баянкольское алюминиевое, Улуг-Танзекское редкометалльное, Тастыгское литиевое, Карасугское редкоземельное, Аксугское медно-молибденовое). Одним из представителей плюмового магматизма редкометалльной специализации являются сподуменовые гранитоиды Солбельдирского месторождения с возрастом 494 млн л. Выявление новых ареалов распространения плюмового магматизма, в частности карбонатитового железорудно-редкоземельного, повышает редкометалльный потенциал региона (рис. 22).

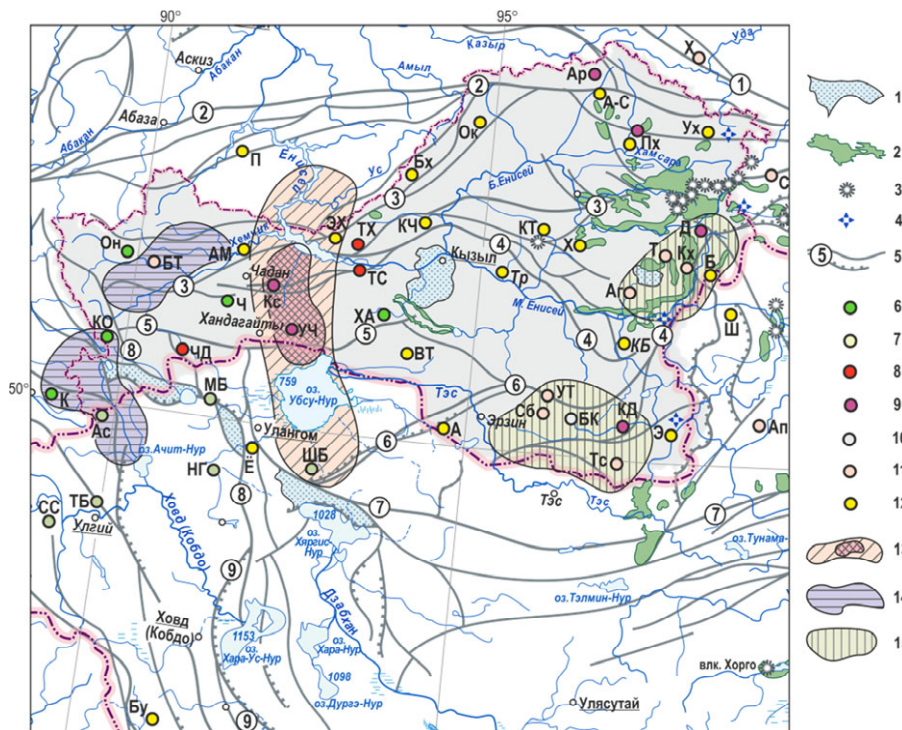


Рисунок 22. Перспективы повышения потенциала редкометалльного оруденения на территории Тувы (по А.М. Сугораковой и др.)

1 — юрская моласса; 2 — кайнозойские базальты; 3 — вулканические аппараты; 4 — термальные воды; 5 — крутопадающие разломы и надвиги и их номера (цифры в кружочках): 1 — Главный Саянский, 2 — Кандатский, 3 — Хамсаринско-Куртушибинский, 4 — Каахемский, 5 — Убсунур-Баянкольский, 6 — Агардагский, 7 — Хан-Хухийнский, 8 — Цагаан-Шибэтинский, 9 — Кобдинский.

Рудные зоны и узлы: 6 — кобальт-никель-мышьяковые: ХА — Хову-Аксы, Ч — Чергак, К — Кара-Куль, КО — Кызыл-Оюк, Он — Онинский; 7 — серебряные: МБ — Мерген-Булак, СС — Сат-Сай, НГ — Намирийн-Гол, АС — Асхат, ТБ — Толбо-Нур, ШБ — Шары-Бурэг; 8 — ртутные: ТХ — Терлиг-Хая, ТС — Торо-Саир, ЧД — Чазадыр; 9 — редкоземельные: Кс — Кара-Суг, Ар — Арыскан, Д — Дугду, УЧ — Улатай-Чоза, КД — Коргере-Дабан, Пх — Пихтовый; 10 — алюминиевые: БК — Баян-Кол; 11 — редкометалльные: БТ — Бай-Тайга, Сб — Соль-Бельдир, Аг — Агой, Кх — Коктыг-Хем, Х — Хайломинский, Тс — Тастыг, УТ — Улуг-Танзек, Т — Тербен, С — Снежный, Ап — Аптарга; 12 — золоторудные: Тр — Тардан, Э — Эми, КЧ — Кызык-Чадр, КТ — Кызыл-Таштыг, АС — Ак-Суг, АМ — Алдан-Маадыр, Бх — Бажи-Хем, Пх — Пихтовый, Б — Бильдык, Ё — Ёлочка, А — Агар-Даг, КБ — Кара-Бельдир, Х — Харал, ОК — Октябрь, ВТ — Восточно-Тануольское, ЭХ — Эйлиг-Хем, П — Пионерский, Ух — Ут-Хем, Ш — Шишид, Бу — Булган; 13 — ареалы проявления карбонатитового магматизма; 14 — ареалы проявления литий-фтористых гранитов; 15 — ареалы проявления щёлочно-ультраосновных карбонатитосодержащих массивов.

С ареалами развития вулканоплутонических комплексов, становление которых связано с проявлением различных геодинамических режимов (спрединг, субдукция, аккреция, коллизия) на этапах зарождения, существования и закрытия Палеоазиатского океана, совпадают металлогенические зоны преимущественно благороднометалльной и полиметаллической специализации. Золото-платиноидная минерализация ультрамафит-мафитов характерна для Каахемской, Монгунтайгинской, Агардагской, Куртушибинской, Билин-Бусингольской и Шишидгольской офиолитовых зон, золото-

содержащие медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические формации повышенной сереброносности приурочены к Ондумской, Улугуйской, Восточно-Таннуольской островодужным зонам.

Значительная часть рассматриваемой территории (Южная Тува, Юго-Восточный Алтай, Северо-Западная Монголия) принадлежит к области позднекембрийской стабилизации и выделяется (Рудные формации..., 1981) в качестве Тувинского эписаляирского массива ранней консолидации (ТЭС МРК). Этот геотектоноген на востоке ограничен Агардагско-Окинской, Каахемской и Азасской, на севере и северо-западе — Восточно-Саянской, Кандатской и Хемчикско-Куртушибинской, на западе и юго-западе — Телецкой, Курайской, Хархиринской и Хангайской системами глубинных разломов. ТЭС МРК характеризуется отчётливо выраженным двухъярусным строением, обусловленным наличием складчатого фундамента и менее дислоцированного чехла. Структуры фундамента сложены преимущественно островодужно-океаническими стратифицированными комплексами позднего докембрия–раннего кембрия, которые прорваны в позднем кембрии–раннем ордовике гранитоидами пёстрого состава. В современном эрозионном срезе островодужные образования занимают ~40 % площади ТЭС МРК. Отложения, слагающие чехол, представлены породами ордовикского, силурийского, девонского, каменноугольного и юрского возраста (25 % от общей площади массива). Наиболее древние образования докембрийского возраста (средний протерозой) установлены в контурах жёстких выступов фундамента в пределах Телецко-Чулышманской и Таннуольско-Ондумской мобильных зон. В их составе присутствуют метаморфические сланцы, гнейсы, мраморы, метаморфизованные вулканогенные и терригенные толщи. Средняя часть комплекса основания, отвечающая венду–нижнему кембрию, пользуется наибольшим распространением среди структур фундамента и представлена вулканогенными и осадочно-вулканогенными образованиями. По составу вулканических продуктов и коагматичных интрузий они отвечают офиолитовой, андезит-базальтовой и андезит-риолитовой ассоциациям пород, занимающих, соответственно, 5, 7 и 2 % общей площади ТЭС МРК. Первая из них в большей мере характерна для Хемчикско-Сыстыгхемского, вторая и третья — для Таннуольско-Ондумского террейнов (СФЗ), что подчёркивает неоднородность геодинамических режимов в венде–раннем кембрии. Вулканогенно-терригенно-карбонатные среднекембрийские и терригенные верхнекембрийские отложения занимают около 3 % площади. Обнажены они преимущественно в эрозионных окнах Хемчикско-Сыстыгхемской зоны и сохранились в структурах Таннуольско-Ондумской и Хархиринской зон. Для фундамента массива характерно широкое, но неравномерное распространение гранитоидных интрузий (18 %). Особенностью ТЭС МРК является многоярусность чехла, формировавшегося в протоорогенную и дейтероорогенную стадии развития. В северной и центральной части массива чехол почти нацело перекрывает структуры фундамента, а в юго-западной и восточной частях отложения, слагающие чехол, распространены лишь в отдельных мульдах и грабенах. Каледонские сингеосинклинальные образования (21 %) представлены терригенными и терригенно-карбонатными молассоидными и прибрежно-морскими осадками; протоорогенные структуры чехла сложены континентальными терригенно-вулканогенными соленосными толщами нижнего девона–эйфеля (10 %). Песчано-мергелисто-алевролитовые отложения среднего–верхнего девона и телепирокластические осадки нижнего карбона (10 %) могут рассматриваться как верхний ярус орогенного чехла или как сингеосинклинальный — относительно герцинид Горного Алтая. Присутствие в составе живетских (таштыпский горизонт) и нижнекаменноугольных (хархиринский горизонт) отложений морских сланцево-карбонатных формаций свидетельствует не только об их временной, но и фациальной связи с герцинскими миеосинклинальными прогибами. Степень дислоцированности отложений фундамента и чехла различны. В отличие от линейных складок, развитых в мобильных зонах, шовных прогибах и структурах фундамента, пликативные дислокации отложений чехла представлены брахиформными, коробчатыми, сундучными, штамповыми складками, куполовидными поднятиями. Линейная складчатость проявлена лишь в приразломных блоках. Верхние этажи чехла в большинстве структур амагматичны. Гранитоидные интрузии обычно развиты в краевых частях жёстких блоков в виде мелких штоков. Дейтероорогенный ярус чехла, сложенный угленосной молассой среднего–верхнего карбона, нижней перми и нижней–средней юры, развит в центральной и юго-западной частях массива. Он образует наложенные мульды и приразломные грабены, в краевых частях которых зонами

разрывных нарушений контролируются малые интрузии базальтоидного и щёлочно-базальтоидного состава. Для современной структуры массива характерно сложное блоковое строение. Жёсткие блоки имеют различную конфигурацию в плане и размеры, отличающиеся соотношением структур чехла и фундамента. Наряду с небольшими блоками удлиненной формы, согласными с простираемостью зон глубинных и региональных разломов, присутствуют крупные изометричные и ромбовидные блоки. Межблоковые зоны чётко выражены в западной и центральной частях массива, а в восточной — носят фрагментарный характер, что обусловлено глубоким уровнем эрозивного среза, особенностями строения чехла и характером проявления разрывных деформаций в дейтероорогенную стадию развития.

Гетерогенность строения Тувинского эписалаирского массива ранней консолидации, выявляющаяся в результате анализа особенностей распределения геологических формаций в контурах структурно-формационных зон, отражается на структуре геофизических полей. В поле силы тяжести для интервала 0–8 км обособляются две крупные положительные гравитационные аномалии, разделённые полосой отрицательного значения поля, пространственно совпадающей с контуром Тувинского каледонско-герцинского прогиба, включая Хемчикско-Сыстыгхемский и Шашало-Цаганшибэтинский террейны. Юго-восточная полоса положительных гравитационных аномалий интенсивностью до 30 мгл отвечает Таннуольско-Ондумскому, Каахемско-Улугуйскому и Хамсаринско-Ухтумскому блокам ранних каледонид (салаирид) с байкальским гранитно-метаморфическим основанием. На площади Тувинского межгорного прогиба отрицательные аномалии небольшой интенсивности (до -20 мгл) пространственно совпадают с участками максимальных мощностей девонско-каменноугольных отложений. Зоны глубинных и региональных разломов в гравитационном поле интервала 0–8 км отражены не однотипно. По нулевой изолинии чётко фиксируются Чазадыр-Карасугский, Каахемский, а на отдельных участках — Улатайско-Убсунур-Бийхемский, Северо- и Южно-Таннуольские, Кандатский и Курайский разломы. Гравитационное поле для интервала 8–39 км характеризуется значениями от -30 до +20 мгл. Как и на приповерхностном уровне среза, восточный фланг фиксируется положительными значениями поля, а западный — отрицательными. Из разрывных структур наиболее чётко фиксируется Улатай-Убсунур-Бийхемский разлом, с которым на всём протяжении совпадает гравитационная ступень. Достаточно отчётливо выделяются Кандатский, Курайский, Агардагско-Окинский, Хемчикско-Куртушибинский и Северо-Таннуольский разломы, что свидетельствует об их глубинном заложении. В магнитных полях массив относительно однороден (0,4–3,8 мЭ). Положительными магнитными аномалиями фиксируются зоны глубинных разломов с выходящими на поверхность породами офиолитовой ассоциации. Мощность гранитно-метаморфического слоя изменяется от 18 (Западно-Таннуольский блок) до 24 км (Хемчикско-Ухтумский блок). Мощность «базальтового» слоя варьирует от 24 до 30 км в Хамсаринско-Ухтумском и от 27 до 33 км — в Западно-Таннуольском блоках. В целом мощность земной коры увеличивается в контурах наложенных прогибов с одновременным возрастанием мощности «базальтового» слоя. Особенно чётко различия глубинного строения выражены положением поверхностей Мохо и Конрада. Под областью Тувинского прогиба поверхность Конрада расположена на глубинах 21–20 км, а Мохо — 50–48 км; в Хемчикском блоке поверхность Мохо опускается до глубины 54–56 км, Конрада — до 22–24 км, испытывая, таким образом, относительное поднятие в контурах наложенных структур.

1.3. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МЕТАЛЛОНОСНОГО МАГМАТИЗМА И РОЛЬ ВНУТРИПЛИТНЫХ ПРОЦЕССОВ В ЕГО ФОРМИРОВАНИИ (НА ПРИМЕРЕ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЭПОХИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ)

В позднем палеозое и раннем мезозое практически вся территория Азии была охвачена процессами магматизма (рис. 23). В это время сформированы траппы Сибирской платформы, произошло формирование крупного вулканоплутонического ареала

в пределах южного и юго-западного складчатого обрамления платформы. В целом эта эпоха магматизма связывается с воздействием на литосферу Северо-Азиатского суперплума (Ярмолюк и др., 2000; Ярмолюк, Коваленко, 2003 а, б; Ярмолюк и др., 2006; Добрецов, 1997), однако геодинамические обстановки формирования магматизма на разных участках палеоконтинента существенно различались. Если образование Сибирских траппов произошло исключительно в результате подлитосферной мантийной активности, то в пределах южного края палеоконтинента важную роль сыграли также процессы, связанные с конвергенцией литосферных плит и формированием здесь активной континентальной окраины (АКО). В результате, в этой части палеоконтинента возник краевой магматический пояс, протянувшийся на расстояние свыше 3000 км при ширине до 800 км и охвативший практически всю область развития каледонских и герцинских структур ЦАСП в пределах Средней Азии, Южной Сибири, Северо-Западного Китая, Монголии и Забайкалья.

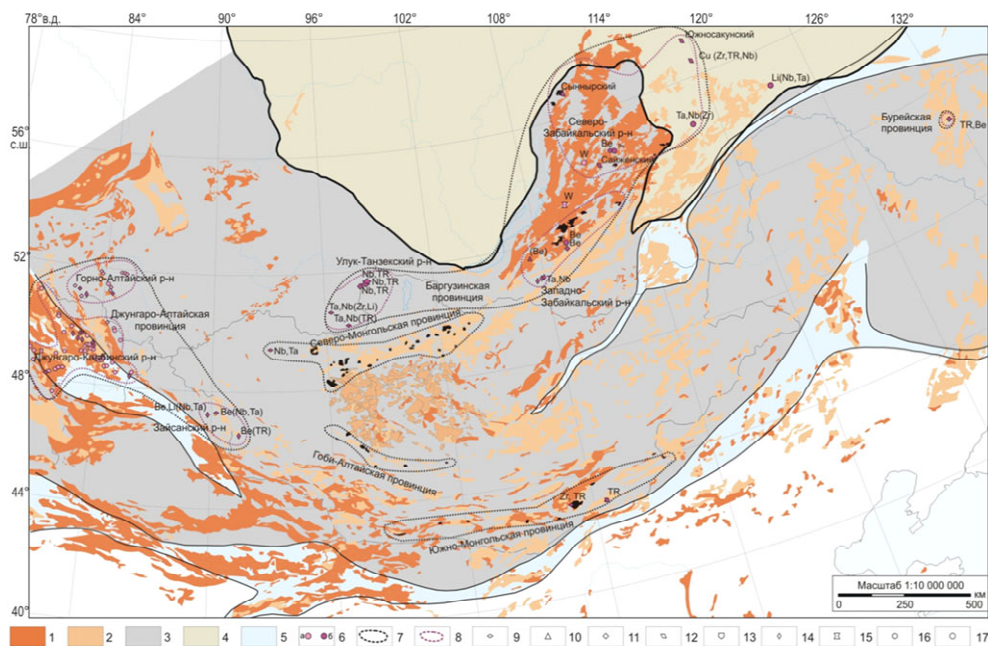


Рисунок 23. Схема проявлений позднепалеозойско-раннемезозойского магматизма и редкометалльных месторождений в Центрально-Азиатском складчатом поясе

1, 2 — вулканические и интрузивные комплексы: 1 — карбоновые, 2 — пермские; 3 — континентальные области, 4 — Сибирская платформа, 5 — блоки океанической коры, 6 — группы месторождений: а — Sn, W, б — Ta, Nb, Zr, Li, Be, TR (REE), 7 — границы металлогенических провинций, 8 — границы металлогенических районов, 9–17: генетические типы месторождений: 9 — альбитит-полевошпатовые в щелочных гранитах, 10 — вулканогенно-гидротермальные в структурах центрального типа и стратиформные, 11 — грейзеновые, 12 — карбонатитовые, 13 — метаморфические, 14 — пегматитовые, 15 — порфировые, 16 — скарновые, 17 — штокверковые, жильные.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЦАСП. В строении магматической провинции ЦАСП выделяются две группы магматических ассоциаций, отвечающих разным в геодинамическом отношении стадиям развития активной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента. Более ранняя из них типична для обстановки конвергентных границ литосферных плит. Эту группу представляют вулканические ассоциации дифференцированного комплекса, сложенные известково-щелочными и субщелочными породами широкого диапазона составов (базальты, андезиты, дациты, риолиты), а также соответствующие им по составу гранитоиды (гранодиориты, нормальные и субщелочные граниты, граносиениты). Формирование этих ассоциаций протекало со второй половины раннего карбона по начало ранней перми в два этапа (Ярмолюк, 1983).

Вначале (C_1-C_2) возник Южно-Монгольский краевой вулканический пояс, а затем (C_3-P_1) вулканический пояс Центральной и Северной Монголии – Забайкалья. Оба пояса характеризуются петрохимической зональностью, связанной, прежде всего, с ростом содержания K_2O от однотипных базальтах и андезитах к внутриконтинентальным участкам поясов. Подобная зональность типична для магматизма надсубдукционных зон и, наряду с геологическими данными, свидетельствует о формировании рассматриваемой группы ассоциаций в обстановке доминирования условий конвергенции литосферных плит.

Вторая группа ассоциаций формировалась, начиная с позднего карбона по раннюю юру включительно. Для пород этой группы характерна вещественная специфика и особенности структурного контроля, типичные для континентальных рифтов. Наиболее выразительными её представителями являются породы бимодального (базальт-комендит-пантеллеритового) вулканического комплекса, выполняющие системы протяжённых грабенов, связанные с грабенами продольные дайковые пояса, а также сопряжённые с зонами бимодального магматизма массивы щелочных гранитов и сиенитов. Совокупность сформировавшихся в это время зон бимодального магматизма охватывает всю территорию ЦАСП, и была выделена (Ярмолюк, Коваленко, 1991) как позднепалеозойско-раннемезозойская Центрально-Азиатская рифтовая система (ЦАРС). Специфической особенностью этой рифтовой системы, отличающей её, напр., от Восточно-Африканской рифтовой системы, стало то, что в её строении участвуют также нормальные граниты, в том числе образующие крупнейшие батолиты Азии — Ангаро-Витимский, Хангайский и Хентейский. Столь необычное сочетание магматических пород, типичных, с одной стороны, для зон растяжения и, с другой — для зон сжатия, на наш взгляд, обусловлено специфической геодинамической обстановкой, сложившейся в пределах АКО Сибирского палеоконтинента.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ (ЦАРС).

В истории формирования рифтовой системы могут быть выделены два крупных этапа: 1) позднекарбонный, 2) пермско-раннетриасовый. Общая схема строения ЦАРС приведена на рисунке 24. Позднекарбонный этап охватил интервал времени между 320 и 280 млн л., когда произошло образование Южно-Монгольской протрансформенно обособленной рифтовой области.

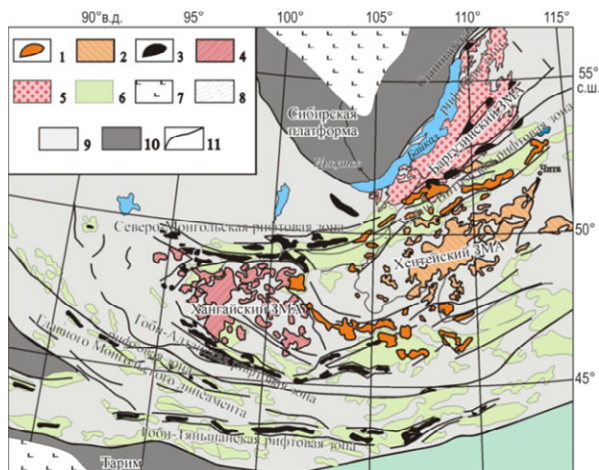


Рисунок 24. Схема строения позднепалеозойско-раннемезозойской ЦАРС

1–2 — триасовые магматические ассоциации: 1 — бимодальные базальт-пантеллеритовые со щелочными гранитами, 2 — граниты Хентейского батолита, 3–6 — позднепалеозойские магматические ассоциации: 3 — бимодальные базальт-комендитовые со щелочными гранитами, 4 — граниты Хангайского батолита, 5 — граниты Ангаро-Витимского батолита, 6 — комплексы АКО, 7 — траппы, 8 — Палеоазиатский океан, 9 — Центрально-Азиатский складчатый пояс, 10 — кратоны, 11 — разломы.
ЗМА — зональный магматический ареал

Южно-Монгольская область объединяет две рифтовые зоны — Гоби-Тяньшанскую и Главного Монгольского линеймента (см. рис. 24).

Гоби-Тяньшанская рифтовая зона представляет собой широтную цепь грабенов, протянувшуюся из Северо-Восточного Китая вдоль хребтов Гобийского Тянь-Шаня через всю Южную Монголию. Грабены выполнены породами вулканического бимодального комплекса (базальты, андезибазальты, комендиты, пантеллериты, трахириолиты), с которыми ассоциируют пояса даек такого же состава, а также массивы щелочных гранитов. Дайки образуют крупные продольные пояса с совокупной мощностью даек > 1 км, что свидетельствует о режиме крупноамплитудных раздвигов во время их

формирования. Продолжительность развития рифтовой зоны оценена временным интервалом 318–292 млн л. н. на основе U-Pb и Rb-Sr датирования щелочных гранитов и вулканитов из разных её участков.

Специфической особенностью рифтовой зоны стало то, что в ходе её развития наряду с породами бимодальных ассоциаций возникли породы известково-щелочной серии. Эти породы (гранодиориты, нормальные биотитовые граниты, андезиты) оказались близкими к аналогичным породам, которые образовались в регионе в раннем – среднем карбоне в условиях субдукции и формирования краевого магматического пояса. Геологические данные свидетельствуют, что образование этих аномальных для зон рифтогенеза пород происходило в связи с нарушением условий растяжения. Так, на хр. Тост массив биотитовых гранитов возник в интервале между формированием двух серий даек щелочных гранитов и пантеллеритов. Крупнейший гранодиорит-гранитный плутон хр. Атас-Богд (возраст 301 млн л.) сформировался в пределах Гоби-Тяньшанской зоны в том же возрастном диапазоне, что и породы рифтового комплекса и, в частности, на завершающей стадии своего развития был пронизан мощной системой субширотных даек. Геохимические данные свидетельствуют о существенно коровом источнике этих гранитов и позволяют связать их образование с эпизодами сжатия, благоприятными для масштабного анатексиса коры и контаминации мантийных расплавов коровым материалом.

Рифтовая зона Главного Монгольского линеамента связана с тектонической границей между каледонидами и герцинидами Монголии. Она в основном трассируется выходами массивов щелочных гранитов, прослеживающихся с перерывами на протяжении > 800 км. Возраст щелочных гранитов пород Мандахского массива на восточном окончании зоны составил 292 млн л. (U-Pb метод). Возраст таких же пород в западной части рифтовой зоны согласно данным Rb-Sr изохронного датирования варьирует в интервале 315–290 млн л. н. Таким образом, формирование этой рифтовой зоны произошло в том же временном интервале, что и образование Гоби-Тяньшанской зоны.

Пермский – раннетриасовый этап представлен рифтогенными и связанными с ними магматическими комплексами, которые формировались в Центральной Монголии и привели к образованию зонально-симметричного Хангайского магматического ареала, в строении которого выделяются Гоби-Алтайская и Северо-Монгольская рифтовые зоны и расположенный между ними Хангайский батолит (см. рис. 24).

Гоби-Алтайская рифтовая зона представлена линейной цепью грабенов, выполненных породами бимодального вулканического комплекса: базальтами, комендитами, пантеллеритами, а также сопряжёнными с их выходами массивами щелочных гранитов и сиенитов. Эта зона протягивается более чем на 800 км вдоль северного фаса хребтов Гобийского Алтая, структурно совпадая с сутурной границей, которая разделяет офиолиты Долины Озёр и терригенные террейны Гобийского Алтая. Осевые части грабенов трассируются поясами даек, совокупная мощность которых превышает 1000 м (Ярмолюк, Коваленко, 1991). Учитывая, что состав даек определяют те же породы, которые участвуют в строении бимодального комплекса, можно сделать вывод о достаточно больших по амплитуде растяжениях в ходе образования рифтовой зоны. Оценки времени её формирования опираются, прежде всего, на палеоботанические данные, свидетельствующие об образовании лавового выполнения грабенов во второй половине перми. С этими выводами согласуются пока немногочисленные геохронологические данные, в соответствии с которыми возраст пород в грабене хр. Аргалантын-Хар-Ула оценивается в 270 млн л. Возможно, с рифтогенезом в Гоби-Алтайской зоне было связано и образование некоторых массивов щелочных (Хатан-Хайрхан — 274 млн л.) и обычных гранитов в зоне Главного Монгольского линеамента на том её участке, который территориально наиболее близко (менее чем на 100 км) подходит к Гоби-Алтайской зоне.

Северо-Монгольская рифтовая зона прослеживается в Северной Монголии вдоль широтной системы разломов, ограничивающей с севера Хангайское нагорье и совпадающей с хребтами Хан-Хухийн, Булнайн-Нуру и Бутээлийн-Нуру. Зона представляет собой достаточно широкую полосу грабенов, выполненных базальтовыми и базальт-трахит-пантеллеритовыми вулканическими толщами. В её же пределах сосредоточены многочисленные массивы щелочных гранитов, сиенитов и габбро-монцонитов. Протяжённость зоны > 500 км при ширине до 70 км. В соответствии с палеоботаническими данными, время её формирования пришлось на верхнюю пермь (Ярмолюк, Коваленко, 1991). Полученные оценки, опирающиеся на результаты Rb-Sr изохронного

датирования, совпадают с этим заключением. В соответствии с ними, рифтогенный магматизм в Северной Монголии проявился в интервале 270–250 млн л.н., то есть также в поздней перми.

Хангайский батолит представлен серией крупных массивов гранитоидов, сосредоточенных в пределах Хангайского нагорья (рис. 25) на общей площади, превышающей 120 000 км². В строении батолита выделяется несколько ассоциаций пород, рассматриваемых также в качестве отдельных интрузивных комплексов. Ранний (тарбагатайский) комплекс сложен гранодиоритами, тоналитами, плагиогранитами и в составе ранних фаз включает габбро и габбро-диориты. Основной объём в строении батолита занимают породы хангайского комплекса, представленные средне-крупнозернистыми порфириовидными роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранодиоритами и гранитами, связанными между собой фациальными переходами.

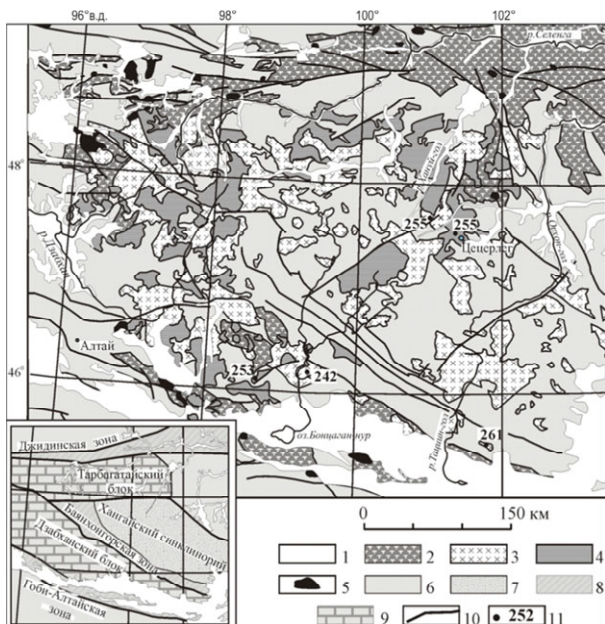


Рисунок 25. Схема строения Хангайского батолита

1 — кайнозойские впадины; 2 — пермские вулканические комплексы; 3–4 — магматические формации Хангайского батолита: 3 — гранодиорит-гранитная и гранитная (хангайский комплекс), 4 — гранит-лейкогранитовая (шараускольский комплекс); 5 — щелочные граниты рифтовых зон; 6 — допермские геологические образования; 7–9 — условные обозначения в разрезе: 7 — девонские и каменноугольные отложения (хангайская серия) Хангайского синклиория, 8 — офиолитовая Баянхонгорская зона, 9 — блоки дорифейского фундамента; 10 — разломы; 11 — местоположение и возраст датированных массивов.

На врезке показана структурная схема области распространения гранитоидов батолита.

Завершающими в формировании батолита стали субщелочные лейкократовые граниты шараускольского комплекса. В соответствии с геологическими соотношениями гранитоидов с вмещающими породами и, прежде всего, с толщами Хангайского прогиба, их возраст определялся как послекарбоновый (Фёдорова, 1977; Геологические..., 1995). Результаты геохронологических исследований указывают на позднепермский возраст батолитообразования. Данные U-Pb определений абсолютного возраста пород по циркону показали 260, 253, 252, 250, 243 млн л. (Ярмолюк и др., 2008). Близкие данные были получены на по Rb-Sr изотопным датировкам с результатами 255 млн л. (Региональная петрохимия..., 1982) и 278, 269, 252 и 248 млн л. (Takahashi et al., 2000).

Следовательно, формирование Хангайского зонального магматического ареала происходило практически одновременно в разных его участках при ведущей роли процессов рифтогенеза и мантийных магм. Это очевидно для зон рифтового обрамления ареала, в строении которых доминировал базальтовый магматизм. Для Хангайского батолита влияние подлитосферных источников магматизма на гранитообразование подчёркивается участием в строении гранитных массивов синплутонических даек базитов, а также наличием в районе сом. Бат-Цэнгэл (Центральный Хангай) фрагментарной зоны грабенов, которая проникает с востока вглубь Хангайского батолита и контролирует здесь размещение бимодальных вулканических ассоциаций и щелочных гранитов.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ.

Заложение рифтовой системы произошло в позднем карбоне в двух пространственно разобщённых (более чем на 2000 км) и структурно не связанных участках

позднепалеозойской АКО Сибирского палеоконтинента — в Южной Монголии и Западном Забайкалье. По характеру магматизма эти области различались. В Южной Монголии процессы грабенообразования сопровождались интенсивной вулканической деятельностью, в Западном Забайкалье преобладали плутонические формы магматизма, и зоны рифтогенеза проявились, главным образом, в форме поясов массивов щелочных пород. Согласно полученным геохронологическим и геологическим данным, формирование рифтовой системы охватило интервал времени продолжительностью ~ 130 млн л. Её развитие в период 320–190 млн лет назад выразилось в последовательном перемещении зон рифтогенеза от края вглубь палеоконтинента. Рифтогенные процессы, протекавшие на территории Монголии, внесли основной вклад в формирование структурного каркаса ЦАРС. Область проявления этих процессов в перми была перемещена из Южной в Центральную Монголию (в интервале времени между 290 и 270 млн л. н.), а затем в раннем мезозое (между 250 и 230 млн л. н.) на территорию Восточной Монголии. При этом стиль рифтогенного магматизма практически не менялся. Так же, как и в строении позднекарбоновой Гоби-Тяньшанской рифтовой зоны, в зонах пермского и раннемезозойского рифтогенеза основная роль принадлежала бимодальным базальт-комендитовым и базальт-пантеллеритовым вулканическим ассоциациям и связанным с ними массивам щелочных гранитоидов. В этом заключается несомненное сходство процессов, вызвавших образование рифтовых зон на территории Монголии. Миграция областей проявления этих процессов по территории позднепалеозойской континентальной окраины обусловлена перемещениями палеоконтинента над горячей точкой мантии, выделенной под названием *Монгольская* (Ярмолюк, Коваленко, 2003; Геологические..., 1995). Амплитуды перемещения, оцениваемые по положению центральных участков разновозрастных магматических ареалов, составили ~ 400–500 км (при переходе из Южной в Центральную Монголию) и ~ 800 км (при перемещении в Восточную Монголию). Скорости перемещения составляют 2–4 см/год, что сопоставимо со скоростями движения литосферных плит и, таким образом, не противоречит представлению о связи рифтовой системы с миграцией края палеоконтинента над горячей точкой мантии.

Другая особенность позднепалеозойско-раннемезозойской рифтовой системы связана с участием в её строении ряда крупнейших батолитов. Батолиты располагаются между рифтовыми зонами, фиксируя центральные участки магматических ареалов того или иного времени. Сопряжённость процессов образования рифтовых зон и батолитов определяется не только одновозрастным проявлением рифтогенного, существенно базитового и щелочного магматизма, с одной стороны, и гранитоидного анатектического, с другой, но и обычным присутствием в составе батолитов синплутонических даек базитов, характеризующихся теми же изотопными и геохимическими особенностями состава, что и базиты рифтовых зон. Наличие таких даек свидетельствует об участии мантийных источников в образовании магм по всей площади магматических ареалов. В то же время, очевидно, что вариации состава и типа магматизма отражают разные тектонические условия его проявления в центральных и периферических участках ареалов.

Источники МАГМАТИЗМА. Выше было обосновано, что формирование ЦАРС инициировалось деятельностью мантийных плюмов, вызвавших магматическую активность, которая различалась по составу источников магм и тектоническим условиям их проявления. Далее мы ещё вернёмся к этим различиям и покажем, что в зонах рифтогенеза ведущая роль принадлежала производным мантийных магм, в пределах батолитов доминировали процессы корового анатексиса, развивавшиеся на фоне латерального стресса.

Источники рифтогенного магматизма. Состав магматических ассоциаций ЦАРС характеризуется отчётливо выраженным бимодальным характером распределения составов с максимумами значений в интервалах 48–54 и 72–78 мас. % SiO₂. Несмотря на подчинённое распространение пород промежуточного состава, базитовые и сиалические составляющие ассоциаций, как правило, связаны эволюционными зависимостями, контролируемые механизмами фракционной кристаллизации при участии процессов контаминации. Подобные связи хорошо выражены в вариациях содержания рассеянных элементов и их парных соотношений и в однотипном изотопном составе пород (Ярмолюк и др., 2001; Козловский и др., 2006). В соответствии с этим выводом, исходными для бимодальных рифтогенных ассоциаций являлись мантийные

магмы. Для выяснения специфики состава и возможных вариаций их источников во времени и разных участках ЦАРС были проведены изотопные и геохимические исследования продуктов базитового магматизма, прежде всего, в рифтовых зонах, связанных с развитием Монгольской горячей точки. Кроме того, для сопоставления были привлечены материалы по составу основных магматических пород Баргузинской области (Ярмолюк, Коваленко, 2003), а также опубликованные данные по траппам Сибирской платформы и основным вулканитам поздне триасовой Западно-Сибирской рифтовой системы (Альмухамедов и др., 2004).

При сравнении средних составов базитов каждой из рассматриваемых областей, а также средних составов траппов Сибирской платформы и базальтов Западно-Сибирской рифтовой системы отмечается, что в отличие от базальтов OIB-типа базиты ЦАРС выделяются пониженными содержаниями высокозарядных элементов Zr, Hf, Ti, Th и особенно Ta, Nb, а также относительно повышенным содержанием Ba, K, Pb, в меньшей степени — Sr и P (Ярмолюк, Коваленко, 2003). Распределение редкоземельных элементов в этих породах близко к распределению в OIB при несколько пониженных содержаниях лёгких REE и более низких величинах $(La/Yb)_N$ отношения. Эти характеристики в целом характерны для основных пород из разных рифтовых зон ЦАРС. Для объяснения их вещественной специфики, связанной в первую очередь с пониженным содержанием в породах высокозарядных элементов, можно было предположить, что она обусловлена формированием рифтовой системы в пределах позднепалеозойской активной континентальной окраины. В частности, на примере базитов Гоби-Тяньшанской рифтовой зоны (Козловский и др., 2006) было показано, что в очагах их мантийного плавления участвовал субдукционный флюидный, существенно водный компонент, который, как известно (Kelemen, Shimuzi, Dunn, 1993), способствует сохранению в рестите рутила, концентратора элементов группы Ti. Сопоставление базальтов ЦАРС с траппами Сибирской платформы показывает, что первые имеют составы, близкие к составу субщелочных базальтов трапповой провинции, что позволяет говорить о сходстве источников расплавов во всех позднепалеозойско-раннемезозойских внутриплитных областях Северной Азии. Более того, учитывая разное геологическое положение рассматриваемых областей магматизма (на платформе, в пределах микроконтинентов с рифейской корой, а также каледонской и герцинской складчатых зон), следует признать, что геохимические особенности составов внутриплитных базитов рассматриваемого интервала времени не могут быть вызваны процессами коровой контаминации и отвечают характеристикам этих мантийных источников.

2. БЛАГОРОДНО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В КОМПЛЕКСАХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЦАСП: ИСТОЧНИКИ, СОСТАВ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ

2.1. ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА НЕОДИМА, СОДЕРЖАНИЙ И ОТНОШЕНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДАХ И БАЗИТАХ ХАЛДЗАН-БУРЭГТЭЙСКОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ. ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОРОД

Халдзан-Бурэгтэйская группа интрузивных массивов Западной Монголии (рис. 26) характеризуется широким разнообразием слагающих их фациальных разновидностей пород от собственно щелочных гранитов через нордмаркиты, сиениты, пантеллериты до щелочных и промежуточных базитов, включая редкометалльные разновидности. В пределах массивов выявлено крупное месторождение Zr, Nb, редкоземельных элементов (REE), в т. ч. тяжёлых (HREE) и Y (Коваленко, Горегляд, Царёва, 1985, 1989; Kovalenko et al., 1995).

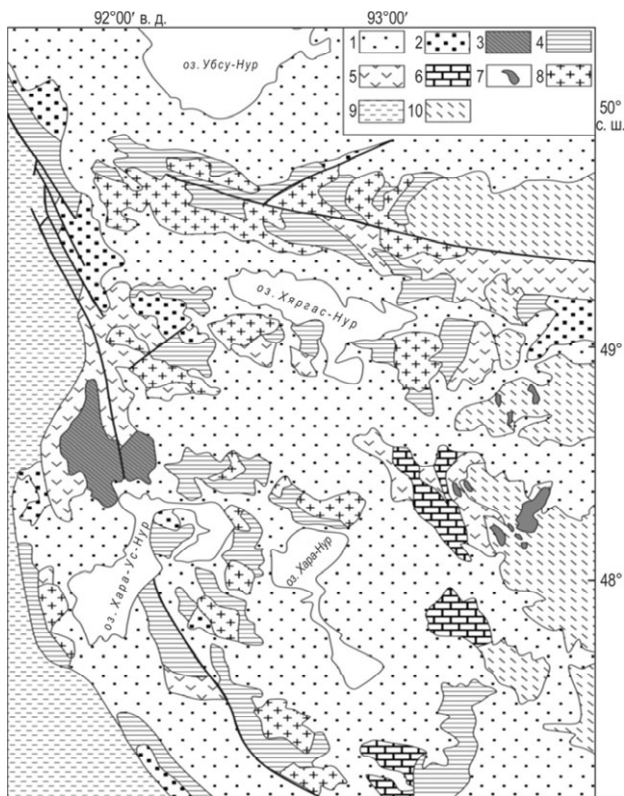


Рисунок 26. Схема геологического строения северной части Озёрной зоны (Западная Монголия) (Коваленко и др., 1996 а)

- 1 — MZ-KZ осадочные отложения;
- 2 — посткембрийские докембрийские геологические комплексы;
- 3 — Халдзан-Бурэгтэйская группа массивов щелочных и базитовых пород;
- 4–8 — венд-кембрийские комплексы офиолитовой ассоциации; 4 — базальты, кремнистые осадочные отложения, гипербазиты спилит-диабазовой толщи;
- 5 — базальты, андезиты, дациты и их туфы дифференцированной карбонатно-туфогенно-терригенной толщи;
- 6 — карбонатные породы раннего кембрия;
- 7 — аллохтонные гипербазиты;
- 8 — тоналиты, гранодиориты, плагиограниты, диориты, габброиды кембрия;
- 9 — геологические комплексы поздних каледонид;
- 10 — докембрийские комплексы.

Наиболее ранними вмещающими толщами для массивов группы являются образования офиолитовой ассоциации Озёрной зоны, слагающие раннекаледонскую тектоническую структуру ЦАСП (Коваленко и др., 1996 а). Среди офиолитов выделяются базитовая толща (шаровые лавы спилит-диабазовой ассоциации) с кремнистыми осадками и дифференцированная базальт-андезит-дацитовая толща с граувакковыми и карбонатными осадками (Коваленко и др., 1996 а). Наиболее примитивные породы обеих толщ близки между собой по химическому составу, распределению элементов-примесей, изотопному составу Nd, изотопному возрасту (527 ± 43 млн л. и 522 ± 13 млн л. для базитовой и дифференцированной толщ соответственно). По этим показателям они занимают промежуточное положение между составами E-MORB, базитов примитивных островных дуг (IAB) и, возможно, OIB. Дифференцированная толща, по-видимому, несколько моложе, чем базитовая, поскольку последняя сечётся дайками дифференцированной толщи. Коллизионный метаморфизм дифференцированной толщи имел место около 487 млн л. назад. Базитовая толща сформировалась в условиях окраинного бассейна и принадлежит к толеитовой ненасыщенной магнетитом серии сравнительно сухих магм. Дифференцированная толща образовалась в обстановке примитивной островной дуги из более богатой водой и более окисленной и насыщенной магнетитом известково-щелочной магмы. Породы обеих толщ подвергались вторичным процессам спилитизации и метаморфизма (от зеленосланцевого до амфиболитового). В процессе спилитизации породы резко обогащались Na и обеднялись Ca при относительном постоянстве содержаний других породообразующих элементов и элементов-примесей.

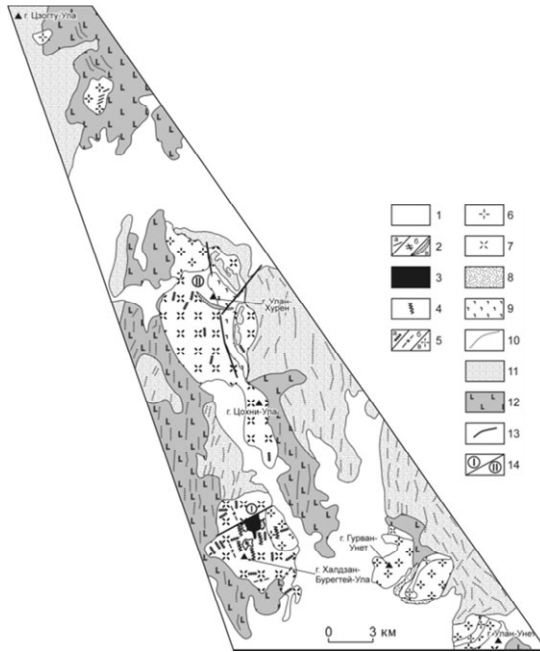


Рисунок 27. Геологическая карта Халдзан-Бурэтэйской группы массивов щелочных пород

1 — рыхлые отложения; 2 — щелочные базальты (а), сиениты условно 6-й фазы (б) и дайка щелочных сиенитов условно 6-й фазы (в); 3 — редкометалльные щелочные граниты 5-й и 7-й фаз; 4 — пантеллериты 4-й фазы; 5 — породы 3-й фазы: экериты (а), пегматиты щелочных гранитов (б) и щелочные граниты (в); 6 — щелочные граниты 2-й фазы; 7 — нордмаркиты 1-й фазы; 8 — щелочные трахидациты, пантеллериты, комендиты, щелочные гранит-порфиры провесов кровли (вулканических жерловин); 9 — долериты и габбро; 10 — дайки базальтов, диоритов, монцонитов и гранитов дайкового пояса; 11 — нормальные биотит-амфиболовые граниты; 12 — раннепалеозойские островодужные офиолиты; 13 — разломы; 14 — редкометалльное месторождение Халдзан-Бурэтэй (I), редкометалльное проявление Цахирын (II).

Массивы Халдзан-Бурэтэйской группы пересекают непосредственно вмещающие их породы островодужной базальт-андезит-дацитовая толщи раннекаледонских офиолитов Озёрной зоны (Коваленко и др., 1996 а, Ярмолюк и др., 2002), секущие эту толщу более поздние нормальные (нешелочные) гранитоиды, а также рвущий (рис. 27) последние дайковый пояс базитов-андезитов-дацитов (Коваленко, Козловский, Ярмолюк, 2009). Исследованные массивы сложены магматическими породами следующих групп (от ранних к поздним): 1) нордмаркиты и сингенетичные с ними долериты; 2) щелочные граниты и сингенетичные с ними долериты; 3) дайковые экериты (мелкозернистые щелочные граниты и щелочно-гранитные пегматоиды, которые далее, для краткости, названы экеритами); 4) дайковые пантеллериты; 5) редкометалльные щелочные гранитоиды; 6) щелочные базиты и кварцевые сиениты; 7) млароловые щелочные редкометалльные граниты.

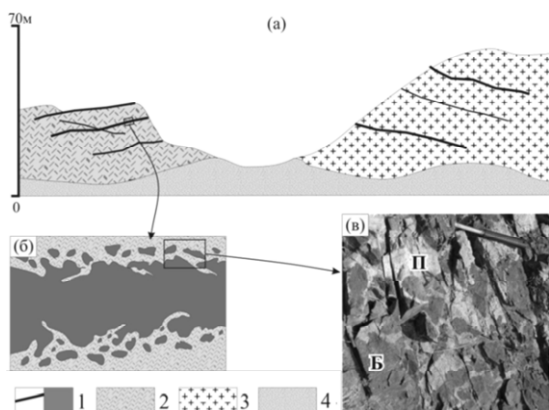


Рисунок 28. Соотношения пород Халдзан-Бурзгэйтэйского массива

а) — псевдодаек базитов, пантеллеритов и нордмаркитов массива; б) — укрупнённый фрагмент дайки базальтов в теле пантеллеритов; в) — минглинг-соотношения между базальтами (Б) и пантеллеритами (П). 1 — базальтоиды; 2 — пантеллериты; 3 — нордмаркиты; 4 — дресвяник.

долериты образуют «псевдодайки» в нордмаркитах (напр., на участке Цахирин) или в щелочных гранитах 2-й фазы (южная часть массива Гурван-Унэт). «Псевдодайки» представляют собой линейные дайкообразные структуры, сложенные каплевидными сегрегациями с зонами мелкозернистой закалки в нордмаркитах и щелочных гранитах, которые, в свою очередь, пересекают долеритовые сегрегации. Такие «псевдодайки» — это результат внедрения горячего долеритового расплава в более холодную нордмаркитовую или щёлочногранитную магму.

Редкометалльное оруденение сосредоточено на двух участках (см. рис. 27): главное — в собственно Халдзан-Бурзгэйтэйском массиве (I) и второстепенное — в телах щёлочно-гранитоидных пегматоидов и кварц-циркон-ортит-эпидотовых метасоматитов, развитых по таким пегматоидам и концентрирующихся в провесах кровли, расположенных к северу от этого массива в других телах щелочных гранитоидов — проявление Цахирин (II).

Собственно Халдзан-Бурзгэйтэйский массив имеет концентрически-зональное строение, фиксируемое расположением даек различных интрузивных фаз. Все массивы группы, в свою очередь, имеют дайкообразные формы, и их расположение контролируется упоминавшимся выше мощным дайковым поясом, приуроченным к региональному Цаганшибэтинскому разлому. Для щелочных гранитоидов собственно Халдзан-Бурзгэйтэйского массива имеется значительное количество датировок разными методами. Наиболее надёжными являются датировки U-Pb методом по цирконам. Циркон из щелочных гранитов 2-й фазы внедрения показывает возраст $392,2 \pm 2,3$ млн л., из сиенитов 6-й фазы — $390,8 \pm 1,2$ млн л., а из кварц-эпидот-циркон-ортитовой рудной зоны проявления Цахирин — $395,0 \pm 1,3$ млн л. Похоже, что все гранитоиды собственно Халдзан-Бурзгэйтэйского массива, в т. ч. сиениты, прорывающие породы первых четырёх фаз, включая пантеллеритовые дайки, имеют близкий уран-свинцовый цирконо-вый возраст — 390–392 млн л. Возможно, несколько древнее, судя по цирконовой датировке, породы и руды участка Цахирин.

МЕТОДОЛОГИЯ ОЦЕНКИ ИСТОЧНИКОВ ПОРОД. Источники магм любых магматических пород наиболее надёжно оцениваются по их изотопным данным, а также по соотношениям концентраций несовместимых элементов (Коваленко и др., 2004 б; Goodepough, Uron, Ellam, 2000). Для того чтобы эти отношения адекватно отражали аналогичные отношения в источниках магм редкометалльных щелочных гранитоидов, необходимо сопоставлять элементы с близкой несовместимостью (с близкими величинами комбинированных коэффициентов распределения между твёрдыми фазами и расплавом). Отношения таких элементов называют «каноническими» (Workman, Hart, 2005). Из большого набора элементов-примесей нами выбраны пары таких элементов, кото-

Последовательность внедрения перечисленных магматических пород установлена по их геологическим взаимоотношениям, и в дальнейшем изложении каждая из этих групп пород названа соответствующими (от первой до седьмой) интрузивными фазами. Причём таким фазам не придаётся смысл комагматичности, как это делается при выделении классических интрузивных фаз и фаций. Следует отметить своеобразные взаимоотношения пород первых двух фаз, а иногда и пантеллеритов и долеритов (см. рис. 28). С одной стороны, долериты образуют отдельное магматическое тело, расположенное к востоку от г. Улын-Хурэн и пересекающее нордмаркитами первой фазы (см. рис. 28). С другой стороны,

рые в процессе дифференциации магмы, независимо от её состава, постоянно накапливаются в остаточном расплаве вплоть до образования собственно рудных редкометалльных щелочных гранитоидов (рис. 29).

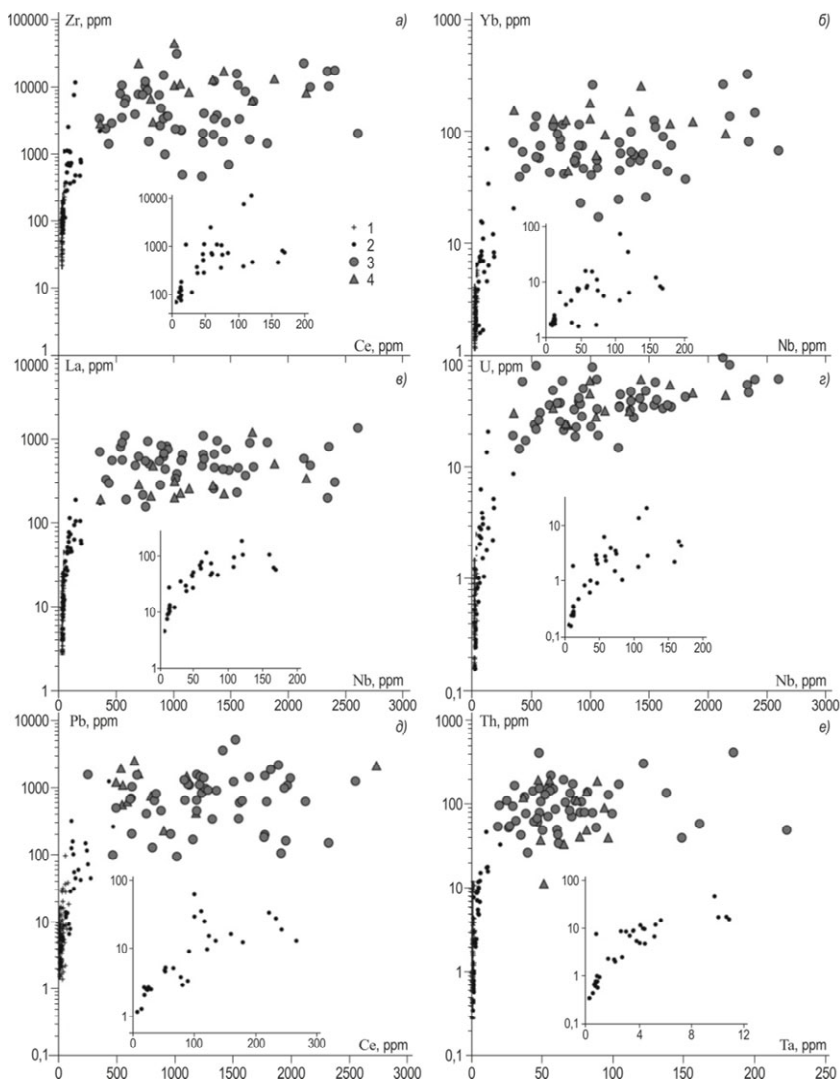


Рисунок 29. Вариации содержаний несовместимых редких элементов Nb, Zr, Th, Ta, La, Yb, Pb, U и Ce в магматических породах Халдзан-Бурэгтэйского месторождения

1 — вмещающие породы, в т. ч. офиолитовые и островодужные комплексы и гранитоиды в них; 2 — породы ранних редкометалльных интрузивных фаз; 3 — редкометалльные щелочные граниты 5-й фазы; 4 — миароловые редкометалльные щелочные граниты 7-й фазы. На врезках показаны области диаграмм с относительно низкими содержаниями элементов, характерными для редкометалльных материнских пород.

В общем виде поведение пар несовместимых элементов-примесей в процессе дифференциации или анатексиса магм, образовавшихся из разных источников, отображается в виде прямых линий, проходящих через составы источников. Их содержания увеличиваются в остаточных магмах по мере их дифференциации. По-видимому, концентрации некоторых из несовместимых элементов-примесей в редкометалльных гранитоидах Халдзан-Бурэгтэйского месторождения достигают насыщения (Коваленко и др., 2007). На рисунке 29 показаны подобные случаи для циркония, тория и лёгких редкоземельных элементов. Так, при росте концентрации высоко несовместимого ниобия, как индекса дифференциации, содержания циркония, тория и лантана в ранних

фазах тоже растут вплоть до значений, характерных для редкометалльных щелочных гранитов, в которых, независимо от содержания ниобия, концентрации этих элементов в целом остаются постоянными, как и должно быть для концентрации насыщения. Концентрации ниобия и урана даже в рудоносных гранитоидах не достигают насыщения (см. рис. 29).

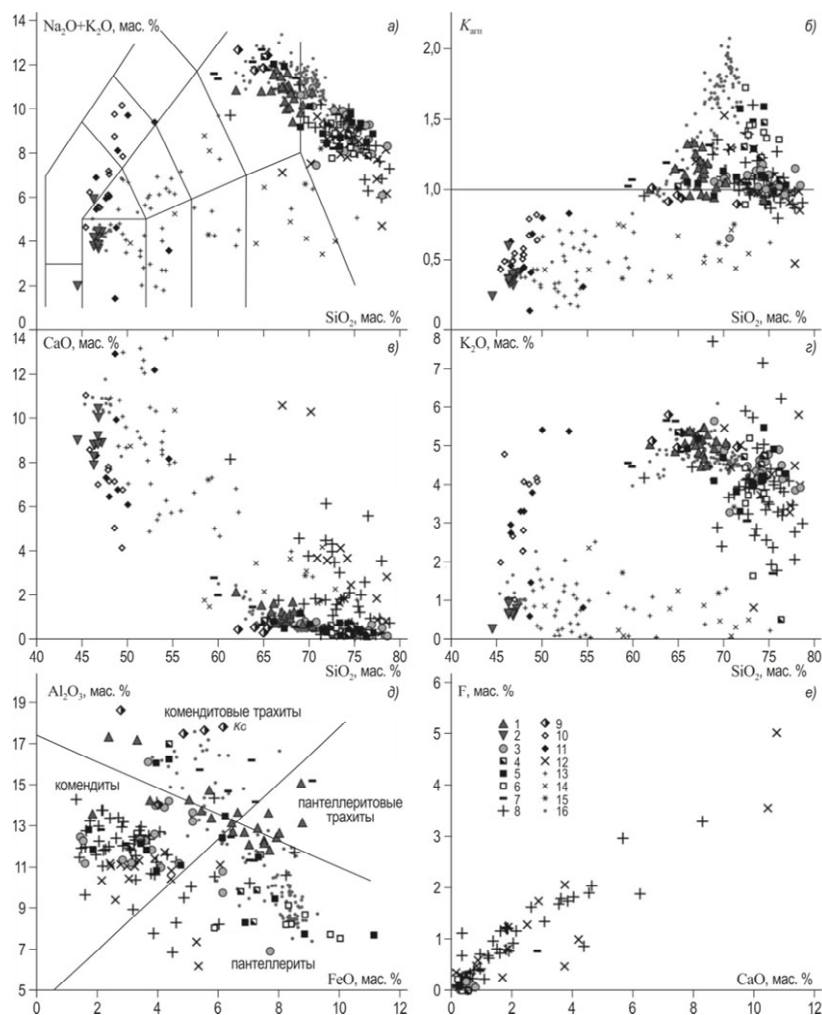


Рисунок 30. Вариации содержаний петрогенных элементов (в, г, е) и коэффициента апатитности $K_{\text{апт}}$ (б) в породах различных фаз Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов и вмещающих офиолитовых и островодужных комплексов каледонид Озёрной зоны

а) — классификационная диаграмма TAS по (Le Bas et al., 1986); д) — классификация щёлочносалических пород по соотношению глинозёма и железа по (Macdonald, 1974); 1–12 — породы Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов: 1 — нордмаркиты 1-й фазы; 2 — долериты 1-й фазы; 3 — щелочные граниты 2-й фазы; 4–6 — экериты 3-й фазы различных геохимических групп: 4 — экериты-1, 5 — экериты-2, 6 — экериты-3; 7 — пантеллериты 4-й фазы; 8 — редкометалльные щелочные граниты 5-й фазы; 9–11 — породы 6-й фазы: 9 — сиениты, 10 — базиты-1, 11 — базиты-2; 12 — редкометалльные щелочные граниты 7-ой фазы; 13–15 — вмещающие породы офиолитовых и островодужных комплексов Озёрной зоны и гранитоиды в них: 13 — вулканические породы, 14 — осадочные породы, 15 — гранитоиды; 16 — вулканические породы острова Пантеллерия (Civetta et al., 1998 и наши неопубликованные данные).

ХИМИЗМ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД. Как и во многих других плутонических и вулканических ассоциациях магматических пород с участием кислых апатитовых разновидностей, породы этой группы массивов образуют ярко выраженную бимодальную ассоциацию (рис. 30) с редкими составами между 50 и 60 мас. % SiO_2 , отсутствием составов в

интервале 55–60 мас. % SiO_2 и концентрацией составов в базитовой и средне-кислой (далее сиалической) областях диаграммы. Ещё ярче бимодальность составов проявлена в отношении магнезиальности: отсутствуют породы с магнезиальностью в интервале $\text{Mg}\# = 35\text{--}11$ (рис. 31). Базитовые составы (долериты 1-й фазы и дайки 6-й фазы) варьируют по щёлочности от нормальных до субщелочных и щелочных (см. рис. 30 а). При этом щёлочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) варьирует в этих породах практически при постоянном содержании кремнезёма.

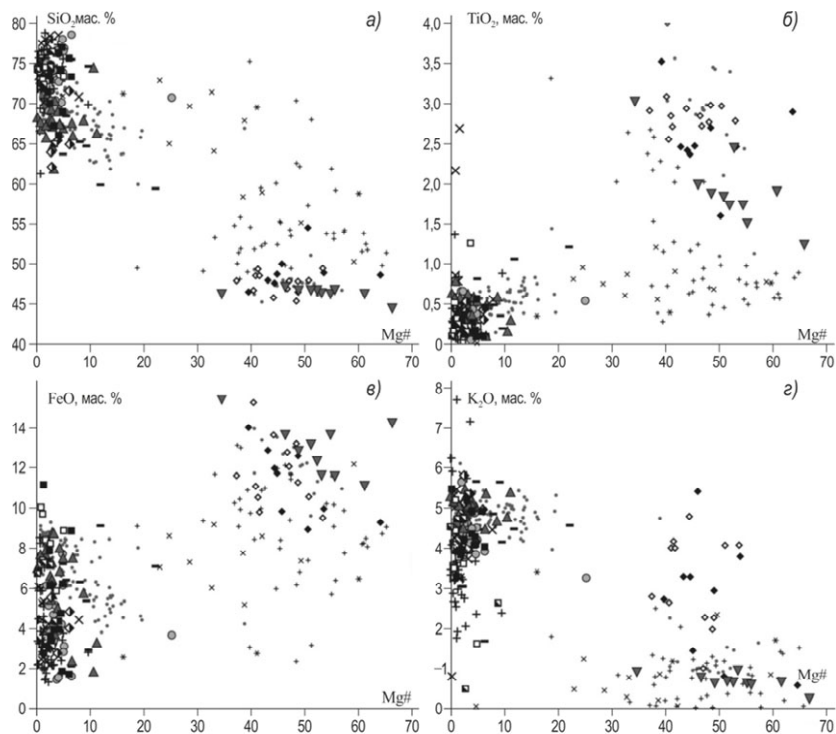


Рисунок 31. Вариации содержаний некоторых петрогенных элементов в породах различных фаз Халдзан-Бурэтэйской группы массивов относительно магнезиальности ($\text{Mg}\#$) (усл. обозначения см. на рис. 30)

В дайковых базитах 6-й фазы много составов, богатых калием (до 3–5 мас. %) при магнезиальности около 50 (см. рис. 30 а, 31 в).

Такие породы обычно содержат псевдолейцитовые сегрегации. Наиболее магнезиальные составы ($\text{Mg}\# = 66$) отмечены в долеритах, в которых со снижением магнезиальности растут содержания K и Ti (см. рис. 31 б, г) при слабых вариациях кремнекислотности. Рост содержания Ti при снижении магнезиальности в долеритах сопровождается ростом содержания Fe (см. рис. 31 в), что характерно для толеитовых петрохимических серий. Содержания оксида кальция, кремнезёма (см. рис. 30 а) и глинозёма в базитовых породах практически не зависят от их магнезиальности. Щёлочность сиалических пород имеет чёткую обратную корреляцию с содержанием кремнезёма (см. рис. 29 а). Такую же корреляцию проявляют Ti , Fe и Ca с кремнезёмом, при этом линии корреляции близки к линиям корреляции пород о. Пантеллерия, учитывая и базиты. Наименее кремнекислыми из всех сиалических пород оказываются некоторые дайковые пантеллериты 4-й фазы (см. рис. 29 а). Практически все составы нордмаркитов первой фазы попадают в поле средних пород, а составы щелочных гранитов 2-й фазы — в поле кислых пород, причём одно поле без разрыва продолжает другое. Экериты 3-й фазы и пантеллериты 4-й фазы, широко варьируя по составу, перекрывают оба упомянутых поля. Редкометалльные гранитоиды по составу попадают в поле кислых пород, но среди них имеются разности, обогащённые кальцием и, соответственно, обеднённые щелочами. Содержание Ca в них коррелирует с кремнезёмом (см. рис. 30 в), при этом корреляция направлена в сторону кальцита или флюорита

(~ 50 мас. % CaO при нулевом содержании кремнезёма). Соответственно в этих породах имеет место прямая корреляция Ca и F (см. рис. 30 е). Большинство кислых пород Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов имеют коэффициент агаитности > 1 (см. рис. 30 б), при этом наиболее агаитовыми являются экериты ($K_{ага}$ до 1,73). По соотношению глинозёма и железа (см. рис. 30 д) породы всех фаз попадают в поля комендитовых и пантеллеритовых трахитов, комендитов и пантеллеритов (Macdonald, 1974).

ВАРИАЦИИ СОДЕРЖАНИЙ НЕСОВМЕСТИМЫХ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ПОРОДАХ И РУДАХ. По редкоземельным характеристикам экериты 3-й фазы (по соотношению $(Nb/U) - Nb$) и базиты 6-й фазы (по соотношению La/Yb) были разделены на группы. Экериты-1 имеют высокое отношение Nb/U и тяготеют к полю составов вмещающих офиолитов. Составы экеритов-2 близки к полю составов нордмаркитов 1-й фазы. Экериты-3 попадают на продолжение поля корреляции редкометалльных гранитов. Базальты-1 имеют $(La/Yb) > 12$, а базальты-2 — $(La/Yb) < 12$.

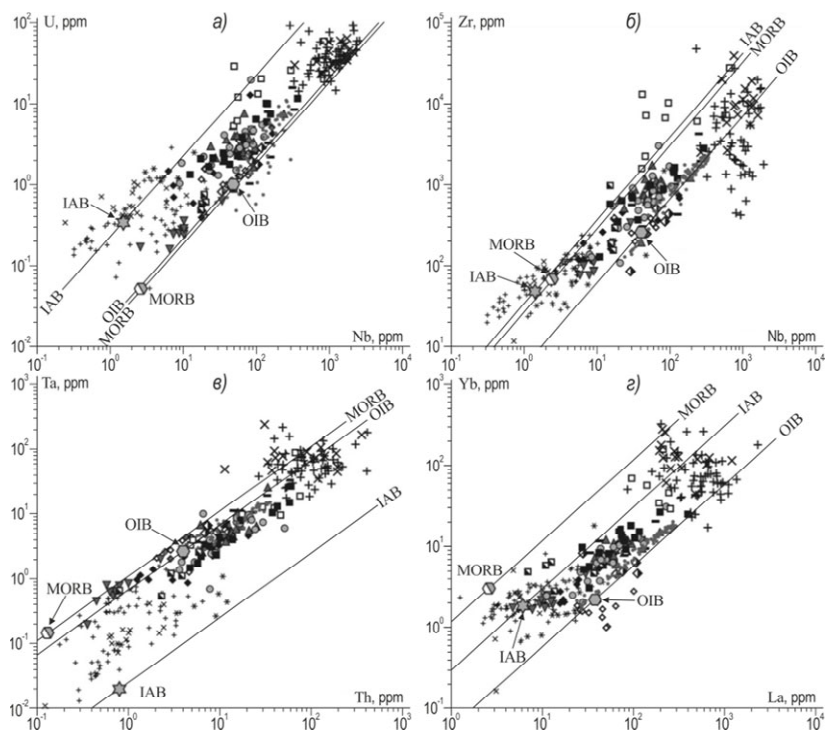


Рисунок 32. Вариации содержаний несовместимых редких элементов в породах различных фаз Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов

Показаны модельные составы расплавов типовых мантийных источников OIB, MORB (Sun, McDonough, 1989) и IAB (McCulloch, Gamble, 1991) и линии равных отношений элементов, соответствующие этим источникам (усл. обозначения см. на рис. 30).

На рисунке 32 показаны содержания пар несовместимых элементов ($Nb - U$, $Zr - Nb$, $Th - Ta$, $La - Yb$) в магматических и вмещающих породах Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов, вулканических породах о. Пантеллерия, а также в модельных базальтовых расплавах, выплавленных из мантийных источников: обогащённой мантии — OIB (базальты океанических островов), деплетированной мантии — MORB (базальты срединно-океанических хребтов) и метасоматитизированного мантийного клина — IAB (базальты островных дуг). На этом же рисунке показаны линии равных отношений для каждой из пар несовместимых элементов, проходящие через составы модельных источников и отражающие эволюцию содержаний этих несовместимых элементов в процессах кристаллизационной дифференциации магмы, выплавленной из показанных источников, или магмы, образованной при частичном плавлении этих источников. На диаграммах (см. рис. 32) видно, что составы магматических пород Халдзан-

Бурэгтэйской группы массивов образуют широкую полосу, охватывающую все составы дифференцированных пород, образованных из всех перечисленных мантийных и смешанных источников (OIB, MORB, IAB). Ближе всего к источникам OIB и MORB, не сильно различающимся по отношению Nb/U (Hofmann, 1997), стоят составы базитов 6-й фазы (выделенные нами как базальты–1), некоторые пантеллериты 4-й фазы, единичные составы нордмаркитов и долеритов 1-й фазы и редкометалльные граниты с максимальным отношением Nb/U (см. рис. 32 а). Кроме того, в эту же группу составов попадают экериты–1 с таким же высоким отношением Nb/U. По этому соотношению практически нельзя разделить составы источника OIB и MORB. Ниже это разделение будет проведено по отношению Zr/Nb. Но зато по отношению Nb/U от мантийных составов хорошо отделяются островодужные (смешанные) и верхнекоровые составы (см. рис. 32 а), в которых соотношение Nb/U самое низкое (в среднем ~6). К ним относятся некоторые щелочные граниты 2-й фазы, тяготеющие к полю составов вмещающих нещелочных гранитоидов, единичные составы нордмаркитов, экериты–3, некоторые составы базитов 6-й фазы (базиты–2 с пониженным отношением La/Yb) и редкометалльных гранитов с наименьшими величинами Nb/U.

Чтобы отличить островодужный источник и источник MORB от источника OIB, мы воспользовались отношением Zr/Nb. На рисунке 32 б отчётливо видно, что мантийный источник для рассматриваемых пород с низкими значениями этого отношения (~5,9) и высокими значениями отношения Nb/U (~31) соответствует OIB. Этот источник типичен для пород о. Пантеллерия, которые при фракционной дифференциации сохраняют практически постоянным соотношение Zr/Nb=5,9. Как и на диаграмме Nb–U (см. рис. 32 а), на диаграмме Zr–Nb (см. рис. 32 б) к OIB тяготеют единичные составы нордмаркитов 1-й фазы, большинство щелочных базитов (базиты–1) и сиенитов 6-й фазы, пантеллеритов 4-й фазы, а также единичные составы экеритов–1. Остальные составы щелочных гранитоидов Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов попадают в область смешанных источников OIB и IAB (в виде вмещающих офиолитов). Это касается долеритов и нордмаркитов 1-й фазы, экеритов–2, пантеллеритов 4-й фазы, щелочных гранитов 2-й фазы, базитов–2 6-й фазы. В процессе дифференциации магм большинство нордмаркитов 1-й фазы, экеритов–2 3-й фазы, базитов 6-й фазы обогащаются компонентом OIB и обедняются IAB. Более всего источнику IAB соответствуют экериты–3 3-й фазы и единичные составы экеритов–1. На рисунке 32 б долериты 1-й фазы с наиболее высоким значением Zr/Nb порядка 30–35 больше тяготеют к составу источника MORB, чем к IAB. Наконец, многие составы редкометалльных гранитоидов имеют более низкие значения Zr/Nb, чем это характерно для источника OIB, что обусловлено насыщенностью магм редкометалльных гранитоидов цирконием (Коваленко и др., 1996 а, 2007) (см. рис. 29 а). Для отношений Th/Ta и La/Yb могут быть сделаны те же выводы (рис. 32 в, г).

На рисунке 33 а отмечается общий рост отношения Nb/U с повышением содержания Nb во вмещающих офиолитах в направлении от источника IAB к источнику OIB, что, скорее всего, связано со смешением этих источников или выплавленных из них магм, а не с дифференциацией последних. Действительно, для офиолитов Озёрной зоны Монголии намечаются два упомянутых источника (Коваленко и др., 1996 а), но составы магматических пород Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов по отношению Nb/U образуют широкую полосу, охватывающую при всех содержаниях Nb все рассматриваемые источники, начиная от мантийных и до верхнекоровых. Очевидной причиной этих зависимостей должны быть процессы смешения либо магм, либо их источников. Показаны модельные составы расплавов типовых мантийных источников OIB, MORB (Sun, McDonough, 1989) и IAB (McCulloch, Gamble, 1991) и линии смешения между ними, проградированные через 10 %. Пунктирными линиями показаны тренды кристаллизационной дифференциации (КД) модельных расплавов MORB и OIB, рассчитанные с учётом коэффициентов распределения, оценённых в соответствии с поведением элементов в породах о. Пантеллерия. Точки на кривых соответствуют степени фракционирования базальтоидной магмы 50, 80, 90, 95 и 98 %.

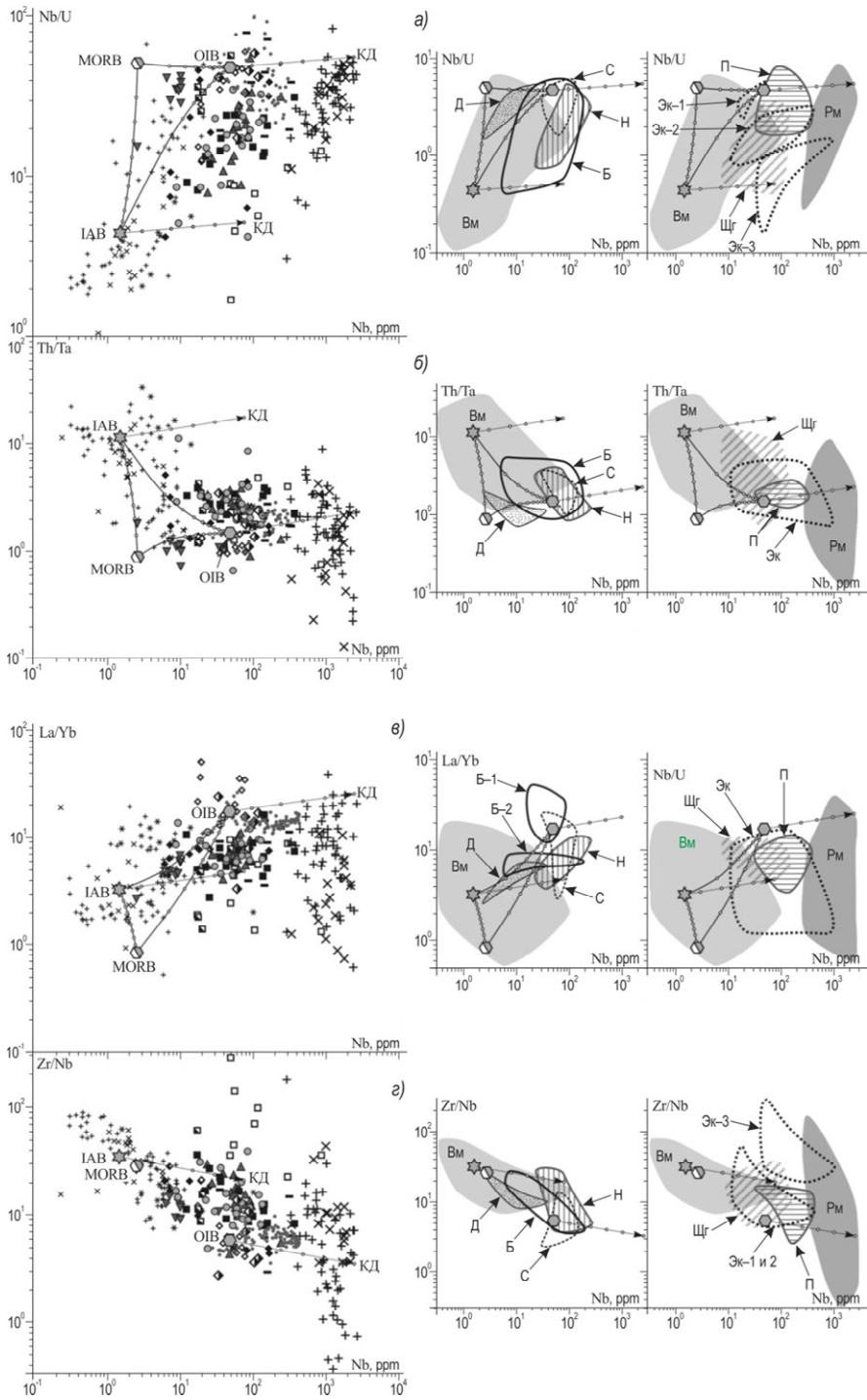


Рисунок 33. Вариации отношений содержаний несовместимых элементов относительно концентрации Nb как индекса кристаллизационной дифференциации в породах Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов

На диаграммах справа показаны поля составов различных фаз массивов: Н — нордмаркитов 1-й фазы, Д — долеритов 1-й фазы, Щг — щелочных гранитов 2-й фазы, Эк — экеритов 3-й фазы трёх выделенных геохимических групп, П — пантеллеритов 4-й фазы, С — сиенитов 6-й фазы, Б — базитов 6-й фазы двух геохимических групп, РМ — редкометалльных щелочных гранитоидов 5-й и 7-й фаз, ВМ — вмещающих офиолитовых и островодужных комплексов каледонид Озёрной зоны (др. усл. обозначения см. на рис. 30).

По мере снижения величины Nb/U можно выделить в первом приближении четыре группы составов, связанных с разными источниками: 1) мантийные с $(Nb/U) \geq 40$, к которым относятся долериты 1-й фазы, базиты и сиениты 6-й фазы, некоторые пантеллериты 4-й фазы и редкометалльные гранитоиды с наиболее высокими значениями Nb/U ; 2) мантийные с примесью офиолитов с $40 \geq (Nb/U) \geq 25$, куда входят почти все долериты 1-й фазы, часть нордмаркитов 1-й фазы, щелочных гранитов 2-й фазы, некоторые экериты–1, редкие пантеллериты и некоторые базиты 6-й фазы; 3) условно нижнекоровые с $25 \geq (Nb/U) \geq 10$, куда входят один состав долеритов 1-й фазы, большинство нордмаркитов 1-й фазы, щелочных гранитов 2-й фазы, экеритов–2, пантеллеритов 4-й фазы, редкие базиты 6-й фазы и редкометалльные граниты; 4) коровые (офиолитовые) с $(Nb/U) \leq 10$, включающие экериты–3, редкие щелочные граниты 2-й фазы и редкометалльные граниты.

Иная картина намечается на *рис. 33 б*, а также на диаграмме $(Zr/Nb) - Nb$ (*см. рис. 33 а*), где источники MORB+IAB чётко отделяются от источника OIB. Составы пород о. Пантеллерия концентрируются около источника OIB, куда попадает и большинство составов базитов и сиенитов 6-й фазы, пантеллеритов и редкие составы экеритов–1 и нордмаркитов с наиболее низкими отношениями Zr/Nb . Все перечисленные породы образуют поля составов, вытянутые от источника OIB к источникам MORB+IAB, по-видимому, за счёт смещения последних, и иногда смещённые в сторону высоких содержания Nb в результате дифференциации (напр., поля составов нордмаркитов и экеритов–2). В редкометалльных гранитоидах, благодаря насыщению их магм цирконием (*см. рис. 29 а*), появляются составы с очень низкими значениями Zr/Nb .

Многие из отмеченных тенденций характерны и для *рисунка 33 в*. В отличие от *рисунка 33 а*, на этой диаграмме разобщаются источники MORB, IAB и OIB. Здесь видно, что составы пород о. Пантеллерия концентрируются около источника OIB и вытянуты субгоризонтально, соответственно их дифференциации. Сюда же попадает большинство составов базитов 6-й фазы, часть сиенитов и единичные составы нордмаркитов 1-й фазы и щелочных гранитов 2-й фазы, некоторые пантеллериты. В целом же поле составов нордмаркитов вытягивается при снижении содержания ниобия от составов пантеллеритов о. Пантеллерия в сторону офиолитов, образованных из источников MORB+IAB. Примерно так же распределяются составы долеритов 1-й фазы. Поле пантеллеритов 4-й фазы по величине La/Yb близко к полю нордмаркитов, как и поле экеритов–2. Большинство составов экеритов–3, как и на *рисунках 33 а, б, г*, тяготеет к полю офиолитов с низкими значениями La/Yb (источники MORB+IAB). На *рисунке 33 в* также видно, что значительная часть составов щелочных гранитоидов 2-й фазы расположена субгоризонтально и тяготеет к составам вмещающих нещелочных гранитов, что, видимо, объясняется ассимиляцией последних.

На диаграмме *рисунка 34 а* модельные составы пород о. Пантеллерия образуют поле сложной конфигурации, но в целом тяготеют к источнику OIB. «Апофиза» этого поля в сторону высокого отношения La/Yb выходит за рамки известных средних модельных составов главных источников. Поскольку такие же отклонения отмечаются для составов многих базитов 6-й фазы, можно предположить, что в мантии существуют участки с более высокими значениями La/Yb , чем это характерно для OIB и, тем более, для других источников. Среди базитов и сиенитов 6-й фазы, концентрирующихся главным образом около источника OIB (базиты–1), имеются составы, названные нами базитами–2, для которых соотношение La/Yb при переменном отношении Nb/U значительно ниже, и они попадают в смесь источников MORB+OIB с офиолитами.

Все остальные составы пород Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов располагаются между составами офиолитов и вмещающих нещелочных гранитоидов (или верхней корой) и смесью источников MORB+OIB:

- (1) полностью попадают в поле офиолитов составы экеритов–3, что означает высокую вероятность того, что их источником являются именно офиолиты;
- (2) составы нордмаркитов варьируют по соотношению Nb/U от поля офиолитов до смеси источников MORB+OIB; поле составов нордмаркитов перекрывается полем составов долеритов, экеритов–2 и большинства пантеллеритов 4-й фазы; для всех этих пород источником является, скорее всего, смесь MORB+OIB с офиолитами;
- (3) поле составов щелочных гранитов 2-й фазы протягивается от составов вмещающих нещелочных гранитоидов с низкими значениями Nb/U до составов, обогащённых MORB+OIB компонентами, с участием которых и были сформированы их источники;

(4) экериты–1 имеют те же источники, что и нордмаркиты, но более обогащённые компонентом MORB+OIB и обеднённые компонентом офиолитов.

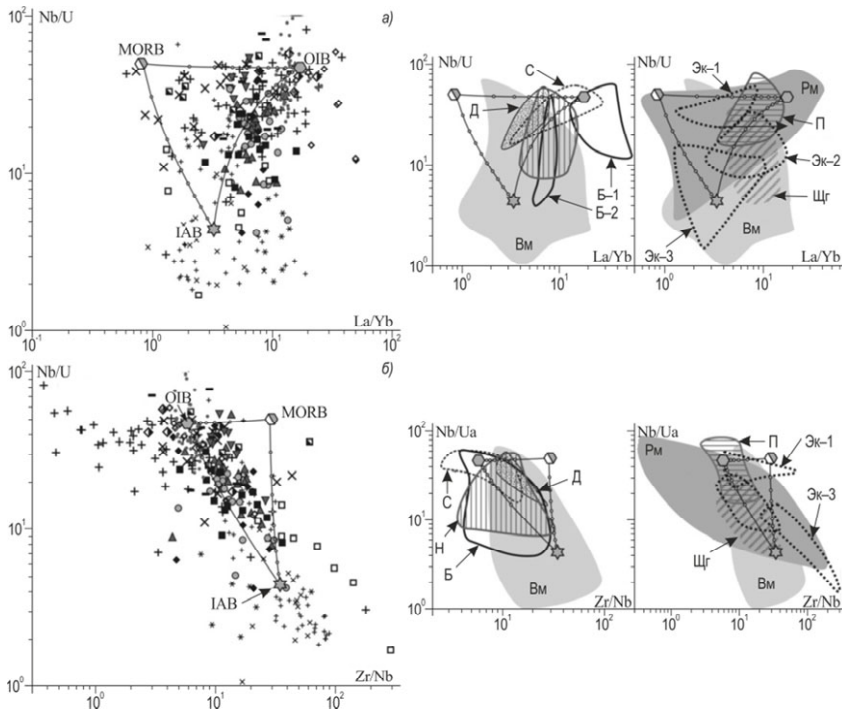


Рисунок 34. Отношения несовместимых элементов Nb / U, La / Yb и Zr / Nb в породах Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов (усл. обозначения см. на рис. 30 и 33)

На некоторых диаграммах имеются близкие к гиперболическим линии смешения упомянутых выше источников. Например, на *рисунке 34 б*, на котором чётко разделяются источники MORB и OIB, видно, что источник MORB играет подчинённую роль в образовании рассматриваемых пород по сравнению с источником OIB, что противоречит тому, что мы видим на *рисунка 34 а*. Причина этого противоречия пока не ясна. Но так как подчинённая роль источника MORB по сравнению с источником OIB при образовании магматических пород Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов фиксируется и на диаграммах $(Zr/Nb) - (La/Yb)$, $(Th/Ta) - (Nb/U)$, мы принимаем в качестве главного для рассматриваемых пород источник OIB, но с примесью MORB. Об этом же свидетельствует и близость линий смешения для этих пород и пород о. Пантеллерия, которые проходят через источник OIB близко друг к другу (см. *рис. 33 б*). Другим конечным членом для линий смешения нордмаркитов, экеритов–2, экеритов–3 (за одним исключением), многих щелочных гранитов, пантеллеритов, долеритов и базитов 6-й фазы являются вмещающие офиолиты. Часть щелочных гранитов 2-й фазы, как уже говорилось, явно тяготеет к полю вмещающих нещелочных гранитоидов.

Источники МАГМ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД. Породы Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов сформировались из смеси источника OIB (видимо, с участием MORB) и вмещающих офиолитов, а щелочные граниты 2-й фазы — из смеси этих источников и вмещающих нещелочных гранитоидов, что отличает их от пород о. Пантеллерия, характеризующихся в основном дифференциацией магмы, образовавшейся при плавлении мантийного источника OIB. Практически все породы имеют смешанные и весьма неоднородные по геохимическим параметрам источники со всеми переходами от OIB+MORB до офиолитов.

Наиболее близки к мантийному источнику типа OIB $[(Nb/U) \geq 40]$ большинство составов базитов–1 и сиенитов 6-й фазы, единичные составы долеритов 1-й фазы и экеритов–1, некоторые пантеллериты 4-й фазы и редкометалльные гранитоиды с наибо-

лее высокими величинами Nb/U (см. рис. 33 а, 34 а). Из этих пород ближе всего к исходным (малодифференцированным) магмам оказались базиты, а магмы других перечисленных выше пород (нордмаркитов, пантеллеритов, сиенитов, экеритов, редкометалльных щелочных гранитоидов) могут являться либо дифференциатами базитовых магм, либо продуктами плавления базитов, образовавшихся из магм, выплавленных из мантийных источников. Согласно рисунку 32, долериты образовались из магм, генерированных из обогащённой мантии, возможно, с участием деплетированной мантии, и частично ассимилировавших вмещающие офиолиты. Судя по близости к ОИВ некоторых составов нордмаркитов 1-й фазы, щелочных гранитов 2-й фазы, экеритов-1 и пантеллеритов, эти породы также должны иметь источником обогащённую мантию. Дифференциация магм нордмаркитов и экеритов, проявленная в увеличении в породах содержания Nb и других несовместимых элементов, явно сочеталась с процессами смешения. Наименее дифференцированные магмы нордмаркитов и экеритов-2 (с наименьшими содержаниями Nb), похоже, в наибольшей степени ассимилировали вмещающие офиолиты, возможно, за счёт того, что были более высокотемпературными по сравнению с дифференцированными разностями, а в процессе дифференциации эти магмы снова приближались к составу ОИВ. Похожая картина намечается и для щелочных гранитов 2-й фазы (см. рис. 32 а).

Второй крайний источник, офиолитовый, характерен в первую очередь для экеритов-3 с $(\text{Nb}/\text{U}) \leq 10$ (см. рис. 33 а) и в редких случаях — для других пород, включая некоторые составы базитов 6-й фазы. Скорее всего, эти базиты первоначально были выплавлены из источника ОИВ, но либо ассимилировали большое количество офиолитов, либо выплавлялись из модифицированного в процессе образования ранних каледонид мантийного клина. Образование экеритов-3, скорее всего, было связано с анатектическим плавлением офиолитов с самым низким отношением Nb/U, возможно, под воздействием тепла других щелочных магм (в первую очередь — базитовых), с последующей дифференциацией такой анатектической магмы и её смешением с нордмаркитами и щелочными гранитами. Нордмаркиты, щелочные граниты и экериты-2 с наименьшими отношениями Nb/U также ассимилировали заметное количество офиолитов, но менее дифференцированы по сравнению с экеритами-3.

Большая часть составов рассмотренных магматических пород сконцентрирована между двумя крайними группами пород с разными источниками: мантийными породами с примесью офиолитов с $40 \geq (\text{Nb}/\text{U}) \geq 25$ и условно нижнекорковыми с $25 \geq (\text{Nb}/\text{U}) \geq 10$, в которых по-разному проявлена смесимость между источником ОИВ и офиолитами и которые имеют разную степень дифференциации. Последняя наиболее глубока, конечно, для редкометалльных гранитоидов. Возникает естественный вопрос, как генетически связаны между собой все перечисленные магматические породы, образованные в пределах одной группы массивов? Здесь следует напомнить, что распределение пород в массивах бимодальное. На наш взгляд, это свидетельствует об образовании наименее дифференцированных сиалических пород (нордмаркитов, пантеллеритов) за счёт анатексиса собственных базитовых пород (долеритов 1-й и базитов 6-й фазы) или базитовых пород вмещающих офиолитов. Щелочные граниты 2-й фазы, скорее всего, являются дифференциатами нордмаркитов 1-й фазы, осложнёнными процессами ассимиляции, описанными выше. Экериты-2 практически по всем параметрам совпадают с составами нордмаркитов, что свидетельствует о происхождении первых либо как остаточных магм нордмаркитов *in situ* (напр., щёлочногранитные пегматиты), либо как анатектических выплавов из нордмаркитов.

На всех рассмотренных диаграммах хорошо видно, что редкометалльные гранитоиды образовались из наиболее дифференцированных магм. При этом, как правило, вариации отношений содержаний несовместимых элементов в редкометалльных гранитоидах соответствуют диапазону этих отношений во всех других магматических породах или даже превышают его. Это свидетельствует о том, что в образовании редкометалльных гранитоидов принимали участие те же источники и те же процессы, что и при образовании магматических пород Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов. Обратим внимание на обогащённость редкометалльных гранитоидов флюоритом при низком (0,1 мас. %) содержании кальция в их магмах (Kovalenko et al., 1995), которого явно недостаточно для образования пород с содержанием CaO 3–7 мас. %. На диаграмме CaO–SiO₂ (см. рис. 30 в) видно, что содержание CaO обратно коррелирует с содержанием SiO₂, что свидетельствует о явном добавлении CaO либо в магмы редкометалльных гранитоидов, скорее всего, в виде известняков, либо в породы.

ИЗОТОПИЯ НЕОДИМА В ПОРОДАХ РАЗЛИЧНЫХ ФАЗ. Наиболее надёжной из доступных нам изотопных систем для щелочных гранитоидов и их вулканогенных аналогов является самарий-неодимовая система. Это связано с тем, что редкоземельные элементы мало подвержены постмагматическим процессам, так как они менее подвижны во флюидных системах, а их содержания в рассматриваемых породах и рудах высокие, вплоть до рудных, что делает трудным изменение изотопного состава Nd и Sm в породах под влиянием вторичных и других процессов. К тому же, температура закрытия Sm-Nd системы выше, чем Rb-Sr. Рубидий-стронциевая система в глубокодифференцированных щелочных гранитоидах значительно менее надёжна из-за высокой подвижности этих элементов в гидротермальных процессах и очень низких содержаний Sr в таких щелочных гранитоидах или их вулканогенных аналогах, особенно в редкометалльных гранитоидах и их пегматитах (иногда в них присутствует практически только радиогенный Sr), легко подверженных даже слабым постмагматическим воздействиям (Goodenough, Upton, Ellam, 2000). Обычно источники магм оцениваются путём сравнения имеющихся изотопных данных для рассматриваемых магматических пород с данными для модельных источников типа деплетированной мантии (MORB), обогащённой мантии плюмов или вообще внутриплитных обстановок (OIB), смешанных мантийно-коровых (IAB) источников. К сожалению, имеется только одна изотопная характеристика, прослеженная в течение всей геологической истории Земли, — это характеристика источника деплетированной мантии (DM). Изотопные составы всех остальных перечисленных выше источников сильно зависят от возраста изучаемых объектов, а единых глобальных линий изотопной эволюции, по которым можно было бы оценить изотопный состав любого из источника в любой момент геологической истории, как это делается для DM, нет. К тому же изотопные составы этих источников, по-видимому, носят региональный характер. Изотопный состав Nd Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов определён для нордмаркитов 1-й фазы, долеритов 1-й фазы, щелочных гранитов 2-й фазы, экеритов 3-й фазы, пантеллеритов 4-й фазы, сиенитов 6-й фазы и базитов 6-й фазы. Величина $\varepsilon_{Nd}(T)$, рассчитанная для возраста 392 млн л. в породах массивов варьирует в пределах +4,4 ... +8,7, характерных для умеренно- и глубокодеплетированной мантии.

Для сравнения отметим, что эта величина для вмещающих офиолитов находится в тех же рамках — +4,1 ... +8,9, а средняя величина $\varepsilon_{Nd}(T)$ для каледонской континентальной коры ЦАСП для этого возраста составляет +5,9. Прежде чем определить к каким модельным и региональным источникам относятся эти вариации изотопного состава Nd рассматриваемых пород, необходимо оценить возможное влияние процесса спилитизации офиолитов и дифференциации их базитов на изотопный состав Nd последних.

На рисунках 35 а, б видно, что, как и для содержаний породообразующих и редких элементов (Коваленко и др., 1996 а), процесс спилитизации (выраженный через содержания оксида натрия в породах) не сказывается на вариациях изотопного состава Nd, типичного канонического отношения Nb/U и других канонических отношений в офиолитах. Немного снижается величина Nb/U при спилитизации базитовой толщи разреза Сэрийн-Нуру, но в пределах, не влияющих на наши последующие выводы. Точно так же, не отмечается для изотопного состава Nd и отношения Nb/U (см. рис. 35 в, г) каких-либо закономерных трендов в породах различной степени дифференцированности (с различным содержанием кремнезёма как индекса дифференциации). Следовательно, можно говорить о том, что значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ для вмещающих офиолитов не связаны ни с процессом спилитизации, ни с процессом дифференциации их магм, а определяются, скорее, смешением разных источников (см. рис. 35 д). Следует подчеркнуть широкие вариации изотопного состава Nd в породах базитовой и дифференцированной толщ офиолитов и даже в одном типе пород (напр., в базальтах): величина $\varepsilon_{Nd}(T)$ в породах базитовой толщи варьирует от +5,0 до +8,6 (среднее значение по изохроне +6,7±0,2), а в породах дифференцированной толщи — от +4,1 до +8,9 (среднее значение по минеральной изохроне 8,0±0,1). Наиболее низкие величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ отмечаются для осадков офиолитов: от +4,3 до +7,0.

Для магматических пород Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов (см. рис. 35 е) общий интервал вариаций изотопного состава Nd практически совпадает с соответствующим интервалом офиолитов. Нордмаркиты 1-й фазы характеризуются вариацией $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +5,4 до +7,0, долериты — от +7,3 до +7,8, щелочные граниты 2-й фазы —

от +5,2 до +8,0, экериты 3-й фазы — от +6,1 до +7,6, пантеллериты 4-й фазы — от +5,1 до +5,5, сиениты — от +5,1 до +6,0, дайковые щелочные базиты 6-й фазы — от +6,1 до +8,7, редкометалльные гранитоиды 5-й фазы — от +4,4 до +6,1, редкометалльные граниты 7-й фазы — от +4,8 до +6,0 (см. рис. 35 е).

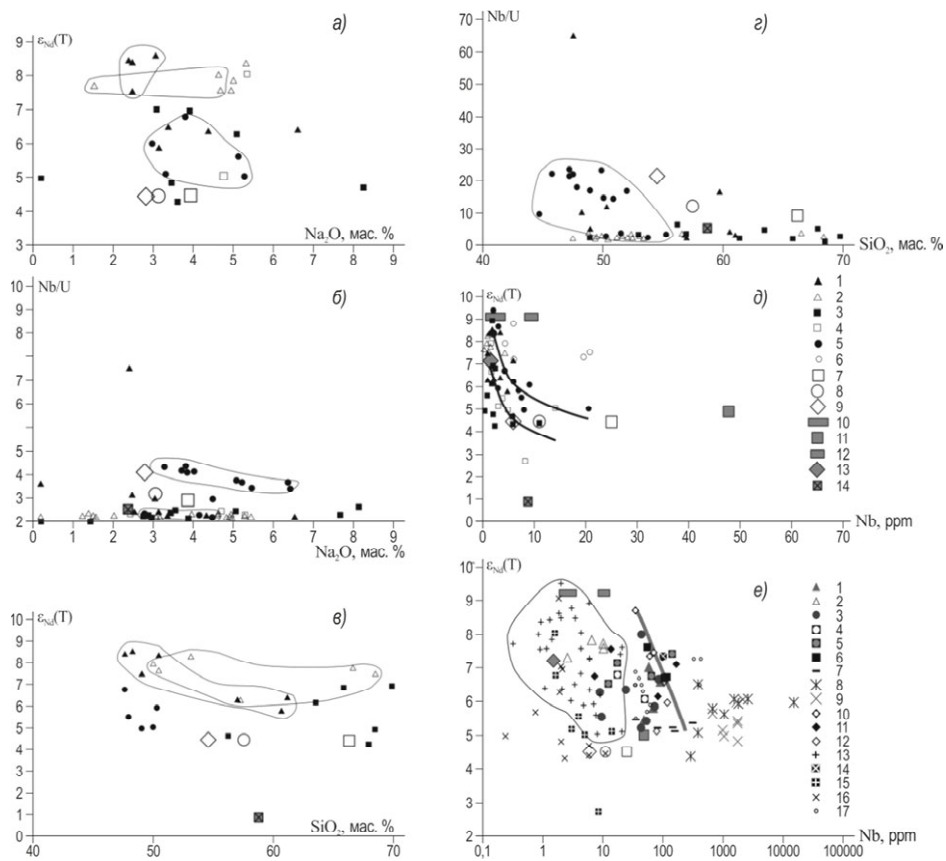


Рисунок 35. Зависимость изотопного состава Nd и отношения Nb / U от содержания оксида натрия (Na_2O) (интенсивности спилитизации) и оксида кремния (SiO_2) (индекса дифференциации) в офиолитах, вмещающих Халдзан-Бурэгтэйскую группу массивов (а-д), и зависимость изотопного состава Nd от содержания Nb (е) в породах офиолитов и массивов Халдзан-Бурэгтэйской группы

а-д): 1-5 — офиолиты разных толщ; 1 и 2 — дифференцированная толща: 1 — в районе г. Гурван-Унэт (см. рис. 27), 2 — в районе хр. Сэрийн-Нуру, 3 — осадочные породы офиолитов, 4 — нещелочные граниты, 5 — спилит-диабазовая толща (Коваленко и др., 1996 а) района хр. Сэрийн-Нуру; 6 — базитовая толща района оз. Хяргас-Нур; 7-14 — модельные источники (средние составы): 7 — верхней континентальной коры, 8 — континентальной коры в целом, 9 — нижней континентальной коры, 10 — N-MORB, 11 — OIB, 12 — E-MORB, 13 — IAB, 14 — островодужных осадков. е): 1 — нордмаркиты, 2 — долериты в них, 3 — щелочные граниты, 4 — экериты-1, 5 — экериты-2, 6 — экериты-3, 7 — пантеллериты, 8 — редкометалльные щелочные граниты 7-ой фазы, 9 — редкометалльные щелочные граниты 5-ой фазы, 10 — базиты-1, 11 — базиты-2, 12 — сиениты, 13 — вмещающие офиолиты, 14 — кварц-циркон-эпидотовая руда, 15 — вмещающие нещелочные гранитоиды, 16 — осадочные породы офиолитов, 17 — породы о. Пантеллерия. Модельные источники такие же, как на рисунке 35 а-д. Серая толстая линия проведена через составы пород массивов с мантийным источником.

Естественно, что все эти породы, кроме некоторых долеритов, богаче Nb, чем породы офиолитов. Поле изотопных составов базитов и связанных с ними пантеллеритов острова Пантеллерия (Sun, McDonough, 1989) практически совпадает с полем изотопных составов перечисленных выше пород рассматриваемых массивов. Из анализа канонических отношений несовместимых микроэлементов мы пришли к выводу, что главными источниками пород Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов являются OIB, E-MORB и IAB в форме вмещающих офиолитов. Рассмотрим теперь изотопные характеристики пород этих источников (рис. 36).

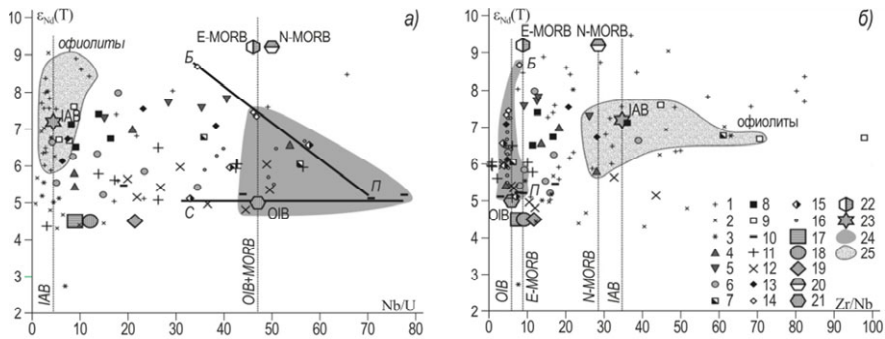


Рисунок 36. Соотношение изотопного состава Nd и канонических отношений Nb/U (а) и Zr/Nb (б) в щелочных породах Халдзан-Бурэгтэйских массивов и вмещающих их офиолитах.

1 — вмещающие офиолиты; 2 — осадочные породы офиолитов; 3 — вмещающие нещелочные гранитоиды; 4–15 породы Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов: 4 — нордмаркиты, 5 — долериты в них, 6 — щелочные граниты, 7 — экериты–1, 8 — экериты–2, 9 — экериты–3, 10 — пантеллериты, 11 — редкометалльные щелочные граниты 7-ой фазы, 12 — редкометалльные щелочные граниты 5-ой фазы, 13 — базиты–1, 14 — базиты–2, 15 — сиениты; 16 — породы о. Пантеллерия; 17–23 — модельные источники (средние составы): 17 — верхней континентальной коры, 18 — континентальной коры в целом, 19 — нижней континентальной коры, 20 — N-MORB, 21 — OIB, 22 — E-MORB, 23 — IAB; 24 — состав регионального OIB; 25 — поле составов офиолитовых (коровых) источников.

Жирная линия П(пантеллериты)–Б(базиты) на (см. рис. 36 а) определяет линию смешения между мантийными источниками базитов, близких к E-MORB (с примесью офиолитов) и OIB. Линия П(пантеллериты)–С(сиениты) определяет линию смешения пантеллеритов и сиенитов с офиолитами. Линия П–Б (см. рис. 36 б) превращается в узкий контур, определяющий мантийные источники.

Ближе всего к источнику OIB из пород Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов оказываются пантеллериты ($\epsilon_{Nd}(T) = +5,2 \dots +5,1$), сиениты 6-й фазы ($\epsilon_{Nd}(T) = +5,1 \dots +6,6$), базиты–1 6-й фазы ($\epsilon_{Nd}(T) = +7,3 \dots +8,7$), редкометалльные гранитоиды 5-й фазы ($\epsilon_{Nd}(T) = +5,9 \dots +6,1$).

К источнику E-MORB в первом приближении могут быть отнесены нордмаркиты 1-й фазы ($\epsilon_{Nd}(T) = +6,6$), долериты ($\epsilon_{Nd}(T) = +7,8 \dots +7,6$), щелочные граниты 2-й фазы ($\epsilon_{Nd}(T) = +5,4$), базиты–1 6-й фазы ($\epsilon_{Nd}(T) = +7,1$), редкометалльные граниты 5-й фазы ($\epsilon_{Nd}(T) = +6,0$), 7-й фазы ($\epsilon_{Nd}(T) = +4,8 \dots +6,0$). В офиолитах дифференцированной толщи также имеются породы с близкими к MORB характеристиками канонических отношений ($\epsilon_{Nd}(T) = +7,6 \dots +8,5$).

Ближе всего к источнику IAB располагаются нордмаркиты ($\epsilon_{Nd}(T) = +5,8$), долериты ($\epsilon_{Nd}(T) = +7,3$), щелочные граниты ($\epsilon_{Nd}(T) = +6,6$), экериты ($\epsilon_{Nd}(T) = +6,7 \dots +7,6$), базиты–2 6-й фазы ($\epsilon_{Nd}(T) = +6,7$). Во вмещающих же офиолитах большинство пород принадлежит к IAB источнику.

К второстепенным источникам, которые могли влиять на рассматриваемые канонические отношения, относятся два: источники N-MORB (DM) и верхняя континентальная кора (или нещелочные вмещающие граниты, или осадки офиолитов, которые так или иначе заметно связаны с континентальной корой). Возможно влияние DM проявилось для некоторых экеритов ($\epsilon_{Nd}(T) = +6,8$), а влияние континентальной коры — для нордмаркитов ($\epsilon_{Nd}(T) = +5,4$), щелочных гранитов ($\epsilon_{Nd}(T) = +5,5 \dots +6,3$), экеритов ($\epsilon_{Nd}(T) = +6,5 \dots +7,4$), базитов–2 6-й фазы ($\epsilon_{Nd}(T) = +6,1$).

Сравним вариации величины $\epsilon_{Nd}(T)$ для каждого из рассмотренных источников. Для источника OIB величина $\epsilon_{Nd}(T)$ варьирует от +5,1 до +8,7, и этот источник проявлен практически во всех пантеллеритах, сиенитах, базитах–1 и редкометалльных гранитоидах 5-й фазы. К источнику E-MORB близки некоторые нордмаркиты, долериты, щелочные граниты, базиты–1, редкометалльные гранитоиды 7-й фазы и редкие породы дифференцированной толщи офиолитов. Интервал вариаций величины $\epsilon_{Nd}(T)$ для магматических пород, связанных с этим источником, составляет от +4,8 до +7,8, в офиолитах — +7,6 и + 8,5. Источник IAB также проявлен почти во всех породах изученных массивов (интервал вариаций $\epsilon_{Nd}(T)$ от +5,8 до +7,6) и их вмещающих офиолитах (от +5,0 до +8,9). В целом из этого сравнения можно сделать следующие выводы:

1. Изотопные составы ($\epsilon_{Nd}(T)$) для каждого из перечисленных источников пород массивов варьируют примерно в одном и том же интервале: OIB — от +5,1 до +8,7, E-MORB — от +4,8 до +7,8 и IAB — от +5,6 до +7,6. Источник E-MORB вмещающих офиолитов варьирует по изотопному составу от +7,6 до +8,5, IAB — от +5,0 до +8,9. В целом интервалы вариации изотопного состава Nd в породах массивов и вмещающих офиолитов практически совпадают, что свидетельствует об изотопно неоднородном характере всех перечисленных источников.
2. Источник OIB характерен для пантеллеритов 4-й фазы, сиенитов 6-й фазы и редкометалльных гранитоидов 5-й фазы, а также, редко, для составов других пород. Доля источника OIB заметна в базитах–1 6-й фазы. Изотопный состав этого источника отличается для сиалических пород (пантеллериты, сиениты и редкометалльные граниты 5-й фазы) и базитов–1. Для сиалических пород величина $\epsilon_{Nd}(T)$ варьирует от +5,1 до +6,1 (в одной пробе — +6,6), для базитов–1 — от +7,5 до +8,7. Можно говорить о значительно более изотопно однородном источнике OIB для сиалических пород с низкими величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ и базитов–1 с высокими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ по сравнению с породами массивов в целом.
3. Источник E-MORB для сиалических пород массивов в целом также изотопно неоднородны. Относительно изотопно однороден этот источник для долеритов (от +7,3 до +7,8).
4. Источник IAB характерен для некоторых нордмаркитов, щелочных гранитов, экеритов, редких базитов–2 и редкометалльных гранитоидов 5-й фазы с интервалом величин $\epsilon_{Nd}(T)$ от +4,4 до +7,6. Во вмещающих офиолитах составов пород, связанных с этим источником, много, а вариации $\epsilon_{Nd}(T)$ в них от +5,9 до +8,6.
5. По изотопным данным большинство пород Халдзан-Бурэптэйской группы массивов явно связаны со смешанными источниками различных комбинаций OIB, E-MORB и IAB, а иногда и с участием континентальной коры и источника N-MORB.

ИСТОЧНИКИ МАГМ И ПРОБЛЕМА КОРРЕЛЯЦИИ ИХ ИЗОТОПНЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ. Для всех фаз Халдзан-Бурэптэйской группы массивов и вмещающих их офиолитов отмечаются широкие вариации изотопного состава Nd и канонических отношений (см. рис. 3б). Выделим среди всех составов те, которые отнесены по каноническим отношениям к наиболее «чистым» источникам E-MORB, OIB и IAB.

На диаграмме ($\epsilon_{Nd}(T)$ –Nb/U) (см. рис. 3а, б) мантийные источники (E-MORB, OIB) отделяются от мантийно-коровых (IAB) и коровых. Здесь показаны также составы вмещающих офиолитов, образовавшихся из перечисленных источников. Для каждого источника проведены вертикальные пунктирные линии, характеризующие средние значения канонических отношений в каждом источнике и фиксирующие их широкую изотопную неоднородность. К сожалению, в опубликованной литературе нам не удалось найти интервалы вариаций канонических отношений (среднее квадратичное отклонение от среднего значения) для каждого источника. Мы приняли, что в мантийных источниках Nb/U \geq 30, и соответствующие пробы щелочных пород показаны на рисунке 3б. Среди них мы выделили заведомо мантийные породы — базиты–1, а также породы, источники которых мы попытались определить, — одна проба сиенита, одна проба экерита–1 и пантеллериты. Точки составов всех пород, отнесённых к источнику OIB и во многих случаях — к E-MORB, хорошо аппроксимируются обратной корреляционной зависимостью между $\epsilon_{Nd}(T)$ и Nb/U (рис. 3а, линия П–Б, по преобладающим пантеллеритам — П и базитам — Б) и горизонтальной линией ($\epsilon_{Nd}(T) \sim +5,0 \dots +5,3$) при широких вариациях величины Nb/U (см. рис. 3а, линия П–С по преобладающим пантеллеритам — П и сиенитам — С). Эти две линии являются ограничительными и пересекаются в точке с координатами Nb/U = 73–75 и $\epsilon_{Nd}(T) = +5,0$ (составы пантеллеритов). Линия П–Б, скорее всего, характеризует мантийный тренд для пород, отнесённых по каноническим отношениям к источникам OIB+E-MORB, поскольку этот тренд образован явно мантийными базитовыми породами. Тогда следует признать, что и упомянутые составы сиенитов, пантеллеритов, экеритов и редкометалльных гранитоидов, близкие к этой линии, имеют мантийный источник, связанный каким-то образом с базитами–1. Но эта связь носит комагматичный характер только для линии П–С, поскольку в этом случае величина $\epsilon_{Nd}(T)$ относительно постоянна. Линия П–Б — это, очевидно, линия смешения между компонентами П (пантеллериты, сиениты) с $\epsilon_{Nd}(T) = +5,0 \dots +5,3$, Nb/U = 73–75 и Б (базиты–1) с Nb/U = 30–35 и $\epsilon_{Nd}(T) = +8,5$. Компонент Б на диаграммах

рис. 36 а, б близок к источнику E-MORB, возможно, с примесью офиолитов или сиалических пород, в пределах которых базиты–1 образуют дайки. Компонент П в этом случае соответствует региональному составу OIB, который по величине $\epsilon_{Nd}(T) = +5,0 \dots +5,3$ близок к полученному нами для девона ЦАСП среднему изотопному составу Nd (Козловский и др., 2005), но отличается большей величиной Nb/U.

Мантийный тренд хорошо прослеживается и на рис. 36 б, на котором видно узкое поле смешения между региональными составами OIB и E-MORB, а отвечающие им составы компонентов П и Б практически совпадают с модельными составами. Более сложная картина имеет место при корреляции $\epsilon_{Nd}(T)$ и La/Yb (на рисунке не показано), когда мантийный тренд образует пилообразную линию. Скорее всего, это происходит за счёт влияния источника E-MORB, который отличается по величине La/Yb от источника OIB.

Среди щелочных пород наиболее близкие к источнику IAB по каноническим отношениям располагаются в области с низкими величинами Nb/U (< 10 — см. рис. 36 а), La/Yb (< 10), Zr/Nb ($> 15-30$ — см. рис. 36 б). Среди них есть два состава базитов–2, явно связанных с источником метасоматитизированной мантии, что вообще характерно для островодужных магм, но большая часть составов относится к сиалическим магмам (нордмаркиты, щелочные граниты и экериты–2, –3). Маловероятно, что упомянутые базиты–2 образовались в островодужной (IAB) обстановке, поскольку процессы аккреции и коллизии завершились в Озёрной зоне более 100 млн л. назад. Приходится допустить, что формирование базитов–2, имеющих составы промежуточные по каноническим отношениям (рис. 36 а, 36 б) между описанным выше мантийным трендом и составами источника IAB, скорее всего, связано с источником, состоящим из смешанных в разной степени мантийных источников и источника IAB. Последний, скорее всего, был вовлечён в общий источник магм щелочных пород, существовавший ещё со времени формирования офиолитов. Особенностью пород, связанных с источником IAB, является их полное изотопное и геохимическое сходство с вмещающими офиолитами, что вызывает резкое отклонение этих пород от рассмотренного выше мантийного тренда, около которого практически нет составов офиолитов.

Эта изотопная и геохимическая связь щелочных сиалических пород и вмещающих их офиолитов не случайна, следовательно, естественно предположить, что источником щелочных пород, связанных с источником IAB, являются породы офиолитов, которые также в большинстве своём произошли из этого источника (Коваленко и др., 1996 а). Это и обусловило изотопную и геохимическую неоднородность источника IAB.

Таким образом, фиксируется многократное смешение либо магм, либо их источников при образовании щелочных пород. Так, имело место смешение мантийных источников OIB и E-MORB, проявленное в виде описанного выше мантийного тренда. Затем, по-видимому, происходило смешение магм или их источников при плавлении офиолитов. Последние весьма неоднородны по каноническим отношениям и изотопному составу Nd, что обуславливало изотопную и геохимическую неоднородность выплавляемых из них щелочных магм. Наконец, происходило смешение магм или их источников мантийной и офиолитовой природы.

ВЕРОЯТНЫЕ ПРИЧИНЫ АНАТЕКСИСА ОФИОЛИТОВ И НЕКОТОРЫЕ ЕГО ПАРАМЕТРЫ. Как было показано выше, некоторые щелочные сиалические породы, связанные с источником IAB, могли образоваться за счёт процессов анатексиса офиолитов. Это предположение базируется на близости интервалов изотопного состава Nd и канонических отношений в таких щелочных сиалических породах и вмещающих их офиолитах. Но одного этого мало для обоснованного предположения о значительной роли пород офиолитов в образовании щелочных гранитоидов. Рассмотрим эту проблему несколько шире, с учётом имеющихся петрологических и геологических данных о происхождении щелочных гранитоидов и их вулканогенных аналогов.

Образование щелочных гранитоидов чаще всего связывают с тремя главными процессами (моделями): 1) кристаллизационной дифференциацией базальтовой магмы умеренно повышенной щёлочности (промежуточной или гавайитовой по составу) (Varberg et al., 1975; Nelson, Heger, 1990); 2) анатектическим плавлением базитов, связанных пространственно и во времени с щелочными сиалическими породами (напр., кумулятивные габбро, связанные с базитами о. Пантеллерия (Lowenstern, Mahood, 1991)); 3) метасоматическая переработка (щелочной метасоматоз) и последующее плавление континентальной или океанической коры (Oversaturated..., 1974). При этом

главной причиной образования щелочных гранитоидов во всех перечисленных процессах является повышенная щёлочность источника (модели 2 и 3) или исходной материнской магмы (модель 1). Для процесса кристаллизационной дифференциации роль гавайитового состава магмы рассмотрена в статье F. Barberi et al. (1975). К сожалению, все эти модели имеют серьёзные недостатки: они не подтверждены экспериментально и носят частный характер, т. е. объясняют распределение элементов, а не процесс образования собственно щелочных гранитоидов тем или иным способом.

Для офиолитов как возможного источника щелочных гранитоидов не требуется искать источник повышенной щёлочности, поскольку почти всегда базиты офиолитов метасоматически переработаны (спилитизированы), а иногда превращены в богатые щелочами глаукофановые сланцы. О высокой щёлочности спилитизированных базитов вмещающих офиолитов свидетельствует *рис. 35*, на котором показаны все составы офиолитов, а для сравнения — данные по базитам и пантеллеритам о. Пантеллерия (Sun, McDonough, 1989 и наши неопубликованные данные) и тройного сочленения Афар в Африке (Barberi et al., 1975). Из этого рисунка видно, что базиты офиолитов, особенно спилитизированные, характеризуются примерно такой же щёлочностью, как и свежие базиты двух модельных для кислых агапитовых пород регионов. Следовательно, если возможно плавление базитов о. Пантеллерия с образованием щёлочно-салических магм (Lowenstern, Mahood, 1991), то щёлочности спилитизированных офиолитов при их анатексисе также достаточно для образования таких магм. Не случайно, что спилитизированные породы офиолитов, вмещающие массивы щелочных пород, на *рис. 35а* попадают в поля субщелочных пород, как и некоторые базиты о. Пантеллерия. Для процесса плавления базитов и спилитов необходимо только, чтобы температура поднялась до солидуса офиолитов. К причине такого подъёма температуры мы вернёмся позже. Но уже на *рисунке 35б* видно, что для такого процесса суммарное содержание оксидов калия и натрия должно повыситься в соответствии с частичным плавлением базитов.

Кроме повышенной щёлочности источника, важно, чтобы процесс плавления базитов офиолитов протекал в сторону расплавов, обогащённых нормативным кварцем, а не нормативным нефелином. Базиты вмещающих офиолитов в большинстве своём являются гиперстеннормативными, что характерно для кварцнормативных магматических ассоциаций. Как показано экспериментально на примере базитов о. Пантеллерия (Mahood, Baker, 1986), образование таких базитов возможно при умеренных давлениях (до 5 кбар). Отсюда можно сделать вывод о том, что процесс анатексиса офиолитов имел место на глубине не более 25 км.

По составу наиболее примитивных щёлочно-салических пород (с наиболее низкими содержаниями такого несовместимого элемента, как Nb) и среднему составу источника их магм (офиолитов) можно оценить степень плавления этого источника по уравнению $f = C_0/C$, где f — степень плавления, C — содержание Nb в примитивной магме, равновесной с источником, C_0 — содержание Nb в источнике. C_0 варьирует от 0,3 до 17 ppm (в среднем — 5,3 ppm), а минимальное содержание Nb составляет: для нордмаркитов — 24 ppm, для щелочных гранитов — 8 ppm, для экеритов — 9 ppm. Если эти минимальные содержания приравнять к величине C в магме, то средняя степень плавления для магмы нордмаркитов составит 0,23 (23 %), для щелочных гранитов и экеритов — 0,59 (59 %). Это достаточно большие степени плавления базитов офиолитов, способные образовать крупные магматические камеры. Не исключено, что степень плавления для нордмаркитов занижена за счёт дифференцированности магм. Если наше допущение о том, что содержание Nb в нордмаркитах, щелочных гранитах и экеритах может служить индексом степени плавления или дифференциации магмы верно, то для этих пород вряд ли выдерживались упомянутые выше средние степени плавления, поскольку корреляционные связи между содержаниями несовместимых элементов в породах каждой перечисленной фазы далеки от строго линейной (*см. рис. 32*). Например, для нордмаркитов при близком содержании Th, обладающего такой же несовместимостью, содержание его может в несколько раз возрасти, а степень плавления — в несколько раз снизиться. Это может быть связано либо с плавлением сильно неоднородного источника, что характерно для офиолитов, либо с неоднородным его прогревом.

Из *рисунка 32* следует также, что щелочные граниты и экериты, скорее всего, не могли быть просто дифференциатами нордмаркитовой магмы. Поскольку интервалы содержаний несовместимых элементов в породах всех перечисленных фаз близки,

более вероятен механизм частичного плавления офиолитов с последующей дифференциации для расплавов каждой фазы в отдельных магматических камерах. Наконец, такая модель просто объясняет бимодальность составов щелочных пород, а её недостатком, как и всех других моделей, является отсутствие её экспериментального подтверждения.

МАНТИЙНЫЕ БАЗИТЫ, СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОРОДЫ И ИХ РОЛЬ В АНАТЕКСИСЕ ОФИОЛИТОВ. Напомним, что среди базитов–1, сиенитов, пантеллеритов и редкометалльных гранитоидов Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов зафиксированы явно мантийные различия. В пользу этого говорит практически полное отсутствие близких к ним по изотопному составу Nd и каноническим отношениям пород офиолитов.

Составы магматических пород, связанных с мантийными источниками, аппроксимируются линией смешения между источником OIB (см. рис. 36 а, состав П с максимальным значением $\epsilon_{Nd}(T)$ и умеренным значением Nb/U) и E-MORB с небольшой примесью офиолитов или щелочных пород к последнему источнику (состав Б с минимальными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ и максимальной величиной Nb/U). Все эти составы характеризуются низкими значениями Zr/Nb (см. рис. 36 б). Подобное смешение источников, вероятно, имело место в мантии, хотя составы офиолитов с такими же изотопными метками имеются, но не попадают в поля составов офиолитов с учётом канонических отношений. Что касается базитов–1, то это предположение вполне естественно, поскольку базитовые магмы практически всегда образуются в мантии. Но в эту ассоциацию попадают также составы сиенитов и пантеллеритов, имеющие по каноническим отношениям источник OIB. Являются ли они дифференциатами базитовых магм, изотопные составы которых с низкими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ в нашей выборке пород отсутствуют, либо выплавками из таких базитов — не ясно. Не исключено, что такие породы могли образоваться и при анатексисе офиолитов, имеющих мантийные величины канонических отношений, но при значительно более низких, по сравнению со средним значением, величинами степени плавления (для экеритов — около 10 %, для пантеллеритов — 6–7 % и для сиенитов — около 5 %). Не ясно, могли ли отделиться такие расплавы (с $f=5-6\%$) от источника. Поскольку пантеллериты и сиениты бывают мантийными, мы пока допускаем именно такое их происхождение. Более строгое решение этого вопроса требует дополнительных исследований.

По-видимому, возможны разные предположения и в отношении источников базитов–2: 1) метасоматически изменённая в процессе более ранней субдукции мантийного клина мантия с метками IAB; 2) ассимиляция мантийными магмами П–Б (базитами–1) офиолитов и других пород. Последнее предположение наиболее вероятно: напр., ассимиляция 20 % офиолитов с 5 ppm Nb снизит среднее содержание этого элемента в магмах базитов–1 до уровня базитов–2, но при этом должна возрасти кремнекислотность магм, что возможно при ассимиляции андезитов, а не базальтов. Маловероятно появление базитов–2 за счёт ассимиляции нордмаркитов или щелочных гранитов, в которых базиты 6-й фазы образуют дайки, поскольку такой процесс должен был привести к росту содержания несовместимых элементов в базитах–2, а не к снижению, как это наблюдается (среднее содержание Nb в базитах–1 — 43,6 ppm, а в базитах–2 — 35,8 ppm).

Появление базитов и других пород с метками OIB в регионе было вполне вероятным, если учесть их среднепалеозойский (девонский) возраст. К этому времени приурочена не только крупная региональная вспышка внутриплитного магматизма (Покровский, Жидков, 1993), но и глобальная вспышка его активности (Добрецов, 1997; Коваленко, Костин и др., 1999). Она обусловила мощный континентальный рифтогенез и связанный с ним щелочной магматизм в Минусинской впадине, Восточной Туве, Восточном Саяне, на юге Сибири и Западной и Северной Монголии. Ранее (Коваленко, Козловский, Ярмолюк, 2009) было показано, что Халдзан-Бурэгтэйская группа массивов тяготеет к дайковому поясу, представляющему собой один из «лучей» тройного сочленения, возникшего над локальным мантийным плюмом, связанным с активизацией девонского внутриплитного магматизма. Позиция мантийного плюма определяется областью сочленения тройной системы девонских грабенов, наиболее крупными среди которых являются Делюно-Юстыдский (север-северо-западного простирания) и Тувинский (восток-северо-восточного простирания), а также прилегающих к точке сочленения территорий (Добрецов, 1997; Коваленко, Козловский, Ярмолюк, 2009).

В пределы этой области, в частности, попадает район проявления массивов Халдзан-Бурэптэйской группы.

Коллизия в пределах Озёрной зоны, к которой принадлежит рассматриваемая группа массивов, завершилась ~470–490 млн л. назад с образованием сложного раннекаледонского террейна, в составе которого были дорифейские блоки и собственно тектонические структуры ранних каледонид. Уже с этого момента в ЦАСП начинает чётко проявляться внутриплитный магматизм, связанный, скорее всего, с мантийными плюмами. Видимо, первые признаки этого магматизма проявились не позднее образования раннекаледонских офиолитов. И именно этим можно объяснить близость интервалов вариаций изотопного состава Nd и канонических отношений в щелочных и базитовых породах и вмещающих их офиолитах. В Озёрной зоне внутриплитный магматизм резко проявится не позднее образования дайкового пояса, свидетельствующего о возникновении в регионе условий растяжения, которые продолжались и во время формирования Халдзан-Бурэптэйской группы массивов и, возможно, позже. Вполне вероятно двойная роль этого внутриплитного магматизма в образовании щелочных пород: с одной стороны, он продуцировал щелочные породы типа щелочных базитов, сиенитов, пантеллеритов, а с другой — своим тепловым воздействием на офиолиты, особенно спилиты, и, возможно, глаукофановые сланцы способствовал плавлению офиолитов и образованию магм нордмаркитов, щелочных гранитов и экеритов с изотопными и геохимическими метками офиолитов.

СМЕШЕНИЕ ИСТОЧНИКОВ И МАГМ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ЩЕЛОЧНЫХ И БАЗИТОВЫХ ПОРОД. Ранее уже отмечалось многократное смешение источников либо связанных с ними магм при образовании пород Халдзан-Бурэптэйской группы массивов. Так, при образовании мантийных пород (базитов-1, сиенитов, пантеллеритов) имело место смешение между источниками OIB и E-MORB. На *рис. 36* составы магм этих смешанных источников располагаются вдоль линии П-Б, но некоторые из них явно взаимодействовали с коровыми (офиолитовыми) магмами нордмаркитов, щелочных гранитов и экеритов, в связи с чем среди нордмаркитов, щелочных гранитов, экеритов, пантеллеритов и сиенитов появляются породы, промежуточные по изотопному составу и каноническим отношениям между П-Б и коровыми. Сам коровый (офиолитовый) источник явно был изотопно и геохимически неоднородным, как и выплавляемые из него магмы. Нет оснований считать, что эти магмы не смешивались между собой. В итоге мы имеем сложную картину соотношения величины $\epsilon_{Nd}(T)$ и канонических отношений (*см. рис. 36*).

Дифференциация магм. Большинство рассмотренных составов щелочных и базитовых пород (*рис. 37; см. рис. 35*) хорошо аппроксимируется линией смешения источников OIB, E-MORB и офиолитов. При этом мы допускаем, что содержание Nb является индексом дифференциации магмы (или степени плавления источника), особенно если оно выше, чем в средних составах соответствующих источников. Дифференциация магм должна осуществляться при относительно постоянных величинах $\epsilon_{Nd}(T)$ и канонических отношений (*см. рис. 35 e, 37*). Интерпретируя *рис. 37*, базирующийся на большом количестве анализов, можно предположить возможность дифференциации магм, в первую очередь, для щелочных пород, составы которых расположены правее линии, соединяющей составы источников OIB, а также офиолитов (или для нордмаркитов и щелочных гранитов), имеющих источники с более низким содержанием Nb, при условии, что оно в породах выше, чем в офиолитах (это практически все нордмаркиты

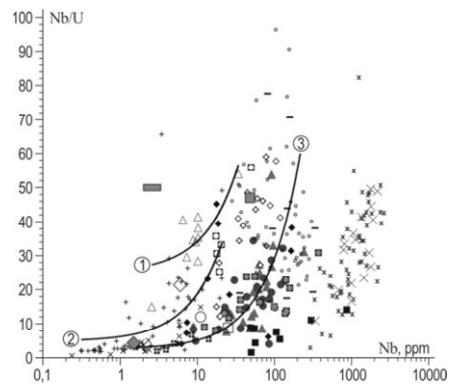


Рисунок 37. Соотношения между содержанием Nb и отношением Nb / U в породах Халдзан-Бурэптэйской группы массивов и вмещающих офиолитах

Показаны тренды для: 1 — долеритов, 2 — офиолитов, 3 — нордмаркитов и щелочных гранитов (*усл. обозначения см. на рис. 35 e.*)

и щелочные граниты). На *рис. 37* поле составов нордмаркитов, щелочных гранитов и экеритов—2 смещено от поля составов офиолитов также в сторону более высоких содержаний Nb, т. е. в сторону пород более дифференцированных, чем первичные магмы, имеющие в качестве источников офиолиты. Дифференцированный характер редкометалльных гранитоидов на этой и других диаграммах абсолютно очевиден.

Ещё одна особенность проявляется в том, что совокупности составов всех рассматриваемых пород, начиная от офиолитов и кончая редкометалльными гранитоидами, образуют субпараллельные поля, смещающиеся в сторону всё более высоких содержаний Nb (*см. рис. 37*). Каждое из этих полей начинается от коровых источников типа наиболее распространённых офиолитов с низким значением Nb/U и низким содержанием Nb и протягивается до обогащённых мантийных источников с высоким значением Nb/U и высоким содержанием Nb. Мы предлагаем интерпретировать эту ситуацию с позиции процессов смешения магм перечисленных источников (вариации величины Nb/U) и последующей дифференциации (или степени плавления источников) этих магм (увеличение содержания Nb). Например, нордмаркиты и щелочные граниты, скорее всего, выплавились из офиолитов с низким значением Nb/U, а при дифференциации эта величина росла за счёт увеличения доли мантийного источника при смешении коровых нордмаркитов с мантийными магмами составов П–Б. То же самое можно сказать об экеритах—3, но предполагая более низкую степень плавления экеритовых магм из офиолитов с низкой величиной Nb/U. На *рис. 37* видно, что редкометалльные граниты, скорее всего, образовались за счёт дифференциации мантийных пантеллеритовых и сиенитовых магм, поскольку поля составов этих пород близки. Роль других щелочных пород в их образовании, видимо, была подчинённой, так как их поля в меньшей степени совпадают с полем составов редкометалльных гранитоидов.

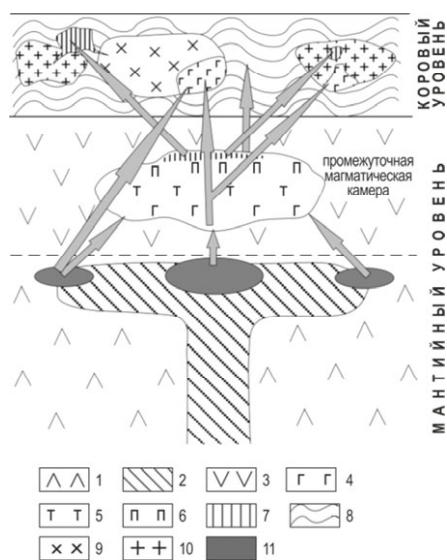


Рисунок 38. Интегральная модель образования магм Халдзан-Бурэртэйского массива на мантийном и коровом уровнях

1 — астеносфера; 2 — мантийный плюм; 3 — литосфера; 4 — магмы базитов; 5 — магмы нордмаркитов и сиенитов; 6 — магмы пантеллеритов; 7 — магмы редкометалльных гранитоидов; 8 — офиолиты; 9 — магмы коровых нордмаркитов; 10 — магмы коровых щелочных гранитов; 11 — области магмообразования в астеносфере и мантийном плюме. Серыми стрелками показаны пути внедрения мантийных магм.

ИНТЕГРАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ

ПОРОД МАССИВОВ. Общая модель образования пород Халдзан-Бурэртэйской группы массивов представлена на *рисунке 38*. Конечно, на этой весьма упрощённой схеме можно попытаться увязать только самые главные особенности происхождения рассматриваемых пород. На рисунке изображены два главных уровня магмообразования: 1) мантийный (астеносферный), на котором происходило образование составов промежуточных между П и Б (*см. рис 36*) при смешении плюмового источника и источника E-MORB, возможно, с участием метасоматически изменённого мантийного клина (источник IAB); 2) коровый для офиолитов, которые мы склонны отнести к нижней континентальной коре. В мантии образовались источники, генерировавшие расплавы базитов и сиенитов 6-й фазы, пантеллеритов 4-й фазы и редкометалльных гранитов, при этом только базитовые магмы, вероятно, выплавились непосредственно из мантии. Образование мантийных сиенитов, пантеллеритов и редкометалльных гранитоидов, видимо, требует более сложного механизма — либо через глубокую кристаллизационную дифференциацию базитовой магмы (Barberi et al., 1975; Nelson, Hegre, 1990); либо за счёт частичного плавления материнских базитов, как

это предполагается для о. Пантеллерия в работе (Lowenstern, Mahood, 1991), с дальнейшей глубокой кристаллизационной дифференциацией образовавшихся магм.

Местом протекания этих процессов предполагается промежуточная магматическая камера в верхних частях литосферы на глубинах не более 25 км при давлении < 5 кбар, где базитовые магмы способны были при дифференциации формировать пантеллеритовые расплавы (Mahood, Baker, 1986). Возможно, такая промежуточная по глубинности камера была сближена уже с коровым (офиолитовым) горизонтом магмообразования, поскольку в последнем образовывались также кремнекислые аналоги пантеллеритов и сиенитов — нордмаркиты и щелочные граниты.

В коровом горизонте магмообразования происходило формирование нордмаркитов 1-й фазы и щелочных гранитов 2-й фазы. Для образования таких магм необходимы, по крайней мере, два условия: достаточный тепловой поток, способный поднять температуру офиолитов значительно выше их солидуса, и высоконаправленный состав плавящихся спилитов (или глаукофановых сланцев) офиолитов. Пovyшенный тепловой поток, необходимый для плавления спилитов скорее всего обеспечивался за счёт мантийного плюма и выплавленных из него базитовых магм. Это подтверждается синхронностью образования нордмаркитов и долеритов, а также проявлением базитов в виде «псевдодаек» в щелочных гранитоидах и многочисленных даек даже в редкометалльных гранитоидах. Базиты как бы сопровождают образование пород всех фаз. Мы предполагаем также, что внедрение базитовых магм в коровые очаги нордмаркитовых и щёлочногранитных магм могло вызвать, в свою очередь, внедрение последних в более высокие горизонты земной коры. Экериты по своим генетическим связям с другими породами, видимо, неоднородны. Так, экериты–1, возможно, связаны с плавлением офиолитов с высоким значением Nb/U или являются дифференциатами долеритовых магм. Экериты–2 могут быть остаточными магмами нордмаркитов (пегматоидные разности), а экериты–3 — анатектическими выплавками офиолитов ($f=0,1$) с низкой величиной Nb/U. Вероятная сближенность промежуточного очага мантийных магм и очагов коровых магм благоприятствовала интенсивному смещению коровых и мантийных магм, что отразилось в широких вариациях во всех изученных породах изотопного состава Nd и канонических отношений содержаний несовместимых элементов. На *рисунке 38* серыми стрелками показаны эпизоды внедрения магм либо в промежуточную камеру, либо на коровый уровень магмообразования.

Главным инициатором магмообразования в регионе, по нашему мнению, был мантийный плюм и образовавшиеся из него базитовые магмы, хотя последние на изученном эрозионном срезе представлены только дайками или малыми телами. Либо сам плюм, либо связанные с ним магмы смешивались ещё в мантии с источником типа E-MORB (составы на линии П–Б, *см. рис. 36*), а затем плюмовые магмы типа OIB смешивались с коровыми магмами нордмаркитов и щелочных гранитов (*см. рис. 35 е, 36, 37*), при этом доля компонента OIB возрастала с увеличением степени дифференциации таких магм (*см. рис. 37*).

2.2. КОМЕНДИТ-СОДЕРЖАЩИЕ СУБДУКЦИОННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ХАНБОГДИНСКОГО РАЙОНА ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

Уникальный по размерам и минералогии Ханбогдинский щёлочногранитный массив расположен в Южной Монголии. В южной и северной его экзоконтактных зонах обнаружены и изучены вулканические ассоциации с участием типичных комендитов и их плутонических аналогов — щелочных гранитов. Геологические, геохронологические и некоторые геохимические данные по этому региону были опубликованы ранее (Дуранте и др., 1976; Коваленко и др., 2006; Владыкин, Коваленко, Дорфман, 1981; Покровский, Жидков, 1993; Типы магм..., 2006). Выявленная в этом массиве комплексная редкометалльная минерализация (Коваленко и др., 1971; Коваленко, 1977; Владыкин, Коваленко, Дорфман, 1981; Khashgerel et al., 2006), как и общая геохимическая специфика магматических пород, заметно отличает их от редкометалльных щелочных гранитоидов, имеющих мантийно-плюмовый источник (Зоненшайн и др., 1973; Коваленко и др., 2006). Эта специфика характеризует щелочные гранитоиды Ханбогдинского массива и бимодальную ассоциацию вулканитов его обрамления, скорее, как

островодужную, чем как наиболее распространённую, плюмовую, для такого рода пород. В литературе, как нам известно, описаны два примера таких редких ассоциаций щелочных агапитовых кислых пород: о. Мэдзор в районе Новозеландской островной дуги (Ewart, Taylor, Carr, 1968; Houghton et al., 1992; Liu et al., 2006; Dunbar, Kyle, 1992) и Мексиканский вулканический пояс в районе Ханбогдинского щёлочногранитного массива с целью выяснить причины появления кислых агапитовых пород представляется важной научной задачей.

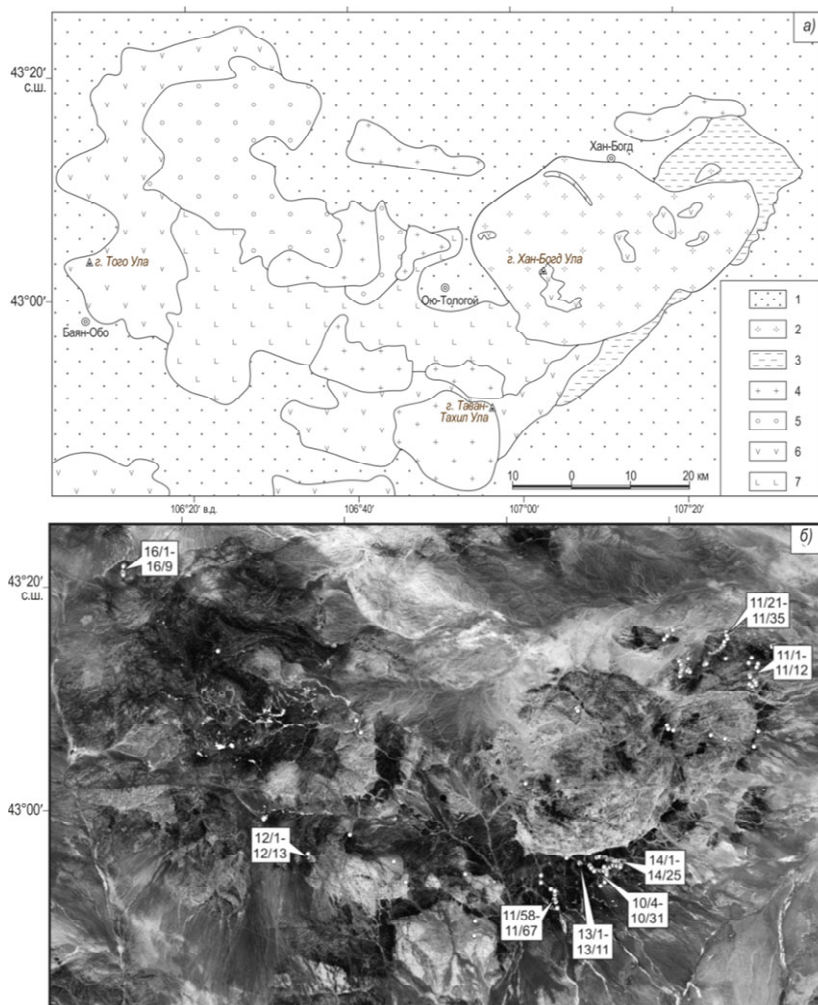


Рисунок 39. Схема геологического строения (а) и космический снимок Landsat-7 (б) обрамления Ханбогдинского щёлочногранитного массива

1 — рыхлые MZ_2 – KZ отложения; 2 — пермские щелочные гранитоиды; 3 — пермские породы бимодальной вулканической ассоциации; 4 — гранитоиды нормального ряда щёлочности палеозойского возраста; 5 — терригенные каменноугольные отложения; 6 — каменноугольные вулканические комплексы активной континентальной окраины; 7 — девонские островодужные вулканические образования.

На рисунке (б) показаны точки опробования и их номера для опорных вулканических разрезов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА. Один из крупнейших в мире Ханбогдинский массив щелочных гранитоидов ($> 1500 \text{ km}^2$), являющийся главной отличительной особенностью этого района (рис. 39), расположен в южной части пустыни Гоби (Монголия) (Коваленко и др., 2006). Массив сформировался в пределах позднепалеозойской (герцинской) активной континентальной окраины Сибирского палеокон-

тинента (Гордиенко, Андреев, Кузнецов, 1978; Покровский, Жидков, 1993; Yarmolyuk et al., 2008). Предметом исследования являются девонские островодужные ассоциации, каменноугольные толщи преимущественно андезитоидных (разной щёлочности) лав, объединяемых в дифференцированный комплекс краевого магматического пояса (активной континентальной окраины — АКО), а также породы, отнесённые нами ранее к бимодальной базальт-коендит-щёлочногогранитной ассоциации, предположительно сформированные в позднем карбоне и на границе карбона и перми.

Средне- и верхнепалеозойские осадочно-вулканогенные толщи, обрамляющие Ханбогдинский массив с юга, востока и севера и обнажённые в его экзоконтактовых зонах и в более удалённой его периферийной области (см. рис. 39), слагают позднепалеозойскую Ханбогдинскую впадину (Дуранте и др., 1976; Гордиенко, Андреев, Кузнецов, 1978; Коваленко и др., 2006; Khashgerel et al., 2006 и наши неопубликованные данные). Наиболее древними (докаменноугольными) породами района (основанием Ханбогдинской впадины) являются зеленокаменные кремнистые и терригенно-вулканогенные отложения видимой мощностью 1500 м, обнажённые по юго-западному обрамлению Ханбогдинского массива (обнажения вблизи колодца Гашун-Сухой-Худук и в районе медно-золото-порфирового месторождения Ою-Толгой). Нижняя толща комплекса основания мульды, по данным Л.П. Зоненшайна (Дуранте и др., 1976), состоит из зеленокаменно изменённых основных вулканитов, прорванных многочисленными телами рогообманковых габбро, а также из кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев и яшм. Верхняя толща этого комплекса представлена кремнисто-глинистыми сланцами, полимиктовыми песчаниками и конгломератами. Возраст комплекса определён в работе Дуранте и др. (1976) только как докаменноугольный (предположительно ордовикский), а по своему формационному составу комплекс отнесён к герцинским офиолитам (эвгеосинклинальным образованиям по Дуранте и др., 1976). Затем возраст основания Ханбогдинского прогиба определён при разведке медно-золото-порфирового месторождения Ою-Толгой, расположенного к западу от юго-западного края щёлочногогранитного массива (см. рис. 39).

Здесь, как и в юго-западной экзоконтактовой зоне массива, к более ранним магматическим образованиям района относятся охарактеризованные выше островодужные ассоциации складчатого основания с возрастом древнее 362 млн л. (Khashgerel et al., 2006). Как и на всей территории Южно-Монгольских герцинид, эти толщи относятся к девону. К верхнепалеозойским стратифицированным образованиям собственно Ханбогдинской впадины отнесены толщи АКО каменноугольного и пермского возраста — 348–290 млн л. (Коваленко и др., 2006; Khashgerel et al., 2006), развитые непосредственно в обрамлении массива и в провесах его кровли, которые несогласно залегают на породах офиолитового комплекса основания впадины.

К наиболее древним верхнепалеозойским образованиям впадины относится осадочная толща, сложенная песчаниками, алевролитами и конгломератами и охарактеризованная фауной турне – вие, а также туфогенно-осадочная толща с флорой среднего карбона. Более высокие горизонты разреза представлены существенно вулканическими породами, объединяющимися в андезитовую (дифференцированную) и бимодальную (базальт-андезит-трахириолит-коендитовую) ассоциации (Гордиенко, Андреев, Кузнецов, 1978). Андезитовая (дифференцированная) ассоциация подразделяется на нижнюю осадочно-вулканогенную (мощностью 500–600 м) и верхнюю лавовую (мощностью до 2500 м) толщи. Разрез осадочно-вулканогенной толщи начинается с серии потоков бурых андезитов, которые вверх по разрезу сменяются конгломератами с галькой порфирировых андезитов, реже гранитов и гранодиоритов, и ещё выше — ритмично чередующимися туфовыми песчаниками, туфовыми алевролитами и туффитами с флорой среднего – верхнего карбона (Дуранте и др., 1976). В верхних частях разреза закономерно распределённые потоки андезитов имеют подчинённое распространение. Лавовая толща сложена преимущественно потоками андезитов, андезибазальтов, дацитов и риолитов. Венчается разрез пачкой бурых обычных и спекшихся туфов дацитов-трахириолитов. Подобная смена основных, средних и кислых пород довольно обычна для разрезов каменноугольных вулканических толщ Южной Монголии, что позволило выделить подобные ассоциации пород в качестве дифференцированного вулканического комплекса (Покровский, Жидков, 1993).

U-Pb возраст по циркону из дацитов провесов кровли в щелочных гранитах, составляет 330 млн л. и хорошо согласуется с определениями возраста, полученными на основе флористических отпечатков (Дуранте и др., 1976; Гордиенко, Андреев, Куз-

нецов, 1978). Магматические породы островодужной ассоциации (офиолиты основания впадины, называемые далее девонской ассоциацией) и комплексов АКО близки не только по возрасту, но и по составу, включая их геохимические и изотопные характеристики, поэтому в целом их можно рассматривать как группу вулканических пород, связанных с магматизмом зон субдукции (субдукционные ассоциации).

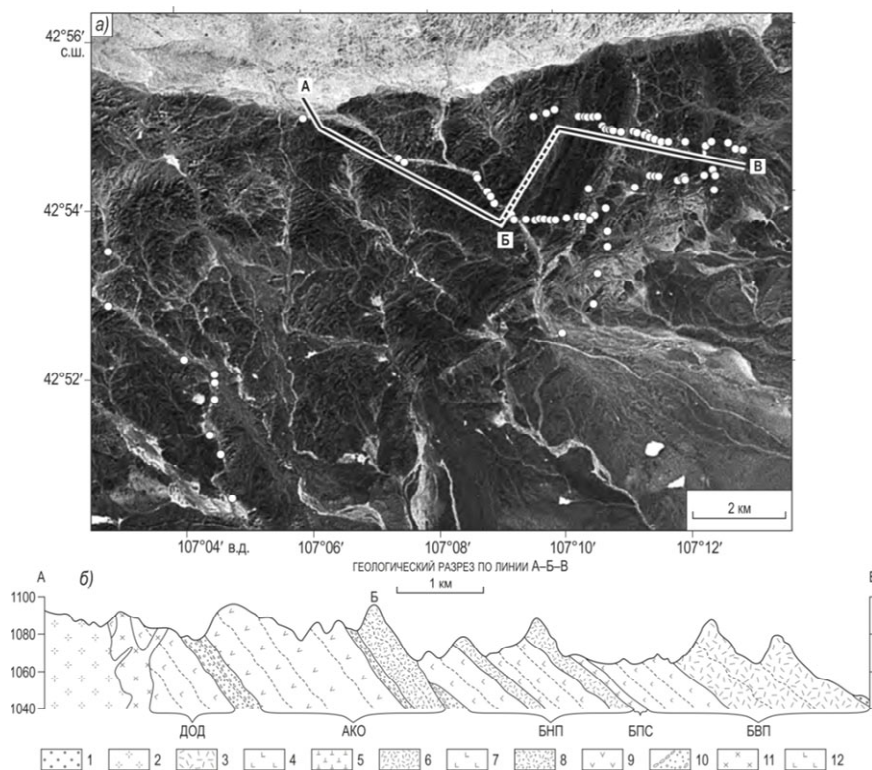


Рисунок 40. Космический снимок Landsat-7 (а) и геологический разрез (б) южного вулканического поля в обрамлении Ханбогдинского массива щелочных гранитоидов

а) — на космоснимке показано положение линии разреза и места отбора проб.

б): 1 — MZ_2-KZ осадочные отложения; 2 — щелочные граниты; 3–7 — вулканические породы бимодальной (Б) ассоциации: щёлочно-салические породы (3) и базальтоиды (4) — верхней пачки (БВП), дациты (5) — промежуточного слоя (БПС), щёлочно-салические породы (6) и базальтоиды (7) — нижней пачки бимодальной ассоциации (БНП); 8, 9 — вулканические породы активной континентальной окраины (АКО): 8 — дацитовые игнимбриты, 9 — базальтоиды и андезиты; 10 — конгломераты и песчаники, разделяющие вулканические толщи; 11 — интрузия монцитонитов-гранодиоритов, предположительно девонского возраста; 12 — базальтоиды девонские островодужного (ДОД) этапа развития.

Бимодальная вулканическая ассоциация в разрезах сложена чередующимися пакетами пород различного состава: с одной стороны, основных и средних лав и с другой — туфов, игнимбритов, лав и субвулканических тел комендитового и трахириолитового состава. Породы бимодального комплекса прослеживаются вдоль северо-восточного и южного обрамления Ханбогдинского массива и наращивают толщи АКО. Наиболее полный единый разрез АКО и бимодальной ассоциации наблюдается в пределах вулканического поля южной экзоконтактовой области Ханбогдинского массива (рис. 40). Здесь породы были детально опробованы (иногда практически послойно) в нескольких участках (см. рис. 40 а) и в обобщённом виде разрез представлен на рис. 40 б).

Породы бимодального комплекса субсогласно перекрывают вулканические толщи АКО, отделяясь от них невыдержанной по мощности пачкой песчаников и гравелитов. Выше наблюдается следующая последовательность более или менее однородных по составу пачек вулканических пород, разделённых на БНП (бимодальную нижнюю пачку, в скобках мощность в м): 1) андезибазальтов (400), 2) трахидацитовых и комендитовых туфов и игнимбритов (200), 3) оливинных базальтов (350), 4) комендитов и

трахириолитов (100), 5) дацитов (100) и БВП (бимодальная верхняя пачка): 1) оливковых базальтов (400), 2) трахириолитов, комендитов и их спекшихся туфов и игнимбринов (> 800). Слой дацитов, залегающий в верхах БНП, назван промежуточным слоем (ПС). Общая мощность разреза превышает 2000 м. Вулканический разрез содержит пластовые тела, как правило, гидротермально изменённых трахириолитов и щелочных гранитов. В южной части вулканического поля породы бимодальной ассоциации прорваны субвулканическим телом сложной морфологии, представленным розовыми трахириолитами и трахириодацитами. Первоначально площадь выходов пород бимодального комплекса, по-видимому, составляла не менее 1800–2000 км².

На классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ (рис. 41) видно, что девонские вулканы представлены базальтами, андезитами, дацитами и трахидацитами, редко риолитами.

Как правило, они относятся к нормальным по щёлочности породам, иногда к субщелочным (трахидацитам). Это — типичная дифференцированная низкотитанистая ($\text{TiO}_2 < 1,5$ мас. %) вулканическая ассоциация известково-щелочной серии с характерными для последней ростом содержания кремнезёма и падением общего Fe и Ti (рис. 42) при повышении железистости пород.

Мало чем от девонской ассоциации в петрохимическом плане отличаются вулканические породы нижней части разреза Ханбогдинской впадины, отнесённые к ассоциации АКО (см. рис. 41 и 42). Это непрерывно изменяющаяся по составу от базальтов до риолитов низкотитанистая ($\text{TiO}_2 < 1,5$ мас. %) вулканическая ассоциация нормальной и пограничной субщелочной щёлочности (см. рис. 41), относящаяся к известково-щелочной серии (рост содержания кремнезёма и падение общего Fe и Ti при росте железистости пород, см. рис. 42). Содержание Ti в породах ассоциации АКО проходит через максимум, обусловленный насыщением магмы Ti и дальнейшей кристаллизацией минералов-концентраторов Ti, с чем, как правило, связывают образование кислых магм в ассоциациях такого рода (Наумов и др., 1997).

В соответствии с описанным выше разрезом и петрохимическими параметрами вулканических пород в бимодальной ассоциации, выделены нижняя (БНП) и верхняя (БВП) пачки, разделённые резко отличным от них слоем дацитов ПС (см. рис. 40 б). БНП (трахиандезиобазальты, трахиандезиты, трахидацитовые и комендитовые туфы и игнимбрины, лавовые комендиты и трахириолиты на рис. 40 б) представлена в основном породами субщелочного ряда (см. рис. 41) с узким разрывом в составах между 65 и 70 мас. % кремнезёма. По петрохимическим показателям БНП занимает промежуточное положение между известково-щелочной и толеитовой сериями (см. рис. 42): для более основных пород характерен тренд снижения содержания кремнезёма и роста общего Fe с увеличением железистости пород, в то время как более кислые разновидности ведут себя противоположно, — т. е. более основные вулканы тяготеют к толеитовой серии, переходящей в более кислой её части к известково-щелочной серии. Базитовые составы БНП наиболее богаты из всех рассмотренных составов Ti и относятся к умеренно-титанистым

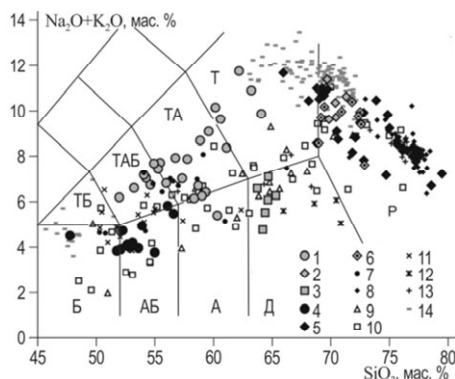


Рисунок 41. Классификационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ для палеозойских пород Ханбогдинского района

1, 2 — вулканические породы нижней пачки бимодальной ассоциации (БНП): 1 — базальтоиды–трахиты, 2 — щёлочно-салические породы; 3 — дациты промежуточного слоя (ПС); 4, 5 — вулканические породы верхней пачки бимодальной ассоциации (БВП): 4 — базальтоиды, 5 — щёлочно-салические породы; 6 — кислые субвулканические породы; 7, 8 — нерасчленившиеся породы северо-восточного вулканического поля: 7 — базальтоиды; 8 — щёлочно-салические породы; 9 — вулканические породы девонской островодужной ассоциации; 10 — окраинно-континентальные вулканические породы; 11, 12 — офиолиты Южно-Монгольской зоны герцинид: 11 — вулканические породы, 12 — осадочные породы; 13 — различные гранитоиды Ханбогдинского района нормального ряда щёлочности; 14 — вулканические породы о. Пантеллерия.

Поля классификационной диаграммы: Б — базальты, АБ — андезиобазальты, А — андезиты, Д — дациты, ТБ — трахибазальты, ТАБ — трахиандезиобазальты, ТА — трахиандезиты, Т — трахиты и трахидациты, Р — риолиты.

разностям, превосходящим по этому показателю не только средний состав островодужных базальтов, но и базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). Отметим специфику составов комендитов и трахириолитов, имеющую прямое отношение не только к БНП, но и к рассмотренной ниже БВП.

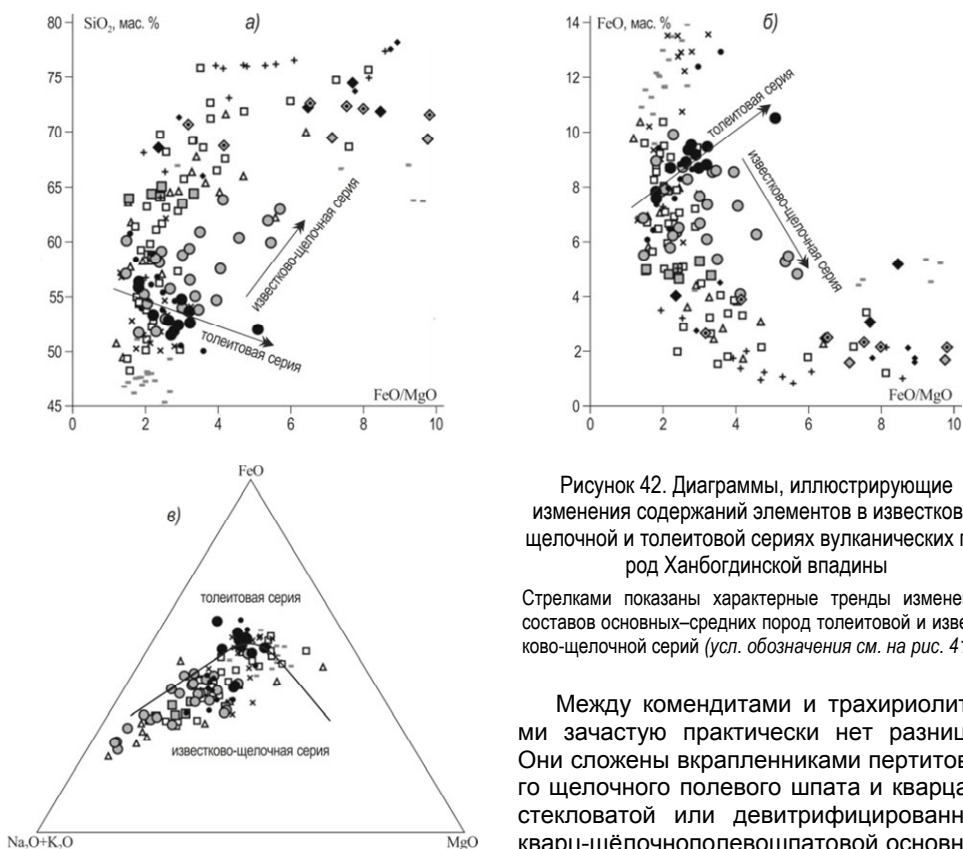


Рисунок 42. Диаграммы, иллюстрирующие изменения содержаний элементов в известково-щелочной и толеитовой сериях вулканических пород Ханбогдинской впадины

Стрелками показаны характерные тренды изменения составов основных-средних пород толеитовой и известково-щелочной серий (усл. обозначения см. на рис. 41).

Между комендитами и трахириолитами зачастую практически нет разницы. Они сложены вкрапленниками пертитового щелочного полевого шпата и кварца в стекловатой или девитрифицированной кварц-щёлочнополевошпатовой основной массе, но отличаются наличием щелоч-

ных амфиболов и эгирина в основной массе комендитов и отсутствием их в трахириолитах, а также появлением мелких зёрен окисленного магнетита в последних. Соответственно, комендиты чаще имеют коэффициент агпаитности ($K_{агп}$) > 1 , а трахириолиты — < 1 . Нередко переход от комендитов к трахириолитам явно связан с вторичными изменениями первых за счёт неустойчивости щелочных амфиболов и пироксенов и замещения их гидроокислами Fe при выносе Na и K. Этот переход сопровождается покраснением пород, в результате чего, в изменённом виде комендиты становятся очень похожими на обычные риолиты АКО. Поэтому для отличия комендитов и трахириолитов бимодальной ассоциации и риолитов АКО мы использовали содержания мало подвижного при вторичных изменениях Nb, которым заметно богаче агпаитовые комендиты и трахириолиты по сравнению с любыми риолитами АКО и островных дуг.

На рисунке 43 представлены зависимости кремнекислотности и коэффициента агпаитности пород от содержаний Nb всех перечисленных выше вулканических ассоциаций. Все комендитовые и трахириолитовые составы имеют более высокие концентрации ниобия. При $SiO_2 = 70$ мас. % граничное значение содержания Nb, разделяющее кислые породы АКО и комендиты и трахириолиты, составляет около 13 ppm.

Пограничным слоем между верхней и нижней пачками бимодальной вулканической ассоциации является выдержанный на большом расстоянии по простиранию толщи слой дацитов мощностью ~ 100 м (см. рис. 40). По своему химическому составу этот слой вулканитов не похож ни на какие породы бимодальной ассоциации. Дациты промежуточного слоя резко отличаются от составов пород верхней пачки, и, по всем петрохимическим и геохимическим показателям, скорее, относятся к известково-щелочной вулканической ассоциации девона и АКО, чем к бимодальной ассоциации.

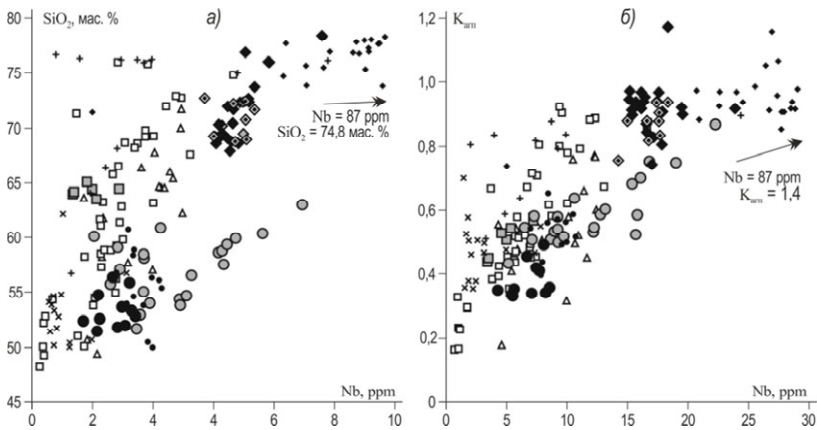


Рисунок 43. Вариации содержания кремнезёма и коэффициента агаптности ($K_{\text{агп}}$) относительно концентрации Nb в вулканических породах Ханбогдинского района (усл. обозначения см. на рис. 41)

Согласно залегающая на ПС толща БВП (см. рис. 40) наиболее строго может считаться бимодальной, так как в ней присутствуют практически только базальты и андезибазальты, с одной стороны, и комендиты и трахириолиты — с другой. Разрыв в ряду составов по содержанию кремнезёма составляет 57–65 мас. %. В отличие от ассоциации БНП, в основном сложенной субщелочными вулканитами, базиты БВП относятся к нормальному ряду, близкому к базитам девона и АКО (см. рис. 41). Но в базитах БВП содержание кремнезёма с ростом железистости, скорее, падает, а валовое содержание Fe растёт, что позволяет отнести их к толеитовой петрохимической серии. Содержание Ti в них на уровне MORB. Итак, вулканические ассоциации АКО и девона — типично островодужные известково-щелочные, низкотитанистые; переход от ассоциации девона к АКО практически не сказывается на составах вулканитов.

Начиная с БНП условия формирования магм изменились: появляются первые признаки бимодальности, повышается щёлочность и титанистость магм, отмечается переход в процессе их дифференциации от толеитовой к известково-щелочной серии с образованием комендитов и трахириолитов. Затем снова появляются аналоги известково-щелочных магм типа АКО в виде дацитов ПС.

БВП характеризует формирование толеитовых базальтов с умеренной титанистостью (типа MORB), комендитов и трахириолитов с разрывом составов между ними. Всё это фиксируется в едином обобщённом разрезе.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В СУБДУКЦИОННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ. На рис. 44, помимо составов изучаемых пород, показаны линии, соответствующие равным отношениям содержаний несовместимых элементов, а также приведены данные по вулканическим породам о. Пантеллерия (модельный источник ОИВ). Из рисунка видно, что эволюционные линии составов различных ассоциаций в разной степени отклоняются от линий равных отношений заданных элементов от субпараллельных (для отношений La/Yb и Zr/Nb) до косо секущих (для Nb/U и Ce/Pb). По всем индивидуальным отношениям подавляющее количество составов рассмотренных вулканических пород близко к таковому для островодужного источника, но с тем или иным участием источника MORB и обогащённых источников (ОИВ или СС), а также с участием кристаллизационной дифференциации, характеризующей накопление элементов.

На рисунке 45 а ($\text{Th/Ta} - \text{Nb/U}$) хорошо видно, что подавляющее большинство составов всех изученных вулканических ассоциаций отвечает зависимостям, близким к гиперболическим. К линии, соответствующей составам офиолитов, близки составы базитовых пород почти для всех вулканических ассоциаций. Отклоняются от этой линии большинство составов пород БНП — и комендиты, и трахириолиты. Линия, аппроксимирующая составы офиолитов и большинства других рассматриваемых вулканических пород, является, судя по рис. 44, обобщающей разные процессы, участвовавшие в образовании пород.

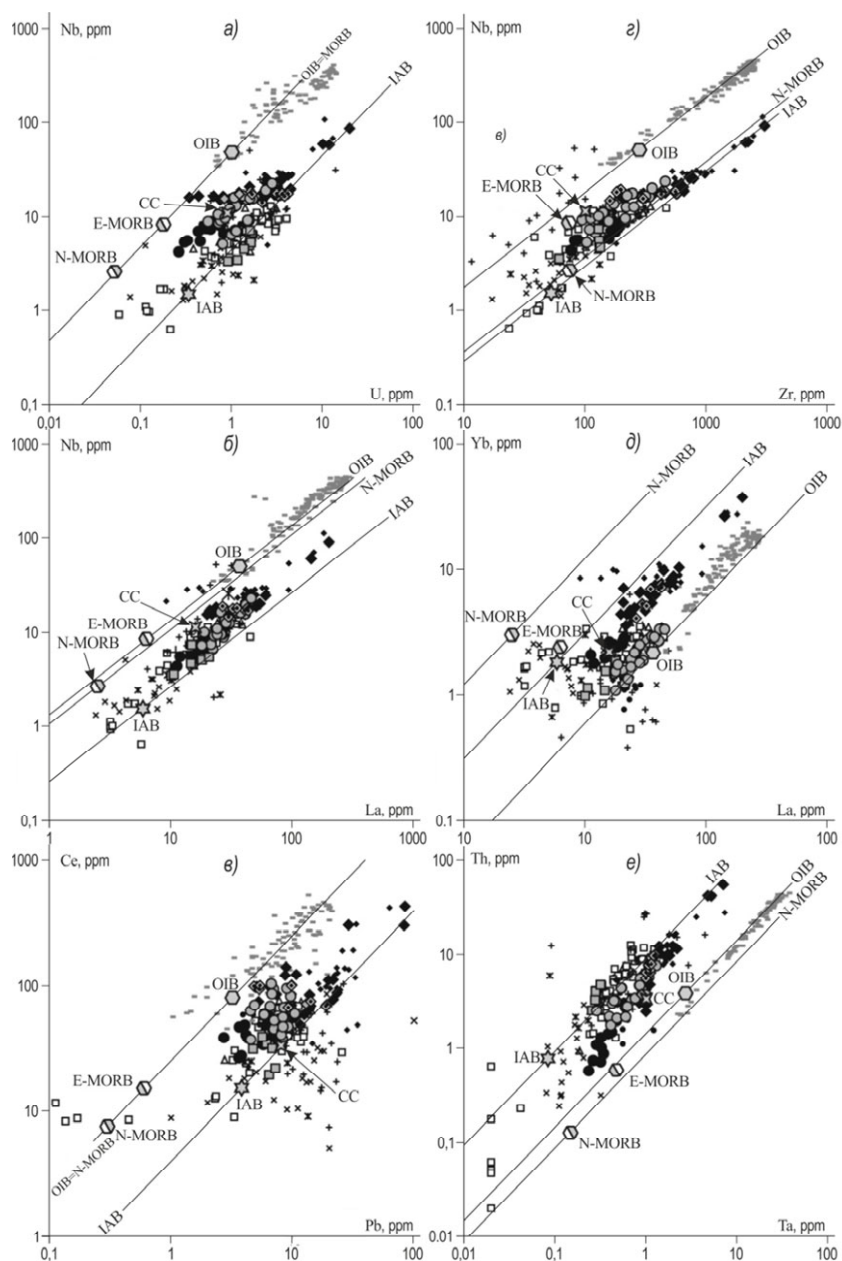


Рисунок 44. Вариации концентраций несовместимых микроэлементов в вулканических породах Ханбогдинского района

Показаны модельные составы базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB — нормальные, E-MORB — обогащённые), океанических островов (OIB) и островных дуг (IAB), а также континентальной коры (CC), как возможные источники рассматриваемых пород. Проведены линии равных отношений для соответствующих источников.

В случае постоянных величин канонических отношений при дифференциации магм она должна соответствовать линии смешения двух групп источников магм: островодужного типа IAB и мантийного (либо типа MORB, либо типа OIB). Разделение мантийных источников показано на *рисунке 45 в* ($La/Yb - Nb/U$), где модельные источники типа OIB и типа MORB заметно различаются по величине La/Yb отношения. Одним конечным мантийным источником для магм изучаемых вулканических ассоциаций является источник типа MORB, а не источник типа OIB (*см. рис 45 в*).

Из рисунка 45 а видно, что вторым конечным источником для этих магм является субдукционный источник типа IAB. На рис. 45 б ($Zr/Nb - Nb/U$) этот вывод подтверждается, и видно, что конечным мантийным источником вулканических ассоциаций девона, АКО и БВП является смесь источников деплетированной (типа N-MORB) и обогащённой мантии (E-MORB) срединно-океанических хребтов. Эту же тенденцию обнаруживают составы комендитов и трахириолитов, а также БНП, но с явным участием СС (рис. 45 а).

Анализ распределения составов вулканических пород каждой ассоциации на такого рода диаграммах раскрывает важные подробности дифференциации их магм и происхождения вулканизма Ханбогдинского района.

Во-первых, на рис. 44 а многие составы вулканических пород располагаются в области высоких отношений Th/Ta (>9 при модельном значении источника IAB ~ 9) при практическом постоянстве величины $Nb/U = 3-6$.

Это означает либо более высокое по сравнению с модельным региональное отношение Th/Ta в источнике магм, либо рост этого отношения в процессе дифференциации магм. Из рисунков 45 а и 46 а видно, что для вулканических пород девонской ассоциации, дацитов ПС и некоторых пород АКО, значение Th/Ta отношения в которых превышает модельное значение в источнике IAB, это отношение растёт с увеличением в породах содержания Nb и кремнезёма, т. е. с увеличением степени дифференцированности магм (или уменьшением степени плавления источника).

Поскольку рост содержания кремнезёма в этих ассоциациях происходит при более высоких чем допускает средний состав СС значениях Th/Ta , то этот эффект, скорее, связан с дифференциацией магм ассоциаций девона и АКО, а не с ассимиляцией СС. В пользу этой причины появления таких высоких значений Th/Ta отношения свидетельствует и высокое содержание кремнезёма в кислых вулканических и плутонических породах с высоким отношением Th/Ta . Отметим также, что поля составов БВП и БНП на рисунках 46 а и 47 а надстраивают друг друга с ростом величины Th/Ta отношения и содержания Nb и кремнезёма, но это может быть результатом не только дифференциации магм, но и смешения таких источников, как MORB, IAB и СС.

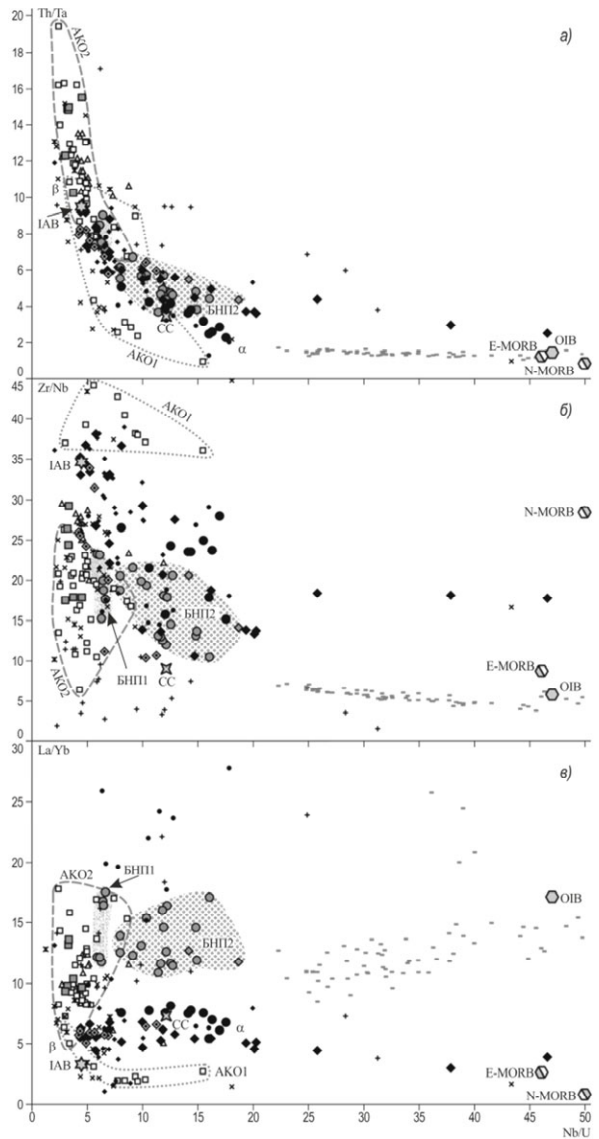


Рисунок 45. Вариации отношений Th/Ta (а), La/Yb (б) и Zr/Nb (г) относительно Nb/U в вулканических породах Ханбогдинского района (усл. обозначения см. на рис. 41; модельные источники — см. на рис. 44)

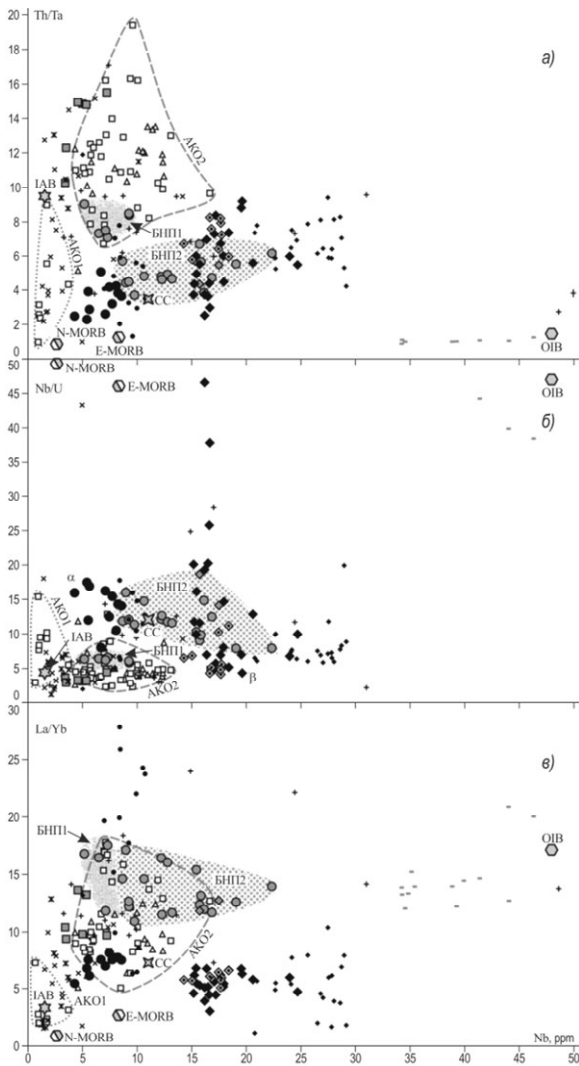


Рисунок 46. Вариации отношений Th / Ta (а), Nb / U (б) и La / Yb (в) относительно содержания Nb в вулканических породах Хабогдинского района (усл. обозначения см. на рис. 41; модельные источники — см. на рис. 44)

с низким Nb / U (< 18), высоким Zr / Nb (> 35), с низким La / Yb (< 7), с низким Ce / Pb (< 6), с низким Nb / La ($< 0,5$); сюда относятся вулканические породы, развитые к северо-западу от Ханбогдинского гранитного массива; 2) вулканиды переменного состава AKO-2 ($\text{SiO}_2 = 50\text{--}65$ мас. %) с низкими и умеренными содержаниями Nb (> 2 ppm) и с низким Zr / Nb (< 30), с переменными значениями отношений La / Yb (от 4 до 18), Ce / Pb (от 1,5 до почти 10), с высоким отношением Th / Ta (от 7 до 19). Первая базитовая группа по всем перечисленным геохимическим параметрам ближе всего к субдукционному источнику типа IAB, возможно, с примесью источника типа MORB (по данным Nb / U (~ 16), Ce / Pb (~ 19), Th / Ta (~ 1)). Она отличается от второй группы большим разбросом величин канонических отношений. Вторая группа пород близка к наиболее компактной по величине Nb / U (3–6) пород AKO.

Бимодальная ассоциация. По соотношению Nb / U и содержанию Nb большого различия между составами БНП и БВП не отмечается (см. рис. 46 б), но имеются заметные отличия бимодальной ассоциации от описанных выше составов пород ассоциаций девона и AKO. Небольшое количество проб ассоциации БНП попадает в поле

Величина Nb / U в большинстве изученных пород варьирует в рамках, соответствующих надсубдукционному источнику IAB, образуя при вариациях содержания ниобия до 37 ppm субгоризонтальную линию эволюции (практически при постоянном Nb / U, равном 3–6), типичную для кристаллизационной дифференциации (см. рис. 46 б, 47 б). Этот вывод подтверждается соотношениями Nb / U с кремнекислотностью пород (см. рис. 47 б) и соотношением Nb / U и Eu / Eu^* , когда рост содержания Nb сопровождается ростом кремнекислотности и понижением величины Eu / Eu^* от 1,2 до 0,7 (рис. 48 б). Такой тип дифференциации с ростом кремнекислотности и с участием фракционирования полевых шпатов характерен для типичных субдукционных известково-щелочных магматических ассоциаций. Следовательно, мы получаем подтверждение того, что породы с высоким Th / Ta отношением являются результатом дифференциации магм. Наименее дифференцированные составы пород девона и AKO отклоняются в сторону мантийных источников типа MORB (пробы с Nb / U > 10).

По показателям степени дифференцированности пород и отношениям вулканические породы AKO разделены на: 1) базиты AKO 1 ($\text{SiO}_2 < 55$ мас. %) с весьма низкими содержаниями Nb (не > 2 ppm),

ассоциации девона и АКО–2 (ассоциация БНП–1), с отношением Nb/U, равным 5–7, и минимальным содержанием Nb ~ 5 ppm, большая же часть составов (ассоциация БНП–2) распределена вдоль линии α и β , которая, скорее всего, совмещает процесс дифференциации магм состава α и смешения компонентов α с Nb/U ≥ 18 (Nb = 5 ppm) и компонента β с Nb/U ~ 5 (Nb = 20 ppm).

В точке β сливаются тренды дифференциации ассоциаций девона, АКО, ПС и БНП–1 с линией дифференциации и смешения БНП–2. Компонент β — типичный субдукционный источник типа IAB, характерный как главный источник магм всех охарактеризованных выше вулканических ассоциаций. Компонент α — это смесь источников IAB и MORB (см. рис. 45). Судя по тому, что в наименее дифференцированных магмах нижней пачки бимодальной ассоциации промежуточных составов между α и β практически нет, похоже, что компонент α — это смесь именно источников, а не магм, и он явно содержит долю источника MORB. Этот источник фиксируется также в офиолитах герцинид и вулканитах АКО–1. Большая часть составов вулканитов БНП–2 богаче Nb, чем вулканиты БВП, возможно, связанные либо с вовлечением источника типа OIB, либо с ассимиляцией магмами БНП–2 среднего состава СС (см. рис. 45 а). Составы БНП и БВП с ростом степени дифференцированности (содержания Nb) обогащаются кремнезёмом (рис. 49), что может быть связано либо с дифференциацией магм, либо с ассимиляцией магмами верхней коры (а также осадков офиолитов и гранитоидов). Дацинты ПС бимодальной ассоциации явно связаны с источником типа IAB (см. рис. 46 б). Вероятно, дацинты ПС связаны с дифференциацией наиболее бедных Nb магм типа АКО–1.

На рисунке 49 отчётливо видна прямая корреляция содержаний Nb и кремнезёма для всех изученных ассоциаций вулканитов. Из анализа рисунка следует: 1) источники наиболее бедных кремнезёмом базитовых магм всех ассоциаций варьируют от IAB через N-MORB до E-MORB при росте содержания Nb (в последовательности АКО–1 — IAB; АКО–2 и девон — IAB (или N-MORB) + E-MORB; БВП, БНП–1 — то же, но с обогащением E-MORB; БНП–1 — E-MORB), но при постоянной кремнекислотности, что свидетельствует о влиянии на состав таких магм именно их источников, а не дифференциации магм; 2) прямая корреляция между содержаниями Nb и кремнекислотностью в

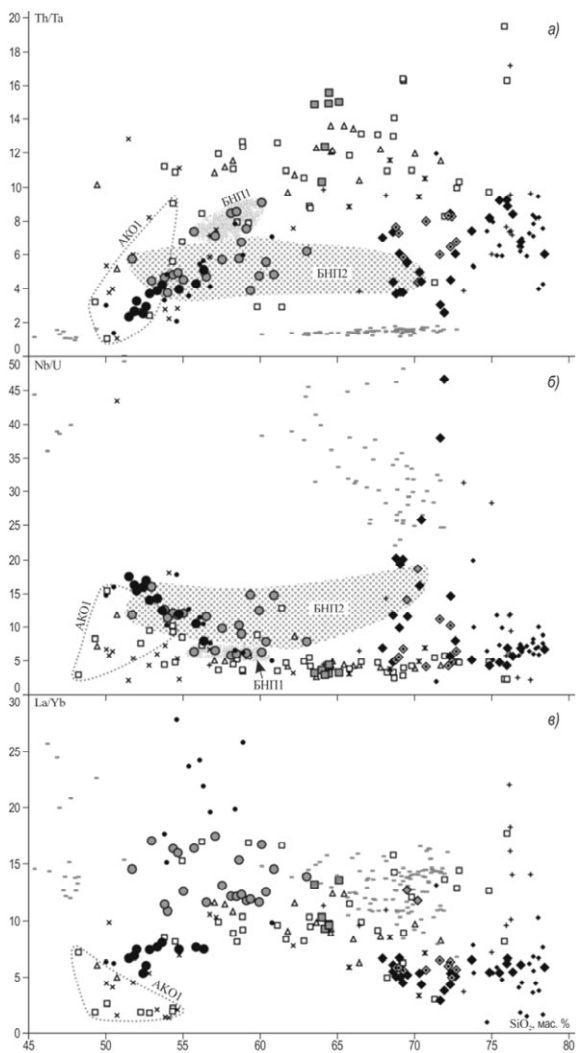


Рисунок 47. Вариации отношений Th / Ta (а), Nb / U (б) и La / Yb (в) относительно концентрации SiO₂ в вулканических породах Ханбогдинского района (усл. обозначения см. на рис. 41; модельные источники — см. на рис. 44)

ассоциации БНП–2 может быть связана как с дифференциацией магм, так и с ассимиляцией верхней коры их магмами. Такая же корреляция содержаний Nb и кремнезёма в магмах других ассоциаций явно связана с дифференциацией магм, так как линии их эволюции располагаются ниже составов СС.

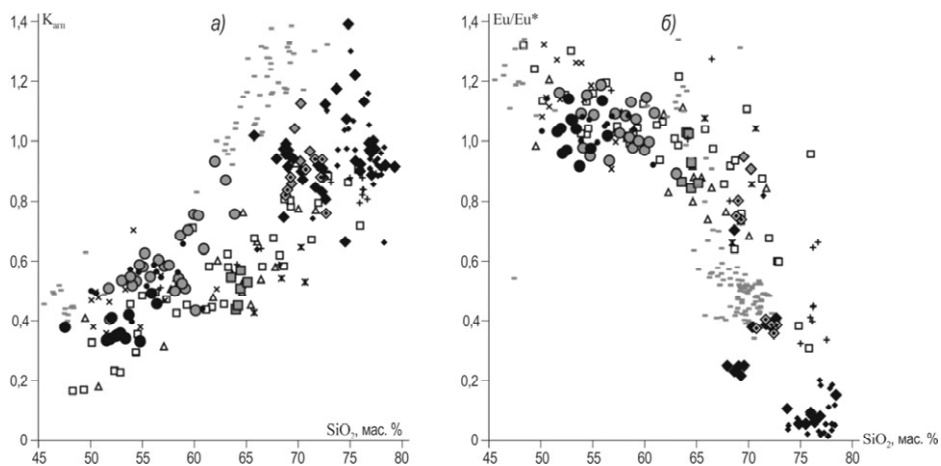


Рисунок 48. Вариации коэффициента апатитности ($K_{\text{апат}}$) и величины европиевого минимума (Eu / Eu^*) относительно концентрации SiO_2 в вулканических породах Ханбогдинского района (усл. обозначения см. на рис. 41)

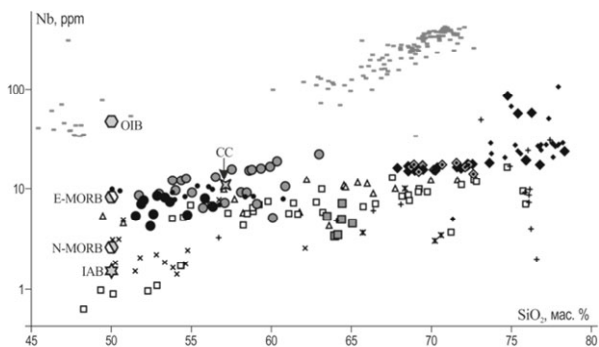


Рисунок 49. Вариации содержаний Nb относительно SiO_2 в породах Ханбогдинского района (усл. обозначения см. на рис. 41; модельные источники — см. на рис. 44)

Наконец, многие составы комендитов и трахириолитов концентрируются вблизи состава субдукционного компонента β при том же низком отношении $\text{Nb}/\text{U} \sim 3-6$ (см. 46 б), который мог возникнуть при дифференциации базитовых магм, выплавленных из источника типа IAB. Так как этот тренд дифференциации для комендитов и трахириолитов продолжается с дальнейшим накоплением Nb по сравнению с составом β , то маловероятно, что состав β — это случайный продукт дифференциации базитовых магм.

Должен существовать индивидуальный источник состава β , которым могут быть либо базиты, связанные с источником IAB и подвергнутые анатексису, либо верхняя континентальная кора (см. рис. 46 б, 47 б). Последняя, если она, по мнению многих исследователей, образуется за счёт эволюционирующих субдукционных магм, должна иметь характерные для этой обстановки величины канонических отношений (напр., $\text{Nb}/\text{U} = 3-6$), что может указывать либо на неполноту видимого и изученного разреза бимодальной ассоциации, либо на образование таких кислых вулканитов при анатексисе спилитизированных базитов офиолитов, среди которых есть составы с таким высоким отношением Nb/U .

Ещё одна особенность вулканизма Ханбогдинской впадины — повышенное по сравнению со средним для IAB отношение La/Yb , которое может быть связано либо с дифференциацией магм, либо региональной особенностью их источников. На рис. 46 в видно, что отношение La/Yb вулканитов АКО растёт с увеличением степени дифференциации, чего нельзя сказать в отношении пород девонской и бимодальной ассоциаций. Более того, на рис. 47 в составы АКО, БНП и БВП группируются в поля с близкими величинами La/Yb , и с возрастанием кремнекислотности пород они смещаются в

сторону всё более высоких значений La/Yb от составов АКО–1 до БНП. Такие зависимости могут быть объяснены добавлением к источникам типа IAB и MORB всё большей доли источника типа OIB или CC (см. рис. 47 в). Дальнейшая дифференциация всех магм, включая БНП, возможно, с участием ассимиляции верхней коры приводила к росту кремнекислотности остаточных магм.

Повышенное значение La/Yb в изученных вулканитах связано либо с добавлением в источник магм примеси OIB и последующей дифференциации магм, либо с ассимиляцией этими магмами верхней континентальной коры и также последующей дифференциацией магм.

Таким образом, вариации отношений несовместимых элементов-примесей в вулканических породах Ханбогдинской впадины показывают, что образование их магм связано с главным источником типа IAB, к которому добавлялся в разных пропорциях источник типа MORB. Наибольшее участие последнего отмечается в магмах бимодальной ассоциации (БНП–2 — E-MORB, для БНП–1 и БВП — N-MORB).

Смена геодинамических обстановок в геологической эволюции Ханбогдинской впадины и происхождение комендитов и трахириолитов. В процессе геологической эволюции Ханбогдинской впадины геодинамические обстановки формирования вулканизма хотя и менялись, но главной оставалась субдукционная обстановка с источником вулканизма типа IAB. Девонское основание впадины и вообще офиолиты Южно-Монгольских герцинид формировались в обстановке островных дуг (Khashgerel et al., 2006; Ярмолюк, Ковач и др., 2007), а вулканы стратиграфически нижней части самой впадины образовались в условиях АКО и отделены от девонской ассоциации горизонтом конгломератов. Поскольку отношения несовместимых элементов-примесей — индикаторов геодинамических обстановок, оставались в этих ассоциациях достаточно постоянными, можно допустить и близкие источники формирования для ранних вулканических ассоциаций. Субдукционные вулканические ассоциации являются дифференцированными, варьирующими по составу от базитов до дацитов и риолитов. Не исключено, что в образовании кислых пород этих ассоциаций участвовала не только дифференциация магм, но и ассимиляция ими кислой континентальной коры. Вулканическая ассоциация АКО разделена на наиболее примитивную АКО–1, развитую в удалённой северо-западной периферийной части Ханбогдинского массива, и АКО–2 — обычную по составам и пространственно наиболее широко распространённую. При переходе от ассоциации АКО к БНП, который не сопровождается существенным стратиграфическим или структурным несогласием в южном разрезе, геодинамическая ситуация меняется: вулканы БНП–1 сохраняют все геохимические черты ассоциации АКО–2, но породы БНП–2 отличаются повышенной щёлочностью, титанистостью, переходным типом от известково-щелочной к толеитовой серии, признаками участия мантийных источников, скорее всего типа E-MORB. Считается, что такие вулканические ассоциации возникают, когда к зоне субдукции приближается область срединно-океанического хребта (СОХ), в связи с чем конвективная ячейка в астеносфере между СОХ и АКО сужается и в СОХ преобладает вулканизм типа E-MORB (Donnelly et al., 2004), который в заметном объёме подмешивается к субдукционному вулканизму. Этот своеобразный смешанный по источникам вулканизм чередуется с обычным субдукционным (дациты ПС), а завершается толеитовым умеренно-титанистым вулканизмом нормальной щёлочности БВП. В своей базитовой части такой вулканизм слабо дифференцирован, но с широким распространением комендитов и трахириолитов, в связи с чем, наиболее близок к классическому бимодальному. Предполагаемая близость этого вулканизма по дополняющему источнику (типа N-MORB) к субдукционному источнику типа IAB свидетельствует о ещё большей пространственной сближенности обстановок островной дуги и СОХ в течение образования ассоциации БВП. В целом эволюция вулканизма Ханбогдинской впадины по смене геодинамических обстановок и специфики состава пород напоминает эволюцию западной окраины Северной Америки в кайнозое (Зоненшайн и др., 1973; Коваленко, Моссакровский, Ярмолюк, 1983; Покровский, Жидков, 1993), где фиксируется такая же последовательность вулканизма: сначала нормального субдукционного типа, а затем бимодального с огромными объёмами комендитов в провинции Бассейнов и Хребтов при столкновении Восточно-Тихоокеанского поднятия с западной окраиной Северной Америки. Если такая аналогия реальна, то она доказывает физическую вероятность образования необычных для субдукционных обстановок апаитовых кислых пород в условиях субдукции и коллизии СОХ и континентальной плиты.

Анализ составов магм (расплавных включений) из разных геодинамических обстановок (Коваленко, Наумов и др., 2009) показал, что агапитовые кислые магмы могут возникать в любых геодинамических обстановках, но в разных пропорциях с кислыми неагапитовыми магмами, напр., во внутриплитных континентальных обстановках их доля среди кислых магм больше, чем в островодужных обстановках и АКО, но они есть и в тех, и в других. Одним из условий для проявления кислых агапитовых магм в любых, в т. ч. и островодужных, обстановках является наличие материнских базитовых магм повышенной щёлочности, близких к таким же базитам внутриконтинентальных обстановок. В обычных островодужных магмах таких базитовых исходных магм немного и, соответственно, редкими являются агапитовые кислые породы, которые подавляются более распространёнными неагапитовыми. Вторым условием образования кислых агапитовых магм является способность исходных магм к глубокой дифференциации вплоть до образования кислых расплавов, доля которых по мере эволюции первичных магм снижается. Реализация первого условия в природных магматических системах осуществляется в первую очередь, видимо, за счёт плагиоклазового эффекта Боуэна (Bowen, 1945), в случае если коэффициент агапитности расплава, равновесного с плагиоклазом, выше, чем плагиоклаза. Этот эффект проявлен практически во всех вулканических ассоциациях, что подтверждается прямой корреляцией коэффициента агапитности с величиной Eu/Eu^* (см. рис. 48 б), но в исходных базитовых магмах для большинства из них нет необходимой повышенной щёлочности. Последняя имеет место в вулканиках ассоциации БНП, в которой, кроме того, есть практически все переходные по составам породы от базитов через средние породы до кислых. Все они характеризуются повышенной щёлочностью, соизмеримой с модельными континентальными внутриплитными обстановками, а также небольшой долей кислых пород по сравнению с основными и средними, что типично для процесса кристаллизационной дифференциации. При этом кислые породы БНП имеют величины канонических отношений, близкие к таковым отношениям для базитовых пород, что свидетельствует о близости источников для базитовых и кислых магм этой ассоциации.

Таким образом, кислые агапитовые породы БНП мы связываем с кристаллизационной дифференциацией базитовых магм повышенной щёлочности. Отметим также, что такая кристаллизационная дифференциация должна была протекать в сравнительно малоглубинных условиях (при давлениях < 9 кбар), поскольку плагиоклазовый эффект, необходимый для такой дифференциации, может осуществляться в условиях стабильности плагиоклаза.

Для БВП такая модель мало вероятна, поскольку, во-первых, здесь мы имеем ассоциацию кислых агапитовых магм с базитовыми магмами толеитовой специфики, при которой в процессе кристаллизационной дифференциации не происходит накопления кремнезёма до уровня составов кислых магм. Во-вторых, щёлочность таких магм нормальная, а не повышенная, как это требуется для образования кислых агапитовых магм. В-третьих, объём кислых магм в ассоциации БВП соизмерим с объёмом базитовых магм, что противоречит механизму кристаллизационной дифференциации. В-четвёртых, вариации значений отношений содержаний несовместимых элементов в кислых магмах БВП часто не совпадают их с вариациями для средних и основных магм, что свидетельствует о далеко не полном соответствии источников кислых и базитовых магм. Для объяснения происхождения ассоциации БВП может быть рассмотрена модель анатексиса базитовых пород, особенно спилитизированных (Коваленко, Козловский, Ярмолюк, 2009), или кумулятов их магм как это было предложено для бимодальной ассоциации о. Пантеллерия (Mahood, Baker, 1986). При спилитизации базитов в них повышается содержание натрия, что приводит к повышению в таком источнике общей щёлочности, достаточной для выплавления трахитов, дифференциация магм которых уже может привести к появлению комендитов и трахириолитов (Коваленко, Козловский, Ярмолюк, 2009).

В этой модели источниками кислых магм БВП могут быть как базиты БНП, так и спилитизированные базиты БВП или даже более ранних субдукционных ассоциаций. Видимо, не случайно среди составов комендитов и трахириолитов ассоциации БВП имеются составы трахитов, наиболее близкие к примитивным составам кислых агапитовых магм. Дифференциация таких или более кислых трахидацитовых магм может привести к формированию всей ассоциации комендитов-трахириолитов в БВП. Кислые породы ассоциаций БНП и БВП формировались разными способами. Для ассоциации БНП допускается образование комендитов и трахириолитов при кристаллизационной

дифференциации базитовой магмы повышенной щёлочности, в свою очередь, образованной в островодужной (субдукционной) геодинамической обстановке, модифицированной приближающейся к зоне субдукции зоны СОХ (в условиях источников IAB + E-MORB). Кислые породы ассоциации БВП были сформированы при анатексисе толеитовых базитов этой ассоциации, особенно спилитизированных, как и любых других базитов, и последующей кристаллизационной дифференциации анатектических магм. Толеитовые базиты ассоциации БВП, только парагенетически связанные с комендитами и трахириолитами, в свою очередь, образовались в субдукционной обстановке, ещё более модифицированной сближенным с зоной субдукции герцинским СОХ (в условиях источников IAB+N-MORB).

Выводы:

Изучен разрез вулканических пород Ханбогдинской верхнепалеозойской впадины на юге Монголии с участием комендитов (южномонгольских герцинидов): основание впадины (офиолиты девона с возрастом древнее 362 млн л.), вулканические ассоциации АКО (с возрастом 330 млн л.), бимодальная ассоциация с возрастом ~ 290 млн л., разделённая на нижнюю пачку (БНП), дациты промежуточного слоя (ПС) и бимодальную ассоциацию верхней пачки (БВП).

1. Вулканические ассоциации девона и активной континентальной окраины (АКО) — известково-щелочные, низкотитанистые; переход от ассоциации девона к АКО практически не сказывается на составах вулканитов. Начиная с БНП, появляются первые слабые признаки бимодальности, повышается щёлочность и титанистость магм, отмечается переход в процессе их дифференциации от толеитовой к известково-щелочной серии с образованием комендитов и трахириолитов. Затем снова появляются аналоги известково-щелочных магм типа АКО в виде дацитов ПС. Вулканическая ассоциация БВП образована толеитовыми базальтами с умеренной титанистостью (типа MORB), комендитами и трахириолитами с разрывом в ряду составов между основными и кислыми породами.
2. Вариации канонических отношений несовместимых элементов-примесей в вулканических породах Ханбогдинской впадины вместе с их петрохимическими параметрами показывают, что их образование связано с главным источником типа IAB, к которому добавлялся в разных пропорциях источник типа MORB. Наибольшее участие последнего отмечается в магмах бимодальной ассоциации (БНП-2 — E-MORB, для БНП-1 и БВП — N-MORB). БНП и БВП разделены ПС, скорее всего, известково-щелочной серии, свидетельствуя о продолжении одновременно с бимодальным обычным андезитоидного островодужного вулканизма.
3. При геологической эволюции Ханбогдинской впадины геодинамические обстановки формирования вулканизма хотя и менялись, но главной оставалась субдукционная обстановка с источником вулканизма типа IAB, которая сохранялась практически постоянной в течение времени формирования девонского основания впадины и вообще офиолитов южномонгольских герцинид (островные дуги), а также стратиграфически нижней части самой впадины (АКО). Образующиеся при этом субдукционные вулканические ассоциации являются дифференцированными, варьирующими по составу от базитов до дацитов и риолитов, возможно, образованными при участии ассимиляции СС. Допускается, что бимодальная вулканическая ассоциация возникла, когда к зоне субдукции приблизился срединно-океанический хребет (вулканизм типа E-MORB, который в заметном объёме подмешивается к субдукционному вулканизму). В целом эволюция вулканизма Ханбогдинской впадины по смене геодинамических обстановок и специфике состава вулканизма напоминает эволюцию западной окраины Северной Америки в кайнозое.
4. Комендиты и трахириолиты ассоциации БНП формировались при кристаллизационной дифференциации базитовой магмы повышенной щёлочности, в свою очередь, образованной в островодужной (субдукционной) геодинамической обстановке, модифицированной приближающимся к зоне субдукции срединно-океаническим хребтом (источники IAB + E-MORB). Кислые породы ассоциации БВП являются результатом анатексиса толеитовых базитов этой ассоциации (источники IAB + N-MORB), особенно спилитизированных (как и любых других базитов), и последующей кристаллизационной дифференциации анатектических магм.

2.3. РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТОИДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УЛУГ-ТАНЗЕК (ТУВА)

В южной окраине Сибирской платформы и её складчатом обрамлении широко проявлен редкометалльный магматизм, охватывающий интервал времени более миллиарда лет — от позднего рифея до позднего мезозоя. На основе возраста и тектонических условий проявления соответствующих магматических процессов выделены эпохи редкометалльного магматизма (Коваленко и др., 2003 б). Тем не менее, для ряда эпох редкометалльного магматизма вопрос о закономерностях его проявления в структурах региона пока ещё остаётся открытым. В частности, это относится к эпохе, с которой связано формирование уникального комплексного редкометалльно-редкоземельного месторождения Улуг-Танзек (Восточная Тува). Существующие оценки возраста вмещающих его щелочных гранитоидов варьируют в очень широких пределах (229–217 млн л., K-Ar метод по калиевому полевому шпату) и охватывают весь триас (Гречищев и др., 1998). Однако в регионе этот возрастной диапазон в целом является амагматичным. Поэтому, достоверность полученных к настоящему времени оценок возраста вызывает сомнение и соответственно возникает вопрос, с какими геологическими событиями было связано формирование месторождения. Ниже приведены результаты датирования щелочных гранитоидов Улуг-Танзекского массива U-Pb методом по циркону и Ar-Ar методом. С учётом полученных геохронологических данных проанализировано его положение в структуре разновозрастных с ним магматических ареалов и на этой основе реконструирована геодинамическая обстановка проявления редкометалльного магматизма соответствующей эпохи.

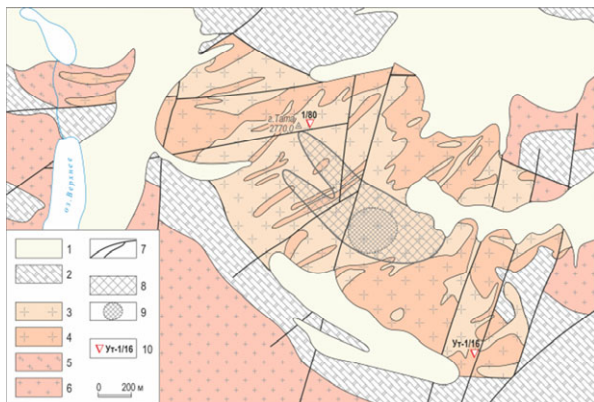


Рисунок 50. Карта-схема геологического строения Улугтанзекского массива (по О.А. Гречищеву, 2004)

1 — четвертичные отложения; 2 — мраморы графитосодержащие; 3–6 — интрузивные образования: 3–4 — улугтанзекский комплекс (PZ₃): 3 — рибекитсодержащие кварц-альбит-микроклиновые граниты; 4 — полислюдистые (мусковит-полилититионитовые, мусковитовые) кварц-альбит-микроклиновые граниты; 5 — граносиениты серые мелкозернистые (PZ₁); 6 — граниты биотитовые, амфибол-биотитовые (PR₁); 7 — тектонические нарушения; 8 — богатые руды; 9 — проекция пегматоидного шлира на поверхность; 10 — места отбора проб и их номера.

Улугтанзекский массив щелочных гранитоидов расположен в юго-восточной части Тувы в пределах сангиленской части Тувино-Монгольского микроконтинента, где он прорывает метаморфизованные венд-кембрийские терригенно-карбонатные толщи Каахемской структурно-фациальной зоны. Массив сложен кварц-альбит-микроклиновыми гранитами, с которыми связано комплексное (Ta, Nb, Zr, Hf, REE, Li, Th, U, криолит) оруденение. Массив представляет собой вытянутое в юго-восточном направлении тело (1,9 × 0,7 км), прослеженное на глубину 700 м. Для него характерно концентрически-зональное распределение петрографических разновидностей слагающих его пород (рис. 50).

Периферические части массива сложены среднезернистыми рибекитсодержащими гранитами с массивной или полосчатой текстурой. Центральную часть массива занимает не выходящее на поверхность крупное тело пегматоидных гранитов (типа штокшейдера), которое сопровождается в более высоких горизонтах серией более мелких пегматоидных жил (Гречищев, 2004). Промежуточное положение занимает разнообразное полислюдистые граниты (полилититионитовые, мусковит-полилититионитовые, мусковитовые), к которым приурочены отдельные маломощные зоны рибекитсодержащих гранитов. Границы между пегматоидными и окружающими их среднезернистыми полислюдистыми гранитами нечёткие, с постепенными переходами через мелкозернистую оторочку мощностью до 10 см. На поздних этапах формирования массива на

его первичную магматическую зональность произошло наложение метасоматических процессов, сформировавших линейную метасоматическую зональность, что выражается в линейном характере распределения петрографических разностей пород (см. рис. 50).

Для минерального состава пород характерно присутствие (до 10 %) алюмофторидов (криолит, томсенолит, геарксутит). Широко развиты галенит, сфалерит и пирит. Редкометалльные минералы представлены пирохлором, колумбитом, цирконом и торитом, реже встречаются фергусонит, гагаринит, бастнезит и иттрофлюорит.

РЕЗУЛЬТАТЫ Ar-Ar и U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ. Амфибол (рибекит) для Ar-Ar геохронологических исследований выделен из полилитониитсодержащих рибекитовых гранитов (проба Ут–1/6). Рибекит образует удлинённые кристаллы размером до 2 мм, иногда с вростками мелких кристалликов альбита. Выделение амфибола для анализа проводилось под бинокляром из фракции -0,5 мм + 0,25 мм. Результаты Ar-Ar исследований представлены в *таблице 3* и на *рисунке 51*.

Таблица 3. Изотопный состав аргона в породообразующем рибеките гранитов Улугтанзекского массива

Ступени	Возраст млн л.	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Выход ^{39}Ar , %
1	382,6±10,9	184,4±1,0	0,225±0,0150	5,980±3,1340	0,500±0,0046	4,7
2	293,0±2,0	36,4±0,2	0,026±0,0008	0,586±0,0716	0,030±0,0003	51,6
3	297,6±1,7	35,8±0,1	0,024±0,0007	0,708±0,1221	0,027±0,0004	80,6
4	295,4±5,8	45,7±0,5	0,026±0,0118	1,130±0,2270	0,061±0,0011	89,7
5	263,3±9,2	49,4±0,2	0,028±0,0044	1,690±0,2520	0,084±0,0031	95,1
6	234,7±12,2	85,5±0,9	0,067±0,0053	3,090±0,5190	0,216±0,0044	100,0

Примечание. Исследования выполнены в ОИГМ СО РАН (Новосибирск). Облучение образцов проводилось в кадмированном канале ядерного реактора ТПУ (Томск). Интегральная доза нейтронного потока составила $4,8 \times 10^{18}$ н.см⁻². Все измеренные величины изотопов ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{38}Ar , ^{39}Ar и ^{40}Ar корректировались на масс-дискриминацию, холостой опыт, атмосферную составляющую, вклады от интерферирующих реакций. Более детально характеристику методики $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования см. в работе (Пономарчук и др., 1998).

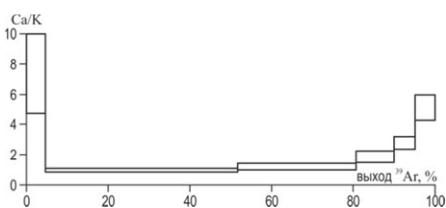
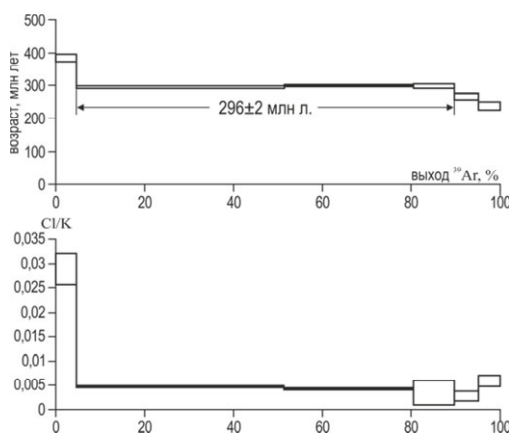


Рисунок 51. Возрастные, Cl/K и Ca/K спектры в породообразующем рибеките гранитов Улугтанзекского массива

Из приведённых данных видно, что ~ 85 % ^{39}Ar образует хорошо выраженное трёхступенчатое плато с возрастом 296 ± 2 млн л. Представленная ошибка определения возраста плато учитывает только аналитическую погрешность определения отношения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ в образце. Две небольшие высокотемпературные ступеньки, имеющие меньший возраст и более высокое Ca/K отношение, по-видимому, связаны с присутствием в амфиболе включений других минеральных фаз. Тем не менее, полученное значение возраста по «плато» можно принять за время закрытия Ar-Ar изотопной системы в амфиболе, и, следовательно, рассматривать как возраст кристаллизации рибекитовых гранитов.

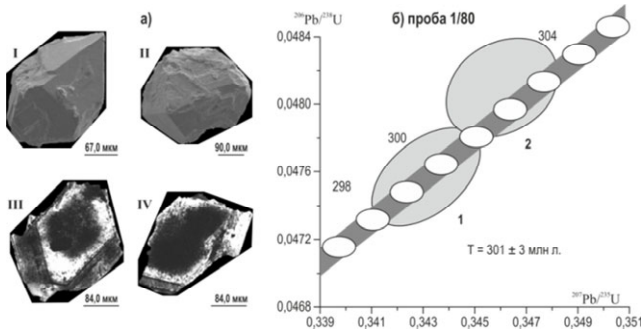


Рисунок 52. Микрофотографии цирконов из мусковитовых кварц-альбит-микроклиновых гранитов (а) и диаграмма с конкордией (б)

Микрофотографии выполнены на сканирующем электронном микроскопе АВТ–55 в режиме вторичных электронов (I, II) и в режиме катодолюминесценции (III, IV).

U-Pb геохронологические исследования проведены по пробе (пр.–1/80) мусковитовых кварц-альбит-микроклиновых гранитов с характерной сетчатой текстурой, отобранной в северо-западной части Улугтанзекского массива около г. Тата (см. рис. 50). Аксессуарный циркон пробы представлен главным образом обломками (50–150 мкм) полупрозрачных и замутнённых кристаллов короткопризматического облика сероватой и розовой окраски с преимущественным развитием граней октаэдра {111} (рис. 52 а-I, -II).

Таблица 4. Результаты U-Pb геохронологических исследований циркона из мусковитовых кварц-альбит-микроклиновых гранитов Улугтанзекского массива (проба–1/80)

Размер фракции (мкм) и её хар-ка	U/Pb*	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн л.		
		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
50–150, кисл., обр., 3 ч	13,5	689	0,0523±2	0,6661±1	0,3431±11	0,0476±1	0,50	300±1	300±1	299±6
50–150, кисл., обр., 2,2 ч	12,1	366	0,0522±3	0,7191±1	0,3461±18	0,0481±1	0,27	302±2	303±1	293±11

Примечания: ^a — изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb; Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U; кисл. обр. 3 ч — остаток циркона после кислотной обработки в течение 3 часов; * — навеска циркона не определялась. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам. Методику анализа и обработки см. в работе (Сальникова и др., 2004). Холостое загрязнение не превышало 30 pg Pb.

Кристаллы циркона имеют гетерогенное внутреннее строение. Для них характерно присутствие в центральной части замутнённых незональных доменов, часто обладающих специфической «пятнистой» текстурой (см. рис. 52 а-III, -IV), которые окружены широкими прозрачными и полупрозрачными зональными оболочками с нормальным двупреломлением. По данным (Шурига и др., 1990), циркон из редкометалльных гранитов Улугтанзекского массива содержит многочисленные включения торита, пирохлора, урансодержащего минерала, а также гидроксидов Fe, обычно приуроченных к центральным участкам зёрен. Размеры включений варьируют от 0,1 до 0,3 мкм. Для изотопных исследований использованы две навески циркона, отобранные из фракции 50–150 мкм, которые были подвергнуты предварительной кислотной обработке (Matinson, 1994) с целью удаления обогащённых включениями доменов (табл. 4). Как видно из рис. 52 б, точки изотопного состава циркона располагаются на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 301±3 млн л. (СКВО=0,76, вероятность = 0,38) и в пределах погрешности совпадает с оценкой возраста (296±2 млн л.) рибекитовых гранитов, полученной Ar-Ar методом. Морфологические особенности циркона свидетельствуют об его магматическом происхождении, что позволяет рассматривать полученную для него оценку возраста 301±3 млн л. как возраст становления рассматриваемого массива.

Можно констатировать совпадение датировок полученных для рибекитовых и мусковитовых гранитов, хотя, долгое время считалось (Гречищев и др., 1998), что формирование этих разностей гранитов разорвано во времени.

В пределах Восточной Тувы известно несколько массивов, сложенных щелочными гранитами с повышенной редкометалльностью, которые объединяются в улугтан-

зекский комплекс. Совместно с массивом Улуг-Танзек они образуют цепочку, приуроченную к зоне разломов субмеридионального – северо-восточного простирания. Эти массивы прослеживаются до бассейна р. Ока, где на продолжении цепочки встречаются отдельные массивы субщелочных габброидов, ассоциирующихся с агапитовыми и литий-фтористыми гранитами (Лыхин и др., 2001; Багдасаров, 2002 Никифоров, Лыхин, 2006;). Возраст последних оценивается в интервале 307–300 млн л. (Рассказов и др., 2003; неопубликованные данные). Мы выделяем эту цепочку близких по возрасту массивов как Восточно-Саянскую зону проявления редкометалльного магматизма позднего карбона – ранней перми, который проявлен в пределах двух крупных магматических ареалов внутриплитного типа: Тарим-Южномонгольского и Баргузинского (рис. 53).

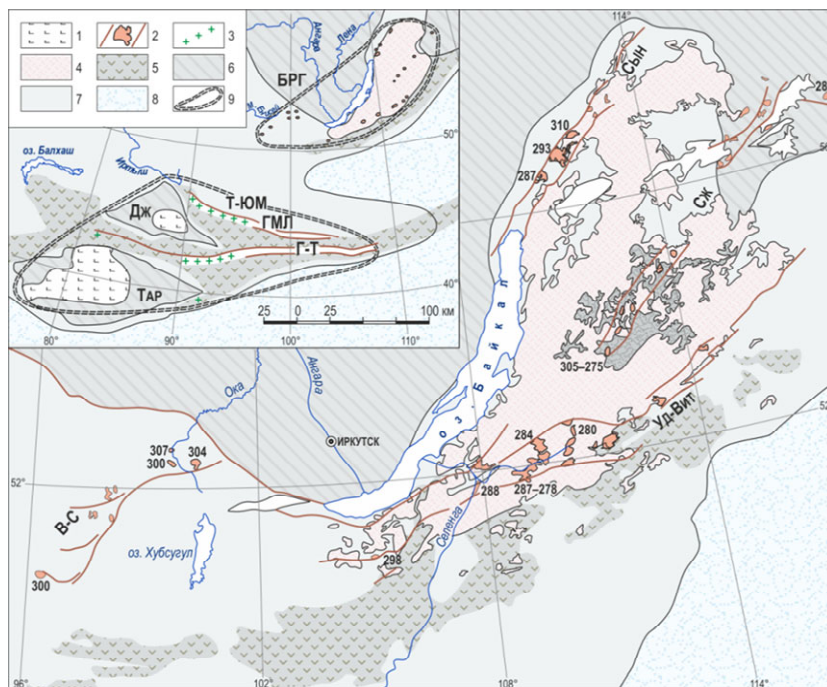


Рисунок 53. Схема проявлений внутриплитного магматизма в строении позднекарбонной-раннепермской южной активной окраины Сибирского палеоконтинента

1 — траппы; 2 — массивы щелочных пород и зоны их распространения (Сын — Сыннырская, Уд-Вит — Удинско-Витимская, Сж — Сайженская, В-С — Восточно-Саянская); 3 — базит-ультрабазитовые интрузивы и контролирующие их рифтовые зоны (ГМЛ — Главного Монгольского линеамента, Г-Т — Гоби-Тяньшанская); 4 — гранитоиды Ангаро-Витимского (АВ) батолита; 5 — комплексы позднепалеозойских краевых поясов; 6 — микроконтиненты и кратоны (Тар — Таримский, Дж — Джунгарский); 7 — палеоконтинент; 8 — палеоазиатский океан; 9 — границы магматических ареалов: БРГ — Баргузинского, Т-ЮМ — Тарим-Южномонгольского.

Тарим-Южномонгольский ареал охватывает территории Тарима, Джунгарии и Южной Монголии. Его строение характеризуется отчётливо выраженной асимметрией. В западной его части распространены трапповые поля, возникшие в интервале 275–287 млн л. назад (Chuan Lin Zhang et al., 2008). К востоку они сменяются зоной развития многочисленных интрузий пикродолеритов и пикритов с возрастом 292–275 млн л.

Далее к востоку выделяются две рифтовые зоны — Гоби-Тяньшанская и Главного Монгольского линеамента (Гордиенко, Андреев, Кузнецов, 1978). Эти зоны транслируются выходами изверженных пород бимодальной базальт-трахириолит-командитовой и щелочногранитной ассоциаций, возраст которых варьирует в диапазоне 315–284 млн л. (Ярмолюк и др., 2008).

Баргузинский ареал отличается исключительно широким развитием гранитоидов и имеет зональное строение. Его центральную часть (ядро ареала) образует крупнейший в мире Ангаро-Витимский батолит, становление которого произошло в интервале

305–275 млн л. назад (Ярмолюк и др., 1997; Цыганков и др., 2007). На периферии ареала располагаются Удинско-Витимская и Сыннырская зоны развития щелочного магматизма (рифтогенные зоны). Кроме того, ещё одна такая зона (Сайженская) прослеживается вдоль осевой части батолита. Сыннырская зона характеризуется развитием щелочных калиевых пород сыннырского комплекса с возрастом 310–288 млн л. Удинско-Витимская зона трассируется массивами щелочных гранитов и сиенитов, а также вулканическими грабенами, выполненными бимодальными вулканическими ассоциациями, образовавшимися в интервале 298–275 млн л. назад (Цыганков и др., 2007). Сайженская рифтогенная зона представлена цепочкой массивов ультраосновных щелочных пород (сайженский комплекс) возрастом 320–288 млн л. (Ярмолюк и др., 1997). Обращает на себя внимание, что все зоны рассматриваемого ареала формировались одновременно и в том же возрастном интервале, в рамках которого произошло образование Тарим-Южномонгольского ареала. Отличия ареалов и независимость процессов, вызвавших их образование, достаточно выразительны. Так, даже в современной структуре ареалы отстоят друг от друга более чем на 1000 км, тогда как на момент своего образования они были разделены Монголо-Охотским морским бассейном. В отличие от Тарим-Южномонгольского ареала, где преобладали процессы основного вулканизма, в строении Баргузинского ареала доминируют калийные плутонические породы. Редкометалльный магматизм Восточно-Саянской зоны протекал одновременно с образованием обоих рассмотренных ареалов, но существенно ближе к границам Баргузинского ареала, что свидетельствует о его связи с развитием последнего. Это заключение позволяет рассматривать становление Улугтнзекского массива в единстве с процессами, которые привели к образованию Баргузинского ареала. Геодинамическая позиция последнего определяется его формированием в пределах активной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента непосредственно вслед за формированием в её пределах краевого пояса (Цыганков и др., 2007; Ярмолюк и др., 2008). Смену обстановки надсубдукционного магматизма обстановкой внутриплитной активизации мы связываем с надвиганием края континента на мантийный плюм, который до этого располагался в океаническом сегменте Земли (Ярмолюк и др., 1997).

2.4. ЧАЙЛЮХЕМСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ КАРБОНАТИТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-ТУВИНСКОГО АРЕАЛА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАГМАТИЗМА

Позднемезозойский этап карбонатитового магматизма на территории Центральной Азии представлен проявлениями карбонатитов в Западном Забайкалье (халютинский, аршанский комплексы и др.), Южной Монголии (мушугайский, улугейский комплексы и др.) и Центральной Туве (карасугский, улатайский и др. комплексы). Для них характерна определённая геохимическая специализация, выраженная высокими концентрациями Sr, Ba, LREE, P, S, F и низкими — Nb и Ta (Андреева и др., 1998).

Карбонатиты Центральной Тувы расположены среди вулканогенно-терригенных пород палеозоя и приурочены к зонам крупных широтных разломов, в которых также локализируются небольшие тела гранитоидов и палеотипных базитов. Проявления карбонатитов группируются в пространственно обособленные поля, выстраивающиеся субмеридиональной цепью поперёк основных геологических структур палеозоя. Самым северным барит-флюорит-сидерит-редкоземельно-карбонатитовым месторождением до недавнего времени являлось Карасугское поле карбонатитов. Однако проведённые нами исследования показали, что располагающееся ещё севернее Чайлюхемское редкометалльное рудопроявление имеет также карбонатитовую природу. Оно находится на юге Красноярского края вблизи границы с Тувой, в 68 км к северу от крупного Карасугского карбонатитового месторождения комплексных Fe-F-Ba-Sr-TR-руд. Рудопроявление расположено в центре горной системы Западного Саяна на высоте 1250–1600 м над уровнем моря в правом борту руч. Чайлаг-Хем, впадающего в р. Урбун, которая, в свою очередь, является правым притоком Енисея.

Рудопроявление открыто в 1946 г. А.Г. Сивовым. В 1952 и 1959 гг. оно оценивалось горными выработками Горной экспедицией Первого Главного геологоразведочного управления и под названием «Чайлюхемское» охарактеризовано Н.С. Анастасиевым

в тематическом отчёте (Никитчин и др., 1960, ф.). Краткие сведения о рудопроявлении приводят в своих сводных работах (Хомяков, Семёнов, 1971; Онтоев, 1984; Никифоров и др., 2005, 2006).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ.

Чайлюхемское рудопроявление контролируется Хемчикско-Куртушибинской структурно-формационной зоной и приурочено к системе субширотных разломов, доминирующих в структуре района (рис. 54). Вмещающими породами служит толща метаморфизованных флишоидных отложений сютохольской свиты среднего–верхнего кембрия(?), представленная чередующимися хлорит-серицит-кварцевыми и хлорит-серицитовыми сланцами, метапесчаниками с прослоями известняков и рассланцованных залежей порфиритовидов. Первичный цвет пород — серо-зелёный.

В разломной зоне шириной до 1 км вмещающие породы интенсивно трещиноваты, в отдельных линейных участках шириной до 50 м распространены тектонические брекчии. Подробленные породы осветлены и окрашены лимонитом в буровато-жёлтый цвет, в них отмечаются новообразования серицита и каолинита.

ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД. На участке рудопроявления метаморфические породы прорваны интрузивными телами кислых порфировых кварцевых сиенитов и аляскитов. Эти породы слагают серию сближенных изометричных тел и многочисленные мелкие дайки, которые, скорее всего, принадлежат апикальной части единого субвулканического интрузива, поскольку повсюду они характеризуются отчётливой порфировой структурой и содержат ксенолиты вмещающих сланцев. Имеется упоминание о породах туфового облика (Хомяков, Семёнов, 1971). Магматические породы повсеместно содержат минералы метасоматически наложенной рудоносной ассоциации (карбонаты, флюорит, барит и др.). По минеральному и расчётному химическому составу выделяются две разновидности пород: кварцевый сиенит (граносиенит) и аляскит.

Кварцевые сиениты слагают основной объём субвулканического интрузива. Породы — массивные с отчётливой порфировой структурой. Вкрапленники размером 1–10 мм представлены прозрачным и белым калинатровым полевым шпатом (9,2% K_2O , 4,5% Na_2O). В порфировых сростках с полевым шпатом встречаются пироксен, биотит и кварц. Вкрапленники погружены в основную массу бурого цвета, сложенную агрегатом кварца, калиевого полевого шпата (17% K_2O , до 0,35% Na_2O) и пропитанную гидроксидами Fe. Структура основной массы — микрогранитовая, местами пойкилитовая или трахитовая. Калиевый полевой шпат часто образует тонкие каймы (до 0,2 мм) вокруг вкрапленников калинатрового полевого шпата или замещает их объёмно. Под электронным микроскопом в каймах калиевого полевого шпата наблюдалась концентрация мельчайших включений баритоцелестина.

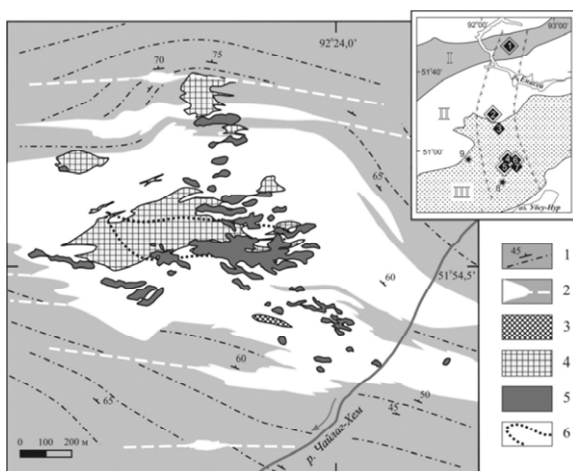


Рисунок 54 Геологическая схема Чайлюхемского рудопроявления (по материалам Н.С. Анастасиева — Никитчин и др., 1960, ф.)

1 — хлорит-серицитовые сланцы с прослоями кварцитов сютохольской свиты (С₁₋₂ ст) и элементы их залегания; 2 — трещиноватые и дробленые, осветлённые и лимонитизированные сланцы; 3 — аляскиты; 4 — кварцевые сиениты; 5 — участки развития рудоносных карбонатных жил и брекчий с флюоритом, баритом и бастнезитом (карбонаты); 6 — ореол флюоритизации вмещающих пород. На врезке — структурно-формационные зоны: I — Куртушибинский антиклинорий, II — Хемчикско-Сыстыгемский раннепалеозойский прогиб, III — Тувинский девонский прогиб. Карбонатитовые поля: 1 — Чайлюхемское, 2 — Карасугское, 3 — Чаахольское, 4 — Тээли-Оргудыдское, 5 — Улатайское, 6 — Северо-Чозское, 7 — Южно-Чозское. Малые интрузивы гранитоидов в пределах карбонатитовых полей (незапильте ромбы) и за их пределами (звёздочки): 8 — г. Баян-Хайрхан, 9 — р. Улуг-Хондергей.

Спорадически в породах встречаются плагиоклаз, апатит, магнетит, циркон и монацит. Своеобразная черта магматических пород — наличие многочисленных мелких (до 5 см) ксенолитов вмещающих сланцев и песчаников. Кроме обломков вмещающих пород в сиенитах встречены обломки аляскиитов. Небольшие дайки аляскиитов закартированы на юго-востоке рудопроявления. Это породы массивной или флюидалной текстуры с размером вкрапленников до 2 мм, среди которых преобладает кварц, основная масса — фельзитовая кварц-полевошпатовая.

ХАРАКТЕРИСТИКА РУД И СЛАГАЮЩИХ ИХ МИНЕРАЛОВ. Рудоносная барит-флюорит-карбонатная минерализация проявлена в двух формах — как цемент тектонических брекчий и как рассеянная метасоматическая вкрапленность во вмещающих породах. Последняя картируется по ореолу флюоритизации, охватывающему гранитоиды и частично выходящему в метаморфические породы (см. рис. 54). Цементация брекчий массивным рудоносным барит-флюорит-карбонатным агрегатом наблюдается на многих участках тектонической зоны (рис. 55). Цемент в количестве 5–25 об. % выполняет пространство между угловатыми обломками вмещающих пород. Местами обломки гранитоидов, песчаников и сланцев встречаются вперемешку, возможно, вследствие проявления эксплозивных процессов. Рудоносные брекчии сопровождаются штокверками карбонатных прожилков и отдельными жильными телами мощностью в десятки см, в раздувах — до 2 м.

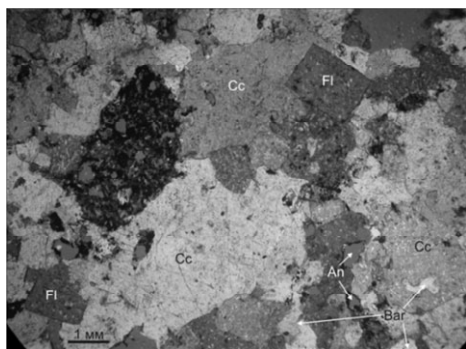


Рисунок 55. Массивная руда: агрегат кальцита (Cc), флюорита (Fl), барита (Bar) и анкерита (An) с обломком кварцевого сиенита (тёмное зернистое — слева) (обр. Ур-282/4, шлиф, николи полускр.)

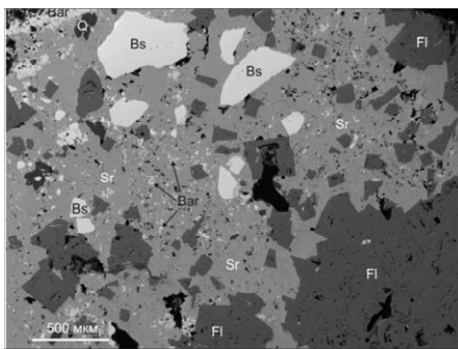


Рисунок 56. Массивная руда: Кристаллы флюорита (Fl), зерна бастнезита (Bs), барита (Bar) и кварца (Q) в агрегате стронцианита (Sr) (обр. Ур-283/4, снято в отраж. электронах)

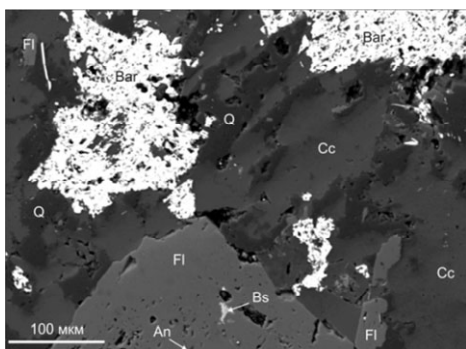


Рисунок 57. Массивная руда: кристаллы флюорита (Fl) и барита (Bar) в агрегате кальцита (Cc) и кварца (Q); во вкрапленнике флюорита включения бастнезита (Bs) и анкерита (An) (обр. Ур-286/6; снято в отражённых электронах)

Массивные руды, слагающие цемент брекчий и жильные тела, представлены сравнительно однородным мелко-среднезернистым агрегатом (0,5–2,0 мм) кальцита, стронцианита, кварца. Количество жильных минералов значительно варьируют: кальцита — от 5 до 70 % (см. рис. 55), стронцианита — от 0 до 60 % (рис. 56), кварца — от 1 до 10 %. В агрегате жильных минералов постоянно вкраплены идиоморфные зёрна флюорита (до 2–3 мм), анкерита (до 0,5 мм), бастнезита (до 5 мм), мелкозернистые агрегаты барита размером до 5 мм (рис. 57). В качестве акцессорных минералов присутствуют: паризит, синхизит, целестин, сульфиды, рутил, уранинит.

На нескольких участках рудого поля в делювиальных свалах встречены

массивные карбонат-целестин-флюоритовые породы. Они сложены гипидиоморфно-зернистым агрегатом флюорита (45–50 %), целестина (~40 %) и кальцита (~10 %) с включениями анкерита, кварца и бастнезита.

Поздняя минерализация проявлена в виде метасоматической кальцитизации и стронцианитизации руд, сопровождаемых прожилковой минерализацией. Замещению подвержена первичная кальцитовая матрица руд. Вкрапленники флюорита, барита и бастнезита испытывают лишь слабую коррозию. Новообразованный кальцит в рудах макроскопически и по химическому составу часто трудно отличим от первичного кальцита. Стронцианитизация, напротив, легко идентифицируется как на макро-, так и на микроуровне. Со стронцианитом иногда ассоциирует бариевый целестин. В локальных участках имеет место окварцевание карбонатных руд.

Среди руд встречается кальцитовые жилки мощностью до 10 см с пустотами, выполненными скаленоздрическим кальцитом бурого цвета, по зонам роста которого отмечаются почковидные выделения гидрогётита. В кристаллизационных пустотах на кальцит нарастают игольчатые кристаллы стронцианита. Распространены также стронцианитовые прожилки, в которых по зонам роста кристаллов стронцианита наблюдаются вкрапления кубического флюорита. Мономинеральные прожилки тёмно-фиолетового флюорита встречаются как среди руд, так и во вмещающих породах. Н.С. Анастасиевым (Никитчин и др., 1960, ф.) в метаморфических сланцах также отмечены доломитовые жилы мощностью до 10 см с кварцем, кальцитом, пиритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом, теннантитом и борнитом. На фоне рудных образований в отдельных точках определены аномально высокие содержания Pb — до 1 %, Zn — до 0,3 %, Cu — до 0,1 % и обнаружены радиоактивные аномалии до 100–150 мкР/ч.

Гипергенные изменения. Все породы и руды Чайлюхемского рудопроявления на дневной поверхности несут признаки гипергенных преобразований — окисления, выщелачивания, перекристаллизации и переотложения карбонатов. Вмещающие породы насыщены вкраплениями гидроксидов Fe, по трещинам наблюдаются дендритовидные плёнки гидроксидов Mn. В порфириновых кварцевых сиенитах вкрапленники щелочного полевого шпата часто имеют пустоты выщелачивания, частично заполненные белым каолинитом. Каолинит отмечается и в пустотках карбонатных руд. Кальцит и стронцианит, будучи загрязнёнными микровключениями гидрогётита, приобретают буроватую окраску. Анкерит и сульфиды подвержены полному окислению. На месте анкерита образуются пустоты ромбоэдрической формы, которые по внешнему контуру окаймлены корочкой жёлто-бурого гидрогётита в сростании с мелкозернистым вторичным кальцитом. По пириту наблюдаются сплошные псевдоморфозы гидрогётита. Из вторичных минералов, развитых по другим сульфидам, А.П. Хомяков и Е.И. Семёнов (1971) отмечали халькозин, борнит, малахит, азурит, вульфенит, церуссит, смитсонит. Флюорит и бастнезит в окисленных рудах остаются практически без изменений. Барит подвержен частичному выщелачиванию с образованием перекристаллизованных тонкокристаллических пористых агрегатов (см. рис. 57). Вместе с окисленными рудами в канавах и шурфах вскрывались руды с неокисленными вкраплениями кальцита, анкерита и сульфидов. Это может свидетельствовать о небольшой глубине проникновения зоны окисления.

Кальцит слагает агрегат белого цвета, который служит матрицей для вкраплений других минералов. Кальцит представлен преимущественно ксеноморфными зёрнами, среди которых встречаются более крупные и идиоморфные зёрна с полисинтетическим двойникованием. Кальцит в крупных зёрнах содержит 1,5 % MgO, мелкозернистый кальцит — 1,3 % FeO, 0,5 % MnO, до 0,4 % MgO. В кальците из поздних прожилков определено 1,1–1,6 % MgO, в отдельных зонах роста кристаллов — до 2,0 % MnO. В тех же зонах роста кристаллов иногда наблюдаются почковидные выделения гидроксидов Fe и Mn. В составе одного из выделений гидроксида Mn определено 8,8–11,1 % PbO и 7,6–8,1 % BaO. Ранее, в окисленных рудах Улатайского карбонатитового месторождения при микронзондовых исследованиях нами обнаружен оксид марганца (58,9 % MnO с содержанием 15,2 % BaO и 0,5 % SrO).

Анкерит присутствует в количестве 1–10 %. Он рассеян среди кальцита и стронцианита в виде ромбоэдрических кристаллов. Средний из пяти определений химический состав анкерита: 31,3 % CaO, 11,1 % MgO, 10,3 % FeO и 2,7 % MnO. Анкерит также обнаружен в форме микровключений во флюорите, где в его составе определено: 29,5 % CaO, 15,6 % MgO, 7,2 % FeO и 1,7 % MnO. В карбонат-целестин-флюоритовой породе состав анкерита: 25,2 % CaO, 13,7 % MgO, 6,7 % FeO и 1,7 % MnO.

Стронцианит в рудах образует сноповидные и веерообразные агрегаты игольчатых кристаллов белого и желтоватого цвета. Там, где стронцианит преобладает, он играет роль цемента для других минералов и часто заметно корродирует их. В составе стронцианита постоянно фиксируется Ca, и под электронным микроскопом видно, что в его кристаллах чередуются зоны роста с переменным содержанием Ca — от 1 до 14 % CaO. В двух образцах стронцианита нами выделено определение изотопного состава Sr (лаборатория ИГЕМ РАН), получено одинаковое значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70469 \pm 1$.

Флюорит распространён в карбонатных рудах в количестве 0,5–30,0 %. Минерал фиолетового цвета чётко огранённой кубической формы. В виде одиночных кристаллов и их сростков он вкраплён в агрегатах кальцита, стронцианита, кварца (см. рис. 55–57). Размер кристаллов флюорита от 0,05 до 2,00 мм, редких зёрен — до 5,00 мм. Флюорит часто имеет зональное строение: в центре кристаллов минерал почти бесцветный без включений, по периферии с густой фиолетовой окраской и по зонам роста насыщенный различными микровключениями. Среди микровключений диагностированы анкерит, баритоцелестин, бастнезит (см. рис. 57). В гранитоидных породах флюорит образует тонкие прожилки или развивается в виде кубических метакристаллов размером до 2 мм, которые своей окраской и зональным строением практически не отличаются от флюорита из карбонатных руд.

Барит содержится в количестве 1–20 %. Распространённые формы выделения барита в рудах — тонкопористые агрегаты мелких кристалликов белого цвета (см. рис. 57). Иногда выделения барита имеют призматические очертания. В составе барита постоянно определяются стронций и кальций: 0,7–1,8 % SrO (в среднем — 1,2 %) и 0,2–0,6 % CaO (в среднем — 0,32 % из семи определений).

Смешанные Ba-Sr-сульфаты диагностированы в рудах под электронным микроскопом в мелких вкраплениях в кварце, флюорите, стронцианите, а также в сиенитах в тончайшей вкрапленности в калиевом полевом шпате. По соотношению Ba и Sr среди смешанных сульфатов выделяются: стронциевый барит, баритоцелестин и бариевый целестин.

Кварц в карбонатных рудах в количестве 1–10 % встречается в ксеноморфных зёрнах и их агрегатах в сростании с кальцитом (см. рис. 57). В редких случаях наблюдаются сравнительно крупные зёрна с гексагонально-призматической огранкой. В отдельных гнездах проявлено интенсивное окварцевание карбонатных руд.

Бастнезит — постоянный минерал руд, содержится в количестве 0,5–5,0 %. Он включён в кальцит или стронцианит (см. рис. 56) и представлен одиночными пластинчатыми кристаллами жёлтого цвета, их сноповидными сростками, микрогнездовыми скоплениями и отдельными угловатыми зёрнами. Размер кристаллов бастнезита варьирует в широких пределах — от 0,005 до 5 мм по удлинению. Мелкие пластинки бастнезита встречаются в кристаллах флюорита.

В рудах и кварцевых сиенитах наблюдаются также крупные (до 1–2 мм) эпитаксические сростки бастнезита и паризита трёхчленного строения — с монопластинкой бастнезита в центре и с двумя пластинками паризита по бокам (рис. 58). Под микроскопом в проходящем свете при скрещенных николях тройные сростки угасают как единый кристалл. В сростках присутствуют бессистемные включения калиевого полевого шпата, кварца, флюорита, карбонатов.

Паризит, кроме крупных эпитаксических сростков с бастнезитом, распространён в форме мелких пластинок (до 0,02 мм по удлинению) в кальците и кварце (рис. 59). Минерал также образует тонкие каймы замещения вокруг бастнезита, включённого в кальцит (см. рис. 59). В виде микронных включений паризит установлен в зональных кристаллах флюорита. В отличие от бастнезита (практически безкальциевого фторкарбоната TR), в паризите фиксируется Ca — 6,9–8,2 %.

Синхизит, как и паризит, образует реакционные каймы по периферии кристаллов бастнезита вплоть до его полного замещения. От других редкоземельных фторкарбонатов синхизит отличается более высоким содержанием Ca — 12,0 %, в нём определено также значительное содержание Y — 1,5 %.

В одном из микровключений во флюорите определён фторкарбонат редких земель, содержащий 2,1 % Ca и большое количество Sr — 9,7 %. Стронций-содержащий фторкарбонат TR (7,7 % Sr, 7,1 % Ca и 0,8 % Ba) ранее был установлен в рудах Карасусского месторождения. Фторкарбонат редких земель такого состава («стронциевый синхизит») в литературе нами не встречен.

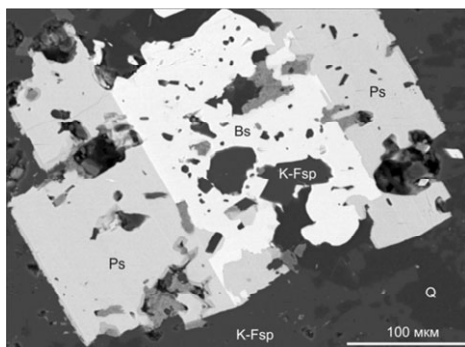


Рисунок 58. Порфиробласт эпитахического сростка пластинчатого бастнезита (Bs) и паризита (Ps) в кварцевом сиените; в окружении — зернистый агрегат калиевого полевого шпата (К-Fsp) и кварца (Q) (обр. Ур-281/2; снято в отражённых электронах)

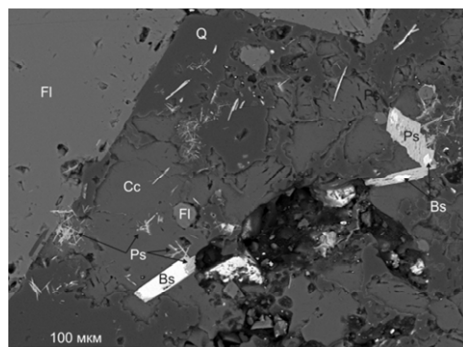


Рисунок 59. Формы выделения паризита (Ps). Мелкие пластинки паризита в кальците (Cc), флюорите (Fl) и кварце (Q). Замещение паризитом крупных пластинок бастнезита (Bs). Последний по периферии замещён паризитом (обр. Ур-281/2; снято в отраж. электронах)

Уранинит наблюдается в виде мельчайших кубических включений во флюорите в окружении тёмно-фиолетового радиационного ореола. Уранинит и фторкарбонаты редких земель концентрируют в себе соответственно уран и торий, что обуславливает постоянную повышенную радиоактивность руд. В проанализированных нами образцах руд содержание U — 0,003–0,009 %, Th — 0,005–0,011 %, отношение U/Th от 0,46 до 2,00.

Сульфиды в рудах образуют редкие вкрапления в количестве до 0,5 %. Среди них распространён пирит, отмечаются галенит, сфалерит, халькопирит.

Рутил при изучении под электронным микроскопом встречен в сростке с бастнезитом. В минерале различаются две фазы — с высоким содержанием примеси Nb (5,0 и 10,4 % Nb₂O₅) и Fe (2,7 и 6,0 % FeO). Столь высокая концентрация Nb ни в каких других минералах карбонатитов Центральной Тувы ранее не фиксировалась (Nielsen, Solovova, Veksler, 1997; Расс, Плечов, 2000).

Обобщая результаты геолого-минералогических исследований Чайлюхемского рудопроявления, можно вычлнить первичную минеральную ассоциацию руд, слагающую жильные тела и цемент брекчий. В её состав входят кальцит, анкерит, флюорит, барит, бастнезит, пирит и кварц. Более поздние метасоматические процессы (флюоритизация, окварцевание, кальцитизация, стронцианитизация), разнообразная прожилковая минерализация и гипергенные изменения — преобразовали первичный состав руд и окружающих пород. В целом вещественно-геохимический состав и текстурно-структурные особенности рудоносных существенно карбонатных образований Чайлюхемского рудопроявления весьма близки к карбонатитовым рудам Карасугского и других рудных полей Центральной Тувы (Nielsen, Solovova, Veksler, 1997; Расс, Плечов, 2000), что свидетельствует о карбонатитовой природе руд Чайлюхемского рудопроявления.

Включение Чайлюхемского рудопроявления в ряд известных карбонатитовых полей Центральной Тувы делает очевидным их расположение в пределах субмеридиональной рудоконцентрирующей зоны протяжённостью около 120 км (см. рис. 54). Эта зона ориентирована перпендикулярно к основным геотектоническим элементам района, в числе которых каледонский Западно-Саянский синклиниорий, Куртушибинский антиклинорий, Хемчикско-Сыстыгхемский раннепалеозойский прогиб и Тувинский девонский прогиб. Рудоконцентрирующая зона пересекает все структурно-формационные зоны независимо от возраста их консолидации.

2.5. ЗОЛОТО-МЕДНО-ПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ОЮ ТОЛГОЙ (ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ)

ЗОЛОТО-МЕДНО-ПОРФИРОВАЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА Ою Толгой (с монг. — бирюзовый холм) находится в Южной Монголии, на юге пустыни Гоби, примерно в 80 км от границы с Китаем (рис. 60). Расстояние до Улан-Батора — 650 км, доступ к объекту обеспечивают грунтовые дороги. Недавно сооружённая грунтовая взлётно-посадочная полоса позволяет осуществлять небольшие чартерные рейсы из Улан-Батора. Рудное поле расположено на высоте 1140–1215 м н. у. м., относительные превышения в его пределах не более 50 м. Каменистая пустынная степь со скудной растительностью и обширными участками четвертичных пролювиально-делювиальных отложений и лёсса пересечена сайрами, образованными временными водотоками, появляющимися в течение лета на короткие промежутки времени. Температура на Ою Толгое колеблется от +36°C летом до -25°C зимой. Среднегодовое количество осадков — 100 мм. Основная масса осадков выпадает в конце весны – начале лета. Население района представлено разрозненными группами скотоводов, ближайший к горному отводу населённый пункт (Ханбогд) расположен в 45 км восточнее от него.

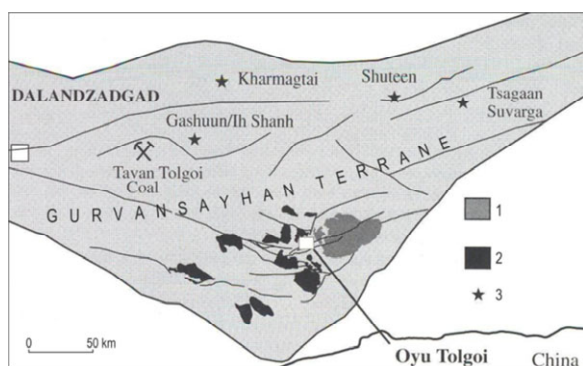


Рисунок 60. Схема размещения месторождений Au-Cu-Mo-порфирировых руд и каменного угля в разломной системе Гурвансайханского террейна (по Khashgerel et al., 2006)

1 — щелочные граниты раннепермского возраста; 2 — гранитоиды раннекарбонного возраста; 3 — Au-Cu-Mo-порфирировые месторождения.

золейских и орогенных(?) золотых и медно-порфирировых месторождений. Порфирировая область Гоби, образованная в девон-каменноугольную металлогеническую эпоху, находится на восточном окончании этого пояса. Особый интерес вызывает девонский гурвансайханский комплекс (Badarch et al., 2002), который вмещает множество порфирировых рудномагматических систем, включая месторождения района Ою Толгой. Стратифицированный комплекс представлен здесь метаосадками нижнего–среднего палеозоя и толеитовыми базальтами нижнего девона. Структура комплекса сложная, с преобладанием надвиговых чешуй, тектонических блоков и меланжа. Многочисленные диоритовые и монцодиоритовые интрузивы, становление которых произошло в период с нижнего девона до раннего карбона, пространственно (и генетически?) связаны с главной зоной сбросовых нарушений северо-восточного направления. Эта система разломов, активная в среднем палеозое – мезозое, образует южную границу гурвансайханского комплекса и, по сути, является самой восточной частью планетарной мегаструктуры, простирающейся на тысячи километров на запад через Северный Китай в Узбекистан. В пределах этого пояса находятся средне- и позднепалеозойские золото-медно-порфирировые месторождения — Алмалык в Узбекистане, Ак-Суг в Туве (Nap et al., 2003) и Ву-Зу-Эр-Гашан в северо-восточном Китае.

Специализированные геолого-поисковые работы в районе Ою Толгой проводились отрядами Монголо-Российской региональной геохимической службы в начале 1980-х гг. В отчёте по результатам работ дана характеристика молибденовой аномалии

Окисленные медные руды в районе Ою Толгой впервые начали обрабатываться в бронзовом веке. Сохранились небольшие древние выработки в виде овальных ям, отвалы которых содержат обломки малахита, хризоколлы, азурита и бирюзы. Обнаружены следы древнего металлургического «производства» бронзового века в виде редких обломков медьсодержащих шлаков (Tseveendorj and Garamjav, 1999; Tseveendorj et al., 2004).

Геология Центрально-Азиатского региона нуждается в дальнейшем изучении. Планетарная широтная зона, известная как Тяньшанский минерогенический пояс, вмещает несколько очень крупных палео-

Центрального Ою. Один из соавторов отчёта — Gaгamjav, впервые побывал на Ою Толгое в 1983 г. и отметил признаки гидротермальных изменений пород с сопутствующей медной минерализацией на Южном Ою. В сентябре 1996 г. он возглавил «Магмо-медную» артель и провёл геолого-поисковые работы, в результате которых обнаружены жильные кварца на Центральном Ою были определены как выщелоченные выходы золото-медно-порфириновых руд. В этот период составлены схематические геолого-прогнозные карты рудного района и высказано предположение о крупномасштабности золото-медно-порфириновой рудно-магматической системы Ою Толгой. В конце 1996 г. артели было арендовано оборудование для пробной эксплуатации месторождения. В течение полевого сезона 1997 г. компания Billiton–BHP, которая приобрела «Магмо-медную» артель, провела геологическую, геохимическую и геофизическую (магнитометрию и индустрированную поляризацию) съёмку, а также алмазное бурение первых 6 скважин глубиной до 1102 м. Эти поисково-структурные скважины предназначались для оценки потенциала вторичного халькозинового оруденения на Центральном Ою и гипогенного золото-медного — на Южном Ою.

Наиболее полные сведения об изученности района Ою Толгой, геолого-структурных особенностях рудного поля, вещественном составе руд и вмещающих пород содержатся в работе (Perello et al., 2001), подготовленной на основе обобщения результатов разведочных работ компании Billiton–BHP с 1996 по 1999 гг. Позже фирма Ivanhoe Mines провела значительный объём бурения, а также геофизическую съёмку и опробование, благодаря чему ресурсный потенциал существенно возрос, а многие вопросы геологического строения района и условий локализации оруденения стали более понятными. Наиболее впечатляющими на первом этапе поисково-разведочных работ были результаты бурения. Так, буровая скважина OTD3 на Центральном Ою пересекла в 20 м от поверхности 10-метровый интервал медной руды с содержанием Cu 1,89 %, а скважиной № 4 на Южном Ою на глубине 56 м вскрыт 70-метровый интервал с содержанием Cu 1,65 % и Au — 0,15 г/т. Второй этап буровой разведки, который включал проходку 17 относительно неглубоких (по 280 м) скважин большого диаметра, завершился в 1998 г. Скважины № 5, 7, 9, 10 в районе Юго-Зап. Ою вскрыли рудные интервалы мощностью до 39 и более метров со средним содержанием Au 1,13 г/т и Cu — 0,72 %. Скважиной № 10 подобные руды вскрыты на глубине 113 м и прослежены до её забоя (на глубине 280 м).

Основываясь на этих ограниченных данных, в 1999 г. компания Billiton–BHP предварительно оценила ресурсы в 438 млн т руды при среднем содержании Cu 0,52 % и Au — 0,25 мг/кг. В середине 1999 г. было принято решение прервать разведку в Монголии. В то же время компания Billiton–BHP предложила для организации совместного предприятия свои установки, созданные на месте пробной эксплуатации на Ою Толгое. В мае 1999 г. представители фирмы Ivanhoe Mines посетили эти установки (Kirwin, 1999) и в результате переговоров было достигнуто соглашение об организации горнодобывающего предприятия, а в июне 2002 г. Ivanhoe Mines приобрела право на 100 % выработки с уплатой 2 % арендной платы. Основной целью фирмы Ivanhoe Mines, как и компании Billiton–BHP, являлось изучение масштабов и качества вторичного медного и золото-медно-порфирикового гипогенного оруденения. Начав в мае 2000 г., Ivanhoe Mines за полевой сезон осуществила проходку 8000 м бурения обратно-круговым способом, главным образом, на Центральном Ою для изучения условий залегания залежи халькозиновых руд, ранее обнаруженных компанией Billiton–BHP. По результатам бурения поисковых скважин фирма Ivanhoe Mines оценила номинальные запасы в 31,7 млн т со средним содержанием Cu 0,8%, а также дополнительно прогнозные ресурсы в 11,2 млн т со средним содержанием Cu 0,78 % (Cargill, 2002). В 2001 г. Ivanhoe Mines продолжила обратно-круговое бурение, сосредоточив его преимущественно в районе Южного Ою, чтобы оценить параметры выявленных, но неразведанных по промышленным категориям ресурсов меди. Затем последовало алмазное бурение 3-х структурных скважин (№№ 149, 150, 159 — на Южном, Юго-Западном и Центральном Ою соответственно) для исследований глубинного гипогенного золото-медного оруденения. Скважина № 149, дублирующая скважину № 4 BHP на Южном Ою, пресекла (с поверхности до глубины 63 м) окисленные медные руды с содержанием Cu 1,08 % и Au — 0,31 г/т; на глубине 71,5 м — богатое борнитовое оруденение (Cu — 1,36 %, Au — 0,18 г/т). На Юго-Западном Ою скважина № 150, пробуренная между скважинами Billiton–BHP № 9 и № 10, пересекла в интервале 70–508 м богатое халькопиритовое оруденение (Cu — 1,17%, Au — 0,21 г/т), которое ниже сменяется гипогенным

ковеллиновым оруденением с содержанием Cu 0,61%, Au — 0,11 г/т золота и прослеживающимся на 252 м по оси скважины. Положительные результаты структурного бурения оказались достаточными, чтобы Ivanhoe Mines приняла решение о постановке детальной разведки. В конце 2002 г. Ivanhoe Mines начала заверку бурением выявленной ранее аномалии вызванной поляризации на северном фланге рудного поля под девонскими отложениями и пирокластическими породами. В сентябре 2002 г. скв. № 270, пробуренная на Южном Hugo Dummett, пересекла на глубине 638 м интервал с содержанием Cu 1,6 %. В марте 2003 г. скважина № 367А на Северном Hugo Dummett (примерно в 1,7 км к северу от скв. ОТД 270) вскрыла на глубине 164 м руды с содержанием Au 1,42 г/т, Cu — 4 %. Таким образом, на Ою Толгое к концу марта 2003 г. были выявлены четыре крупных зоны с золото-медным оруденением (Kirwin и др., 2005), а также обнаружена совершенно новая глубинная залежь богатых Cu-Au руд (Северный Hugo), приуроченная к аномалии вызванной поляризации глубинной гидрофонной группы. К концу ноября 2004 г. пройдено ~ 560 000 м бурения, по результатам которого уточнено геологическое строение рудного поля в целом и оценены промышленные запасы меди и золота на месторождениях Южный, Юго-Западный и Центральный Ою, а также Hugo Dummett (рис. 61).

Для золото-медных руд Юго-Зап. Ою характерна штокверковая кварцево-прожилковая минерализация, преимущественно халькопиритовая с золотом при подчинённом количестве борнита, локализованная, главным образом, в биотитизированных базальтовых вулканитах, прорванных монцодиоритовыми альбитизированными штоками и дайками. Аналогичное оруденение характерно и для Южного Ою, но здесь оно богаче борнитом и отличаются меньшими значениями отношения Au/Cu.

Центральный Ою и Южный Hugo Dummett (см. рис. 61) отличаются наличием мощных интенсивно сульфидизированных зон ковеллин-халькозинового состава и мало-мощных зон энаргитовой минерализации в ассоциации с алунином, мусковитом, пиррофиллитом, топазом и дикситом. Эти образования залегают над штокверковой системой кварцевых прожилков с халькопиритовым и борнитовым оруденением. Для Северного Hugo Dummett характерно наличие самородной меди и богатого энаргитового оруденения в центральной, ядерной части кварцево-жильного штокверка. Здесь проявлена зональность, выраженная сменой по латерали (от центра к периферии) богатой борнитовой минерализации халькопирит-пиритовой. Содержание меди и золота, а также отношение золота к меди повышаются к северному флангу рудной залежи. Преобладающими рудовещающими породами являются интенсивно окремнённый серицитизированный кварцевый монцодиорит и серицитизированный авгитовый базальт.

Рудоносная залежь Юго-Зап. Ою отчётливо оконтуривается магнитной аномалией и совпадающими с ней максимумами поляризуемости, тогда как зона высокой сульфидизации на Центральном Ою фиксируется чётко выраженным максимумом поляризуемости в пределах слабой магнитной аномалии. Богатое медное оруденение в Hugo Dummett, залегающее на большой глубине и не выходящее на поверхность, было обнаружено в результате систематического разбуривания структур северо-восточного простирания, характеризующихся максимальными значениями поляризуемости.

Опубликованные работы (Lamb et al., 1999; Badarch et al., 2002) содержат обобщённую геологическую, геохимическую и геохронологическую информацию за период более чем 60 лет. Судя по изотопному составу O, H, и S ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4} = 8,8 \div 20,1 \text{ ‰}$, $\delta\text{D} = -73 \div -43 \text{ ‰}$, $\delta^{34}\text{S} = 9,8 \div 17,9 \text{ ‰}$), алунит кристаллизовался из газонасыщенного постмагматического флюида без участия атмосферной воды. Пиррофиллит — преобладающий компонент аргиллизации в Ою Толгой, который всегда ассоциирует с каолинитом, замещающим пиррофиллит при повышении температуры или воздействии гидротерм кислого состава (Hemley et al., 1980). Изотопные данные свидетельствуют, что пиррофиллит ($\delta^{18}\text{O} = 6,5 \div 10,9 \text{ ‰}$, $\delta\text{D} = -90 \div -106 \text{ ‰}$) был образован из постмагматического флюида при участии атмосферной воды. Верхний предел стабильности каолинита в геотермальной системе Philippine составляет ~ 200°C (Reyes, 1990), типичный температурный режим филлита составляет от 250 до 350°C (Hemley et al., 1980; Reyes, 1990). Мусковит в ассоциации с кварцем монцодиоритовых интрузий приурочен к центральной части месторождения Hugo Dummett. Данные по изотопии мусковита ($\delta^{18}\text{O} = 3,0 \div 9,0 \text{ ‰}$, $\delta\text{D} = -101 \div -116 \text{ ‰}$) показывают, что он образован из газонасыщенного постмагматического флюида, сходного с водонасыщенным флюидом, из которого кристаллизовался пиррофиллит.

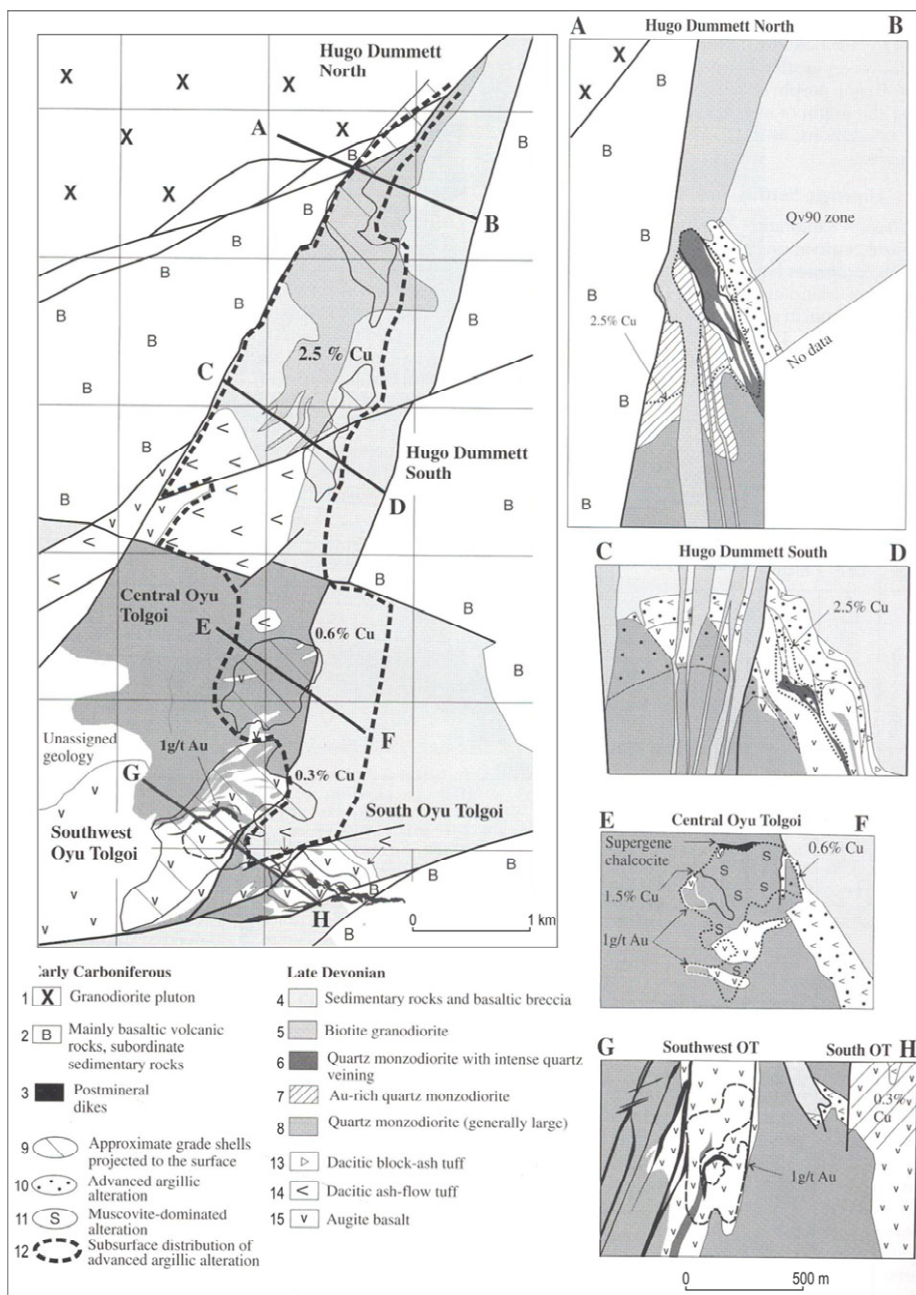


Рисунок 61. Геологическое строение рудного района Ою Толгой (по Khashgerel et al., 2006)

Раннекаменноугольные образования: 1 — гранодиоритовый плутон, 2 — осадочно-вулканогенные отложения, 3 — пострудные дайки; позднедевонские образования: 4 — осадочные образования с брекчиями базальтов, 5 — биотитовые гранодиориты, 6 — кварцевые монцодиориты с интенсивным кварцевым прожилкованием, 7 — кварцевые монцодиориты, обогащённые золотом, 8 — кварцевые монцодиориты (преимущественно крупнозернистые); 9 — аппроксимация проекции контура распространения облекающей богатые сульфидные руды зоны на глубину; вторичные изменения: 10 — аргиллизация, 11 — мусковитизация, 12 — контур распространения аргиллизации; разновидности вулканитов: 13 — дацитовые глыбовые туфы, 14 — дацитовые пелловые туфы; 15 — авгитовые базальты.

Магнезиальный хлорит ($\delta^{18}\text{O} = 5,5 \text{ ‰}$, $\delta\text{D} = -126 \text{ ‰}$) — это весьма распространённый минерал, образующийся в результате гидротермального воздействия на биотит, а также, возможно, при воздействии на биотит газонасыщенного постмагматического флюида, из которого кристаллизовался мусковит во время охлаждения порфиоровой

системы. Более поздние изменения флюида, связанные со смешиванием постмагматического флюида со значительными объёмами атмосферной воды, привели к отложению диккита ($\delta^{18}\text{O} = -4,1 \div +3,3 \text{ ‰}$, $\delta\text{D} = -130 \div -140 \text{ ‰}$). Низкое значение δD (-140 ‰) этой атмосферной воды может служить признаком того, что его источник был приповерхностным.

На основе дешифрирования космических снимков и геофизической интерпретации, главными структурами рудного района Ою Толгой, контролирующими размещение и локализацию рудоносных зон, являются системы сбросо-сдвигов северо-восточного простирания. В контурах рудного района известны многочисленные участки с концентрированным золото-медно-порфировым оруденением, структурно сопряжённые с поздними интенсивно сульфидизированными зонами, возникающими над глубинными корневыми частями рудномагматических систем и частично наложены на них. Результаты бурения показали, что ниже выявленной зоны минерализации залегает массивный порфириновый авгитовый базальт, а некоторые скважины на Юго-Восточном Ою вскрыли авгитовый базальт на глубине > 1000 м. Туфы (от дацитового до андезитового состава), образованные пепловым потоком, залегают на глубине сотен метров, переслаиваясь с осадочными породами.

На месторождении Hugo Dummett (см. рис. 61) пепловые туфы чередуются с алевролитами пестроцветной окраски (от зелёной до красной), прослоями конгломератов и углистых сланцев, а также лавобрекчиями базальтов. Некоторые покровы базальтов верхнего осадочного комплекса аналогичны порфириновым авгитовым базальтам нижней части разреза, что свидетельствует о их комагматичности.

Осадочные породы, залегающие над оруденением в Сев. Hugo, слабо пропилитизированы. Слоистые алевролиты с отпечатками растительности и окаменелыми стволами деревьев каменноугольного периода, расположенные в 3-х км южнее разбуренной площади, не затронуты гидротермальными изменениями. Вместе с тем, их взаимоотношения с минерализованными вмещающими магматическими породами не ясны. Ближайшие выходы крупной фельзитовой интрузии находятся примерно в 3-х км к северо-западу. В рудоносной зоне в виде дайки залегает кварцевый монцодиорит-порфир. На основании данных об интенсивности гравитационного поля силы тяжести можно предположить, что западнее профилей буровых скважин находится крупная фельзитовая интрузия площадью в несколько квадратных километров.

Высокопродуктивное ядро месторождения Юго-Зап. Ою представляет собой цилиндрической формы тело порфиров диаметром 250 м, которое прослежено по вертикали более чем на 800 м. Оруденение локализовано в небольших дайках мощностью 10–30 м, которые синхронны поздним порфириновым кварцевым монцодиоритам. Оруденение прослеживается более чем на 100 м во вмещающие базальтовые вулканиды. Жилы молочно-белого кварца развиты как в минерализованных кварцевых монцодиоритах, так и в базальтовых вулканидах. Кварцево-жильные текстуры представлены извилистой сетью прожилков молочно-белого кварца и отличаются от классических порфировых штокерков разнонаправленной ориентировкой центральной осевой линии. Похожие кварцево-жильные текстуры встречены на месторождении Тампакан на Филиппинах (Madera and Rohrlach, 1998). По-видимому, кварцевые жилы в большинстве своём образовались на ранней стадии рудообразования при относительно высокой температуре. Однонаправленные структуры затвердевания или кристаллизации (Shannon et al., 1982; Kirkham, Sinclair, 1988) образуют тонкие кружевные миллиметровые прожилки, вскрытые в 30-метровом интервале скважиной ОТД 183. Аналогичные структуры встречаются на многих богатых золотом порфировых месторождениях, включая Bajo de Le Alumbraera (Kirwin and Seltmann, 2002; Harris et al., 2004). Халькопирит и подчинённые ему пирит и борнит образуют рассеянные вкрапления, а также выполняют трещины и зонки дробления в кварцевых жилах и вмещающих породах. С глубиной отношения Au/Cu увеличиваются от 2:1 до 3:1. Изменения в кварцевых монцодиоритах выражаются в появлении весьма распространённого раннего альбита, а также кварца и серицита с незначительным количеством флюорита и, редко, турмалина. Характерной особенностью базальтовых вулканидов является присутствие биотита и магнетита в ассоциации с поздним хлорито-серицитом. Кристаллы пирита встречаются в виде включений внутри зёрен альбита и других минералов гидротермально-метасоматического изменения, а также на их границах с халькопиритом и борнитом или жильным минералом. Менее качественная рудная минерализация, наложенная на пропилитизированный базальт с отношением Au/Cu 1:1 оконтуривает высо-

копродуктивное ядро, образуя ореол с параметрами 600 × 2000 м. Кварцево-монцодиоритовая дайка, связывающая Юго-Зап. Ою с Юго-Восточным, серицитизирована на верхних горизонтах и слабо минерализована вкраплениями пирита и халькопирита.

На Центральном Ою Толгое и Южном Hugo Dummett встречаются зоны интенсивной сульфидизации, расположенные в апикальных частях порфирировых систем и частично наложенные на них. Для этих порфирировых систем вмещающими чаще всего являются дацитовые туфы. На Центральном Ою ковеллин и пирит приурочены к расширяющейся снизу вверх зоне интенсивного изменения кварц-мусковитового состава с подчинёнными диккитом и пирофиллитом. Первичный апатит преобразован во вторичные фосфаты (крандаллит, сванбергит, вудхаузеит). Минерализация сосредоточена в порфирировых кварцево-монцодиоритовых дайках. На Центральном Ою залежь гипергенно обогащённого халькозина мощностью в десятки метров замещает залегающую выше богатую ковеллином и пиритом высокосульфидизированную минерализацию. Сажистая руда, обволакивающая пирит и заполняющая трещины, лежит ниже богатой гематитом и гётитом зоны выщелачивания мощностью от 20 до 60 м. В некоторых скважинах на флангах месторождения наблюдается экзотичная второстепенная медная минерализация.

На Южном Hugo борнит, халькопирит и халькозин локализованы в порфирировых кварцевых жилах высокой плотности, секущих дацитовые туфы. На эти туфы наложена аргиллизация, характеризующаяся преобладанием в минеральном составе алуниита, пирофиллита, диаспора, диккита, топаза, зуниита, а также подчинённым количеством флюорита и редким дюмортьеритом (Sheehan, 2003). Минерализация простирается вертикально и латерально из толщи порфирировых монцодиоритовых апофиз или залегающего на глубине порфирирового ядра. Глубинное бурение вскрыло жилы магнетита и халькопирита в биотитизированном и хлоритизированном авгитовом порфирировом базальте, сжоем с базальтом Юго-Западного Ою. Минерализация борнита и халькопирита на Южном Hugo имеет исключительно высокое содержание меди (до 10 % на 2-метровый интервал опробования) и, по-видимому, имеет латеральную зональность в направлении от борнитового ядра к халькопириту и пириту.

Северный Hugo представлен рудной борнитовой залежью, простирающейся на 1,6 км к северо-востоку от Южного Hugo. Вертикальное залегание залежь имеет на отрезке в 100 м на южном окончании, и на отрезке 70 м — на северном. Горизонтальная мощность высокопродуктивной части залежи изменяется от 150–180 до 200 м на северном фланге. Максимальная горизонтальная мощность зоны с содержанием меди выше 1 %, облекающей высокопродуктивную часть залежи, достигает 450 м. Минерализация локализована в базальтах и кварцевых монцодиоритовых штоках. Наиболее высокие содержания золота связаны с борнитом, а отношения Au/Cu варьируются от 1:10 до 1:1 в северной части.

Консультанты АМЕС из Ванкувера (Juras, 2004) подсчитали запасы Южного и Северного Hugo, а также других месторождений Ою Толгой. На Северном Hugo запасы составляют 666 млн т при среднем содержании меди 1,5 %, золота — 0,3 г/т, в т. ч. 178 млн т в контурах высокопродуктивной залежи с содержанием Cu 2,9 %, Au — 0,6 г/т. Общие запасы месторождения Hugo Dummett оцениваются в 1,071 млрд т с содержанием Cu — 1,07 %, Au — 0,21 г/т при бортовом содержании Cu 0,6 % или в 595,7 млн т с содержанием Cu — 1,36 %, Au — 0,28 г/т при бортовом содержании Cu 1 %. Запасы высокопродуктивной залежи на месторождении оценены в 335,4 млн т (Cu — 2,84 %, Au — 0,49 г/т при бортовом содержании Cu 2 %). Эти запасы простираются к северу от месторождения и на глубину со значительным потенциалом для их наращивания (Khashgerel et al., 2006).

В результате геологоразведочных работ оконтурен обширный рудный район с золото-медно-порфирировым оруденением, для которого типичны многочисленные рудно-магматические системы порфирирового типа. Одни из них эродированы, вторые залегают в мощных зонах интенсивной сульфидизации, третьи перекрыты безрудными осадочными и вулканическими породами.

Абсолютный возраст циркона из дацитов, залегающих на авгитовых базальтах, определённый U-Pb методом в Стэнфордском университете (Wainwright et al., 2005), составил 365 ± 4 млн лет. Цирконы из дорудных кварцевых монцодиоритов, проанализированные U-Pb методом в Австралийском национальном университете (Khashgerel et al., 2006), имеют абсолютный возраст от 378 ± 3 до 371 ± 3 млн л. Возраст биотитов из пострудных гранодиоритов укладывается в интервал $362 \pm 4 \div 362 \pm 2$ млн л. Возраст

молибденита ($372 \pm 1,2$ и $373 \pm 1,2$ млн л.) с месторождений Юго-Вост. и Центральный Ою Толгой (Stein, 2003) показал, что рудная минерализация синхронна со становлением сорудного кварцевого монцодиоритового интрузива. Re-Os возраст молибденита с Юго-Зап. и Центрального Ою, а также Южного Hugo равен $370 \pm 1,2$ млн л. (Stein, 2003). Аналогичный Re-Os возраст молибденита ($370 \pm 1,2$ млн л.) установлен для медно-молибденового месторождения Tsagaan Suvarga (Цагаан Субарга), которое находится в 140 км к северо-востоку от Ою Толгой (Watanabe and Stein, 2000). Возраст становления пострудного гранодиоритового массива, прорывающего базальтовые и андезитовые туфы, конгломераты и углистые сланцы турнейского времени нижнего карбона, соответствует 348 ± 3 млн л., а секущих его андезито-дацитов — $346 \pm 2 \div 343 \pm 3$ млн л., риолитов — $332 \pm 2 \div 330 \pm 2$ млн л.

Порфировые системы Юго-Западного Ою и Хармагтая формировались в палеозое в континентальных условиях и обладают некоторыми характеристиками, типичными для низко- и среднекалиевых известково-щелочных золото-медно-порфирировых рудно-магматических систем островодужного типа. Эти характеристики включают трубообразную геометрию, высокое содержание магнетита, обогащённые золотом жильные зоны. Северо-восточное линейное направление оруденения на Южном и Северном Hugo, контролируется системой апофиз кварцевых монцодиоритов. Установлены два основных типа высокопродуктивной минерализации:

- ковеллин-пиритовый тип, обеспечивающий значительную долю общих запасов медной руды на Центральном Ою;
- борнитовый, халькопиритовый и халькозиновый, образующий запасы исключительно высококачественной медной руды на Южном Hugo.

Первый тип минерализации тесно связан с кварцево-жильными порфирированными интрузивами, причём ковеллин мог образоваться в результате воздействия флюидов более позднего постмагматического этапа, сопровождавшегося интенсивной сульфидизацией, залегающей над ранее образовавшимся золото-медно-порфирировым оруденением. Это могло произойти в процессе гипогенного окисления, сходного с зафиксированным на месторождении Бьют в штате Монтана, США (Brimhall, 1980).

Второй, высокосульфидный, тип образует мощную «оболочку» вокруг штокерково-прожилковой зоны, залегающей над апикальной зоной кварцевых монцодиоритовых штоков и даек. Гидротермально-метасоматическое изменение пород и наложенное оруденение развиваются преимущественно по дацитовым туфам. Для глубинных частей этой рудномагматической системы характерны порфирировидные кварцевые жилы, биотитизация и магнетитовая минерализация магматогенно-гидротермального происхождения. Золото-медно-порфирировое оруденение месторождения Hugo Dummett является более поздним, несмотря на тесную пространственную связь с ранее образовавшимися кварцевыми жилами. Большая часть минерализации локализована в силикатно-сульфидных зонах, тяготеющих к метасоматически и гидротермально изменённым породам, обогащённым мусковитом и тёмно-зелёным хлоритом ($< 300^\circ\text{C}$), иногда с наложенной более поздней доломитизацией ($< 250^\circ\text{C}$).

Выявление крупного района с золото-медно-порфирировым оруденением Ою Толгой в корне изменило широко распространённое мнение о том, что в Монголии проявлены только медно-молибденные системы, такие как Эрдэнэт и Цагаан Субарга (Lamb and Cox, 1998). Позже подобные руды были выявлены в Хармагтае, Оюут Улане (Oyut Ulaan) и Хунгите (Hunguit). Все они расположены в Южно-Гобийских районах Монголии.

Ivanhoe Mines провела буровую разведку на Хармагтае и выявила четыре богатых золотом порфирировых участка, которые можно объединить в рудное поле площадью 5 км^2 . Оруденение носит такой же характер, как и на Юго-Зап. Ою, хотя Au-Cu оруденение размещается преимущественно в прожилковой зоне диорит-порфириров и в турмалиновых трубках взрыва. Минеральный состав гидротермального изменения характеризуется доминирующим развитием альбита, магнетита, биотита и эпидота. Результаты поисково-структурного бурения показали, что высокопродуктивные зоны представлены телами трубчатой формы с таким же соотношением Au/Cu как на Юго-Зап. Ою. Геологоразведочные работы последних лет позволили выявить и оконтурить четыре рудно-магматических золото-медно-порфирировых системы, размещение которых контролируется структурой протяжённостью $\sim 6 \text{ км}$.

Сравнение с крупными золото-медными объектами других регионов мира позволяет сделать вывод о том, что специфика магматических ассоциаций, особенности изменений вмещающих пород, сульфидный парагенезис руд и высокие соотношения в них Au/Cu Юго-Зап. Ою, сопоставимы с месторождениями Ridgeway в Лакланском складчатом поясе Вост. Австралии (Holliday et al., 1999), Skouries в Греции (Tobey et al., 1998), Dinkidi на Филиппинах (Garret, 1996), Kemess в Британской Колумбии (Rebagliati et al., 1995). Весьма продуктивная гипогенная медная минерализация Сев. Hugo Dummett схожа с недавно открытым месторождением Resolution в Аризоне (Manske and Paul, 2002). В то же время, геологические условия формирования Центрального и Крайне-Сев. Ою аналогичны условиям образования месторождений El Salvador в Чили (Gustafson and Hunt, 1975) и Resolution в Аризоне (Manske and Paul, 2002).

В свете изложенного, в ходе дальнейших геолого-металлогенических исследований необходимо изучить взаимосвязи и последовательность формирования различных типов минерализации; возрастные уровни эрозионных процессов; особенности структурных преобразований в контурах рудного района Ою Толгой, происходивших с раннего девона. Тектоническая обстановка региона и петрогенез вмещающих интрузивных пород недостаточно ясны, так же как и контролирующие факторы размещения и локализации исключительно высокопродуктивного гипогенного золото-медно-порфирирового оруденения. Из-за недостаточной обнаженности в Южно-Гобийской пустыне, в уточнении особенностей геологического строения и обнаружении минерализации важную роль будут играть дистанционные (аэрокосмические) и геофизические методы. Качество медной руды гигантской золото-медно-порфирировой системы девонского возраста гипогенного происхождения Ою Толгой является самым высоким среди известных медно-порфирировых систем в мире. Можно уверенно предположить, что наращивание потенциала этой рудной системы возможно не только к северу от уже выявленных месторождений, но и на гобийских участках Монголии и Китая.

3. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ МАГМ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Связь оруденения с магматизмом — одна из ключевых проблем современной петрологии и геохимии. Решение этой проблемы сопряжено с целым комплексом исследований, направленных на выявление состава и источников магм редкометалльных месторождений, а также роли природных процессов, приводящих к концентрации рудного вещества. В числе этих исследований важная роль принадлежит изучению расплавных включений в минералах пород и руд редкометалльных месторождений. Полученная информация даёт возможность проследить сложную эволюцию природных силикатных и солевых расплавов, ответственных за образование пород благородно-редкометалльных месторождений, установить закономерности концентрации в них редких и редкоземельных элементов, а также выявить магматические процессы, ведущие к генерации рудоносных магм.

Ниже обсуждаются результаты исследования силикатных, силикатно-солевых и солевых расплавных включений, выявленных в минералах пород и руд редкометалльных месторождений Центральной Азии, связанных с карбонатитовым, бимодальным и щёлочногранитным магматизмом. Проявления щёлочнокарбонатитового, бимодального и щёлочногранитного магматизма известны во многих регионах мира. Их образование происходит в условиях континентального рифтогенеза, на океанических островах и активных континентальных окраинах. Накоплено большое количество данных, касающихся петрологии, минералогии и геохимии этих пород из различных регионов мира, проведён ряд экспериментальных исследований как силикатных, так и силикатно-солевых систем. Однако данные о составе минералообразующих сред и их роли в формировании большого спектра пород и руд, связанных с кислыми и щелочными магмами, немногочисленны и не носят систематического характера. Кроме того, получение информации о составе минералообразующих сред для подобных объектов позволит решить очень важную и до сих пор дискуссионную проблему их генезиса, который ряд исследователей связывает с постмагматическими метасоматическими процессами.

Таким образом, главными задачами нашего исследования стали: 1) выявление состава редкометалльных магм; 2) характеристика трендов эволюции и физико-химических параметров редкометалльных магм; 3) оценка роли магматических процессов, ведущих к генерации рудоносных магм.

В качестве карбонатитовых реперных объектов изучались Карасугское, Улатайское, Чозское и Чайлюхемское месторождения Центральной и Южной Тувы. Породы бимодальной магматической ассоциации повышенной щёлочности, включающей щелочные базальтоиды, трахиты, пантеллериты, комендиты и щелочные граниты, изучались на проявлении Дзарта-Худук в Монголии. Составы минералообразующих сред месторождений, связанных с щелочными гранитоидами, изучались в рудном поле Халдзан-Бурэгтэйского редкометалльного (Nb, Zr, REE) месторождения в Западной Монголии.

3.1. МАГМЫ БИМОДАЛЬНЫХ И ЩЁЛОЧНОГРАНИТНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Характерными особенностями континентального рифтогенного магматизма являются широкое развитие в его составе пород повышенной щёлочности и бимодальный

характер магматических ассоциаций, выражающийся в преобладании чередующихся толщ пород основного и кислого составов. С щёлочно-салическими породами, включающими щелочные граниты и их вулканические аналоги, комендиты, пантеллериты и трахиты, нередко связана разнообразная редкометалльная и редкоземельная минерализация (P3Э, Zr, Nb, Ta, Li, Be и др.), достигающая иногда промышленных масштабов. Несмотря на то, что бимодальный рифтогенный магматизм широко развит в Центральной Азии, изученность составов и физико-химических параметров его магм на настоящий момент явно недостаточна. Поэтому в задачу исследования входило определение условий образования, состава и эволюции магм салических (комендитовых, пантеллеритовых) пород бимодальных серий, а также выявление механизмов дифференциации, инициирующих рудогенез.

БИМОДАЛЬНАЯ АССОЦИАЦИЯ ВУЛКАНИТОВ ПРОЯВЛЕНИЯ ДЗАРТА-ХУДУК (МОНГОЛИЯ). Особое значение отводится выяснению роли, впервые выявленных нами природных солевых фторидных расплавов, обогащённых Li и Na, в формировании бимодальных ассоциаций, рудопоявления Дзарта-Худук (Центральная Монголия).

Дзартахудукский палеовулкан, выявленный при групповой геологической съёмке, охватывает площадь свыше 120 км². По данным U-Pb изотопных исследований цирконов из сиенитов палеовулкана, возраст массива составляет 211 млн л. Палеовулкан сложен переслаивающимися щелочными трахидацитами, комендитами, пантеллеритами, их туфами и игнимбритами. Мощность вулканической толщи > 600 м, она прорвана телами субвулканических комендитов и массивом агпаитовых сиенитов. Среди пород палеовулкана преобладают лавы, обладающие флюидальной и эвтакситовой текстурой, в меньшей степени распространены игнимбриты. Структура лав афировая и порфировая. Нередко породы изменены, халцедонизированы, особенно вблизи субвулканических тел. Неизменённые разности пород по минеральному и химическому составу отвечают кислым породам щелочного ряда калиево-натровой серии с коэффициентом агпаитности $K_{\text{агп}} > 1$, с повышенным содержанием F, P3Э, Zr, Rb. Халцедонизированные разности обогащены P3Э (до первых мас. %).

В петрографическом отношении комендиты, в которых установлены кристаллические и расплавные включения, представляют собой порфировые породы, содержащие до 20 % вкрапленников кали-натрового полевого шпата, кварца и щелочного амфибола. Микрофельзитовая основная масса сложена кали-натровым полевым шпатом, кварцем, щелочным амфиболом и флюоритом. Наиболее типичный акцессорный минерал комендитов — циркон.

Первичные расплавные и сосуществующие с ними кристаллические включения установлены в кварце комендитов. Химические составы кристаллических включений, минеральных фаз в расплавных включениях, а также остаточных и гомогенных стёкол расплавных включений изучены с помощью электронно-зондового рентгеноспектального микроанализа (петрогенные компоненты) и метода вторичной ионной масс-спектрометрии (для определения элементов-примесей и H₂O). Электронно-микроразностный анализ выполнялся с ускоряющим напряжением 15 кВ и токе зонда 30 нА. Ионнозондовые анализы выполнены на микроанализаторе IMS-3F «Камека» в Институте микроэлектроники РАН (Ярославль) С.Г. Симакиным.

Среди кристаллических включений определены амфибол, флюорит, ильменит, а также диортосиликат редких земель — чевкинит. Амфибол по химическому составу отвечает рибекиту и характеризуется крайне высокими концентрациями F (до 4 мас. %), содержание K₂O — до 1 мас. %. Включения ильменита содержат значительные концентрации MnO — до 6,5 мас. %. В составе чевкинита, помимо петрогенных компонентов, определено до 38 мас. % Ce₂O₃ и La₂O₃; 0,9 мас. % Nb₂O₅; 0,5 мас. % Y₂O₃; 0,24 мас. % ZrO₂ и 0,6 мас. % F. При этом дефицит в сумме компонентов составил 6,5 мас. %. Возможно, это связано с присутствием в составе чевкинита ряда дополнительных редкоземельных элементов, в частности, Pr, Nd, Sm и Gd. Так, высокие концентрации этих компонентов, в сумме составляющих от 5,7 до 6,8 мас. %, были установлены в чевкините из щелочных гранитов провинции Сихуань (Китай) (Yang et al., 2002). Отметим также, что чевкинит является характерным акцессорным минералом щелочных гранитов и сиенитов, а также связанных с ними пегматитовых жил (Карташов, Волошин, Пахомовский, 1993), в вулканических же породах встречается довольно редко. Первичные расплавные включения в кварце комендитов располагаются азонально, имеют форму отрицательного кристалла и размеры, как правило, от 30 до

40 мкм. Включения содержат стекло, газовую фазу, а также мелкокристаллический солевой агрегат, нередко имеющий вытянутую червеобразную форму (рис. 62). Микрозондовые и ионнозондовые исследования показали, что в составе агрегата присутствуют две фазы, одна из которых представлена редким фторидом лития — грайситом, другая — фторидом натрия — виллиомитом. К настоящему времени грайсит лишь однажды упоминался в литературе, он обнаружен во включениях содалита в рогикиках массива Монт Сент-Илэр, (Канада) (Van Velthuisen, Chao, 1989).

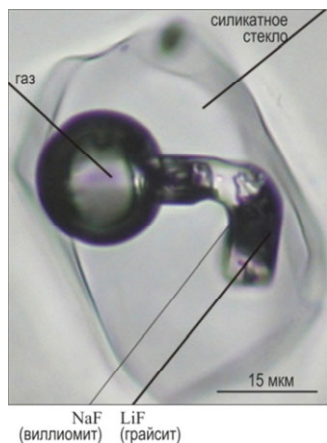


Рисунок 62. Расплавное включение в кварце комендита (проходящий свет)

Виллиомит в качестве дочерней фазы расплавных включений в комендитах массива Дзарта-Худук известен давно (Царёва и др., 1991). Содержание F в грайсите, определённые с помощью электронного микрозонда, составляют 66,9–68,8 мас. %, высокие концентрации Li подтверждены ионнозондовым микроанализом качественно. В составе виллиомита содержится 49,3–50,4 мас. % Na и 42,3–46,7 мас. % F.

Остаточные (не гретые) стёкла в расплавных включениях по сравнению с породой характеризуются повышенными концентрациями Na_2O — до 6–10 мас. %, F — 0,2–0,7 мас. % и Cl — до 0,4 мас. % при содержании SiO_2 — 66,7–70,7 мас. %, Al_2O_3 — 11,7–14,0 мас. %. Содержание воды в стёклах не превышает 0,5–0,7 мас. %. На классификационной диаграмме SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) составы изученных остаточных стёкол расплавных включений попадают в поле пантеллеритов. Наблюдение за поведением включений в процессе нагревания в микротермокамере с визуальным контролем (Linkam TS 1500) позволило зафиксировать следующие особенности в изменении их фазового состава (рис. 63). Первые признаки плавления во включениях наблюдаются при температуре 600°C. В пределах солевой сегрегации происходит обособление газового пузырька. При этом в процессе нагревания зафиксировано его многократное перемещение, что говорит о малой вязкости солевого расплава. При температуре 700°C газовая фаза в пределах солевой сегрегации полностью растворяется, причём, это происходит всегда раньше полного расплавления кристаллических фаз.

При температуре 750°C наблюдается интенсивное плавление содержимого солевой сегрегации и она приобретает округлую форму. Дальнейшее повышение температуры приводит к почти полному расплавлению солевых минералов внутри сегрегации,

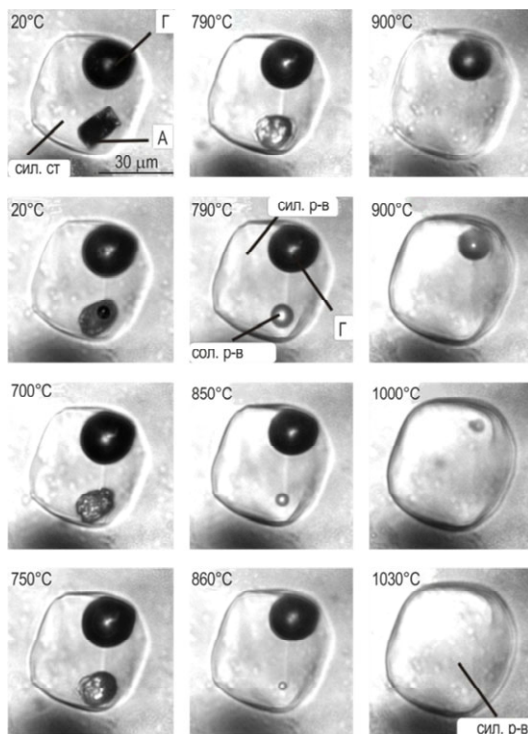


Рисунок 63. Поведение расплавного включения в кварце комендита в ходе термометрического опыта при давлении 1 атм.

A — мелкокристаллический солевой агрегат, сложенный виллиомитом (NaF) и грайситом (LiF), Г — газовая фаза; сил. ст — силикатное стекло; сол. р-в — солевой расплав; сил. р-в — силикатный расплав.

и при 810°C во включениях фиксируется несмесимость силикатного и фторидного расплавов. При температуре 860°C во включениях отмечается практически полное растворение солевого расплава в силикатном. Температура частичной гомогенизации (т. е. содержимое включений представляет собой однородный расплав с газовым пузырьком) составляет 900°C. Полная гомогенизация включений осуществляется при температуре 1030°C. Стёкла гомогенных расплавных включений близки по химическому составу комендитам и характеризуются высокими содержаниями (в мас. %): SiO₂ — 72,0–78,6; FeO — до 5,0; Na₂O — 5,0–7,0; K₂O — 3,6–4,7 и сравнительно низкими концентрациями Al₂O₃ (7,8–10,0). Коэффициент агпаитности в изученных расплавах варьирует в пределах 1,20–2,05. По данным ионнозондовых определений содержание воды в расплавах в среднем изменяется от 0,4 до 0,9 мас. %, что в целом сопоставимо с содержанием воды в негретых включениях. Концентрации фтора в стёклах гомогенизированных расплавных включений существенно превышают содержания этого элемента в стёклах негретых включений и составляют от 1,0 до 2,8 мас. %. Концентрации хлора составляют 0,2–0,3 мас. %. Близкие составы в отношении главных петрогенных компонентов и воды были получены ранее Г.М. Царёвой с соавторами (1991) при изучении расплавных включений в кварце комендитов Дзартахудукского массива.

Исследование редкоэлементного состава стёкол гомогенизированных расплавных включений, а также породы, показало, что расплавные включения и изученные комендиты имеют близкие характеристики распределения элементов-примесей (рис. 64). Нормирование проводилось относительно хондрита. Как следует из приведённых диаграмм, расплавы и породы резко обогащены по сравнению с хондритом большинством высокозарядных элементов, таких как Th, U, Zr, Nb, Ta, Hf, а также Y. Ярко выраженные минимумы характерны для содержаний Ba, Sr и Ti, что вполне закономерно и связано с выносом этих элементов полевыми шпатами и рудными минералами на более ранних этапах дифференциации магматического расплава.

Отличительной особенностью изученных расплавных включений является чрезвычайно высокое содержание в них Li и Zr, что на диаграмме фиксируется ярко выраженными положительными аномалиями. Максимальные концентрации Li в стёклах расплавных включений достигают 1800–1900 ppm, содержание Zr — 1300–3700 ppm. Такие высокие содержания Li превышают во многих случаях даже известные значения для расплавов редкометалльных гранитоидов. Так, в мамах (расплавных включениях) щелочных гранитоидов редкометалльного месторождения Халдзан-Бурэгтэй (Западная Монголия) содержания Li не превышает 230 ppm (Коваленко и др., 2004 а). Для бимодальных ассоциаций полученные нами значения Li сопоставимы лишь с содержаниями этого элемента в расплавных

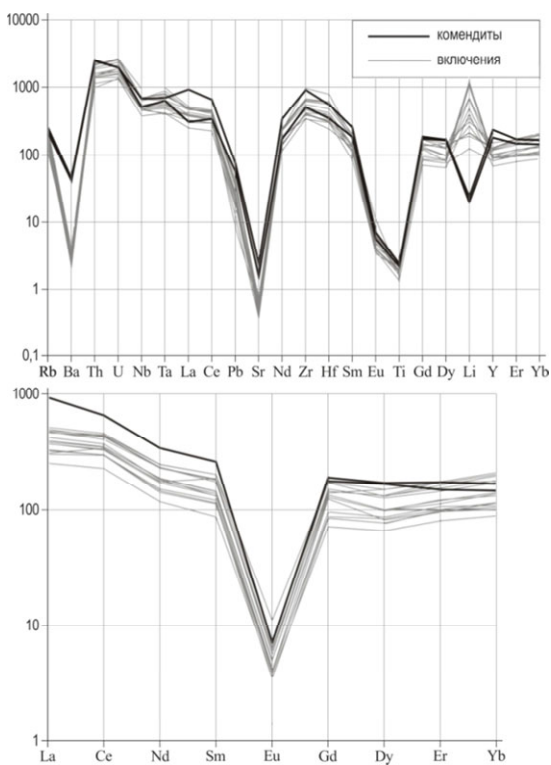


Рисунок 64. Спайдердиаграммы содержаний редких и редкоземельных элементов в гомогенных стёклах расплавных включений в кварце комендитов и в породах массива Дзарта-Худук, нормированные относительно хондрита (по Sun, MCDonough, 1989)

включениях, изученных в кварце комендитов массива Цаган-Хуртэй в Западном Забайкалье (Kuzmin, Churin, 2001) и в кварце пантеллеритов хр. Тост в Южной Монголии (Козловский и др., 2005), где они достигают 2040 и 1600 ppm, соответственно. Вместе с тем, следует отметить существенное различие в поведении Li в породах и в расплавах: в породах в отличие от расплавов наблюдается отчётливо выраженный минимум в содержаниях этого элемента.

На диаграммах с нормированными содержаниями PЗЭ характер их распределения как в стёклах расплавных включений, так и в породах совпадает. В целом, отмечается обогащение расплавов и пород редкоземельными элементами с некоторым преобладанием лёгких PЗЭ над тяжёлыми. Содержание суммы PЗЭ в расплавах достигает 720 ppm. Отношение La/Yb_N в них составляет от 2 до 3. Отчётливо проявленная европиевая аномалия в стёклах расплавных включений свидетельствует о высокой степени дифференцированности комендитовых расплавов. По-видимому, они отвечают за наиболее поздние магматические продукты бимодальной серии пород комплекса Дзарта-Худук.

В изученных гомогенных и остаточных (не гретых) стёклах расплавных включений из кварца комендитов содержания Zr, Th, Rb, Sr, Ba, Y, Eu, В и Be находятся в прямой корреляционной зависимости с Nb. Несовместимое поведение этих элементов показывает, что на данном этапе формирования породы не происходило значительного фракционирования их минералов-концентраторов и они накапливались в остаточном расплаве. Редкоземельные элементы в расплавных включениях всех изученных пород также имеют положительные тренды с Nb, сохраняя тенденцию накапливаться в остаточных расплавах, при этом, выявленная тенденция отчётливо прослеживается для средних и тяжёлых PЗЭ и, в несколько меньшей степени, для лёгких. Подобное поведение элементов-примесей относительно Nb дают основания считать, что эволюция комендитового расплава определялась в значительной степени процессами кристаллизационной дифференциации. Вместе с тем, следует отметить, что составы стёкол расплавных включений из кварца комендитов демонстрируют широкие вариации содержания Li при сравнительно постоянных концентрациях Nb. Аналогичная картина наблюдается для F и Na. Такое поведение этих элементов в стёклах расплавных включений нельзя описать процессами кристаллизационной дифференциации, оно предполагает участие других магматических процессов в ходе эволюции расплава. Таким процессом может быть силикатно-солевая жидкостная несмесимость.

Полученные результаты изучения расплавных включений в кварце комендитов, позволившие зафиксировать явления несмесимости силикатного и солевого расплавов при нагревании включений, свидетельствуют о реальности отделения от щелочных магм в процессе дифференциации фторидных расплавов, в значительной степени концентрирующих Na и Li. Такой солевой расплав мог впоследствии удаляться из силикатной магмы, что объясняет появление глубокого минимума в содержаниях Li для изученных комендитов на представленных спайдердиаграммах (см. 64). Большое геохимическое значение отделению высококонцентрированного солевого расплава в процессе дифференциации обогащённой фтором силикатной магмы придаётся в работах (Корнеева, Зарайский, Граманецкий, 2004; Граманецкий, Щекина, 2005; Коваленко и др., 2006). Этот процесс рассматривается этими исследователями как закономерный этап магматической системы, при этом особое внимание уделяется экстрагирующей способности фторидных солевых расплавов в отношении многих редких и редкоземельных элементов.

Таким образом, совокупность полученных нами данных изучения включений в кварце комендитов позволила установить сильно дифференцированные редкометалльные щелочные расплавы, обогащённые Na, F, Li, Zr и редкоземельными элементами и выявить магматические процессы, ответственные за их образование. В этой связи, щёлочно-салические породы бимодальных ассоциаций могут рассматриваться как особый тип редкометалльного вулканогенного оруденения.

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТОИДЫ МАССИВА ХАЛДЗАН-БУРЭГТЭЙ (МОНГОЛИЯ).

Халдзан-Бурэгтэйский многофазный массив щелочных гранитоидов и одноимённое крупное редкометалльное месторождение расположены на восточном берегу р. Кобдо хребта Монгольский Алтай, в 40 км к северо-западу от её устья и в 45 км к северо-востоку от аймачного центра Кобдо. Массив входит в группу других массивов щелочных гранитоидов: Цохни-Ула, Цзогту-Ула, Гурван-Унэт и Улан-Унэт, в целом ориенти-

рованных в северо-западном (алтайском) направлении. В этом же направлении вытянут и Халдзан-Бурэгтэйский массив. Он имеет форму овала протяжённостью 30 км при ширине до 8-ми км. Вся группа массивов щелочных гранитоидов контролируется Алтан-Хухийнским региональным разломом, разделяющим ранне- и позднекаледонские структурные зоны Западной Монголии.

Геологическое строение района определяют породы островодужной базальт-андезит-дацитовая (с осадками) толщи, внедрённые в них нормальные (нещелочные) гранитоиды, а также дайковый пояс базитов-андезитов-дацитов, секущий как островодужную ассоциацию, так и нещелочные граниты. Щелочные массивы прорывают все эти образования и сложены магматическими породами следующих групп (от ранних к поздним): 1) нордмаркиты и сингенетичные с ними долериты; 2) щелочные граниты и сингенетичные с ними долериты; 3) дайковые экериты, мелкозернистые щелочные граниты и щёлочногранитные пегматоиды; 4) дайковые пантеллериты; 5) редкометалльные щелочные гранитоиды; 6) щелочные базиты и кварцевые сиениты; 7) миароловые щелочные редкометалльные граниты. Последовательность образования магматических пород установлена по их геологическим взаимоотношениям, каждая из этих групп определяется соответствующими (от первой до седьмой) фазами внедрения. Среди пород массива наибольший практический интерес представляют редкометалльные щелочные граниты 5-й и 7-й фаз. Этим обусловлен наш выбор изучения включений минералообразующих сред, в первую очередь, в минералах редкометалльных щелочных гранитов 5-ой фазы.

Изученные редкометалльные граниты 5-й фазы содержат в среднем 36 % щелочных полевых шпатов, 26,5 % кварца, 0,5 % арфведсонита, 9 % эгирина, до 25 % редкометалльных минералов, тухуалита и флюорита. Среди редкометалльных минералов нами выявлены минералы группы циркония — циркон и гиттинсит. Ранее в этих породах были установлены также минералы Nb, Y, PЗЭ, U, Th, Li (Коваленко и др., 2006).

Кристаллические и расплавные включения изучены во вкрапленниках кварца. Во включениях установлены тухуалит, альбит, калиевый полевой шпат, сфен, флюорит, а также редкометалльные фазы, представленные минералами группы Zr (циркон, гиттинсит), Nb (пирохлор), PЗЭ и Y (паризит, иттроцерит), флюорит. Включения сфена характеризуются повышенными концентрациями Zr — до 0,55 мас. %. Кристаллы флюорита имеют отчётливо выраженную кайму, что находит отражение в его химическом составе. Так, в центральной части флюорита содержится до 0,5 мас. % Ce_2O_3 и до 1,6 мас. % Y_2O_3 , тогда как в кайме содержания этих элементов, особенно Y, возрастают, и достигают 0,7 и 3 мас. %, соответственно. Выявленный флюорит можно характеризовать как иттровый. Гиттинсит является очень редким цирконосиликатом. Ранее он был обнаружен в изучаемых породах наряду с кварцем, флюоритом, гематитом и эгирином в составе псевдоморфоз по эльпидиту, однако в качестве кристаллического включения гиттинсит известен не был и установлен впервые в ходе настоящего исследования.

Кристаллические включения пирохлора отличаются высокими концентрациями PЗЭ, в сумме составляющими 17 мас. %. По преобладающему среди них Ce_2O_3 (9,8 мас. %) изученные пирохлолы могут быть отнесены к церопирохлолам. Наряду с PЗЭ церопирохлолы имеют значительные концентрации Ta_2O_5 (3,5 мас. %) UO_2 (0,73 мас. %), а также TiO_2 (6,5 мас. %), Na_2O (4,4 мас. %) и F (1,5 мас. %). Следует отметить, что церопирохлор является основным рудным минералом месторождения Халдзан-Бурэгтэй.

Иттроцерит (фторид редких земель) обнаружен в виде мельчайших вростков в кристаллах паризита — фторкарбоната редких земель. Паризит содержит до 22 мас. % Ce_2O_3 ; до 11 мас. % La_2O_3 ; 9 мас. % Nd_2O_3 ; 2,5 мас. % Sm_2O_3 ; 1,5 мас. % Y_2O_3 и 3,3–4,7 мас. % F.

Первичные расплавные включения выявлены в кварце, наряду с геологическими соотношениями пород, свидетельствуют о магматическом происхождении редкометалльных гранитов. Оценка состава минералообразующих сред для редкометалльных щелочных гранитоидов, включая элементы-примеси и летучие компоненты, проводилась методами электронного и ионного микроанализа. Расплавные включения в кварце щелочных гранитов полностью раскристаллизованы, имеют ромбовидную или овальную форму и размеры от 25 до 50 мкм (рис. 65). Дочерние минералы расплавных включений представлены мелкозернистым агрегатом кварца, калиевого полевого шпата, амфибола, слюды, флюорита, цирконосиликата, фторкарбоната редких земель.

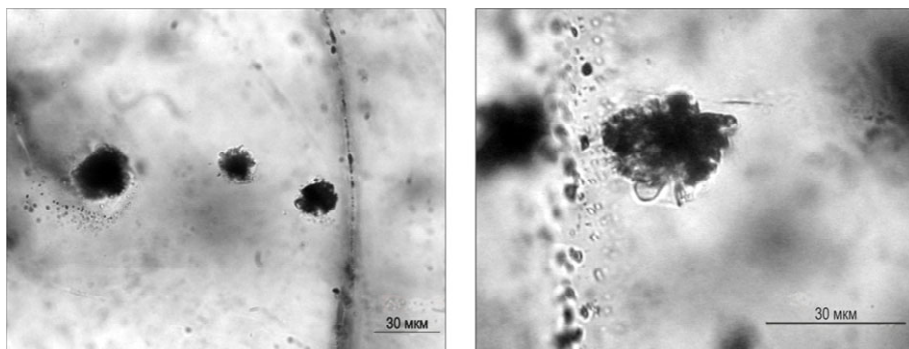


Рисунок 65. Расплавные включения в кварце редкометалльных гранитов (проходящий свет, без анализатора)

Амфибол в расплавных включениях представлен рибекитом и содержит до 3 мас. % K_2O и 3 мас. % F. Слюда отвечает составу полилитоинита с содержанием K_2O до 12 мас. %, F — 10 мас. %. Дефицит в сумме компонентов в химическом составе слюды составляет от 1,5 до 4,0 мас. %, что позволяет предположить присутствие в нём аналогичных содержаний Li. Дочерняя фаза цирконосиликата характеризуется высокими содержаниями Y_2O_3 (до 10 мас. %), Ce_2O_3 (4 мас. %), La_2O_3 (2,4 мас. %), Nd_2O_3 (до 0,5 мас. %), Nb_2O_5 (2,6 мас. %) и повышенными концентрациями F (до 0,7 мас. %). Фторкарбонат редких земель содержит (в мас. %): Ce_2O_3 — 11,0; La_2O_3 — 4,0; Nd_2O_3 — 4,2; Sm_2O_3 — 0,8; Y_2O_3 — 3,8; Nb_2O_5 — 1,0; FeO — 5,8; CaO — 3,0; BaO — 1,3; SrO — 1,1.

В связи с тем, что изучаемые включения при нагревании в термокамере при атмосферном давлении взрывались, их гомогенизация проводилась в автоклаве при температуре 850, 950 и 1000°C и давлении 3 кбар. После опытов при температуре 850 и 950°C расплавные включения содержали стекло, газовый пузырёк и реликты дочерних минералов. Полная гомогенизация включений наблюдалась лишь при температуре 1000°C. Возможно, такая высокая температура гомогенизации расплавных включений связана с некоторой потерей ими летучих компонентов в момент захвата. Это объясняет и наличие вокруг большого числа расплавных включений ореолов мельчайших флюидных включений. Важно отметить, что после опытов при температуре 1000°C и давлении 3 кбар в некоторых включениях наряду со стеклом наблюдалась флюидная фаза, содержащая CO_2 , образовавшаяся, по-видимому, в результате разложения дочернего фторкарбоната.

Химический состав гомогенных стёкол расплавных включений в целом оказался близок составу редкометалльных гранитов, в частности, по содержанию SiO_2 , FeO, MgO, Na_2O и K_2O . Вместе с тем, все стёкла расплавных включений характеризуются значительно более низкими концентрациями CaO по сравнению с породами (0,05–0,20 и 4,00 мас. %, соответственно). Главной особенностью химического состава расплавов является весьма высокое содержание в них ZrO_2 (2–3 мас. %). Вероятно, такие высокие концентрации ZrO_2 в расплавах первой группы близки к концентрациям насыщения, что подтверждается обнаружением среди кристаллических включений и дочерних фаз расплавных включений минералов группы Zr (циркона и гиттинсита). Содержание F и H_2O в расплавах составляет 1,3–4,0 и 1,0–3,4 мас. %, соответственно. Обнаружение в ряде включений после опытов наряду со стеклом углекислотного флюидного обособления, содержащего жидкую и газовую фазу, позволило оценить содержание углекислоты в расплаве. Гомогенизация углекислотного флюида в жидкую фазу осуществлялась при температуре +25,9°C, его плотность при гомогенизации равна 0,69 г/см³. Измерив объём включения и объём флюидной фазы, а также зная плотностные характеристики флюидной фазы и силикатного стекла, рассчитывалась масса этих фаз, а затем — масса всего включения. Расчёты показали, что содержание углекислоты в расплаве очень высокое — 1,56 мас. %.

Изучение редкоэлементного состава стёкол гомогенизированных расплавных включений показало, что расплавы обеднены Ba и Sr и обогащены многими редкими (Be, Rb, Y, Nb, Hf, Th) и редкоземельными элементами. Концентрации Be в них в основном составляют 200–360 ppm; Rb — 1200–4100 ppm; Y — 1300–2000 ppm; Nb — 3900–

6000 ppm; Hf — 200–300 ppm; Th — 200–340 ppm. Сумма РЗЭ в расплавах варьирует от 2300 до 3560 ppm. Полученные данные свидетельствуют, что образование редкометалльных гранитов массива Халдзан-Бурэгтэй происходило из расплава, насыщенного в отношении многих редких и редкоземельных элементов, что отвечает и геохимической специфике образующихся из них пород. Такие расплавы возникали в качестве остаточных в верхних частях магматической камеры в результате фракционирования щёлочногранитной магмы, достигая насыщения в отношении многих рудных компонентов, особенно Zr, Nb и редких земель, и становясь при этом рудоносными магмами. Специфика редкометалльной минерализации определялась показателем щёлочности расплавов (высокий коэффициент апаитности, равным 1,4), а также влиянием фтора и углекислоты, что приводило к появлению таких редкометалльных фаз, как циркон, цирконосиликаты и фторкарбонаты редких земель.

4. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ ИСТОЧНИКОВ МАГМАТИЗМА ЦАСП В ФАНЕРОЗОЕ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ИЗОТОПНО- ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Магматизм Монголии, в т.ч. редкометалльный, рассматривается (Коваленко и др., 1996 а, 1996 б, 2004 а, б) как внутриплитный и связывается с действием мантийных плюмов. Особенностью внутриплитных магматических пород является не только их характерное положение относительно границ литосферных плит, но и их химические и изотопные составы. Результаты многочисленных изотопных и геохимических исследований современного внутриплитного магматизма Земли показали, что мантийные источники магматизма неоднородны и характеризуются гетерогенностью разного масштаба. Наиболее экстремальные части изотопных составов выделены как HIMU (high μ), EM-1 (enriched mantle-1), EM-2 (enriched mantle-2), DMM (depleted MORB mantle). Примером глобальной неоднородности мантии является так называемая аномалия DUPAL. Магматические породы, выплавленные из мантии типа DUPAL, характеризуются высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, с этой же аномалией коррелирует крупномасштабная сейсмическая аномалия в нижней мантии. Распространение аномалии DUPAL в мантии Земли не является случайным, она выделяется в Индийском океане и в окраинных морях Тихого океана до Японского моря и не выявлена в породах других океанов (Zindler, Hart, 1986). Очевидно, что выяснение геодинамических и географических закономерностей распределения и причин формирования разномасштабной гетерогенности мантии Земли является важнейшей проблемой современной геодинамики.

Исследования магматических пород более древних геологических периодов показывают, что такие же и некоторые другие изотопно-геохимические типы мантийных пород существовали и в геологическом прошлом. Но в связи с перемещениями литосферных плит сделать выводы о закономерностях географического распределения древних мантийных пород разного типа можно только на основе реконструкций с использованием палеомагнитных данных. Пока практически все существующие палеомагнитные реконструкции для разных периодов Земли не включают информацию о составе мантии Земли. *Создание палеомагнитных реконструкций с учётом состава мантии — одна из важнейших задач современной геологии и геофизики, решение которой позволит проследить эволюцию процессов, протекающих в мантии и коре Земли.*

Нами проведены палеомагнитные исследования венд-кембрийских и фанерозойских геологических комплексов Монголии. Венд-кембрийские комплексы залегают в сложной покровно-складчатой и сдвиговой структуре, образованной в конце кембрия – ордовике в результате тектонического совмещения ряда островодужных сегментов и блоков океанических плато с Сибирским кратоном. Фрагменты островодужных комплексов и тектонические пластины пород океанических плато ассоциируют в структуре и, возможно, представляют единый геодинамический ряд. Вулканические породы океанических плато и островов имеют геохимические характеристики типа OIB и связываются с действием мантийных плюмов. Участие мантийных плюмов предполагается и в островодужном магматизме, так как в венд-кембрийских надсубдукционных породах Монголии фиксируются повышенные концентрации HFS элементов — Nb, Ta, Zr (Коваленко и др., 1996 а, 1996 б; см. также подраздел 4.1). Поэтому выяснение пространственной позиции венд-кембрийских надсубдукционных комплексов может дать информацию о положении плюмов в то время.

Фанерозойские магматические комплексы Монголии имеют рифтогенный генезис и также связываются с действием мантийных плюмов. Они широко распространены на территории Монголии. Их изотопно-геохимическое изучение показало, что они произошли из разных мантийных источников (Козловский, 2006). Новые палеомагнитные данные, полученные для позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя, позволяют оценить пространственное положение этих источников.

4.1. ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛИИ

Обработка палеомагнитных образцов проводилась в палеомагнитной лаборатории ИГЕМ РАН. Из каждого образца выпиливалось 1–2 кубика с ребром 1 или 2 см в зависимости от величины магнитной восприимчивости образца. Каждый кубик подвергался термочистке в интервале температур 20–680°C. Термочистка проходила в печи, защищённой пермаллоевыми экранами, позволяющими компенсировать магнитное поле Земли до 10–15 нанотесла. Верхняя граница чистки определялась появлением магнитных новообразований, искажающих естественную остаточную намагниченность кубика. Появление магнитных новообразований в процессе температурной чистки определялось по резкому росту значения намагниченности кубика, и по тому, что направление вектора намагниченности от нагрева к нагреву начинало меняться хаотически. Для большинства кубиков проводилось 12–16 нагревов.

Измерение значения и направления остаточной намагниченности образцов проводилось на магнитометре JR–4. По данным термочистки для каждого кубика строились диаграммы Зийдервельда (Zijderveld, 1967), проводился компонентный анализ намагниченности (Kirschvink, 1980) и анализ распределения выделенных компонент естественной остаточной намагниченности на сфере (Храмов и др., 1982; Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981). Если из образца выпиливались два кубика, то по ним рассчитывались средние направления выделенных компонент намагниченности. Отбраковка направлений намагниченности образца производилась в тех случаях, когда диаграмма Зийдервельда не позволяла выделить компоненты (хаотическое распределение направлений намагниченности от нагрева к нагреву), либо когда угол между векторами намагниченности двух кубиков превышал 30°. В меловых толщах Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня из некоторых лавовых потоков и экструзий отбиралось несколько образцов. В этих случаях осреднение проводилось по компонентам намагниченности всех образцов. Направления выделенных компонент намагниченности анализировались на сфере для каждого тектонического блока отдельно, а также совместно по всем опробованным блокам из каждого разреза исследованных комплексов пород в современной (ССК) и древней (ДСК) системах координат (Kravchinskiy et al., 2001; Pisarevsky et al., 2006; Веселовский, Галле, Павлов, 2003).

Распад суперматерика Родиния и реорганизация перемещений литосферных плит в венде – раннем кембрии привели к формированию многочисленных островных дуг, остатки которых находятся среди геологических комплексов Монголии, Тувы, Казахстана и других районов. В современной структуре венд-кембрийские надсубдукционные комплексы находятся в ассоциации с микроконтинентами, образовавшимися при расколе Родинии, и магматическими комплексами внутриплитного типа, формирование которых связывается с действием мантийных плюмов. В конце кембрия – ордовике произошла массовая коллизия континентальных, внутриплитных и островодужных блоков и амальгамация орогенной области в результате внедрения постколлизионных гранитных батолитов. Раннекаледонские коллизионные процессы одновременно осуществлялись на гигантской территории Южной Сибири (Коваленко и др., 1996 а, 1996 б, 2004; Добрецов, 1997; Кунгурцев и др., 2001; и др.).

С помощью палеомагнитного метода предполагалось получить новые данные о тектонической истории венд-кембрийских надсубдукционных комплексов Монголии, практически не исследованных этим методом. Планировалось рассчитать палеошироты формирования изученных комплексов, оценить величины их перемещения до столкновения с Сибирским материком и предположить тип их коллизии.

ОБЪЕКТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ. Палеомагнитные образцы отбирались на хребтах Сэрийн-Нуру и Дарвийн-Нуру, в Баянхонгорской зоне и хр. Хан-Хухийн (рис. 6б). В структуре хр. Сэрийн-Нуру участвуют островодужные и океанические венд-кембрийские комплексы.

Островодужные комплексы представлены вулканогенными толщами, включающими непрерывно дифференцированные ассоциации магматических пород — от базальтов до риолитов, и вулканогенно-осадочными толщами, сложенными переслаивающимися вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфосилицитами и известняками. Вулканогенно-осадочные толщи включают дайки и силлы средних пород. В известняках обнаружена фауна раннего кембрия (Хераскова и др., 1985).

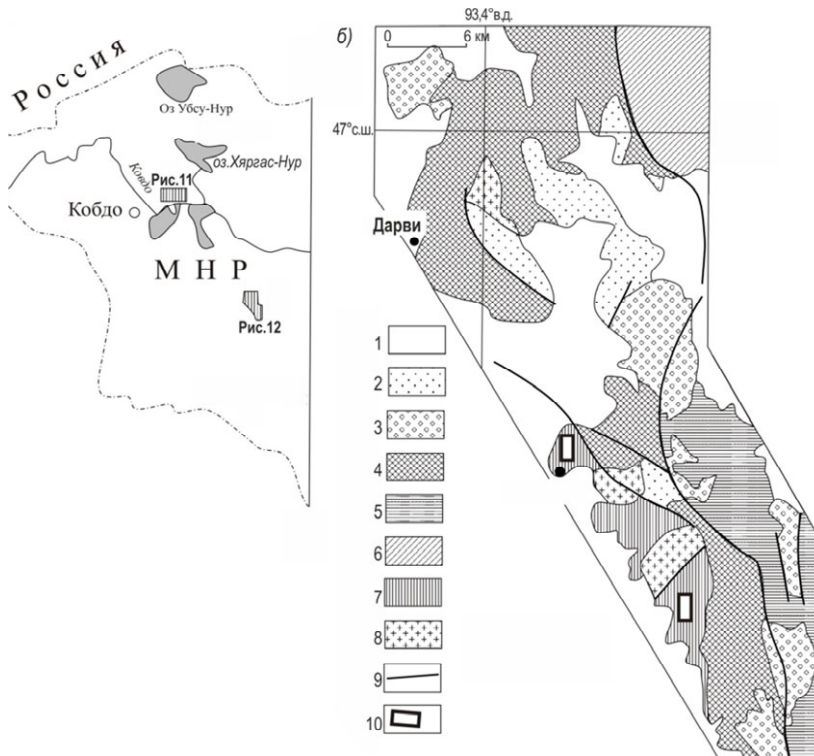
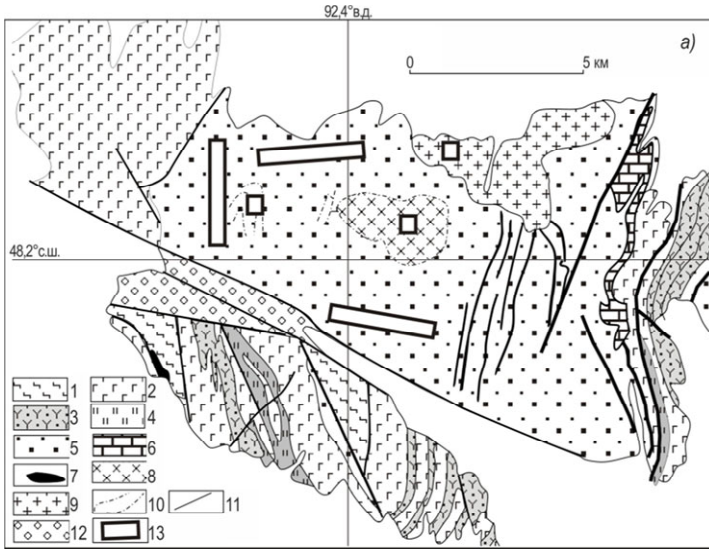


Рисунок 66. Геологические схемы: (а) — хр. Сэрийн-Нуру (по С.В. Руженцеву с дополнениями); (б) — хр. Дарвийн-Нуру (по Т.Н. Херасковой и др., 1985 с дополнениями)

а): 1 — океанический комплекс (пиллоу-лавы, кремни, яшмы); 2–6 — породы островодужного комплекса: 2 — базальты, андезибазальты, 3 — пиллоу-лавы, гиалокластиты с прослоями яшм, 4 — туфы и гиалокластиты основного и среднего состава, 5 — яшмы, кремнистые алевролиты, песчаники, редкие гравелиты, 6 — биогермовые известняки; 7 — серпентиниты; 8 — тоналиты, гранодиориты; 9 — граниты; 10 — дайки плагиодацитов и гранит-порфиров; 11 — разломы; 12 — наложенный комплекс пород (девонские вулканиты, позднемезозойские красноцветные отложения), 13 — линии разрезов, по которым проведено опробование.

б): 1 — отложения MZ–KZ; 2 — девонские осадочные толщи; 3 — ордовикские осадочные толщи; 4–7 — районы преимущественного распространения венд-ордовикских формаций: 4 — андезитовой и карбонатно-кремнисто-тефрогенной; 5 — офиолитовой и карбонатно-кремнисто-тефрогенной; 6 — терригенно-кремнисто-туффитовой; 7 — андезитовой, офиолитовой (спилиты) и карбонатно-кремнисто-тефрогенной; 8 — граниты; 9 — разломы.

Океанические комплексы представлены толщами шаровых лав основного состава, чередующимися с пачками глубоководных кремней и яшм. В осадочных породах обнаружены водоросли и спикулы нижнекембрийского возраста (Хераскова и др., 1985). Толщи деформированы в складки, интродуцированы телами гранитов и гранодиоритов, а также рассечены протяжёнными практически недеформированными дайками гранитов и гранодиоритов. Методами U-Pb датирования определён возраст гранитов — 527 млн л. Палеомагнитные образцы отбирались из нескольких фрагментов вулканогенно-осадочной толщи (100 образцов на участках с координатами: 48° 27,194' N и 092° 45,238' E; 48° 29,667' N и 092° 43,339' E; 48° 26,56' N и 092° 45,327' E) из тонких песчаников, алевролитов, туфосилицитов, даек и силлов андезитов и дацитов. Отобраны также 15 палеомагнитных образцов из массива гранитов, для которых определён возраст в 527 млн л., и гранитных и гранодиоритовых даек, секущих структуру. Из вулканогенных океанических и островодужных толщ образцы взять не удалось из-за невозможности определить элементы залегания пород.

В структуре хр. Дарвийн-Нуру (см. рис. 66 б) участвуют венд-кембрийские офиолиты, вулканогенная непрерывно дифференцированная «андезитовая» толща (по Т.Н. Херасковой и др., 1985), терригенно-кремнисто-туффитовая, карбонатно-кремнисто-тефрогенная и вулканогенно-молассовая толщи.

Офиолиты в основании включают дунит-гарцбургитовый комплекс, представленный чередующимися серпентинизированными гарцбургитами и дунитами. На него надвинуты серпентинизированные дуниты, верлиты, вебстериты и клинопироксениты, на которые, в свою очередь, надвинуты породы пироксенит-габбрового расслоенного комплекса. В его верхней части появляются отдельные пересекающиеся дайки диабазов, которые выше образуют комплекс параллельных даек. Породы дайкового комплекса через зону вулканических брекчий перекрываются шаровыми лавами спилитов. Из плагиогранитов, прорывающих габбронориты, U-Pb методом получен возраст — 573±6 млн л. (Козаков и др., 2002).

Непрерывно дифференцированная толща без видимого несогласия залегает на спилитах (Хераскова и др., 1985). Она представлена зеленокаменно-изменёнными порфиоровыми лавами, туфами и тефроидами, состав которых меняется от базальтов до дацитов и риолитов.

Терригенно-кремнисто-туффитовая толща представлена ритмичным чередованием разнозернистых тефрогенных песчаников с отдельными горизонтами внутриформационных конгломератов, гравелитов и кремнистых туфопелитов.

Карбонатно-кремнисто-тефрогенная толща с размывом залегает на породах непрерывно дифференцированной и спилитовой толщи. В её строении принимают участие полевошпатовые и полимиктовые, иногда — аркозовые разнозернистые песчаники, гравелиты, тефроиды, включающие глыбы известняков и валуны пород непрерывно-дифференцированной толщи и гранитов среднекембрийского возраста. Обнаруженные в породах спикулы губок и радиолярии дают возможность предполагать раннеордовикский возраст толщи. В некоторых районах толща представлена чередующимися известняками и терригенными породами.

Вулканогенно-молассовая толща залегает на всех нижележащих толщах резко несогласно. В ней преобладают грубовалунные тефрогенные и вулканомиктовые конгломераты, с гальками андезитов, гранитов, серпентинитов. Вверх по разрезу

конгломераты сменяются краснокаменноизменёнными лавами и туфами андезитового состава (Хераскова и др., 1985).

Все толщи сложно деформированы и кливажированы. Они в разных пропорциях участвуют в четырёх крупноподпадающих тектонических пластинах северного простирания. Палеомагнитные образцы удалось отобрать из различных фрагментов двух разоб-щённых разрезов непрерывно дифференцированной толщи хребта Южный Дарвийн-Нуру (55 образцов на участках с координатами: 46° 46,319' N и 093° 48,567' E; 46° 40,569' N и 093° 56,437' E) и одного небольшого блока расслоенного габбро (9 образцов на участке с координатами: 46° 67,931' N и 094° 13,625' E).

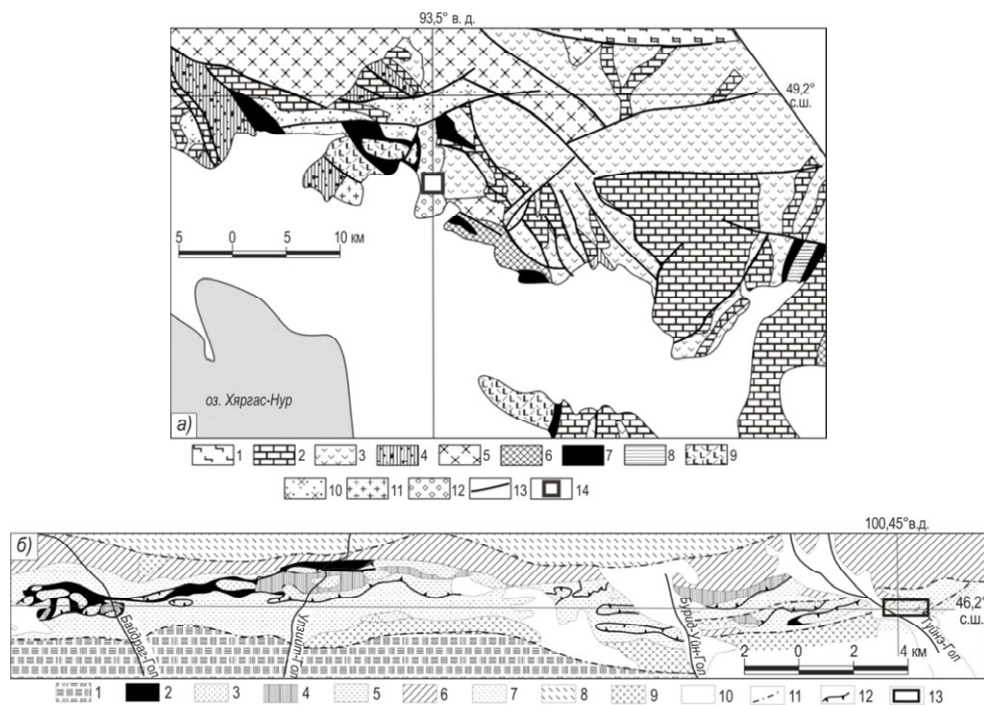


Рисунок 67. Геологические схемы хр. Хан-Хухийн (а) и Баянхонгорской офиолитовой зоны (б)
(по О. Томуртоого — см. Колтева и др., 1984)

(а): 1 — кристаллические сланцы и гнейсы древнего обрамления каледонид; 2 — карбонатная толща (V-C₁); 3 — непрерывно-дифференцированная вулканогенная толща (C₁); 4 — олистостромы (C₁); 5 — гранодиориты и плагио-граниты (PZ); 6 — спилит-кератофировая толща (V-C₁); 7 — полимиктовый серпентинитовый меланж; 8 — комплекс диабазовых даек; 9 — спилит-диабазовая толща; 10 — красноцветные песчаники, гравелиты, алевролиты, риолиты (D); 11 — граниты (PZ₂); 12 — конгломераты, песчаники, алевролиты (J); 13 — разломы; 14 — место отбора проб.

б): 1 — дорифейские супракрустальные образования; 2 — серпентинитовый меланж; 3–5 — нижнерифейская офиолитовая ассоциация: 3 — комплекс расслоенных ультраосновных-основных пород, 4 — комплекс параллельных даек, 5 — комплекс подушечных базальтовых лав; 6 — среднерифейский зеленосланцевый комплекс; 7 — венд-нижнекембрийская известняково-сланцевая толща; 8 — палеозойские отложения; 9 — нижнепалеозойские гранитоиды; 10 — мезозойско-кайнозойские отложения; 11 — разломы; 12 — тектонические покровы; 13 — место отбора палеомагнитных проб.

На хр. Хан-Хухийн (рис. 67 а) также выделено несколько различных геологических толщ (Дергунов и др., 1980). Карбонатная толща, сложенная в основном массивными известняками, занимает нижнее структурное положение. В известняках обнаружены онколиты юдомия и хиолиты и археоциаты нижнего кембрия (атдабанский ярус). Непрерывно дифференцированная вулканогенная толща в нижней части представлена грубообломочными полимиктовыми туфогенно-осадочными породами — конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами. В конгломератах встречаются гальки гранитоидов, что свидетельствует о близости континентального источника сноса. Верхняя часть толща представлена туфами и лавами, состав которых меняется от базальтов до риолитов. Среди туфов встречаются прослои карбонатных пород

с остатками археоциат нижнего кембрия (ленский ярус). По тектоническим контактам с карбонатной и непрерывно-дифференцированной толщами граничат разрозненные блоки спилит-кератофировой, спилит-диабазовой, олистостромовой, кремнисто-терригенно-карбонатной толщ, комплекса диабазовых даек и тела серпентинитового меланжа. Толщи интенсивно деформированы в сложные складки, кливажированы, разбиты на тектонические блоки. Незначительное количество образцов для палеомагнитных исследований удалось отобрать только из тонких туфов непрерывно дифференцированной толщи (8 образцов с участка с координатами $49^{\circ} 17,583' N$ и $93^{\circ} 55,298'$).

Баянхонгорская офиолитовая зона (рис. 67 б) включает породы венд-кембрийской офиолитовой ассоциации (Дергунов и др., 1980) — метаперидотиты серпентинитового меланжа, кумулятивный комплекс, «верхнее» габбро, дайковый комплекс и шаровые лавы базальтов. Возраст офиолитов оценён на основании Sm-Nd изохронны по амфиболовому габбро (569 ± 21 млн л., (Кебезинскас и др., 1991)) и по остаткам игл губок в межшаровых промежутках пиллоу-лав (Рязанцев, 1994). Все породы интенсивно деформированы в сложную покровно-складчатую структуру, разбиты на многочисленные блоки. Геологические маршруты выполнены в бассейнах рек Улдзий-Гол, Байдраг-Гол, Туйнэ-Гол, между реками Улдзий-Гол и Туйнэ-Гол, но образцы для палеомагнитных исследований удалось отобрать только из массива расслоенного габбро к северу от сомона Баян-Хонгор (44 образца).

В результате **компонентного анализа** в исследованных образцах пород хр. Сэрийн-Нуру выявлены несколько компонент намагниченности. Низкотемпературная компонента (А) выделяется в интервале температур $20-460^{\circ}C$. Более высокотемпературная компонента (В) выделяется в интервале $250-560^{\circ}C$. В некоторых образцах линейные отрезки на диаграммах Зийдверельда, соответствующие этой компоненте, не направлены в начало координат, а на стереопроекциях в температурном интервале компоненты В наблюдаются перемещения векторов Jnt по дугам больших кругов. Повидимому, в этих образцах присутствует третья высокотемпературная компонента намагниченности (С). Единичные векторы низкотемпературной компоненты намагниченности А даек и силлов на стереопроекции близки к направлению современного магнитного поля в районе Монголии. В осадочных породах единичные векторы низкотемпературной компоненты намагниченности А в основном распределены хаотически, хотя некоторые направления также близки к направлению современного магнитного поля в районе Монголии.

Направления компоненты В большинства даек и силлов также близки в ССК к направлению современного магнитного поля. В осадочных породах в некоторых опробованных фрагментах разреза компоненты В распределены хаотически, в пяти фрагментах — образуют отчётливые группы обратной полярности в ДСК и ССК. Направления компоненты намагниченности С оценены по наиболее высокотемпературным частям кругов перемагничивания, распределены хаотически.

В образцах из массивов гранитов и из кислых даек выделяются одна или две компоненты намагниченности. Все компоненты распределены закономерно. Естественная остаточная намагниченность вулканогенно-осадочных пород хр. Дарвийн-Нуру включает одну, две или три компоненты. Низкотемпературная намагниченность (А) выделяется в интервале температур от 20 до $430^{\circ}C$. Её направления во многих образцах группируются около направления современного магнитного поля Монголии, а в некоторых образцах закономерно распределены по сфере. Высокотемпературная компонента намагниченности (В) выделяется в интервале $250-620^{\circ}C$. В ряде опробованных фрагментов разреза она распределена закономерно, в других — образует отчётливые группы обратной полярности в ССК и ДСК. В некоторых образцах в интервале блокирующих температур компоненты В наблюдается перемещение вектора Jnt по дуге большого круга, что свидетельствует о присутствии ещё более высокотемпературной компоненты намагниченности С. Направления компоненты намагниченности С оценены по наиболее высокотемпературным участкам кругов перемагничивания. На стереопроекции они распределены хаотически.

В расслоенном габбро хр. Дарвийн-Нуру выделяются две компоненты намагниченности: низкотемпературная ($20-540^{\circ}C$) с большим разбросом группируется вокруг направления современного поля; векторы высокотемпературной компоненты ($300-580^{\circ}C$) образуют на стереопроекции группу прямой полярности.

В намагниченности образцов пород с хр. Хан-Хухийн в основном присутствуют две компоненты. Низкотемпературная компонента выделяется в большинстве образцов в интервале температур 20–530°C. Её направления в ССК близки к направлению современного магнитного поля Монголии. Высокотемпературная компонента выделяется в четырёх образцах в температурном интервале от 350 до 560°C. Её направления образуют группу обратной полярности в ССК и ДСК.

Намагниченность образцов расслоенного габбро офиолитов Баянхонгорской зоны включает одну или две компоненты в интервале температур 20–580°C. Все компоненты распределены хаотически.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ КОМПОНЕНТНОГО АНАЛИЗА. Как было показано выше, в исследованных образцах выделены несколько компонент намагниченности. Низкотемпературные компоненты А, очевидно, вторичные. По-видимому, некоторые из них образовались в результате перемагничивания пород по современному магнитному полю в районе Монголии (табл. 5). Компоненты намагниченности В (см. табл. 5; рис. 68) образцов вулканогенно-осадочных пород хр. Сэрийн-Нуру в ряде исследованных фрагментов разреза образуют группы обратной полярности. В ССК средние направления компоненты В статистически значимо различаются, в ДСК близки. Тест складки, выполненный методом сравнения средних направлений (Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981), показал, что намагниченность образовалась до деформаций пород с вероятностью 0,95.

Таблица 5. Характеристики направлений намагниченности, выделенных в венд-кембрийских толщах Монголии

Блок, компонента	N	Dc	Ic	Kc	α_{95c}	Dд	Iд	Kд	$\alpha_{95д}$
Вулканогенно-осадочная толща хр. Сэрийн-Нуру									
Фр. 1–4, В	4	150,5	-78	55,0	9,0	141	-57	55,0	9,0
Фр. 10–17, В	8	181,0	-65	28,0	9,0	154	-52	31,0	8,9
Фр. 23–28, В	4	226,0	-64	26,0	14,0	179	-58	23,0	14,6
Фр. 37–42, В	6	333,0	-74	11,0	19,0	129	-56	14,0	17,0
Фр. 59–63, В	5	190,0	-63	18,0	15,0	179	-39	28,0	12,0
Фр. 82–90, В	8	199,0	-60	9,0	17,0	166	-45	9,0	16,0
Фр. 64–74, В	11	238,0	-82	7,0	16,0	147	-55	7,0	16,0
Ср. по Фр. 1–90	29	193,0	-66	16,0	6,6	164	-50	16,0	6,6
Сравнение средних направлений									
Фр. 1–90 и 37–42	$F_{кр} = 0,098$	$F_{2c} = 0,3894$			$F_{2д} = 0,13915$				
Фр. 1–90, 37–40 и 64–74	$F_{кр} = 3,640$	$F_{3c} = 6,1400$			$F_{3д} = 2,18000$				
Все фрагменты	45	202,0	-74	9,5	6,7	157	-53	11,5	6,1
Вулканогенно-осадочная толща хр. Дарвийн-Нуру									
Фр. 72–76	4	172,0	-71	16,0	17,7	309	-35	15,0	15,0
Фр. 78–88	10	209,0	-68	26,0	8,7	297	-30	23,0	9,3
Фр. 91–96	6	214,0	-59	8,0	20	304	-35	12,0	16,6
Все фрагменты (72–96)	20	204,0	-67	15,0	8	301	-32	18,0	7,5
Расслоенное габбро офиолитов хр. Дарвийн-Нуру									
Габбро	7	228,0	14	23,0	11	253	27	12,0	15,5
Сравнение средних направлений									
Фр. 72–96 и габбро	$F_{2кр} = 0,13$	$F_{2c} = 1,29$			$F_{2д} = 0,01$				
Фр. 72–96 и габбро	27		54	7,0	10		31	17,0	6,6
Вулканогенно-осадочная толща хр. Хан-Хухийн									
	4	319,0	-12	26,0	14	358	-56	32,0	12,4

Примечания. N — количество векторов, участвующих в расчётах, D — склонение намагниченности, I — наклонение намагниченности, K — кучность, α — угол доверия. Буквы с и д соответственно обозначают ССК (современная система координат) и ДСК (древняя система координат). F — статистический параметр, использующийся при сравнении средних (Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981). F₂ — параметр F рассчитан по 2 блокам или по большему количеству блоков. F_{кр}, F_с, F_д — критическая величина параметра F и величины этого параметра в современной и древней системах координат.

Тест на синккладчатость по средним направлениям компоненты В фрагментов разреза 1–90, 37–42, 64–74 (см. табл. 5 и рис. 68), также показал, что максимальная кучность образуется при максимальном распрямлении складки (110 % распрямления, $D=146$, $I=-51$, $K=59$, $\alpha=16$), минимальная при 0 % распрямления ($D=236$, $I=-82$, $K=19$, $\alpha=29$).

В вулканогенно-осадочных породах хр. Дарвийн-Нуру направление компоненты намагниченности В близко по наклону к направлению намагниченности расслоенного габбро. Тест складки по наклонениям методом равенства средних направлений (Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981) положительный, т. е. намагниченность может быть додеформационной.

Высокотемпературная компонента намагниченности обратной полярности, выделенная в вулканогенно-осадочных породах хр. Хан-Хухийн, статистически совпадает по наклону с направлением компоненты намагниченности В пород хр. Сэрийн-Нуру в ДСК и резко различается в ССК.

Самые высокотемпературные компоненты намагниченности С во всех разрезах распределены хаотически.

Таким образом, многокомпонентная намагниченность венд-кембрийских пород Монголии свидетельствует об их сложной магнитной истории. Компонента намагниченности А, близкая к направлению современного магнитного поля Монголии, очевидно, была приобретена в результате современного или кайнозойского перемагничивания пород в период прямой полярности магнитного поля. Спектр блокирующих температур этой компоненты от 20 до 400–460°C. Возможно, компонента была приобретена в результате вязкого перемагничивания пород.

Компонента С выделяется в очень узком интервале блокирующих температур, близких к точке Кюри магнетита. Может быть, она связана с образованием однодоменных зёрен магнетита хемогенного происхождения. Хаотическое распределение её направлений труднообъяснимо и не позволяет как-либо интерпретировать эту компоненту намагниченности.

Компонента намагниченности В во многих исследованных разрезах венд-кембрийских толщ (см. рис. 68) образует отчётливые группы направлений. На хр. Сэрийн-Нуру она с большой вероятностью додеформационная. Возможно, додеформационной является и высокотемпературная компонента намагниченности хр. Хан-Хухийн, так как её направление близко по наклону к направлению компоненты В пород хр. Сэрийн-Нуру в ДСК и резко отличается в ССК. В хр. Дарвийн-Нуру тест складки по наклонениям положителен, но «доскладчатая» природа компоненты В установлена менее надёжно, так как в тесте использовались направления намагниченности пород только двух разрезов.

Если компонента В не является вторичной и её формирование незначительно оторвано от времени формирования пород, то в структуре Озёрной зоны Монголии присутствуют фрагменты различных островодужных сегментов, сформированных на разных широтах. Вулканогенно-осадочные толщ хр. Сэрийн-Нуру формировались в широтном интервале 28–33–40° (минимальное – среднее – максимальное значения), Хан-Хухийн — 26–37–51°. Широтные интервалы для вулканогенно-осадочных толщ хр. Дарвийн-Нуру — 13–17–23°, для габбро этого хребта — 6–24–25°. Надёжно рассчитать, как исследованные комплексы перемещались относительно Сибири, достаточно сложно из-за неоднозначности определения палеомагнитного полюса Сибири для венда – раннего кембрия. Существуют две группы полюсов. Одна группа располагается ближе

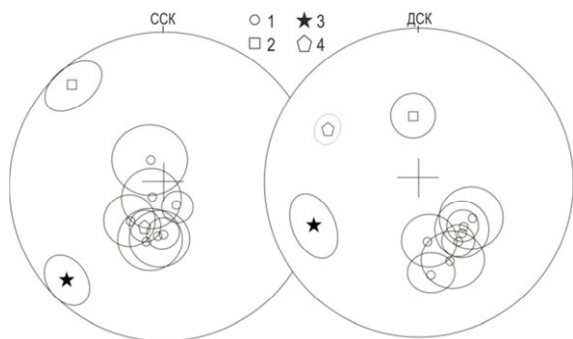


Рисунок 68. Распределение высокотемпературных компонент намагниченности венд-кембрийских пород Монголии на сфере

1 — хр. Сэрийн-Нуру, 2 — хр. Хан-Хухийн, 3 — габбро хр. Дарвийн-Нуру, 4 — вулканогенно-осадочные толщ хр. Дарвийн-Нуру.

к Австралии (Smethurst et al., 1998; Павлов и др., 2004; др.), другая — ближе к Африке (Павлов и др., 2004; Казанский, 2002; др.). Особенностью полюсов первой группы является то, что они рассчитаны по монополярным палеомагнитным направлениям; полюса второй группы — по биполярным направлениям. Поскольку полученные нами направления также монополярны, сравнение проведено с полюсами первой группы. Палеомагнитные данные показывают, что Сибирский кратон в венде – раннем кембрии располагался в южном полушарии. «Монгольская» часть Сибири находилась на 20–30° южной широты. Использование методов (Beck, 1980; Demarest, 1983) показало, что островодужные комплексы Монголии не могли быть совмещены с Сибирским кратоном, если они формировались в северном полушарии и могли быть частью Сибири, если — в южном полушарии (рис. 69).

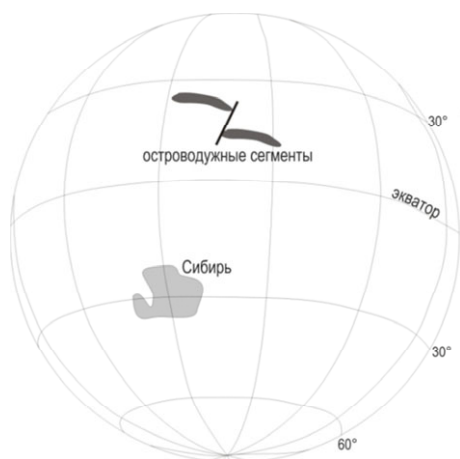


Рисунок 69. Реконструкции пространственного положения островодужных сегментов и Сибири в венде – раннем кембрии

Поскольку в структуре Озёрной зоны Монголии в основном находятся фрагменты энсиматических, а не континентальных островных дуг, по-видимому, в венде – кембрии они находились в северном полушарии. Такие же выводы сделаны в работах других исследователей (Demarest, 1983; Казанский, 2002) по другим районам Центральной Азии. Если это так, то ширина бассейна между островными дугами и Сибирским материком составляла 4000–6000 км. В период коллизии (начало ордовика) «монгольская» часть Сибири находилась в приэкваториальных районах. Следовательно, островодужные сегменты до коллизии испытали широтное перемещение с севера на юг на 2000–3000 км (см. рис. 69).

Блоки вулканогенно-осадочных пород хр. Дарвийн-Нуру и Хан-Хухийн развёрнуты вокруг вертикальной оси на разные углы как относительно друг друга, так и относительно Сибири. По-видимому, эти вращения связаны со сдвиговыми перемещениями, так как в пределах этих хребтов широко проявлены сдвиговые структуры. На хр. Сэрийн-Нуру сдвиговые структуры не зафиксированы и, как показано выше, толщи вообще очень слабо деформированы. «Ожидаемое» склонение намагниченности пород Монгольской части Сибири во время коллизии (ранний ордовик), рассчитанное из раннеордовикского Сибирского полюса, — ~ 140°. Склонение намагниченности пород хр. Сэрийн-Нуру после перевода его в прямую полярность — 340°. Следовательно, островодужные блоки хр. Сэрийн-Нуру до или во время коллизии были развёрнуты относительно Сибири на 160° против часовой стрелки.

В работах (Коваленко и др., 1996 а, б) показано, что венд-кембрийский магматизм Монголии связан с действием мантийных плюмов. Таким образом, полученные палеошироты ограничивают пространственную позицию источников плюмов двадцатыми-тридцатыми градусами северной широты. Магматические расплавы выплавлялись из деплетированных по изотопному составу источников мантии с $\epsilon_{Nd}(T) = +4 \dots +8$ (неопубликованные данные Д.В. Коваленко). Интересно отметить, что деплетированный изотопный состав венд-кембрийских мантийных источников резко отличается от обогащённого состава источников магматизма в районах мантийной аномалии DUPAL, распространённой в настоящее время в приэкваториальных и южных широтах.

Выводы:

1. В структуре Озёрной зоны Монголии присутствуют фрагменты различных островодужных сегментов, сформированных на двадцатых-тридцатых градусах северной широты. Ширина бассейна между островными дугами и Сибирским материком составляла 4000–6000 км. Островодужные сегменты до коллизии испытали широтное перемещение с севера на юг на 2000–3000 км.

- Исследованные фрагменты венд-кембрийских островодужных блоков развёрнуты вокруг вертикальной оси на разные углы как относительно друг друга, так и относительно Сибири. Вероятно, эти развороты связаны со сдвиговыми перемещениями.
- Полученные палеошироты ограничивают пространственную позицию венд-кембрийских источников плумов двадцатыми-тридцатыми градусами северной широты. Магматические расплавы выплавлялись из деплетированных по изотопному составу источников мантии.

4.2. ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ, МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛИИ

Палеомагнитные исследования проводились в бассейнах р. Улдзийт-Гол и р. Дунд-Шумултай-Гол, в районах сомонов Номгон и Ханбогд, на Гобийском Алтае и Гобийском Тянь-Шане, а также изучался Хангайский гранитный батолит и его обрамление.

В бассейне р. Улдзийт-Гол (рис. 70 а) палеомагнитные образцы отбирались из толщи конгломератов, песчаников, алевролитов и известняков ордовикского возраста и толщи красноцветов карбонового возраста, накопленной в пределах Хангайского прогиба, и сложной пачками конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов (Dergunov et al., 2001). Обе толщи являются элементами палеозойского неоавтохтона, перекрывающего каледонские структуры центральной Монголии. Мощности толщ несколько сотен метров, они дислоцированы, элементы залегания пород — падение северо-восточное (10–60°) под углами 60–85° или юго-западное (160–230°) под углами 80–85°. Из песчаников и известняков ордовикской толщи нами отобрано 23 палеомагнитных образца. Из тонких песчаников, алевролитов и аргиллитов карбоновых красноцветов для палеомагнитных исследований отобрано 68 образцов. В бассейне р. Дунд-Шумултай-Гол (на рис. 70 б обозначена как ДШ; координаты 48° 56,644' N и 97° 57,455' E, Северо-Монгольская зона бимодального и щёлконогранитного магматизма по: Ярмолюк и др., 1990; Покровский, Жидков, 1993) исследована вулканогенно-осадочная толща с бимодальным типом вулканизма. Время вулканизма в зоне оценено как позднепермское по двум Rb-Sr изохронам — 265 и 250 млн л. (Ярмолюк и др., 1990; Покровский, Жидков, 1993; Ярмолюк, Коваленко, 2003). Толща залегает в виде пологой моноклинали со слабыми вариациями элементов залегания пород (азимуты падения — 330–340°, угол падения 30°). Для палеомагнитных исследований отобрано 25 образцов в основном из игнимбригов, редко — из базальтов.

Хангайский гранитный батолит (на рис. 70 б обозначен как X) позднепермского возраста и вмещающие его породы исследовались в нескольких районах. В бассейне р. Тацын-Гол 25 образцов для палеомагнитных исследований отобраны из среднекристаллических гранитов и жил мелкокристаллических гранитов (координаты 45° 47,024' N и 101° 27,193' E). Ещё 28 образцов взяты из протерозойских серых гнейсов, вмещающих граниты Хангайского батолита (45° 41,906' N и 101° 24,016' E). В пересечении от точки с координатами 48° 07,424' N и 99° 27,882' E до сомона Джаргалант отобрано 35 образцов из гранитов различной зернистости и 8 образцов из вмещающих протерозойских серых гнейсов. В бассейне р. Байдраг-Гол, чуть ниже по течению от места слияния рек Байдраг-Гол и Улдзийт-Гол из вмещающих Хангайский батолит толщ отобраны палеомагнитные образцы из протерозойских серых гнейсов (23 образца) и секущих их гранитных жил (7 образцов), возраст которых 1825 млн л. (Kozakov et al., 1997). Для гранитов Хангайского батолита имеется ряд датировок возраста — 252, 253 (U-Pb); 278, 269, 255, 252, 248 (Rb-Sr) млн л. (Ярмолюк, Коваленко, 2003). Граниты массивные, без признаков деформаций или кливажа. Опробованные толщи серых гнейсов не несут следов термального воздействия.

В районе сомона Номгон (см. рис. 70 в) исследованы вулканогенно-осадочные толщи среднекарбоновой активной континентальной окраины Сибири (АКО) и раннекарбоновая осадочная толща также, по-видимому, накапливавшаяся в пределах окраины Сибирского кратона.

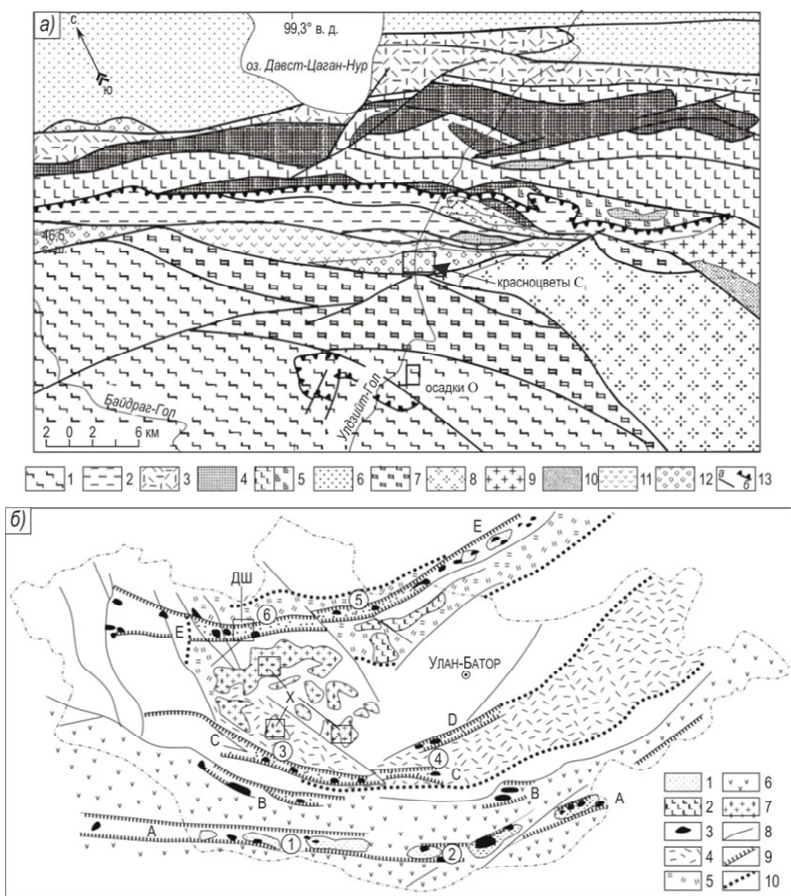


Рисунок 70 а, б. Геологические схемы районов проведения палеомагнитных исследований

а). Бассейн р. Улдзийт-Гол (Dergunov et al., 2001). 1–3 — формации окраин Байдрагского и Дзабханского массивов: 1, 2 — проточехол: 1 — известняки, терригенные турбидиты (R_{1-2}), 2 — песчаники, алевролиты, известняки, доломиты (R_3), калкарениты, песчаники, конгломераты (C_2); 3 — рифтогенные щелочные и основные магматические породы, песчаники, известняки, яшмы; 4–6 — палеокеанические формации: 4 — офиолиты, 5 — базальты и грауваки северовосточной (а) и юго-западной (б) ассоциаций, 6 — терригенные турбидиты континентального склона (C_{2-3}); 7–9 — формации переходной зоны: 7 — метаморфические породы, 8 — палингенные гранитоиды (C_3), 9 — граниты (C_3); 10–12 — формации неоавтохтона: 10 — аркозовые конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки (O_3), 11 — песчаники, конгломераты, трахиандезиты (D), 12 — конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки (C); 13 — субвертикальные разломы (а), надвиги (б).

б). Схема распространения позднепалеозойских рифтогенных комплексов Монголии (Dergunov et al., 2001; Козловский, 2006). 1 — бимодальная ассоциация; 2 — субщелочные базальты; 3 — щелочные граниты; 4–6 — дифференцированный комплекс: 4 — нижнепермский Центральной Монголии, 5 — нижнепермский Северной Монголии, 6 — карбоновый Южной Монголии; 7 — граниты Хангайского батолита; 8 — разломы; 9 — границы рифтовых зон; 10 — границы вулканических ареалов. ДШ — бассейн р. Дунд-Шумултай-Гол, Х — опробованные части Хангайского батолита. Рифтовые зоны: А–А — Гоби-Тяньшанская, В–В — главного Монгольского линеамента, С–С — Гоби-Алтайская, D–D — Северогобийская, E–E — Северомонгольско-Байкальская. Цифры в кружках — опорные районы: 1 — Тост, 2 — Номгон, 3 — Чандмань, 4 — Улдзийт, 5 — Тэшиг, 6 — Бүтсэй-Гол.

Толща активной континентальной окраины в районе сомона Номгон (АКО–1 — см. рис. 70 в; координаты $42^{\circ} 45,619' N$ и $104^{\circ} 59,829' E$) представлена пачками туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов. Породы слабо деформированы, элементы залегания слабо варьируют: падение по азимуту от 240 до 260° , углы падения от 20 до 25° . По флоре определён среднекарбоновый возраст толщи (Карта..., 1989). Из толщи отобраны 67 образцов из тонких туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов.

Раннекарбоновая осадочная толща представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Опробованный разрез обнажается севернее сомона Номгон (ОТ на рис. 70 в, координата $42^{\circ} 53,018' N$ и $105^{\circ} 08,580' E$). Толща силь-

но деформирована, элементы залегания для большей части разреза: азимут падения 160–190° угол падения 60–70°; для одного блока — азимут падения 80–90° угол падения 62–82°. Возраст толщи установлен по флористическим остаткам (Карта..., 1989). Палеомагнитные образцы (69 шт.) отбирались из тонкообломочных песчаников, алевролитов и аргиллитов.

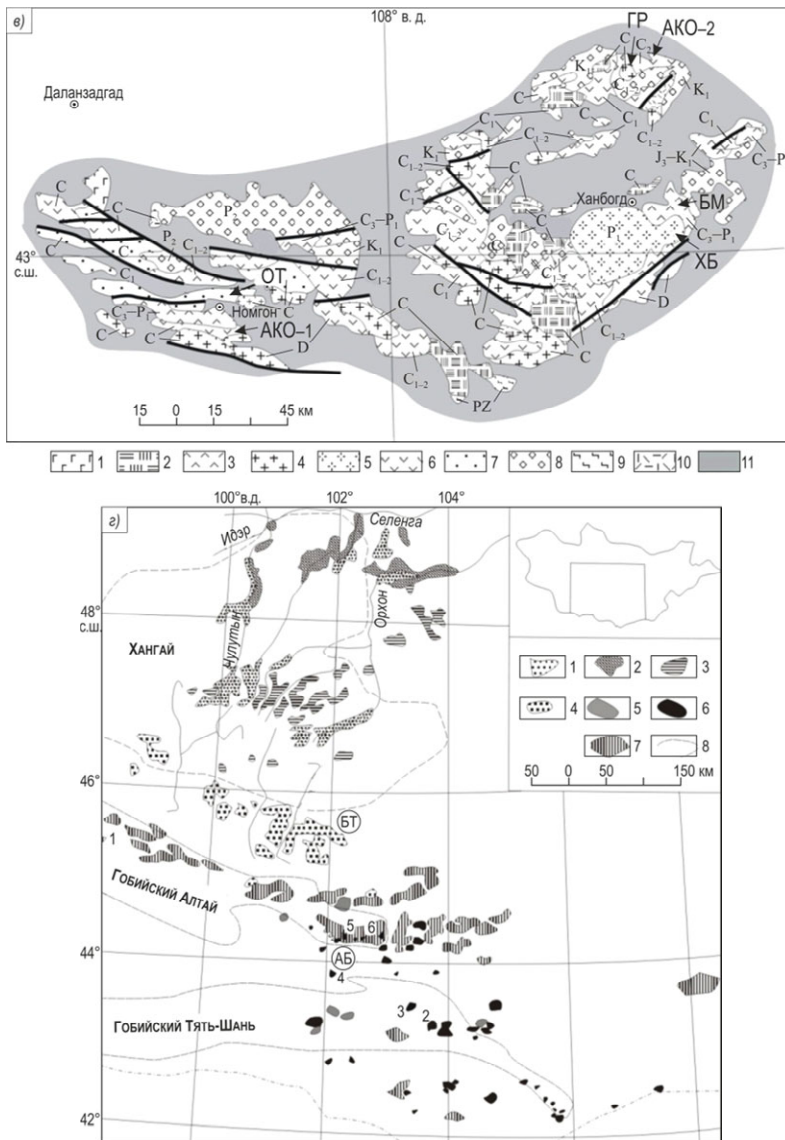


Рисунок 70, г. Геологические схемы районов проведения палеомагнитных исследований

в). Схема размещения геологических комплексов южной части Монголии (Карта..., 1989). 1–11 — формации: 1 — калиевых базальтоидов, 2 — монзонит-сиенит-граносиенитовая и гранит-граносиенитовая, 3 — бимодальная, 4 — гранодиорит-гранитовая, гранитовая, 5 — щелочных гранитов и сиениты, 6 — базальтовая, андезит-базальтовая, андезитовая, 7 — песчано-алевритовая; 8 — моласса (морская и континентальная), 9 — зеленосланцевая, 10 — дацит-риолитовая и риолитовая, 11 — позднемиоценовые и кайнозойские платформенные отложения; 12 — разломы. АКО–1, АКО–2, БМ, ХБ, ОТ — изученные разрезы (см. текст).

г). Схема размещения мезозойских и кайнозойских внутриплитных магматических комплексов Монголии (Dergunov et al., 2001). 1–7 — комплексы изверженных пород: 1 — эоцен-голоцен, 2 — плиоцен, 3 — средний миоцен, 4 — поздний олигоцен – ранний миоцен, 5 — палеоцен – эоцен, ранний олигоцен, 6 — поздний мел, 7 — поздняя юра – ранний мел; 8 — границы орогенных структур. Цифры на схеме 1–6 — опробованные толщи: 1 — возрастом 130 млн л.; 2, 3 — толщи с возрастом 60 млн л.; 4–6 — с возрастом 110 млн л. На врезке — часть Монголии, показанная на рисунке.

В районе сомона Ханбогд (см. рис. 70 в) изучалась ещё одна толща среднекарбоневой АКО и позднекарбоневой-раннепермский щелочной гранитный массив Хан-Богд, сформированный в пределах Гоби-Тяньшанской рифтовой зоны окраины Сибири (Коваленко и др., 2006; 2007).

Толща АКО севернее сомона Ханбогд (АКО–2 на рис. 70 в, координаты 43° 38,108' N и 107° 15,813' E) представлена пачками переслаивающихся туфов, туффитов, туфопесчаников, туфоконгломератов, туфоалевролитов, включающих многочисленные потоки андезитов. Породы сильно деформированы, элементы залегания большей части разреза слабо варьируют: азимут падения — от 330 до 5°, угол падения — 60–70°; элементы залегания одного блока отличаются — азимут падения от 180 до 190°, угол падения — 45°. Возраст толщи определён как среднекарбоневый по флоре (Карта..., 1989), Rb-Sr изохрона показывает 334±19 млн л. (Козловский, 2006). Толща интродуцирована массивом гранитов (ГР на рис. 70 в) и когенетичными с ним многочисленными протяжёнными кислыми дайками. Дайки практически не деформированы, контакты с гранитами не сорваны. 66 палеомагнитных образцов отобраны из тонкообломочных вулканогенно-осадочных пород и потоков андезитов толщи АКО и 19 образцов — из мелко и среднезернистых гранитов массива, секущего толщу АКО и закалочных и внутренних зон даек.

Гранитный массив Хан-Богд (ХБ на рис. 70 в) представляет собой уплощённое лакколитообразное тело, залегающее среди верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных толщ, несогласно залегающих на породах офиолитового комплекса (Коваленко и др., 2006). Нижняя средне-, позднекарбоневая часть толщ обрамления представлена вулканогенно-осадочными породами дифференцированной ассоциации АКО, верхняя — нижнепермской бимодальной вулканической ассоциацией, сложенной чередующимися в разрезе пачками базальтов и туфов, игнимбритов и лав комендитового и трахириолитового состава. Возраст гранитов массива Хан-Богд определяется по двум изохронам Rb-Sr — 282±22 и 286±9 млн л.; U-Pb методом по цирконам — 290±1, 292±1 и 290±1 млн л.; и Ar-Ar методом — 283±4 и 285±7 млн л. Раннепермский возраст комагматичной гранитам бимодальной ассоциации обрамления определён по флористическим остаткам (Гордиенко, Андреев, Кузнецов, 1978) и по Rb-Sr изохронам — 291±4 и 293±5 млн л. (Коваленко и др., 2006). Возраст пород дифференцированной ассоциации АКО, подстилающей бимодальную толщу, определён как 329±5 (Rb-Sr) и 331±1 млн л. (U-Pb) (Коваленко и др., 2006). Толщи обрамления гранитов массива Хан-Богд незначительно деформированы, углы падения пород варьируют от 5 до 10°, редко — до 20°. Образцы для палеомагнитных исследований были отобраны из двух небольших блоков бимодальной толщи (БМ на рис. 70 в, 43°10,238' N и 107° 29,533' E; 42° 53,660' N и 107° 09,478' E — 3 и 5 образцов, соответственно), из двух блоков приконтактных роговиков, из провеса кровли гранитов массива Хан-Богд (43° 08,471' N и 107° 07,909' E; 43° 06,814' N и 107° 18,901' E — 18 и 5 образцов), из силлов мелкозернистых гранитов на контакте с роговиками из провеса кровли (43° 08,471' N и 107° 07,909' E и 43° 06,814' N и 107° 18,901' E — 5 и 10 образцов), из мелко- и среднезернистых гранитов внутренних частей массива (43° 10,188' N и 107° 09,265' E — 43 образца).

В районах Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня исследовались меловые и раннекайнозойские толщи (см. рис. 70 г). Недалеко от хр. *Гурван-Сайханы-Нуру* были опробованы два блока, сложенных потоками лав базальтов с возрастом 60 млн л. (Dergunov et al., 2001) (точка 2 на рис. 70 г с координатами 43° 58,598' N и 102° 58,855' E). В одном блоке опробовано 4 потока (6 образцов), в другом — 3 потока (8 образцов). Блоки пород слабо деформированы, углы падения варьируют от 5 до 20°. В районе с координатами 43° 54,355' N; 103° 44,098' E (точка 3 на рис. 70 г) опробована ещё одна вулканогенная толща с возрастом около 60 млн л. — отобрано 7 образцов из 6-ти залегающих горизонтально базальтовых потоков.

В районе хр. *Арц-Богд-Ула* были опробованы вулканические и осадочные породы с возрастом 110 млн л. (Самойлов, Аракелянц, 1989) (точки 4–6 на рис. 70 в). Палеомагнитные образцы отобраны из 6-ти экструзий базанитов, 4-х горизонтально залегающих лавовых потоков базанитов и чередующихся с ними в разрезе мергелей (44° 15,691' N и 102° 14,576' E; 44° 17,861' N и 102° 18,804' E; 44° 19,514' N и 102° 18,671' E; 44° 18,630' N и 102° 22,846' E). Из каждой экструзии и лавового потока

отбиралось от 2-х до 4-х образцов (всего — 29). В мергелях опробовано 2 сайта (7 образцов).

В районе *хр. Аргаланты* 20 палеомагнитных образцов отобраны из даек и силлов раннемеловых базальтов (Карта..., 1989), секущих осадочные толщи (точка 1 на *рис. 70а* — 45°33,153'N и 098°18.802'E). Осадочные толщи в основном залегают горизонтально, но в одном месте нами наблюдалась складка с падениями пород на крыльях до 10°.

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПОНЕНТНОГО АНАЛИЗА. Породы из бассейна р. Улдзийт-Гол, среднекарбоневые толщи АКО в районе сомона Номгон и севернее сомона Ханбогд и серые гнейсы из геологического обрамления Хангайского батолита оказались полностью перемагничены и исключены из дальнейшего обсуждения. Характеристики намагниченности остальных пород приведены ниже.

Таблица 6. Палеомагнитные характеристики пород Монголии

Геол. блоки и компоненты намагниченности	N	Dc	Ic	Kc	ac	Dд	Id	Kд	ад
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Бассейн р. Улдзийт-Гол: песчаники, известняки (O)									
СП, высоко-Т	9	355	77	7,0	17,0	50	18	6	19,0
Бассейн р. Улдзийт-Гол: красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты (C)									
СП, низко-Т	47	4	64	10,0	6,0	19	46	2	15,0
А, высоко-Т	15	203	23	23,0	8,0	158	62	2	26,0
Б, высоко-Т	9	315	54	11,0	14,0	343	37	2,5	30,0
Бассейн р. Дунд-Шумултай-Гол: бимодальная вулканогенная толща (255 млн л.)									
ДШ, высоко-Т	23	314	-61	27,0	5,6	230	-80	24	5,9
Хангайский гранитный батолит (250 млн л.)									
Дж, высоко-Т	8	319	-86	39,0	8,0	319	-86	39	8
СГ, высоко-Т	21	307	-60	18,0	7,0				
ГР, высоко-Т	7	307	-59	14,0	14,0				
ГР, СГ, высоко-Т	28	307	-60	17,0	6,0				
	F2кр = 0,122		F2с = 0,0004						
Район сом. Номгон: вулканогенно-осадочная толща АКО (330 млн л.)									
СП, низко-Т, Бл. 119–148	24	7	52	26,0	5,6	334	58	20	6,3
Высоко-Т, Бл. 119–148	28	167	-82	13,0	7,4	85	-67	12	7,6
СП, низко-Т, Бл. 172–197	24	3	63	12,0	8,0	330	48	12	8,0
Высоко-Т, Бл. 172–197	17	305	-70	6,0	13,4	59	-82	5,6	14,0
Сравнение средних направлений блоков									
Все низко-Т	48	5	57	15,6	5	332	53	14,5	5,3
	F2кр = 0,07		F2с = 0,06			F2д = 0,058			
Все высоко-Т	46	261	-85	7,6	7,5	80,6	-73	8	7,3
	F2кр = 0,07		F2с = 0,204			F2д = 0,071			
Район сом. Номгон: осадочная толща (C1)									
СП, низко-Т, Бл. 48–57	10	6	57	17,0	11,0	52	6	14	12,0
Высоко-Т, Бл. 48–57	8	16	-64	20,0	11,0	292	-22	14,2	13,1
СП, низко-Т, Бл. 64–168	47	359	65	17,7	4,8	183	48	10,5	6,3
Высоко-Т, Бл. 64–168	50	235	-49	20,0	4,3	316	-40	13	5,4
Сравнение средних направлений блоков									
Все низко-Т	57	0,5	63,6	17,4	4,4	166	54	3,3	10,2
	F2кр = 0,06		F2с = 0,028			F2д = 2,08			
Все высоко-Т	58	239	-56	8,7	6,2	312	-38	11	5,4
	F2кр = 0,055		F2с = 1,28			F2д = 0,167			

Окончание таблицы 6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Высоко-Т по наклонению	58						-38	12,5	5,2
	$F_{2кр} = 0,055$						$F_{2д} = 0,074$		
Район сом. Ханбогд: вулканогенно-осадочная толща АКО (330 млн л.)									
СП, низко-Т, Бл. 361–371	6	344	30	8,0	20,0	342	-34	8	20,0
Высоко-Т, Бл. 361–371	8	306	-49	7,0	18,7	199	-53	7	18,7
СП, низко-Т, Бл. 372–388	14	338	52	6,0	15,0	343	-8	6	15,0
Высоко-Т, Бл. 372–388	15	308	-36	8,0	12,0	236	-56	8	12,0
СП, низко-Т, Бл. 389–403	8	347	55	4,0	24,0	354	-17	4	25,0
Высоко-Т, Бл. 389–403	11	308	-70	12,0	12,0	194	-35	17	10,0
СП, низко-Т, Бл. 413–420	6	340	69	4,0	28,0	356	7	4	28,0
Высоко-Т, Бл. 413–420	7	297	-49	16,0	13,0	233	-32	15	13,5
Высоко-Т, Бл. 422–430	7	16	-68	29,0	10,0	359	-25	17	13,0
Сравнение средних направлений блоков									
Все низко-Т	34	342	51	5,0	10,5	347	-13	4,9	10,8
	$F_{мкр} = 3,14$	$F_{мс} = 1,07$				$F_{мд} = 1,44$			
Все высоко-Т	48	311	-55	7,0	7,5	226	-57	3,6	10,6
	$F_{мкр} = 3,26$	$F_{мс} = 5,7$				$F_{мд} = 21,1$			
Район сом. Ханбогд: гранитный массив Хан-Богд и его обрамление (~285 млн л.)									
БМ1	3	247	-60	46,0	12,0	232	-54	46	12,0
БМ2	5	168	-63	22,0	13,0	187	-68	22	13,0
Мелкозерн. красные граниты	15	198	-65	14,0	17,0	198	-65	14	17,0
Роговики 1	18	222	-61	19,0	7,6	222	-61	19	7,6
Роговики 2	5	214	-66	11,0	19,0	214	-66	11	19,0
БМ1, БМ2	8	198	-67	12,0	14,0	209	-65	18	12,0
	$F_{мкр} = 0,65$	$F_{мс} = 1,5$				$F_{мд} = 0,76$			
Все блоки	36	213	-64	15,0	6,0	215	-63	17	5,6
Районы Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня (К и КЗ)									
Внутриплитный магматический комплекс с возрастом 130 млн л. (хр. Аргалантын)									
Все	20	332	58	7,9	11,0	332	58	7,9	11,0
Без группы А	15	349	67	13,0	10,0	349	67	13	10,0
Внутриплитный магматический комплекс с возрастом 110 млн л. (хр. Арц-Богд-Ула)									
	12	6	68	24,0	8,0	6	68	24	8,0
Внутриплитный магматический комплекс с возрастом 60 млн л. (точки 2 и 3 на рис. 70 г)									
Точка 2	3	7	60	189,0	6,0	45	62	189	6,0
Точка 3	6	25	65	34,0	9,8	25	65	34	9,8

Примечания. N — количество векторов, участвующих в расчётах, D — склонение намагниченности, I — наклонение намагниченности, K — кучность, α — угол доверия. Буквы с и д соответственно обозначают ССК (современная система координат) и ДСК (древняя система координат). F — статистический параметр, использующийся при сравнении средних (Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981). F_2 , F_m — параметр F рассчитан по 2 блокам или по большему количеству блоков. $F_{кр}$, F_c , F_d — критическая величина параметра F и величины этого параметра в современной и древней системах координат. СП, А, Б, ДШ, Дж, СГ, ГР, БМ1, БМ2 — названия компонент намагниченности: СП — современное поле, ДШ — Дунд-Шумултай-Гол, Дж — Джаргалант, ГР — граниты, СГ — серые гнейсы, БМ — бимодальная толща. В обозначениях «Блок 119–148», «Блок 172–197» и других «Блок...» цифры — это номера образцов. «Низко-Т» — низкотемпературная компонента, «Высоко-Т» — высокотемпературная компонента.

В бассейне р. Дунд-Шумултай-Гол в образцах игнимбритов и базальтов позднепермской бимодальной толщи выделяются одна, реже две компоненты намагниченности. Низкотемпературная компонента выделяется в интервале блокирующих температур от 20 до 500°C и, возможно, связана с магнетитом; высокотемпературная — от 450 до 660°C уже в гематитовом интервале блокирующих температур. Направления низкотемпературной компоненты на сфере распределены хаотически. Направления высокотемпературной компоненты образуют на сфере отчётливую группу обратной полярности (табл. 6).

Хангайский гранитный батолит. Намагниченность гранитов включает одну или, реже, две компоненты намагниченности. Низкотемпературная компонента выделяется в спектре блокирующих температур от 20 до 430°C, высокотемпературная — сохраняется до 600°C. В большинстве исследованных районов направления этих компонент распределены хаотически. Лишь в одном блоке гранитов, около сомона Жаргалан (блок — см. табл. 6) высокотемпературная компонента намагниченности образует на сфере отчётливую группу обратной полярности.

Район сомона Номгон. Компонентный анализ намагниченности образцов *ранне-карбовых осадочных пород* показал, что практически во всех образцах естественная остаточная намагниченность включает две компоненты. Наиболее низкотемпературная компонента выделяется в интервале 20–400–460°C. Направления векторов этой компоненты в ССК характеризуются прямой полярностью и близки к направлению кайнозойского магнитного поля Монголии (см. табл. 6). Высокотемпературная компонента намагниченности выделяется в температурном интервале 400–580°C. Соответствующие ей отрезки диаграмм Зийдервельда направлены в начало координат. На сфере направления векторов высокотемпературной компоненты образуют отчётливые группы и характеризуются обратной полярностью.

Район сомона Ханбогд. Во всех исследованных породах *гранитного массива Хан-Богд и его обрамления* естественная остаточная намагниченность включает одну или две компоненты. Однокомпонентная намагниченность сохраняется от 20 до 640–660°C. Низкотемпературные компоненты выделяются в интервале блокирующих температур от 20 до 430°C. Некоторые из них с большим разбросом группируются около направления СП, другие распределены хаотически. Высокотемпературная компонента сохраняется до 620–660°C. Направления высокотемпературной компоненты намагниченности и однокомпонентной намагниченности близки и образуют на сфере относительно отчётливые группы обратной полярности в двух блоках бимодальных толщ обрамления массива Хан-Богд (БМ–1 и БМ–2 — в таблице 6), в контактовых роговиках (роговики–1 и роговики–2 в таблице 6) и мелкокристаллических гранитах на контакте с роговиками.

В образцах удалённых от контактовой зоны гранитов все компоненты намагниченности распределены хаотически.

Районы Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня. *Внутриплитные магматические комплексы с возрастом 60 млн л. (районы недалеко от хр. Гурван-Сайханы-Нуру и точка 3 — см. рис. 70 г).* В основном в образцах выделяется одна, редко две компоненты намагниченности. Низкотемпературная компонента выделяется в интервале температур от 20 до 500°C, высокотемпературная — сохраняется до 660°C. Направления низкотемпературной компоненты на сфере распределены с большим разбросом. Векторы высокотемпературной компоненты пород около хр. Арц-Богд-Ула и в одном из блоков около хр. Гурван-Сайханы-Нуру образуют группу прямой полярности, во втором блоке — распределены хаотически.

Внутриплитные магматические комплексы с возрастом 110 млн л. (хр. Арц-Богд-Ула). Естественная намагниченность включает одну или, редко, две компоненты. Низкотемпературные компоненты выделяются в интервале блокирующих температур от 20 до 430°C и распределены хаотически даже в пределах одного образца. Высокотемпературные компоненты сохраняются до 640°C и формируют отчётливые группы как в пределах отдельных экструзий (за исключением одной), лавовых потоков базанитов и в одном сайте осадков, так и по всем опробованным телам. Одна экструзия базанитов и один сайт осадков отбракованы нами из-за большого разброса направлений намагниченности.

Внутриплитные магматические комплексы с возрастом 130 млн л. (хр. Арга-ланты). Естественная остаточная намагниченность образцов включает одну или, реже, две компоненты намагниченности. Низкотемпературные компоненты выделяются в интервале температур от 20 до 400°C и на стереограмме распределены хаотически, высокотемпературные — выделяются в спектре блокирующих температур магнетита до 576°C. На стереопроекции они образуют группы прямой полярности.

4.3. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Распределение средних направлений высокотемпературных компонент намагниченности пород позднепалеозойской (255 млн л.) бимодальной серии бассейна р. Дунд-Шумултай-Гол (ДШ) и близкого по возрасту Хангайского батолита и его обрамления показано на рис. 71 а и в табл. 6. Направления высокотемпературных компонент обратной полярности пород бимодальной серии (ДШ) и блока Джаргалант (Дж) (см. рис. 70 А и табл. 6) Хангайского гранитного батолита статистически совпадают в ДСК и различаются в ССК. Но направление ДШ совпадает в ССК и с направлением явно вторичной компоненты намагниченности серых гнейсов (СГ) и гранитов (ГР) в обрамлении Хангайского батолита (см. рис. 71 а). Однако мы считаем, что высокотемпературная компонента намагниченности ДШ может быть первичной, так как во всех образцах выделяется только одна компонента обратной полярности и она характеризуется своеобразным спектром блокирующих температур (в него попадает и магнетитовый, и гематитовый ряд — до 660°C), который совпадает со спектрами блокирующих температур пород других позднепалеозойских бимодальных рифтогенных серий Монголии, доскладчатость и первичность которых доказана в работе Д.В. Коваленко и Е.Е. Чернова (2008).

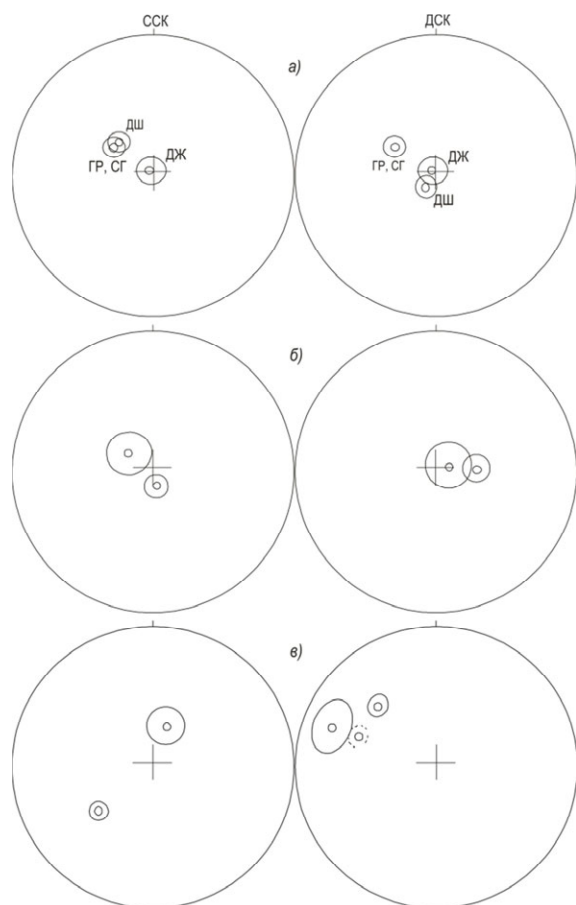


Рисунок 71 а–в. Распределения средних направлений высокотемпературных компонент намагниченности пород с кругами доверия

а) — бимодальная вулканогенная толща в бассейне р. Дунд-Шумултай-Гол, граниты Хангайского батолита и толщи обрамления Хангайского батолита в бассейне р. Байдраг-Гол (250 млн л.); б) — вулканогенно-осадочная толща АКО в районе сомона Номгон (330 млн л.); в) — осадочная толща в районе сомона Номгон (ранний карбон).

Тем не менее, нельзя исключить вариант, что компонента ДШ — вторичная и была сформирована при внедрении Хангайского батолита.

Средние направления, рассчитанные по векторам высокотемпературной компоненты намагниченности раннекарбонных осадков севернее сомона Номгон, приведены в табл. 6 и на рис. 71 в. Средние направления резко различаются в ССК и значительно ближе, но тоже не совпадают в ДСК. В ССК направления намагниченности блоков резко различаются как по склонению, так и по наклонению. В ДСК средние направления намагниченности блоков отличаются по склонениям, но близки по наклонениям, хотя и они незначительно отличаются. Статистическое сравнение наклонений показало, что они не равны в ДСК (см. табл. 6 и рис. 71 в). Различие склонений намагниченности блоков пород осадочной толщи, возможно, связано с незначительным вращением блоков пород в плоскости слоёв. Статистическое несоответствие наклонений может быть связано с незначительным подмагничиванием пород после или во время их деформаций или разной компетенцией сравниваемых направлений (одно из них рассчитано по 8-ми векторам, другое — по 50-ти).

Возможно также, что высокотемпературная компонента намагниченности осадков — синскладчатая. Максимальная кучность (Donnelly et al., 2004) наблюдается при 70 % распрямления складки и значительно отличается от кучностей при 0 % (кучность — 3,4) и 100 % (кучность — 18) распрямления складки.

Тест на синскладчатость проведён для средних направлений высокотемпературной намагниченности, рассчитанной для двух блоков толщи (блоки 48–57 и 64–168 см. табл. 6). Направления синскладчатой компоненты намагниченности — $D=299, I=-47$.

Высокотемпературные компоненты обратной полярности роговиков и мелкозернистых гранитов в контактовой зоне *гранитного массива Хан-Богд* и пород бимодальных толщ в его обрамлении близки в ДСК и незначительно отличаются в ССК (см. рис. 71 д). Возможно, они первичны, так как: компоненты выделяются в разных

типах пород — закалочных мелкозернистых гранитах и обожжённых роговиках (тест обжига) (1), в магнетитовом и гематитовом (бимодальные серии) интервале блокирующих температур (2), нет признаков перемагничивания пород полем обратной полярности, во всех образцах выделяется только одна компонента обратной полярности (3), палеоширота, рассчитанная по этой компоненте, увязывается с палеоширотами, рассчитанными по бимодальным толщам других районов Монголии (Коваленко, Чернов, 2008) (4). Сделать надёжные выводы о времени формирования однокомпонентной намагниченности мезозойских и кайнозойских пород *Гобийского Алтая* и *Гобийского Тянь-Шаня* не представляется возможным, так как все породы практически недеформированы и характеризуется намагниченностью одной (прямой) полярности.

Для предварительного определения широтного перемещения Монгольской части Евразии в позднем палеозое, мезозое и кайнозое (см. ниже) мы воспользовались направлениями высокотемпературной намагниченности, опубликованными в печати и рассчитанные в этой работе, для которых выполнен компонентный анализ, и которые гипотетически с разной степенью надёжности могут быть рассмотрены как первичные.

В работе (Kravchinsky et al., 2001) приведены данные по сибирским кимберлитам и траппам, возраст которых ~360 млн л. Во всех объектах выделена высокотемпературная намагниченность обратной полярности. Близкое направление выделено в кембрийских песчаниках. Палеомагнитных тестов нет. Авторами работы это направление рассматривается как первичное, но гипотезу о том, что исследованные породы полностью или частично перемагничены в период позднекарбонovo-пермского суперхрона исключать нельзя. Палеомагнитный полюс $Lat = 11, 1; Lon = 149, 7; A_{95} = 8, 9$. Палеоширота для центральной части Монголии $32-39-47^\circ$ с. ш. (минимальное – среднее – максимальное значения).

В нашей работе приведена высокотемпературная компонента намагниченности обратной полярности в раннекарбонových осадочных породах (*севернее сомона Номгон*). Тест складки показывает, что намагниченность может быть доскладчатой. Но частичное подмагничивание пород в период позднекарбонovo-пермского суперхрона

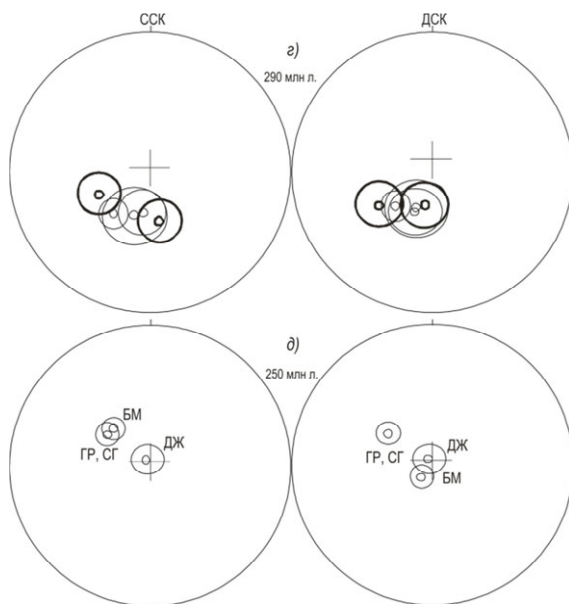


Рисунок 71 а, б. Распределения средних направлений высокотемпературных компонент намагниченности пород с кругами доверия

а) — вулканогенно-осадочная толща АКО в районе сомона Ханбогд (330 млн л.); б) — гранитного массива Хан-Богд (тонкие линии) и бимодальных магматических толщ его обрамления, для которых известны элементы залегания (жирные линии).

возможно. Координаты палеомагнитного полюса — Lat=-10; Lon=150; $A_{95}=4,9$. Палеоширота для центральной части Монголии соответствует 18–21–25° с. ш.

В породах АКО (330 млн л.) в районе хр. Аргалантын (Монголия) (Коваленко, Чернов, 2008) выделена высокотемпературная компонента прямой полярности. Надёжно установлено время формирования компоненты — она образовалась до позднекарбонovo-пермского суперхрона, так как менее высокотемпературные компоненты обратной полярности, связанные с перемагничиванием пород АКО в период суперхрона (Б-АКО — по Д.В. Коваленко, Е.Е. Чернову, 2008), также присутствуют в естественной остаточной намагниченности исследованных образцов. Тем не менее, первичность этой компоненты гипотетична, так как она резко отличается по склонению от доскладчатой намагниченности бимодальных толщ, залегающих на толщах АКО без видимого несогласия (Козловский, 2006; Гордиенко и др., 1978). Координаты палеомагнитного полюса — Lat=-2; Lon=61; $A_{95}=7,5$. Палеоширота для центральной части Монголии — 23–30–36° с. ш.

В позднекарбонovo-пермских (316 и 275 млн л.) бимодальных толщах Монголии выделена доскладчатая намагниченность обратной полярности, по-видимому, близкая к первичной (Коваленко, Чернов, 2008). Координаты палеомагнитных полюсов — Lat=32,2; Lon=154,5; $A_{95}=7,8$ и Lon=71; Lon=95; $A_{95}=8,7$, соответственно. Палеошироты центральной части Монголии находятся в интервалах: 51–58–67° с. ш. (275 млн л.) и 40–47–54° с. ш. (316 млн л.).

В породах гранитного массива Хан-Богд и его обрамления (290 млн л. — по Д.В. Коваленко, Е.Е. Чернову, 2008) выделена высокотемпературная намагниченность обратной полярности. Возможно, она близка к первичной. Координаты палеомагнитного полюса — Lat=72; Lon=188; $A_{95}=7,8$. Палеоширота для центральной части Монголии — 38–44–52° с. ш.

В работе S.A. Pisarevsky et al. (2006) приведено направление высокотемпературной намагниченности для 5-ти даек, возраст которых 275 млн л. Авторы интерпретируют его как первичное. Тем не менее, направление не может рассматриваться как надёжное из-за малого количества даек и невозможности определить их элементы залегания во время внедрения. Так как дайки находятся в активном районе (побережье оз. Байкал), элементы залегания даек вполне могли быть изменены в результате деформаций пород. Координаты палеомагнитного полюса — Lat=50,5; Lon=121,4; $A_{95}=16,9$. Палеоширота для центральной части Монголии — 62–78–90° с. ш.

Для пород, сформированных 250 млн л. назад, имеется несколько палеомагнитных определений. В работе Р.В. Веселовского с соавторами (2003) приведено направление высокотемпературной намагниченности для сибирских траппов. Для пород выполняется тест обращения, поэтому намагниченность интерпретируется как первичная. Координаты палеомагнитного полюса — Lat=56; Lon=151,7; $A_{95}=3,8$. Палеоширота для центральной части Монголии соответствует — 55–59–62° с. ш.

А.Ю. Казанский с коллегами (2005) выделил высокотемпературную намагниченность обратной полярности для траппов Кузнецкого прогиба. Выполняется тест складки и обжига. Направление интерпретируется авторами как первичное. Координаты палеомагнитного полюса — Lat=60; Lon=172,7; $A_{95}=4$. Палеоширота для центральной части Монголии соответствует 45–48–52° с. ш.

Палеоширота, рассчитанная по направлению высокотемпературной намагниченности бимодальной толщи бассейна р. Дунд-Шумултай-Гол (Монголия), соответствует 60–70–82° с. ш. Координаты палеомагнитного полюса — Lat=55; Lon=131,3; $A_{95}=11$. Но надёжного палеомагнитного обоснования времени формирования этой компоненты нет.

В работах (Метёлкин, Гордиенко, Жао, 2004; Van Hinsbergen et al., 2008) приведены палеомагнитные данные для раннемеловых пород Забайкалья — 136–102 млн л. (Коваленко, Ярмолук, Соловьёв, 1997) и Монголии — 125–95 млн л. (Van Hinsbergen et al., 2008). Для высокотемпературных компонент намагниченности пород выполняется тест складки и обращения. Координаты палеомагнитного полюса — Lat=80,8; Lon=158,4; $A_{95}=2,5$ (Van Hinsbergen et al., 2008) и Lat=72,3; Lon=186,4; $A_{95}=6$ (Метёлкин, Гордиенко, Жао, 2004). Палеошироты для центральной части Монголии соответствуют 48–50–52,5° с. ш. и 39–45–50° с. ш., соответственно.

Первичность высокотемпературных компонент намагниченности мезозойских (110 млн л.) и кайнозойских (60 млн л.) пород *Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня*, рассчитанных в настоящей работе и в работе Д.В. Коваленко с соавторами

(1997), не обоснована палеомагнитными тестами, но направления высокотемпературных компонент полностью увязываются с данными (Van Hinsbergen et al., 2008).

В работе (Nakard et al., 2007) рассчитаны палеомагнитные полюса для кайнозойских пород Монголии и Сибири. Первичность направлений намагниченности обосновывается тестом обращения. Координаты палеомагнитных полюсов: 40 млн л. — Lat=72; Lon=202,6; $A_{95}=7,3$; 30 млн л. — Lat=81,9; Lon=275,6; $A_{95}=4,1$; 20 млн л. — Lat=69,8; Lon=186,5; $A_{95}=9,3$; 10 млн л. — Lat=71,6; Lon=178,; $A_{95}=16,3$. Палеошироты для центральной части Монголии: 40 млн л. — 34–40–46° с. ш.; 30 млн л. — 34–37–41° с. ш.; 20 млн л. — 37–44–54° с. ш.; 10 млн л. — 34–47–64° с. ш.

Из рисунка 72 видно, что в течение всего позднего палеозоя и раннего мезозоя геологические комплексы Монголии располагались значительно севернее Северо-Китайского блока. В палеозое Монголия, так же как и Сибирь, перемещалась с юга на север, с конца триаса до конца юры — с севера на юг, в мелу и кайнозое — практически не перемещалась по широте. По крайней мере, с конца перми (250–275 млн л.) палеошироты формирования бимодальных рифтогенных магматических комплексов Монголии (Коваленко, Чернов, 2008) статистически не отличаются от палеоширот Сибирского кратона. По-видимому, рифтогенные процессы протекали в краевой части Сибирского материка. Палеошироты формирования раннекарбонových осадков Монголии значительно отличаются от палеоширот Сибири, рассчитанных из полюса 360 млн л. (Kravchinsky et al., 2002).

Возможно, это связано с подмагничиванием пород в период позднекарбонovo-пермского суперхрона обратной полярности. Может быть, осадочные толщи Монголии были сформированы на удалении от окраины Сибири, в пределах бассейна разделяющего Сибирь и Северо-Китайский блок, а затем тектонически совмещены с Сибирью. Большинство палеомагнитных данных по Евразии, Монголии и Северо-Китайскому блоку для мела и кайнозоя показывают, что в это время все эти районы были частями единого материка. Исключение представляют палеошироты, рассчитанные в работе (Nakard et al., 2007) для пород Монголии и Сибири с возрастом 40 и 30 млн л. Вероятно, в этих данных присутствует какая-то систематическая погрешность, занижающая наклонения намагниченности, поскольку если рассматривать эти палеошироты как реальные, то необходимо предположить, что исследованные блоки Монголии и Сибири были не только южнее окраины Евразии, но и Северо-Китайского блока.

Карбон-пермские палеомагнитные полюса для Сибири (Веселовский, Галле, Павлов, 2003; Казанский и др., 2005) показывают, что Сибирский кратон развёрнут относительно меридиана на угол ~90° по часовой стрелке. Отсюда, современная ориентация любых карбон-пермских геологических элементов Сибирского кратона, в т. ч. и на территории Монголии, не является первичной. В частности, простираение карбон-пермских окраинно-континентальных поясов, ориентированных в современной структуре широтно и протягивающихся от Монголии в Казахстан и дальше на запад, в карбоне и перми было субмеридиональным и субдукция под материк шла с востока. Близкие к меридиональным простираения имели и рифтовые зоны позднепалеозойской рифтовой системы Монголии.

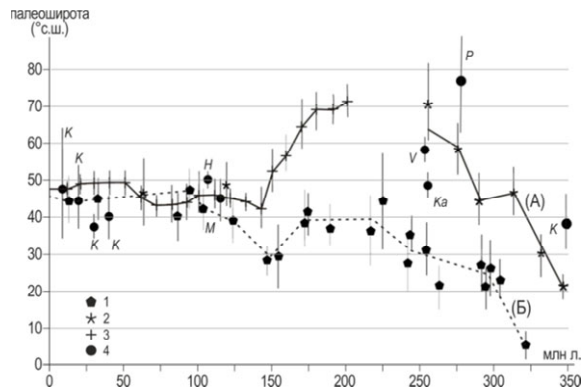


Рисунок 72. Палеошироты с доверительными интервалами, рассчитанные для центральной части Монголии из палеозойских, мезозойских и кайнозойских палеомагнитных полюсов для Евразии (А) и Северо-Китайского блока (Б)

1–4 — палеомагнитные полюса: 1 — Северо-Китайский блок (Zhao et al., 1990; Enkin et al., 1992; Gilder, Corillot, 1997; Huang et al., 2001); 2 — рассчитанные в нашей работе и из (Коваленко, Чернов, 2008); 3 — палеомагнитные полюса для Евразии (Huang et al., 2001); 4 — взятые из: Kravchinsky et al., 2002 (на рисунке — К); Веселовский и др., 2003 (V); Метёлкин и др., 2004 (M); Казанский и др., 2005 (Ka); Pisarevsky et al., 2006 (P); Van Hinsbergen et al., 2008 (H).

Полученные новые палеомагнитные данные позволяют внести дополнительную информацию в интерпретацию геохимических и изотопных данных для карбон-пермских бимодальных комплексов позднепалеозойской рифтовой системы Монголии. По геохимическим характеристикам они достаточно близки и рассматриваются как магматические комплексы внутриплитного типа, формирование которых связывается с действием мантийных плюмов (Козловский, 2006). В изотопном составе Nd и Sr разновозрастных рифтогенных образований фиксируются отличия. Базальтоиды бимодальных ассоциаций наиболее древней Гоби-Тяньшанской рифтовой зоны характеризуются идентичными вариациями значений $\epsilon_{Nd}(T)$ и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$. На хребтах Ноён-Ула и Тост-Ула (318–314 млн л.) $\epsilon_{Nd}(T)$ — 4,4–6,7, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ — 0,7036–0,7042, а в районе г. Хан-Богд-Ула (290 млн л.) $\epsilon_{Nd}(T)$ — 4,3–7,0, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ — 0,7038–0,7042. В более молодой Гоби-Алтайской рифтовой зоне (~275 млн л.) отмечаются относительно деплетированные базальтоиды с $\epsilon_{Nd}(T)=8,1$, а $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0=0,7037$, однако преобладают здесь породы с обогащёнными характеристиками $\epsilon_{Nd}(T)$ — от 0,2 до 5,9, а $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ — от 0,7040 до 0,7049. Отчётливое преобладание обогащённого по изотопному составу Nd и Sr компонента фиксируется в базальтоидах Северо-Монгольской рифтовой зоны (~250 млн л.), где значения $\epsilon_{Nd}(T)$ варьируют от -3,3 до +3,1, а $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ — от 0,7043 до 0,7051.

Палеомагнитные данные демонстрируют, что внутриплитные позднекарбонново-пермские магматические комплексы Монголии были сформированы на разных широтах из разных мантийных источников во время перемещения «монгольской» части Сибирского материка с юга на север. Наиболее древние бимодальные толщи Гоби-Тяньшанской зоны (318–314 млн л.) сформированы на более южных широтах и характеризуются более деплетированным изотопным составом по сравнению с комплексами Гоби-Алтайской зоны (275 млн л.). Таким образом, либо источники внутриплитного магматизма Центральной Азии занимают обширную область мантии (до 1000 км по широте) и в них закономерно с юга на север происходит обогащение изотопного состава, либо они перемещались вместе с Азиатским материком.

В заключение отметим, что в настоящей работе, а также в работах (Коваленко, Ярмолюк, Соловьёв, 1997; Коваленко, Чернов, 2008; Nakard et al., 2007; Van Hinsbergen et al., 2008) опубликованы палеомагнитные данные практически по всем надёжно датированным позднепалеозойским и мезозойским комплексам пород Монголии, получены результаты разной степени надёжности. К сожалению, подтвердить или опровергнуть недостаточно обоснованные палеомагнитные данные пока невозможно из-за отсутствия одновозрастных хорошо датированных объектов, которые могли бы быть дополнительно исследованы палеомагнитным методом. Требуются дальнейшие исследования возраста и палеомагнетизма пород.

Выводы:

1. Палеомагнитные данные показывают, что в течение всего позднего палеозоя и раннего мезозоя Монголия, на территории которой был широко активен внутриплитный магматизм, испытывала значительные широтные перемещения. С карбона до раннего триаса монгольская часть ЦАСП мигрировала на 4000 км с юга на север — с тридцатых до семидесятых градусов северной широты; с 200 млн л. до 150 млн л. — с севера на юг на 2500 км — с семидесятых на сороковые градусы северной широты. После этого скорость перемещения резко замедлилась и вся Центрально-Азиатская часть Евразии незначительно перемещалась на сороковых широтах. При перемещении менялся изотопно-геохимический состав мантийных источников, с которыми был связан магматизм ЦАСП.
2. В позднем палеозое Сибирский кратон был развёрнут относительно меридиана на угол ~90° по часовой стрелке. Простирающиеся карбон-пермские окраинно-континентальные пояса, ориентированные в современной структуре широтно и протягивающихся от Монголии в Казахстан и дальше на запад, в карбоне и перми были субмеридиональным и субдукция под материк шла с востока. Близкие к меридиональным простирающиеся и рифтовые зоны позднепалеозойской рифтовой системы Монголии.
3. Палеомагнитные данные подтверждают, что внутриплитные позднекарбонново-пермские магматические комплексы Монголии были сформированы на разных широтах из разных мантийных источников во время перемещения «монгольской» части Сибирского материка с юга на север. Наиболее древние бимодальные толщи Гоби-Тяньшанской зоны (318–314 млн л.) сформированы на более южных широтах и

характеризуются более деплетированным изотопным составом по сравнению с комплексами Гоби-Алтайской зоны (275 млн л.).

Таким образом, либо источники внутриплитного магматизма Центральной Азии занимают обширную область мантии (до 1000 км по широте) и в них закономерно с юга на север происходит обогащение изотопного состава, либо они перемещались вместе с Азиатским материком.

4.4. ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ АНОМАЛЬНОЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Позднемезозойско-кайнозойские внутриплитные магматические образования, сосредоточенные между Сибирской и Северо-Китайской платформами, объединяются в Центрально-Азиатскую внутриплитную вулканическую провинцию (ЦАВВП) (Ярмолюк и др., 1995). Её формирование связывается с действием области разуплотнённой мантии («горячего поля мантии»), выделяемой в разных районах на глубинах 50–200 км или 200–350 км по замедлению скоростей прохождения сейсмических волн (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003).

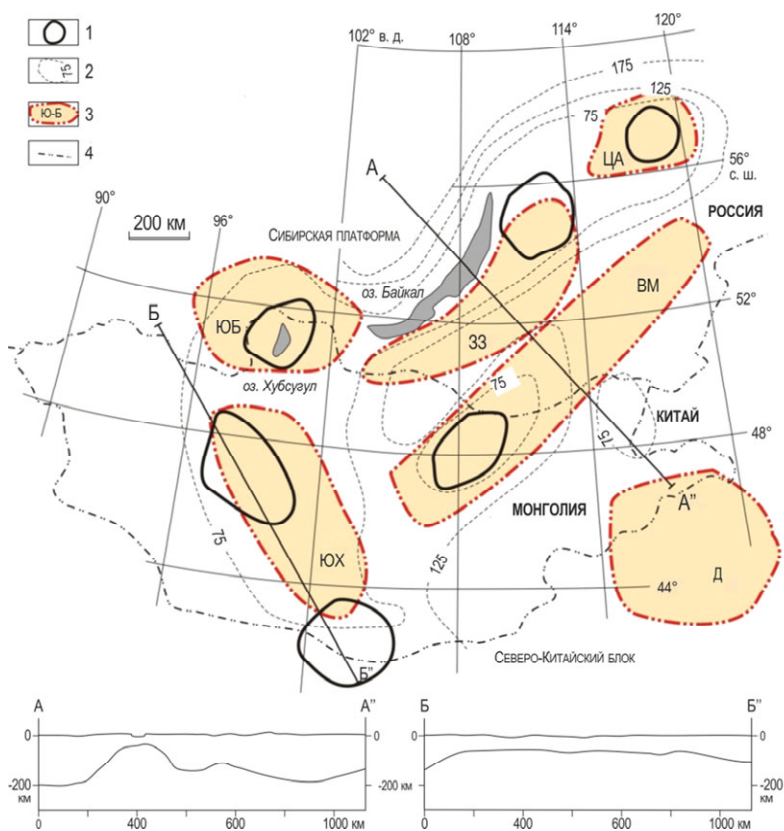


Рисунок 73. Современное положение вулканических областей Центрально-Азиатской провинции внутриплитного магматизма (по В.В. Ярмолюк и др., 1995)

1 — горизонтальные сечения ствольных частей плюмов (по Ю.А. Зорину, Е.Х. Турутанову, 2005); 2 — изолинии толщины литосферы (по Ю.А. Зорину, Е.Х. Турутанову, 2005); 3 — вулканические области: ЦА — Центрально-Алданская, ЮБ — Южно-Байкальская, ЗЗ — Западно-Забайкальская, ЮХ — Южно-Хангайская, ВМ — Восточно-Монгольская, Д — Даригангская; 4 — границы государств.

В пределах вулканической провинции выделяется ряд вулканических областей — Центрально-Алданская, Западно-Забайкальская, Южно-Байкальская, Южно-Хангайская, Восточно-Монгольская и Даригангская (рис. 73). Магматизм в провинции продолжался в течение последних 150 млн л., но наиболее мощные вспышки были в начале раннего мела и миоцене (Ярмолюки др., 1995). Синхронность этапов магматизма в вулканических областях свидетельствует о едином глубинном процессе, ответственном за формирование большинства вулканогенных комплексов провинции.

Исследования геохимического и изотопного состава пород показали, что поздне-мезозойские магмы в основном выплавлялись из гидратированных мантийных источников с изотопными составами PREMA и EM-II, а кайнозойские — из источников с изотопными составами EM-I и EM-I с умеренным содержанием воды (Ярмолюк и др., 1995; Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003; Демонтерова и др., 2007; Чувашова и др., 2007; и др.). В то же время, ксенолиты гранатовых и шпинелевых перидотитов из кайнозойских лав характеризуются ультрадеплептированным изотопным составом — $\epsilon_{Nd}(T)$ большинства ксенолитов — от +8 до +16 (Самойлов и др., 1998; Ionov, 2002). Следовательно, источники кайнозойских и, вероятно, поздне-мезозойских магматических расплавов находились глубже участков деплептированной мантии, из которых были захвачены ксенолиты. Возможно, ксенолиты представляют литосферную деплептированную мантию, а магматические расплавы были сформированы глубже — в астеносфере. Изотопный состав гелия кайнозойских магматических пород Южнохангайской вулканической области Монголии также характерен для подлитосферных источников (Жукова и др., 2007).

Существуют разные модели, объясняющие особенности магматизма Центрально-Азиатской вулканической провинции. В работах (Ярмолюк и др., 1995; Ярмолюк, Иванов, 2000; Ярмолюк, Воронцова, 2007) магматизм провинции связывается с действием нижнемантийного плюма, а Ю.А. Зорин и Е.Х. Турутанов (2005) считают, что магматизм возник из-за «стагнирования» субдуцированной океанической плиты на границе верхней и нижней мантии. В обеих моделях предполагаются подлитосферные источники магматических расплавов. Если это так, то вулканические области смещены относительно их мантийных источников из-за перемещения Евразийской литосферной плиты. То есть современная конфигурация мезозойских и, по крайней мере, раннекайнозойских вулканических областей не соответствует конфигурации аномальной мантии в те периоды времени, когда из неё были выплавлены магматические расплавы.

В нашей работе мы с помощью палеомагнитного метода попытались установить, какова была конфигурация аномальной мантии Центральной Азии в различные периоды позднего мезозоя и кайнозоя, какие области магматизма Центрально-Азиатской вулканической провинции могут рассматриваться как «след» от стационарной горячей точки мантии, с какими особенностями строения литосферы эти следы связаны.

4.5. СТРОЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОЙ ВНУТРИПЛИТНОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ ЦАСП

Центрально-Азиатская внутриплитная вулканическая провинция включает Центрально-Алданскую, Западно-Забайкальскую, Южно-Байкальскую, Южнохангайскую, Восточно-Монгольскую и Даригангскую вулканические области (Ярмолюк и др., 1995), каждая из которых автономна пространственно и структурно (см. рис. 73). Развитие областей было многоэтапным. Магматические проявления того или иного этапа пространственно локализованы, что позволяет выделять в строении областей разновозрастные ареалы магматизма.

Южно-Хангайская область объединяет поля поздне-мезозойских-кайнозойских вулканических Южной и Центральной Монголии, залегающих на докембрийских, раннекаледонских и герцинских комплексах основания. На протяжении раннего мезозоя территория области была амагматичной. Внутриплитный магматизм в регионе начался в поздней юре и продолжался в течение позднего мезозоя и кайнозоя.

Вулканизм поздней юрской эпохи представлен ассоциациями щелочных пород, включающими меланефелиниты, фонолиты, трахиты, латиты и карбонатиты. Возраст их формирования определяется в интервале 155–140 млн л. назад. Вулканогенные

комплексы приурочены к субширотным разломам Гоби-Алтайской системы, вдоль которых в раннем мелу была заложена одноимённая рифтовая зона.

Раннемеловой (136–105 млн л.) вулканизм был связан с развитием Гоби-Алтайской рифтовой зоны. В это время изливались большие объёмы субщелочных платобазальтов и формировались разрозненные вулканы, сложенных туфами и лавами онгориолитов и трахириолитов.

Вулканизм позднего мела (103–70 млн л.) характеризуется резким сокращением масштабов. В это время формировались моногенные лавовые купола, штоки, лакколиты, силлы, дайки и небольшие лавовые поля субщелочных базальтов. Центры вулканизма контролировались структурами восточной части Гоби-Алтайской рифтовой зоны, а также разломами северо-западного и субширотного простираения к югу от неё.

Кайнозойские ареалы вулканизма Южнохангайской вулканической области выстраиваются в отчётливую цепочку север-северо-западного простираения. Возраст ареалов закономерно омолаживается в этом же направлении. Палеоцен-раннеэоценовый (62–47 млн л.) ареал сосредоточен по обрамлению хр. Гурван-Сайханы-Нуру. Маломощные лавовые поля сложены субщелочными оливиновыми базальтами. Раннеолигоценый (37–31 млн л.) ареал включает лавовые поля, сконцентрированные между хребтами Сэврэй-Ула и Ноён-Ула, и отдельные экзструзии и лавовые поля в обрамлении хр. Арц-Богд-Ула. Они сложены трахиандезитбазальтами. Позднеолигоцен-раннемиоценовый (30–15 млн л.) ареал расположен в Долине Озёр. В его пределах сформировано лавовое плато щелочных базальтов. Среднемиоцен-голоценовые (< 15 млн л.) ареалы лавовых полей щелочных базальтов расположены в районе Хангайского нагорья, в бассейнах рек Орхон, Хануйн-Гол, Чулуттын-Гол.

Менее распространены кислые вулканогенные породы — трахириолиты, трахидациты, а также тефриты, нефелиниты, фонолиты и трахиты (127–120 млн л.). В конце раннего мела (116–106 млн л.) произошла новая вспышка субщелочного базальтового вулканизма. В позднем мелу сформированы толщи щелочной ассоциации Боргойской впадины, представленные тешенитами, трахибазальтами и щелочными базальтами (103–90 млн л.), а также маломощные вулканические толщи меланефелинитов, базанитов и нефелин-нормативных базальтов в Хилокском и Удинском грабенах и в районе Витимского плато (78–67 млн л.). В кайнозое сформированы эоценовые (53–38 млн л.) лавовые поля базанитов, нефелинсодержащих базальтов в Хилокском и Удинском грабенах и на Витимском плоскогорье. Олигоценные (34–27 млн л.) проявления вулканизма установлены в Хилокском грабене и на Витимском плато. Позднекайнозойская (21–2 млн л.) вулканическая активность была практически полностью сосредоточена на Витимском плато, в пределах которого сформированы толщи субщелочных оливиновых базальтов, базанитов и лимбургитов.

Южно-Байкальская область охватывает позднекайнозойские вулканические поля, сформированные у южной оконечности Байкала — на хр. Хамар-Дабан, по обрамлению оз. Хубсугул, в Тункинской впадине и Восточной Туве. На этой территории практически отсутствуют позднемезозойские и раннекайнозойские вулканы. В пределах области формировались поля субщелочных оливиновых базальтов в позднем олигоцене (34–24 млн л.), миоцене (20–8 млн л.), плиоцене и плейстоцене – голоцене.

По оценкам, приведённым в работе (Ярмолюк и др., 1995), в вулканических областях проявляется корреляция объёмов и составов продуктов магматизма в различные периоды времени (см. рис. 73). Наиболее мощные вспышки активности вулканизма были в начале раннего мела и в миоцене. Синхронность этапов магматизма в вулканических областях свидетельствует о едином глубинном процессе, ответственном за формирование большинства вулканогенных комплексов провинции.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ. На рисунке 74 а показано распределение палеомагнитных полюсов в системе координат Земли за последние 200 млн л. (Besse, Courtillot, 2002). На позднемезозойско-кайнозойском участке кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса Земли можно выделить два различающихся по простираению сегмента — 0–50 млн л. и 60–140 млн л., которые можно использовать для приблизительного расчёта координат полюсов вращения Евразии в эти периоды. Распределение кайнозойских палеомагнитных полюсов (0–50 млн л.) хорошо увязывается в пределах их кругов доверия с расчётной кривой миграции палеомагнитного полюса при повороте Евразии на 10–15° по часовой стрелке вокруг полюса вращения в районе южного Тибета (27° N и 79° E) (см. рис. 74 а; табл. 7).

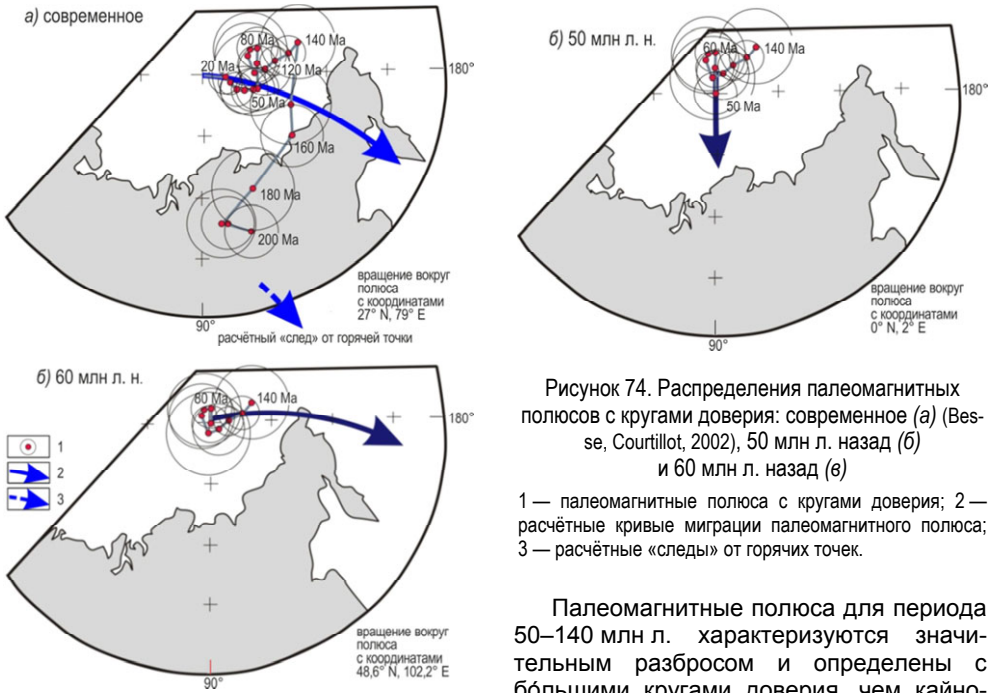


Рисунок 74. Распределения палеомагнитных полюсов с кругами доверия: современное (а) (Besse, Courtillot, 2002), 50 млн л. назад (б) и 60 млн л. назад (в)

1 — палеомагнитные полюса с кругами доверия; 2 — расчётные кривые миграции палеомагнитного полюса; 3 — расчётные «следы» от горячих точек.

Палеомагнитные полюса для периода 50–140 млн л. характеризуются значительным разбросом и определены с большими кругами доверия, чем кайнозойские. Поэтому расчёт по ним полюсов

вращения Евразии не может дать однозначных результатов. Авторы (Besse, Courtillot, 2002) в пределах доверительных интервалов палеомагнитных полюсов рассматривают их распределение как результат вращения Евразии вокруг двух полюсов — 0° N и 2° E на $3,5^\circ$ против часовой стрелки в интервале 50–60 млн л. и вокруг полюса $48,6^\circ$ N и $102,2^\circ$ E на $10\text{--}15^\circ$ по часовой стрелке в интервале времени 60–140 млн л. назад (табл. 8; см. рис. 74 б, в, а также табл. 6). Вращая любые геометрические множества точек Евразии вокруг этих полюсов в обратную сторону, можно приблизительно реконструировать координаты этих точек в прошлом.

Таблица 7. Географические координаты расчётных палеомагнитных полюсов

Угол ($^\circ$) вращ. Евразии вокруг полюса вращения 27° N, 79° E	Координаты (см. рис. 74)		Угол ($^\circ$) вращ. Евразии вокруг полюса вращения $48,6^\circ$ N, $102,2^\circ$ E	Координаты (см. рис. 74)	
	широта (N)	долгота (E)		широта (N)	долгота (E)
0	северный полюс		0	северный полюс	
5	85,5	173,4	5	86,0	188,5
10	81,0	169,0	10	83,0	189,0
15	76,0	167,0	15	79,0	188,0

того же интервала времени должно описываться вращением Евразии вокруг одного и того же полюса вращения.

РЕКОНСТРУКЦИИ ДЛЯ КАЙНОЗОЯ (50–0 млн л. н.). В пределах ЦАВВП есть две вулканические области, магматизм в которых был активен в течение всего кайнозоя — Западно-Забайкальская и Южно-Хангайская (Ярмолюк и др., 1995; Ярмолюк, Иванов, 2000; Ярмолюк Воронцов, 2007).

Чтобы выяснить, являлись ли мантийные источники позднемеозойских и кайнозойских магм стационарными горячими точками, необходимо проверить выполнение двух условий: 1) палеошироты формирования разновозрастных ареалов магматизма в вулканических областях должны совпадать с современной широтой наиболее молодого ареала; 2) пространственное распределение ареалов кайнозойского магматизма («следа» от горячей точки) в вулканических областях и сегмента кривой миграции палеомагнитного полюса для

Ареалы магматизма Южнохангайской вулканической области на площади вытянуты в отчётливую цепочку север-северо-западного простираения. Возраст пород ареалов закономерно омолаживается в север-северо-западном направлении (Ярмлюк и др., 2007 а, б). Кайнозойские ареалы магматизма Западно-Забайкальской зоны (333) не образуют явно выраженных цепочек и, по крайней мере, в двух грабенах залегают в единой стратиграфической последовательности (Ярмлюк, Иванов, 2000; Ярмлюк Воронцов, 2007).

Таблица 8. Географические координаты палеомагнитных полюсов Евразии после разных этапов вращения

Опред-ние времени для палеомагн. полюса Евразии, млн л. н. (Besse, Courtillot, 2002)	Координаты палеомагн. полюсов после вращения (см. рис. 74):			
	вокруг полюса 27° N, 79° E против час. стрелки на 10°		вокруг полюса 0° N, 2° E по час. стрелке на 3,5°	
	N	E	N	E
60	86,30	271,6	89,9	270,0
70	84,00	272,7	87,5	274,1
80	84,13	283,5	87,4	299,6
90	84,80	290,6	87,8	321,5
100	87,90	284,8	88,5	73,6
110	87,00	248,2	88,6	149,6
120	85,70	227,9	87,0	174,2
130	82,70	229,5	84,7	203,0
140	80,30	229,7	82,5	211,6

На рисунке 75 показаны палеошироты формирования магматических пород кайнозойских ареалов магматизма Южнохангайской вулканической области, рассчитанные из палеомагнитных полюсов для Евразии (Besse, Courtillot, 2002). Из рисунка видно, что палеошироты всех ареалов совпадают в пределах их доверительных интервалов с палеоширотой наиболее молодого ареала и современной широтой астеносферного выступа аномальной мантии Монголии — 45–51° с. ш.

Как было показано выше, распределение кайнозойских палеомагнитных полюсов, соответствующих периоду формирования ареалов магматизма Южнохангайской вулканической области (50–0 млн л.), можно описать вращением Евразии на 10–15° вокруг полюса вращения в районе южного Тибета (27° N и 79° E). При таком вращении Евразии «след» от горячей точки в районе Монголии должен характеризоваться приблизительно север-северо-западным простираением (рис. 76; табл. 9). Именно так и простираются ареалы кайнозойского магматизма Южно-Хангайской вулканической области Монголии (рис. 77).

Палеошироты кайнозойских ареалов магматизма Западно-Забайкальской вулканической области не различаются статистически, но в целом магматические породы эоцен-олигоценовых ареалов формировались на более северных палеоширотах, чем наиболее молодые позднекайнозойские толщи Витимского плато. Пространственное распределение ареалов магматизма резко не соответствует расчётному «следу» от стационарной горячей точки (табл. 10; см. рис. 76), современное положение которой предполагалось в районе наиболее молодого Витимского плато.

Таким образом, палеомагнитные данные показывают, что кайнозойские ареалы магматизма Южнохангайской вулканической области Монголии могут быть «следом» от прохождения литосферной плиты Евразии над узлокализированной горячей точкой мантии Земли, расположенной сейчас под северной частью Монголии (рис. 78 а; см.

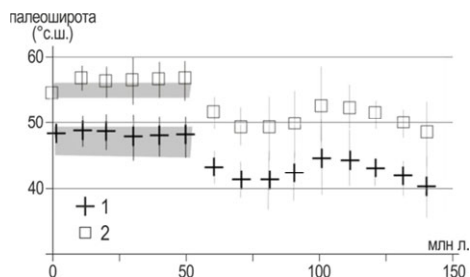


Рисунок 75. Палеошироты формирования разновозрастных магматических ареалов Южнохангайской и Западно-Забайкальской вулканических областей.

1, 2 — палеошироты с доверительными интервалами для магматических ареалов Южнохангайской области (1) и Западно-Забайкальской области (2). Серым цветом показаны широтные интервалы проекций на земную поверхность выступов аномальной мантии, с которыми связывается магматизм вулканических областей. Географические координаты ареалов, участвующие в расчётах: Южнохангайская область: 10 млн л. — 47° N и 102° E; 20 млн л. — 45,9° N и 100,3° E; 30–40 млн л. — 44° N и 102,5° E; 50 млн л. — 43,7° N и 104° E; 60–140 млн л. — 43,5° N и 103° E; Западно-Забайкальская область: 10 млн л. — 54,2° N и 113,6° E; 20 млн л. — 52,3° N и 109,5° E; 30–50 млн л. — 52,1° N и 109,3° E; 60–140 млн л. — 51° N; 108° E. Палеомагнитные полюса приведены по (Besse, Courtillot, 2002).

также рис. 77). Формирование же вулканических ареалов Западно-Забайкальской области могло протекать по-разному. На рисунках 79 а, б приведены реконструкции географического положения вулканических областей для 50 млн л. и позднего кайнозоя.

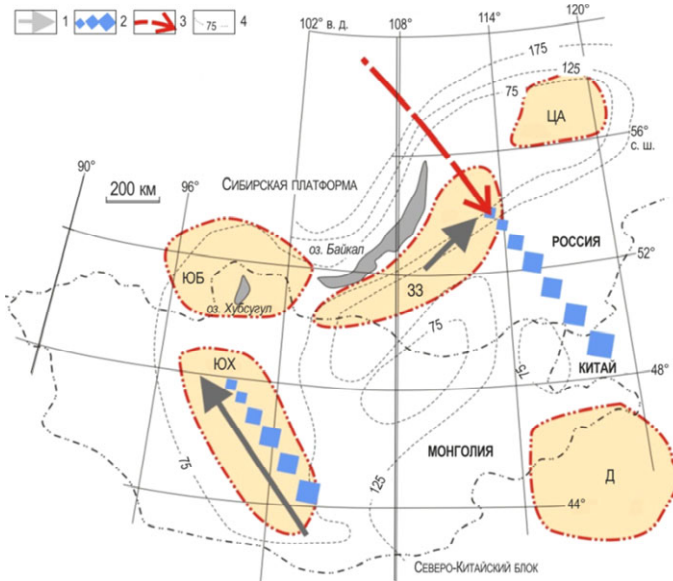


Рисунок 76. Пространственное положение вулканических областей в кайнозое

1 — тренд омоложения кайнозойских вулканических ареалов в пределах вулканических областей; 2 — расчётные «следы» от горячих точек за период 50–0 млн л. (размер значков уменьшается в сторону омоложения пород); 3 — расчётные траектории перемещения за период 50–0 млн л.; 4 — изолинии постоянных мощностей литосферы, цифры — мощность литосферы (Зорин, Туртуганов, 2005).

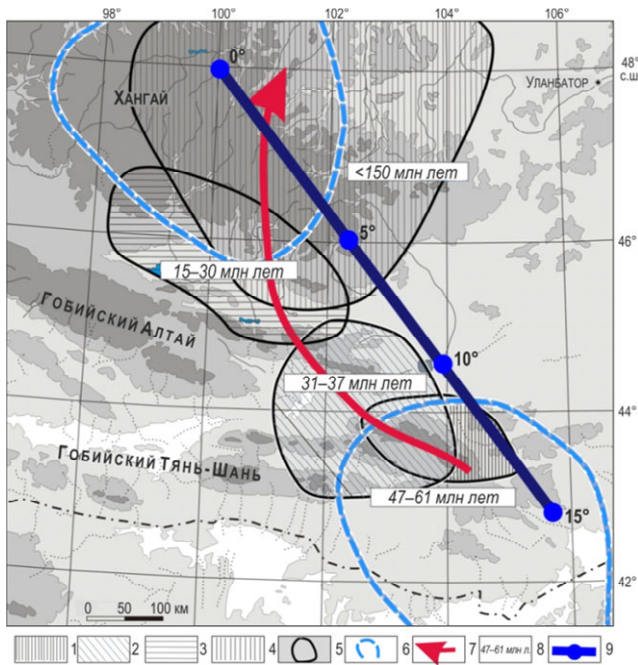


Рисунок 77. Схема миграции центров вулканизма в пределах Южнохангайской вулканической области в кайнозое

1–4 — площади распространения разновозрастных магматических пород: 1 — палеоцен–раннезоценовых, 2 — раннеолигоценовых, 3 — позднеолигоцен–раннемиоценовых, 4 — среднемиоцен–голоценовых; 5 — границы разновозрастных вулканических ареалов; 6 — проекции выступов аномальной мантии (Зорин, Туртуганов, 2005); 7 — реальная траектория миграции вулканических ареалов (стрелка указывает направление омоложения пород); 8 — возрастной диапазон вулканизма; 9 — расчётный «след» от горячей точки (цифры — угол вращения Евразии). Серым цветом показаны различные высотные интервалы рельефа. Более тёмный серый цвет соответствует большим высотам.

Центры магматизма незначительно мигрировали в течение кайнозоя друг относительно друга и не образуют вытянутых в пространстве цепочек (Ярмолюк, Иванов, 2000; Ярмолюк, Воронцов, 2007). Значит, источниками магм, с которыми был связан вулканизм этой области, располагались в разных точках мантии. Возможно, а) — мантийные источники магматизма перемещались вместе с литосферной плитой или, б) — в мантии существовала достаточно обширная активная область, над которой перемещалась Евразийская литосферная плита в кайнозое, а мантийные магматические расплавы в течение кайнозоя поступали на поверхность по одним и тем же выводящим каналам За-

падно-Забайкальской зоны (см. рис. 78 б). Гипотеза (а) возможна, если мантийные магматические расплавы генерировались в литосферной мантии, как, напр., происходит в зонах субдукции. Этот вариант маловероятен, так как в большинстве работ магматизм Центрально-Азиатской вулканической провинции рассматривается как внутриплитный (Ярмолюк и др., 1995; Ярмолюк, Иванов, 2000; Ярмолюк, Воронцов, 2007).

Таблица 9. Географические координаты предполагаемого «следа» и траектории перемещения Южнохангайской обл. в КЗ (50–0 млн л.)

Угол (°) вращ. Евразии вокруг полюса вращения 27° N, 79° E	Координаты расчётного «следа» области (для точки 48° N, 100° E)	
	N	E
0	48,0	100,0
5	46,3	102,2
10	44,5	104,0
15	42,6	105,6

Таблица 10. Географические координаты предполагаемого «следа» и траектории перемещения Западно-Забайкальской области в кайнозое (50–0 млн л.)

Угол (°) вращ. Евразии вокруг полюса вращения 27° N, 79° E	Координаты (Витимское плато, 54,2° N, 113,6° E)			
	расчётного «следа»		расчётной траектории	
	N	E	N	E
0	54,2	113,6	54,2	113,60
5	51,6	116,1	56,6	110,45
10	48,8	118,1	58,8	106,60
15	46,0	119,2	60,7	101,90

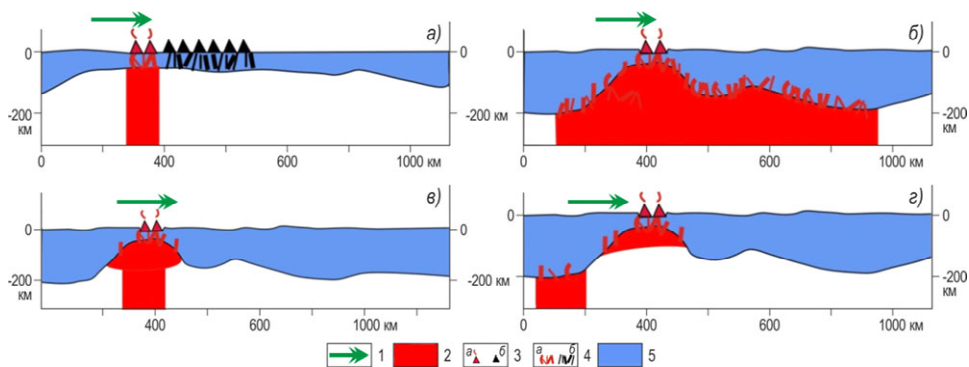


Рисунок 78. Модели развития магматизма в вулканических областях ЦАВП: узлокализованная горячая точка (а), широкая область аномальной мантии (б), литосферная ловушка (в)

1 — направление перемещения литосферной плиты; 2 — области аномальной мантии; 3 — вулканические области: активные (а), древние (б); 4 — магмоподводящие каналы: активные (а), отмершие (б); 5 — континентальная литосфера.

Возможно, разогретое вещество аномальной мантии находилось в литосферной ловушке и также перемещалось вместе с литосферной плитой (см. рис. 78 в). По этой модели предполагается, что ловушка отрезана от глубинного источника вещества аномальной мантии относительно холодной астеносферой. Но отчётливые корреляции изменений объёмов, степени гидратированности и изотопного состава магматических расплавов во времени во всех вулканических зонах провинции свидетельствует о том, что все они были связаны с единым глубинным источником аномальной мантии. Поэтому, наиболее вероятной нам представляется модель (б).

РЕКОНСТРУКЦИИ ДЛЯ МЕЛА (140–60 млн л. н.). В мелу магматизм был сконцентрирован в четырёх вулканических областях — Центрально-Алданской, Западнозабайкальской, Восточно-Монгольской и Южнохангайской (рис. 79). Магматизм в областях протекал непрерывно, но наиболее мощная его вспышка была в раннем мелу. Ареалы магматизма не образуют вытянутых цепочек.

Реконструировано пространственное положение этих областей в различные периоды позднего мезозоя и кайнозоя. Для этого области вулканизма были последовательно развёрнуты против часовой стрелки относительно полюсов вращения с координатами 27° N, 79° E, 0° N, 2° E и 48,6° N, 102,2° E, соответственно на 10°, 3,5° и на 15°.

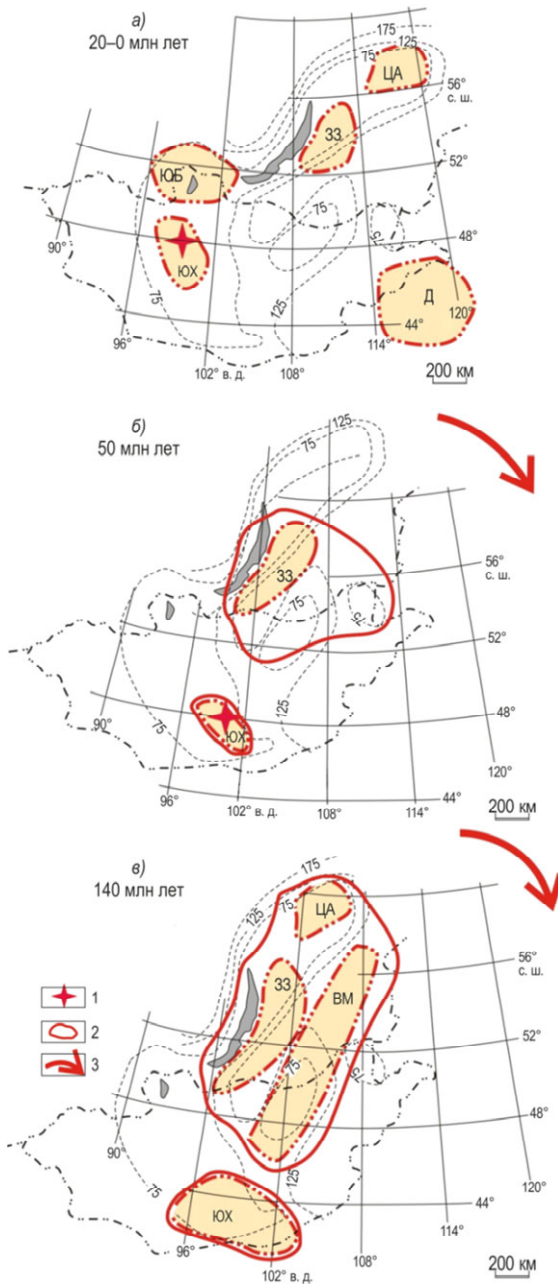


Рисунок 79. Реконструкции пространственного положения вулканических областей для миоцена-голоцена (а), раннего эоцена (б) и раннего мела (в)

1 — Южнохангайская горячая точка; 2 — контуры активной области мантии, в которой генерировались магматические расплавы; 3 — направление вращения Евразии (остальные обозн. см. на рисунках 73 и 77).

Соответственно вращению Евразии были пересчитаны координаты меловых палеомагнитных полюсов (см. табл. 8). На рис. 74 в и в табл. 7 показана теоретическая кривая миграции палеомагнитных полюсов при вращении Евразии вокруг полюса вращения $48,6^\circ \text{N}$, $102,2^\circ \text{E}$, расположенного в центральной Монголии. Видно, что теоретическая кривая не противоречит реальному распределению палеомагнитных полюсов в пределах их доверительных интервалов. В данном случае мы предполагаем, что разброс палеомагнитных полюсов в интервале времени от 60-ти до 100 млн л. может быть статистической флуктуацией, которая осредняется при расчётах.

На рис. 79 и в таблицах 11–14 показано положение вулканических областей 60–140 млн л. назад, расчётные траектории перемещения некоторых точек вулканических областей за период от 140 до 60 млн л. и следы от предполагаемых стационарных горячих точек. Видно, что при вращении Евразии вокруг полюса в центральной части Монголии перемещения вулканических областей очень незначительны (до 2° по широте) и соизмеримы с их поперечными размерами. Вероятно, это одна из причин ограниченного распространения магматических комплексов на площади. Области аномальной мантии, с которыми связан меловой вулканизм, могут рассматриваться как близкие к стационарным в течение мела горячие точки. Если же флуктуации палеомагнитных полюсов в период 60–100 млн л. не являются случайными, то перемещение Евразии было значительно более сложным. Как видно из рис. 75, в этом случае в перемещении областей присутствовали как северная, так и южная компоненты, смещение по широте достигало 5° .

Таблица 11. Географические координаты предполагаемого «следа» и траектории перемещения Южнохангайской области в мелу (140–60 млн л.)

Угол (°) вращ. Евразии вокруг полюса вращения 48,6' N, 102,2' E	Координаты (для точки 43,2' N, 99,8' E)			
	расчётного «следа»		расчётной траектории	
	N	E	N	E
0	43,20	99,80	43,20	99,80
5	43,36	99,25	43,10	100,45
10	43,60	98,52	43,00	101,13
15	43,86	97,92	42,96	101,80

Примечания. Начальные координаты использованной точки Южнохангайской области — 43,2' N, 104,0' E. После последовательного вращения точки вокруг полюса 27' N, 79' E против час. стр. на 10° и полюса 0' N, 2' E по час. стр. на 3,5° были рассчитаны её новые координаты 43,2' N, 99,8' E.

Таблица 13. Географические координаты предполагаемого «следа» и траектории перемещения Зап.-Забайкальской области в мелу (60–140 млн л.)

Угол (°) вращ. Евразии вокруг полюса вращения 48,6' N, 102,2' E	Координаты (для точки 52,4' N, 100,7' E)			
	расчётного «следа»		расчётной траектории	
	N	E	N	E
0	52,4	100,70	52,40	100,70
5	52,5	101,25	52,30	100,20
10	52,5	101,80	52,17	99,65
15	52,5	102,37	52,00	99,16

Примечания. Начальные координаты использованной точки Западно-Забайкальской обл. — 52' N, 108' E. После последовательного вращения точки вокруг полюса 27' N, 79' E против час. стр. на 10° и полюса 0' N, 2' E по час. стр. на 3,5° были рассчитаны её новые координаты 52,4' N, 100,7' E.

Таблица 12. Географические координаты предполагаемого «следа» и траектории перемещения Вост.-Монгольской области в мелу (140–60– млн л.)

Угол (°) вращ. Евразии вокруг полюса вращения 48,6' N, 102,2' E	Координаты (для точки 56,2' N, 111,8' E)			
	расчётного «следа»		расчётной траектории	
	N	E	N	E
0	56,20	111,80	56,2	111,8
5	55,60	112,86	56,7	110,6
10	54,98	113,80	57,2	109,3
15	54,30	114,60	57,5	107,9

Примечания. Начальные координаты использованной точки Вост.-Монгольской обл. — 54' N, 120' E. После последовательного вращения точки вокруг полюса 27' N, 79' E против час. стр. на 10° и полюса 0' N, 2' E по час. стр. на 3,5° были рассчитаны её новые координаты 56,2' N, 111,8' E.

Таблица 14. Географические координаты предполагаемого «следа» и траектории перемещения Центр.-Алданской области в мелу (140–60 млн л.)

Угол (°) вращ. Евразии вокруг полюса вращения 48,6' N, 102,2' E	Координаты (для точки 58,8' N, 108,3' E)			
	расчётного «следа»		расчётной траектории	
	N	E	N	E
0	58,8	108,3	58,8	108,3
5	58,4	109,9	58,6	106,7
10	57,9	111,5	59,3	104,8
15	57,3	112,8	59,4	103,0

Примечания. Начальные координаты использованной точки Центрально-Алданской обл. — 57' N, 118,5' E. После последовательного вращения точки вокруг полюса 27' N, 79' E против час. стр. на 10° и полюса 0' N, 2' E по час. стр. на 3,5° были рассчитаны её новые координаты 58,8' N, 108,3' E.

Эволюция Центрально-Азиатской провинции внутриплитного магматизма.

Можно предположить следующую последовательность развития Центрально-Азиатской провинции внутриплитного вулканизма в мелу и кайнозое. В раннем мелу магматизм провинции характеризовался наиболее активной и был проявлен в четырёх вулканических областях, которые занимали пространство от 42 до 61° N (см. рис. 79). Магмы выплавлялись из гидратированных мантийных источников. Распределение элементов-примесей в меловых базальтах характеризуются глубокими минимумами Ta и Nb. Изотопный состав источников соответствует PREMA и EM-II. Судя по геофизическим данным, все области магматизма были приурочены к участкам литосферы с пониженной мощностью — 50–70 км (рис. 80; см. также рис. 79), соизмеримой или меньшей, чем средняя мощность литосферы океанической коры (90–100 км).

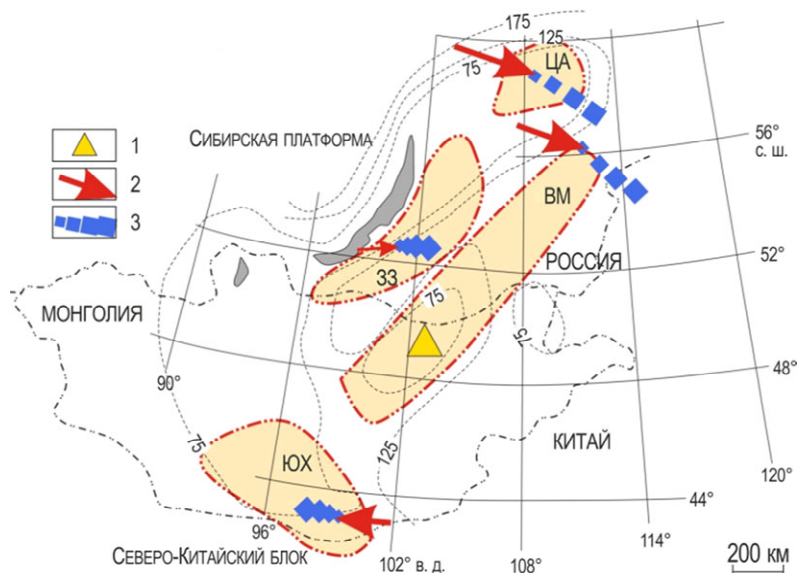


Рисунок 80. Пространственное положение вулканических областей 60 млн л. назад.

- 1 — полюс вращения Евразии; 2 — расчётные траектории перемещения за период 140–60 млн л.;
3 — расчётные «следы» от горячих точек за период 140–60 млн л.

В меловом периоде Евразия вращалась по часовой стрелке вокруг полюса вращения в центральной Монголии на 10–15°. Магматизм в вулканических областях продолжался, но характеризовался значительно меньшей активностью, чем в начале раннего мела (см. рис. 74). По-видимому, магматические расплавы в течение мела генерировались в нескольких стационарных областях аномальной мантии, размеры которых могли несколько превышать размеры вулканических областей. При прохождении участков литосферы Евразии, характеризующихся пониженной мощностью над активной областью мантии, в них по одним и тем же магматическим каналам расплавы выводились на поверхность. В течение мела степень гидратированности мантийных источников снизилась. Изотопные составы магматических пород лежат на линии смешения PREMA–EM-II. Возможно, что магмы выплавлялись на разных глубинах мантии или внедрялось новое вещество аномальной мантии, изменявшее изотопный состав источников.

В период от 50 млн л. до современного времени Евразия испытывала медленное вращение по часовой стрелке вокруг полюса вращения с координатами 27° N и 79° E (южная часть Тибета). В раннем кайнозое (50 млн л. назад) активность магматизма оставалась низкой. Магматические расплавы генерировались только в двух областях мантии — очень локальной Южнохангайской горячей точке (координаты 48° N и 100° E) и, по-видимому, в довольно обширной области мантии к северу и северо-востоку от неё (см. рис. 80). Выплавлялись магмы типа OIB, источники магматизма характеризовались изотопным составом типа PREMA. Литосфера вдоль всей траектории Евразии над Южнохангайской горячей точкой характеризовалась малой мощностью (см. рис. 73, 78 а, 79), и, по-видимому, повышенной проницаемостью, поэтому магматические расплавы достигали поверхности с образованием линейных вулканических ареалов с закономерным изменением возраста — «след» от горячей точки. К северу и северо-востоку от Южнохангайской горячей точки литосфера Евразии в основном была достаточно мощной (150–200 км) и имела пониженную мощность в районе Западно-Забайкальской области (см. рис. 73, 78–80). При прохождении этой части литосферы над активной областью мантии, в ней формировались магматические комплексы, которые не формировали линейно вытянутых цепочек на площади, а стратиграфически наращивали друг друга. Судя по протяжённости расчётной траектории перемещения Западно-Забайкальской области за последние 50 млн л., ширина участка аномальной мантии или горячей точки была не меньше 800 км. Отметим, что в Восточно-

Монгольской вулканической области, литосфера которой тоже характеризуется пониженной мощностью, магматизм при прохождении литосферной плиты над зоной аномальной мантии почему-то не проявлялся. Изотопный состав источников магматизма менялся в течение кайнозоя вдоль линии смещения PREMA – EM-1. В миоцене в мантии, вероятно, был новый «выброс» разогретого разуплотнённого аномального вещества, который привёл к резкой активизации магматизма в Южнохангайской и Западно-Забайкальской областях, а также к расширению размеров вулканической провинции и формированию новых областей магматизма — Южно-Байкальской, Центрально-Алданской, Дариганской.

Выводы:

1. Области аномальной мантии, с которыми связан магматизм Центрально-Азиатской провинции внутриплитного магматизма, меняли свою конфигурацию в мелу и кайнозое.
2. В начале раннего мела области аномальной мантии занимали пространство от 42° N до 61° N (2000 км по широте). Возможно, в течение мела положение областей аномальной мантии было стационарным в пространстве. Магматизм провинции проявлялся в областях литосферы Евроазиатской плиты с пониженной мощностью, сопоставимой или меньшей мощности, чем мощность литосферы океанической коры. Позднемезозойские магмы в основном выплавлялись из гидратированных мантийных источников с изотопными составами PREMA и EM-II.
3. В раннем кайнозое (50 млн л. назад) активность области аномальной мантии была значительно ниже, чем в раннем мелу. Магматические расплавы генерировались только в двух областях мантии — очень локальной Южнохангайской горячей точке и, по-видимому, в довольно обширной (не менее 800 км по ширине) области мантии к северу и северо-востоку от неё. В целом аномальная мантия занимала пространство от 46° до 59° с. ш. — ~ 1300 км по широте. Выплавлялись магмы типа OIB, источники магматизма были слабо гидратированы и характеризовались изотопным составом типа PREMA и EM-I.
4. В миоцене, вероятно, был новый «выброс» разогретого разуплотнённого аномального мантийного вещества, который привёл к резкой активизации магматизма и расширению размеров вулканической провинции до 2000 км по широте. Литосфера во всех вулканических областях характеризовалась малой мощностью, в т. ч. и вдоль всей траектории Евразии над Южнохангайской горячей точкой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе геолого-металлогенических исследований в рамках Базового проекта ТувИКОПР СО РАН 7.5.2.8 «Коромантийные рудно-магматические системы благородно-редкометалльной специализации в металлогении Тувино-Монгольского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса на территории Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии» получены принципиально новые и важные в теоретическом и практическом отношении результаты.

Установлена отчётливая связь формирования благородно-редкометалльного оруденения ЦАСП с процессами внутриплитного магматизма. Показано, что внутриплитный магматизм был активен как на доаккреционной стадии развития каледонской коры, так и после неё. Своеобразие развития каледонид, определяемое сквозным проявлением в их истории магматизма внутриплитной специфики, объясняется с позиций аккреции венд-кембрийских структур океанического ложа (островных дуг, океанических островов, задуговых бассейнов и т. д.) над горячей точкой мантии. Предполагается, что её воздействие на характер магматизма в литосфере продолжалось и после формирования каледонской складчатой области. Выявлена периодичность внутриплитных процессов в истории Земли и связанного с ней редкометалльного оруденения. Дана характеристика источников внутриплитного магматизма и редкометалльного оруденения для каждого цикла.

Детально исследованы процессы образования пород Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов, вмещающих одноимённое редкометалльное месторождение. Детальные исследования изотопного состава неодима и канонических отношений содержания несовместимых элементов в породах щелочных массивов и вмещающих их офиолитах показало, что главными источниками всех этих пород являются мантийные и мантийно-коровые обогащённые источники OIB, E-MORB и IAB, второстепенными — источники N-MORB и верхняя континентальная кора. Одним из важнейших петрогенетических процессов при формировании щелочных пород Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов является многократное смешение источников либо связанных с ними магм. При образовании мантийных пород имело место смешение между источниками OIB и E-MORB. Коровый источник (офиолиты) был изотопно и геохимически неоднороден, как и выплавляемые из него магмы. Магмы смешивались между собой. Предложена общая модель образования пород Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов. Показано, что магмообразование протекало на двух уровнях: 1) мантийном (астеносферном), на котором происходило образование составов промежуточных магм при смешении плюмового источника и источника E-MORB, возможно, с участием метасоматически изменённого мантийного клина (источник IAB); 2) коровом. В мантии образовались источники, генерировавшие расплавы базитов, сиенитов, пантеллеритов и редкометалльных гранитов, при этом только базитовые магмы, вероятно, выплавлялись непосредственно из мантии. Образование мантийных сиенитов, пантеллеритов и редкометалльных гранитоидов, видимо, требует более сложного механизма: либо через глубокую кристаллизационную дифференциацию базитовой магмы, либо за счёт частичного плавления материнских базитов, с дальнейшей глубокой кристаллизационной дифференциацией образовавшихся магм. Местом протекания этих процессов предполагается промежуточная магматическая камера в более высоких частях литосферы — на глубинах не более 25 км при давлении < 5 кбар, где базитовые магмы способны были при дифференциации формировать пантеллеритовые расплавы. Возможно, такая промежуточная камера по глубинности была сближена уже с коровым (офиолитовым) горизонтом магмообразования, поскольку в последнем также формировались кремнекислые аналоги пантеллеритов и сиенитов — нордмаркиты

и щелочные граниты. Для образования таких магм необходимы как минимум два условия: достаточный тепловой поток и высоконатровый состав плавящегося субстрата. Главным инициатором магнообразования в регионе был мантийный плюм и образовавшиеся из него базитовые магмы. Редкометалльные щелочные гранитоиды сформировались из плюмового источника при глубокой дифференциации преимущественно пантеллеритовых и сиенитовых магм.

Изучен разрез вулканических пород Ханбогдинской верхнепалеозойской впадины, вмещающей Ханбогдинский массив редкометалльных гранитов. Анализ геологических, геохронологических, петрохимических и геохимических данных по вулканикам впадины показывает, что в процессе её геологической эволюции геодинамические обстановки формирования вулканизма хотя и менялись, но главным оставался субдукционный режим с источником вулканизма типа IAB, сохранявшийся практически постоянной в течение формирования девонского основания впадины и вообще офиолитов Южно-Монгольских герцинид (островные дуги), а также стратиграфически нижней части самой впадины (активной континентальной окраины — АКО). Образующиеся при этом субдукционные вулканические ассоциации являются дифференцированными, варьирующими по составу от базитов до дацитов и риолитов. Допускается, что бимодальная вулканическая ассоциация возникла, когда к зоне субдукции приблизился срединно-океанический хребет (вулканизм типа E-MORB, который в заметном объёме подмешивается к субдукционному вулканизму). В целом эволюция вулканизма Ханбогдинской впадины по смене геодинамических обстановок и специфике состава вулканизма напоминает эволюцию западной окраины Северной Америки в кайнозое. Обоснована связь редкометалльного Ханбогдинского щелочногранитного массива и системы близких к нему по возрасту грабенов с бимодальными базальт-комендит-пантеллеритовыми вулканическими ассоциациями.

Исследованы онгониты Арыбулакского массива. Выявлено, что этот массив имеет зональное строение. Большую его часть занимают порфиоровые топазовые онгониты, сменяющиеся в направлении контакта слабопорфиоровыми онгонитами с топазом и, редко, флюоритом. Геохимическая эволюция массива характеризуется обогащением ранних пород эндоконтактовой фации CaO, K₂O, F, Rb, Cs, B, Ba, Sr, Sn, Ta. В центральной части массива содержания этих элементов уменьшается, но наблюдается обогащение Na₂O и Li. Показано, что большая часть Арыбулакского массива образовалась в процессе магматической дифференциации коровой гранитной магмы, когда из остаточных расплавов формируются литий-фтористые граниты и их субвулканические аналоги онгониты.

Изучением карбонатитовых комплексов Чайлюхемского рудопроявления установлена первичная минеральная ассоциация руд, слагающая жильные тела и цемент брекчий. В её состав входят кальцит, анкерит, флюорит, барит, бастнезит, пирит и кварц. Более поздние метасоматические процессы (флюоритизация, окварцевание, кальцитизация, стронцианитизация) и разнообразная прожилковая минерализация и гипергенные изменения преобразовали первичный состав руд и окружающих пород. В целом вещественно-геохимический состав и текстурно-структурные особенности рудоносных существенно карбонатных образований Чайлюхемского рудопроявления весьма близки к карбонатитовым рудам Карасугского и других рудных полей Центральной Тувы. Это позволяет говорить о карбонатитовой природе руд Чайлюхемского рудопроявления.

Совокупность полученных данных изучения включений в кварце комендитов проявления Дзарта-Худук позволили установить сильно дифференцированные редкометалльные щелочные расплавы, обогащённые Na, F, Li, Zr и редкоземельными элементами и выявить магматические процессы, ответственные за их образование. В этой связи щелочносалические породы бимодальных ассоциаций могут рассматриваться как особый тип редкометалльного вулканогенного оруденения.

Данные по расплавному включениям минералов пород редкометалльных гранитов массива Халдзан-Бурэгтэй (Монголия) свидетельствуют, что образование гранитов происходило из расплава, насыщенного многими редкими и редкоземельными элементами, что отвечает и геохимической специфике образующихся из них пород. Такие расплавы возникали в качестве остаточных в верхних частях магматической камеры в результате фракционирования щелочногранитной магмы, достигая насыщения в отношении многих рудных компонентов, особенно Zr, Nb и редких земель, и становясь при этом рудоносными магмами. Специфика редкометалльной минерализации

определялась показателем щёлочности расплавов (с высоким коэффициентом агаптивности, равным 1,4), а также влиянием фтора и уголекислоты, что приводило к появлению таких редкометалльных фаз, как циркон, цирконосиликаты и фторкарбонаты редких земель.

На основании обобщения данных по составам расплавных включений и закалочных стёкол оценён средний состав субдукционных базитовых магм, главной особенностью которых является существенное обеднение Nb и Ta, менее значительное обеднение Ti, Zr, Sm и обогащение Cl, H₂O, F и P. Вариации содержаний элементов связаны с кристаллизационной дифференциацией, смешением магм и участием нескольких источников. Содержание воды в базитовых магмах варьирует от 0 до 6 мас. %.

Обобщение данных по расплавным включениям позволило оценить средний состав кислых агаптивных расплавов островных дуг и активных континентальных окраин. Показано, что наиболее вероятным механизмом образования таких расплавов в надсубдукционных обстановках является плавление обогащённых щелочами основных и средних пород, включая спилитизированные разности базальтов нормальной щёлочности.

Палеомагнитные данные свидетельствуют, что венд-кембрийские, позднепалеозойские, мезозойские и кайнозойские внутриплитные магматические комплексы ЦАСП были сформированы на разных широтах из разных мантийных источников. Исследования палеомагнетизма венд-кембрийских пород позволили ограничить пространственное положение источников внутриплитного магматизма ЦАСП двадцатыми-тридцатыми градусами северной широты. Магматические расплавы выплавлялись из деплетированных по изотопному составу источников мантии.

В течение всего позднего палеозоя и раннего мезозоя Центральная Азия, на территории которой также был широко активен внутриплитный магматизм, испытывала значительные широтные перемещения. С карбона до раннего триаса монгольская часть ЦАСП мигрировала на 4000 км с юга на север — с тридцатых до семидесятих градусов северной широты, в период 200–150 млн лет назад — с севера на юг на 2500 км с семидесятих на сороковые градусы северной широты. После этого скорость перемещения резко замедлилась и вся Центрально-Азиатская часть Евразии незначительно перемещалась на сороковых широтах. При перемещении менялся изотопно-геохимический состав мантийных источников, с которыми был связан магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Области аномальной мантии, с которыми связан позднемезозойский и кайнозойский магматизм Центрально-Азиатской провинции внутриплитного магматизма, меняли свою конфигурацию в мелу и кайнозое. В начале раннего мела области аномальной мантии занимали пространство от 42 до 61° с. ш. (около 2000 км по широте). Возможно, в течение мела положение областей аномальной мантии было стационарным в пространстве. Магматизм провинции проявлялся в областях литосферы Евроазиатской плиты с пониженной мощностью, сопоставимой или меньшей мощности литосферы океанической коры. Позднемезозойские магмы в основном выплавлялись из гидратированных мантийных источников с изотопными составами PREMA и EM-II. В раннем кайнозое (50 млн л. н.) активность области аномальной мантии была значительно ниже, чем в раннем мелу. Магматические расплавы генерировались только в двух областях мантии — в очень локальной Южно-Хангайской горячей точке и, по-видимому, в довольно обширной (не менее 800 км по ширине) области мантии к северу и северо-востоку от неё. В целом аномальная мантия занимала пространство от 46 до 59° с. ш. — ~ 1300 км по широте. Выплавлялись магмы типа OIB, источники магматизма были слабо гидратированы и характеризовались изотопным составом типа PREMA и EM1. В миоцене в мантии, вероятно, был новый «выброс» разогретого разуплотнённого аномального вещества, который привёл к резкой активизации магматизма и расширению размеров вулканической провинции до 2000 км по широте. Литосфера во всех вулканических областях характеризовалась малой мощностью, в т. ч. и вдоль всей траектории Евразии над Южно-Хангайской горячей точкой.

Представленные результаты исследований являются новыми и вносят существенный вклад в науки о Земле. Они опубликованы в ведущих реферируемых периодических изданиях (Геотектоника, Геохимия, Петрология, Геология рудных месторождений, Доклады РАН) и представлялись на российских и международных конференциях, внедряются в практику геологических работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В. Вещественная эволюция пермо-триасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // Петрология. – 2004. – Т. 12. – № 4. – С. 339–353.
- Анастасиев Н.С., Злобина О.Н. Рудокласты галенита в верхнедевонской молассе Тувинского межгорного прогиба // Продукты разрушения гидротермальных построек в колчеданных районах. – Свердловск: УрО АН СССР, 1991. – С. 75–181.
- Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И. и др. Фторидно-сульфатные и хлоридно-сульфатные солевые расплавы карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия // Петрология. – 1998. – Т. 6. – № 3. – С. 307–315.
- Багдасаров Ю.А. Фосфорно-редкометалльные карбонатиты Белозиминского массива (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. – 2002. – Т. 44. – № 2. – С. 148–159.
- Бартыев А.С., Боброва Н.В., Ковалёв К.Р., Мельгунов С.В. Стратиформное свинцово-цинковое месторождение Солчур Тувинского прогиба // Геология и геофизика. – 1990. – № 6.
- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 7, 8. – С. 8–28.
- Берзина А.П., Сотников В.И., Берзина А.Н., Гимон В.О. Особенности магматизма медно-молибденовых месторождений разных геодинамических обстановок // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 7, 8. – С. 235–251.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Цветков А.А. и др. Магматические ассоциации, формации, серии. // Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. – М.: Наука, 1987. – С. 7–18.
- Борисенко А.С., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984. – 172 с.
- Борисенко А.С. Палеогидрогеологический контроль размещения эпитептермального оруденения Алтае-Саянской складчатой области // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпитептермального рудообразования. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1990. – С. 74–85.
- Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и её роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 1. – С. 82–93.
- Бухаров Н.С. Кембрийский магматизм востока Тувы на примере некоторых структурных зон // Материалы по геологии ТувАССР. – Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1974. – Вып. III. – С. 23–41.
- Бухаров Н.С., Зайков В.В. Вулканогенные комплексы Восточной Тувы и их металлогенические особенности // Геология и геофизика. – 1979. – № 11. – С. 67–75.
- Васильев Б.Д., Дружков В.П., Красиков А.И., Боярко Г.Ю. Золотое оруденение в зоне Хемчикско-Куртушибинского глубинного разлома (Тува) // Рудные формации и месторождения Сибири. – Томск: ТГУ, 1979. – С. 91–95.
- Веселовский Р.В., Галле И., Павлов В.Э. Палеомагнетизм траппов долин рек Подкаменная Тунгуска и Котуй: к вопросу о реальности послепалеозойских относительных перемещений Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Физика Земли. – 2003. – № 10. – С. 78–94.
- Владькин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов (Монгольская Народная Республика). – М.: Наука, 1981. – 136 с.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А. и др. Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны // Петрология. – 2007. – № 1. – С. 37–60.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А. Sm-Nd-изотопный возраст и природа источника ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау // Докл. АН. – 2003. – Т. 391. – № 3. – С. 378–382.
- Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлёв Д.З., Аношин Г.Н. Вещественный состав и возраст пенчгинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский кряж // Петрология. – 2005. – Т. 11. – № 2. – С. 145–163.
- Врублевский В.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Гетнер И.Ф., Юдин Д.С., Крупчатников В.И. Раннепалеозой-

- ский щелочной магматизм Алтая: ^{40}Ar - ^{39}Ar геохронологические данные для пород комплекса Эдельвейс // Докл. АН. – 2009. – Т. 427. – № 1. – С. 96–100.
- Геологические формации Монголии.* – М.: Шаг, 1995. – 180 с.
- Гибиер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б. и др.* Поздневендский возраст Хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 8. – С. 1179–1185.
- Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н.* Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. – М.: Наука, 1978. – 220 с.
- Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И.* Поведение редкоземельных элементов и иттрия на заключительных этапах дифференциации фторсодержащих магм // Геохимия. – 2005. – № 1. – С. 45–59.
- Гречищев О.К., Щербakov Ю.Г., Оболенский А.А.* Геохимическая последовательность и закономерность развития крупного Улуг-Танзекского редкометалльного месторождения // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. – СПб.: Горный ин-т, 1998. – С. 101–109.
- Гречищев О.К.* Богатые руды Улуг-Танзекского месторождения: условия локализации, морфология, генезис и возможности освоения // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества: Науч. тр. ТуВИКОПР СО РАН. – Кызыл: ТуВИКОПР СО РАН, 2004. – С. 93–97.
- Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Рассказов С.В., Маркова М.Е., Ясныгина Т.А., Малых Ю.М.* Литосферный контроль позднекайнозойского магматизма на границе Тувино-Монгольского массива, Прихубсугулье, Северная Монголия // Петрология. – 2007. – Т. 15. – № 1. – С. 93–100.
- Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С.* Геология Западной Монголии. – М.: Наука, 1980. – 196 с.
- Дергунов А.Б.* Каледониды Центральной Азии. – М.: Наука, 1989. – 192 с.
- Дистанов Э.Г., Оболенский А.А.* Металлогенетическое развитие Центрально-Азиатского подвижного пояса в связи с его геодинамической эволюцией // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 7, 8. – С. 252–269.
- Добрецов Н.Л.* Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. – 1997. – Т. 354. – № 2. – С. 220–223.
- Дуранте М.В., Зоненшайн Л.П., Горегляд А.В. и др.* Геологическое положение Хан-Богдинского массива щелочных пород в МНР // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1976. – № 4. – С. 85–104.
- Жукова И.А., Литасов Ю.Д., Дучков А.Д., Новиков Д.Д.* Проблема генезиса кайнозойских базальтов центральной и северной Монголии по данным изотопов гелия и петрохимии // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 2. – С. 204–215.
- Зайков В.В., Рогов Н.В., Анастасиев Н.С. и др.* Ордовикский вулканизм Восточной Тувы // Материалы по геологии Тув. АССР. – Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1971. – Вып. 2. – С. 3–21.
- Зайков В.В.* Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976. – 128 с.
- Зайков В.В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданосных зон Урала и Сибири). – М.: Наука, 1991. – 206 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И. и др.* Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. – 1973. – № 5. – С. 3–21.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. – Т. 2. – 334 с.
- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х.* Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – № 7. – С. 685–699.
- Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.* Проблема углеродистого метасоматоза и рассеянной золотоносности осадочно-метаморфических пород // Советская геология. – 1984. – № 11. – С. 52–60.
- Изох А.Э., Вишневский А.В., Калугин В.М. и др.* Петрология и геодинамическая позиция Урэгнурской пикритовой вулканоплутонической ассоциации (Западная Монголия) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещ. – Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2007. – Т. 1, вып. 5. – С. 89–91.
- Казанский А.Ю.* Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2002. – 25 с.
- Казанский А.Ю., Метёлкин Д.В., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В.* Палеомагнетизм пермо-триасового траппового комплекса Кузнецкого прогиба // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – № 11. – С. 1107–1120.
- Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики, м-б 1:1 500 000 / Под ред. А.Л. Яншина.* – М.: ГУГК СССР, 1989.
- Карташов П.М., Волошин А.В., Похомовский Ю.А.* О зональном кристаллическом гадолините из щелочно-гранитных пегматитов Халдзан-Бурэтэй (Монгольский Алтай) // Зап. ВМО. – 1993. – № 3. – С. 65–79.

- Кебезинская П.К., Кебезинская К.Б., Пухтель И.С. Sm-Nd возраст океанических офиолитов Баянхонгорской зоны (МНР) // Докл. АН СССР. – 1991. – Т. 316. – № 3. – С. 718–721.
- Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы / Под ред. И.В. Лучицкого. – М.: Наука, 1970. – 158 с.
- Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П. и др. Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). – М.: Наука, 1971. – 240 с.
- Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. – Новосибирск: Наука, 1977. – 207 с.
- Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В. Петрохимическая зональность и проблема реконструкции геодинамических обстановок (на примере монгольского отрезка Евразийского позднепалеозойского вулканического пояса) // Геотектоника. – 1983. – № 6. – С. 13–29.
- Коваленко В.И., Горегляд А.В., Царёва Г.М. Халдзан-Бурэгтэйский массив — новое проявление редкометалльных щелочных гранитоидов МНР // Докл. АН СССР. – 1985. – Т. 280. – № 4. – С. 954–959.
- Коваленко В.И., Царёва Г.М., Горегляд А.В. и др. Геология и петрография щелочных редкометалльных гранитоидов Халдзан-Бурэгтэйского массива (Монгольский Алтай) // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1989. – № 9. – С. 25–35.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. – 1996 а. – № 8. – С. 699–713.
- Коваленко В.И., Пухтель И.С., Ярмолюк В.В. и др. Sm-Nd изотопная систематика офиолитов Озёрной зоны (Монголия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1996 б. – Т. 4. – № 2. – С. 3–10.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др. Магматические породы и источники магм офиолитов Озёрной зоны (Монголия) // Петрология. – 1996 в. – Т. 4. – № 5. – С. 453–495.
- Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В., Соловьёв А.В. Миграция центров вулканизма Южно-Хангайской горячей точки по палеомагнитным данным // Геотектоника. – 1997. – № 3. – С. 66–73.
- Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. – 1999. – Т. 7. – № 4. – С. 401–429.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. – 1999. – № 3. – С. 21–41.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В., Иванов В.Г., Ковач В.П., Козловский А.М., Костицын Ю.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометалльного магматизма Центральной Азии // Петрология. – 2002. – Т. 10. – № 3. – С. 227–253.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: петрология и геохимия // Петрология. – 2003 а. – Т. 11. – № 3. – С. 227–254.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика. – 2003 б. – Т. 44. – № 12. – С. 1280–1293.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Халдзан-Бурэгтэйский массив щелочных и редкометалльных магматических пород: строение, геохронология и геодинамическое положение в каледонидах Западной Монголии // Петрология. – 2004 а. – Т. 12. – С. 456–472.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Вариации источников магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород Халдзан-Бурэгтэйской группы массивов (Западная Монголия) по изотопным (неодим, стронций и кислород) и геохимическим данным // Петрология. – 2004 б. – Т. 12. – № 6. – С. 563–585.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Геология, геохронология и геодинамика Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов в южной Монголии // Геотектоника. – 2006. – № 6. – С. 52–72.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М. и др. Два типа источников магм редкометалльных щелочных гранитоидов // Геология рудных месторождений. – 2007. – Т. 49. – № 6. – С. 506–534.
- Коваленко Д.В., Чернов Е.Е. Палеомагнетизм карбон-пермских магматических комплексов южной части Монголии // Физика Земли. – 2008. – № 5. – С. 81–96.
- Коваленко В.И., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. Отношения элементов-примесей как отражение смеси источников и дифференциации магм щелочных гранитоидов и базитов Халдзан-Бурэгтэйского и одноименного редкометалльного месторождения, Западная Монголия // Петрология. – 2009 а. – Т. 17. – № 2. – С. 175–196.
- Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др. Кислые апаитовые расплавы островных дуг, активных континентальных окраин и внутриплитных континентальных обстановок (по данным изучения рас-

- плавных включений в минералах и закалочных стекол пород) // Петрология. – 2009 б. – Т. 17. – № 4. – С. 437–456.
- Козарко Л.Н. Щелочной магматизм и обогащённые мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // Геохимия. – 2006. – № 1. – С. 5–13.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Лебедев В.И., Сугоракова А.М., Яковлева С.З. Возраст пост-коллизийного магматизма ранних каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // Докл. РАН. – 1998. – Т. 360. – № 4. – С. 514–517.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. – 2001. – № 3. – С. 22–43.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озёрной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. – 2002. – № 2. – С. 80–92.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. – 2003. – Т. 11. – № 5. – С. 491–512.
- Козловский А.М., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Наумов В.Б. Пантеллеритовые расплавы хребта Тост в Южной Монголии: химический состав, элементы-примеси и летучие компоненты (данные изучения расплавных включений) // Петрология. – 2005. – Т. 13. – № 1. – С. 19–40.
- Козловский А.М. Позднепалеозойский рифтогенный бимодальный магматизм южной Монголии: состав, источники и эволюция расплавов (на примере хребтов Ноён и Тост Гобийского Тянь-Шаня): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М., 2006. – 29 с.
- Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Ковач В.П. Источники базальтоидного магматизма в условиях рифтогенеза на активной континентальной окраине (на примере бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост позднепалеозойской Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, Южная Монголия) // Петрология. – 2006. – № 5. – С. 18–32.
- Конев А.А., Воробьёв Е.И., Лазебник К.А. Минералогия Мурунского щелочного массива. – Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. – 222 с.
- Коптева В.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О. Строение верхней части разреза офиолитов Баян-Хонгорской зоны Монголии // Геотектоника. – 1984. – № 6. – С. 39–53.
- Коренева В.Н., Зарайский Г.П., Граменицкий Е.Н. Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий. – 2004. – Т. 2. – С. 125–134.
- Коробейников А.Ф. Закономерности образования и размещения нетрадиционных комплексных золото-платиноидных месторождений в различных структурах земной коры. (Геологические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых: Обзор / АО «Геоинформмарк»). – М., 1994. – 61 с.
- Коробейников В.П., Исаков В.М. Структура сопряжения Каахемской и Восточно-Тувинской зон и формирование древнего желоба-разлома // Геология и геофизика. – 1981. – № 11. – С. 18–28.
- Коробейников В.П., Ковязина Т.А. Ультрабазит-базитовая ассоциация хр. Куу-Тайга и её место в истории развития Восточной Тувы // Зональность и условия локализации магматизма и рудных месторождений Сибири. – Новосибирск: СНИИГимС СО РАН, 1988. – С. 156–168.
- Коробейников В.П., Ковязина Т.А. Позднерифейско-кембрийская стадия развития Восточной Тувы // Результаты региональных геолого-геофизических исследований Сибири. – Новосибирск: СНИИГимС СО РАН, 1989. – С. 57–73.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. – 1997. – Т. 5. – № 4. – С. 227–239.
- Критерии прогнозной оценки территорий на твёрдые полезные ископаемые / Марков К.А., Михайлов Б.М., Предтеченский Н.Н. и др.; под ред. Д.В. Рундквиста. – Л.: Недра, 1978. – 607 с.
- Кузубный В.С. Кызыл-Таштыгский ареал — эталон тумматтайгинского вулканического комплекса (Восточная Тува). – Новосибирск: СНИИГимС, 1995. – 134 с.
- Кузнецова Л.Г., Загорский В.Е. Поведение редкоземельных элементов в апосланцевых литиеносных метасоматитах Этыкинского рудного поля (Восточное Забайкалье) // Геохимия. – 2001. – № 2. – С. 188–196.
- Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В. Тектоническая эволюция структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы в венде-кембрии по палеомагнитным данным // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 7. – С. 1042–1051.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Мезозойские граниты Чубачинского массива тукурингского комплекса (Джугджуро-Становая складчатая область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. – 2001. – Т. 9. – № 4. – С. 417–432.

- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. О возрасте Катугинского Та-Nb месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометалльной металлогенической эпохи // Докл. РАН. – 2002. – Т. 383. – № 6. – С. 807–811.
- Леонтьев А.Н., Литвиновский Б.А., Гаврилова С.П., Захаров А.А. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981. – 318 с.
- Летников Ф.А., Савельева В.Б., Аникин Ю.В., Смагунова М.М. Высокоуглеродистые тектониты — новый тип концентрирования золота и платины // Докл. РАН. – 1996. – Т. 347. – № 6. – С. 795–796.
- Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Геохронология магматизма Ермаковского бериллиевого месторождения (Западное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. – 2010. – Т. 52. – № 2. – С. 126–152.
- Месторождения Забайкалья: в 2-х книгах. – М.: Геоинформмарк, 1995.
- Метёлкин Д.В., Гордиенко И.В., Жао Х. Палеомагнетизм нижнемеловых вулканитов Забайкалья: свидетельство в пользу мезозойских сдвиговых перемещений в структуре Центральной Азии // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – № 12. – С. 1404–1417.
- Моссаковский А.А. Оrogenные структуры и вулканизм Евразии и их место в процессе формирования континентальной коры. – М.: Наука, 1975. – 318 с.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. – 1993. – № 6. – С. 3–33.
- Нагибина М.С. Плюм-тектонические мезозойские структуры Монголии // Геотектоника. – 1999. – № 4. – С. 21–36.
- Науом В.Б., Коваленко В.И., Бабанский А.Д., Толстых М.Л. Генезис андезитов по данным изучения расплавных включений в минералах // Петрология. – 1997. – Т. 5. – № 6. – С. 654–665.
- Никитчин П.А., Рогов Н.В., Елизаров Л.И. и др. Отчёт о работах центральной геологической партии № 55 за 1959. – Т. 1. – Кызыл, 1960.
- Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Андреева И.А., Журавлёв Д.З. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: изотопно-геохимические характеристики и источники // Петрология. – 2002. – Т. 10. – № 2. – С. 168–188.
- Никифоров А.В., Болонин А.В., Сугоракова А.М. и др. Карбонатиты Центральной Тувы: геологическое строение, минеральный и химический состав // Геология рудных месторождений. – 2005. – Т. 47. – № 4. – С. 1–23.
- Никифоров А.В., Болонин А.В., Покровский Б.Г., Сугоракова А.М., Чугаев А.В., Лыхин Д.А. Геохимия изотопов (O, C, S, Sr) и Rb-Sr-возраст карбонатитов Центральной Тувы // Геология рудных месторождений. – 2006. – Т. 48. – № 4. – С. 296–319.
- Никифоров А.В., Лыхин Д.А. Геохимия изотопов Sr и Nd в породах щелочно-ультраосновных массивов Восточно-Саянской провинции // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Российской конф. по изотопной геохронологии. – М., 2006. – Т. 2. – С. 60–63.
- Озерова Н.А., Борисенко А.С., Виноградов В.И. и др. Источники серы ртутных месторождений Алтае-Саянской складчатой области // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1986. – С. 156–171.
- Онтеев Д.О. Геология комплексных редкоземельных месторождений. – М.: Недра, 1984.
- Павлов В.Э., Галле И., Шаццлло А.В., Водовозов В.Ю. Палеомагнетизм нижнего кембрия долины нижнего течения р. Лена — новые ограничения на кривую кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и аномальное поведение геомагнитного поля в начале фанерозоя // Физика Земли. – 2004. – № 2. – С. 28–49.
- Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А. и др. Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // Докл. АН. – 2000. – Т. 372. – № 1. – С. 80–85.
- Покровский Б.Г., Жидков А.Я. Источники вещества ультракалиевых щелочных пород Сыннырского и Южно-Сакунского массивов Забайкалья по изотопным данным // Петрология. – 1993. – Т. 1. – № 2. – С. 195–204.
- Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В. и др. Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в K-Ar, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 1. – С. 55–64.
- Расс И.Т., Плечов П.Ю. Включения расплавов в оливинах оливин-мелилитовой породы, массив Гули, северо-запад Сибирской платформы // Докл. АН. – 2000. – Т. 375. – № 3. – С. 389–392.

- Рассказов С.В., Масловская М.Н., Скопинцев В.Г. и др. Позднепалеозойские субщелочные и редкометалльные гранитоиды юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. – Т. 44. – № 11. – 2003. – С. 1133–1144.
- Региональная петрохимия мезозойских интрузий Монголии. – М.: Наука, 1982. – 207 с.
- Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шарахшинов А.О. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья / Отв. ред. Г.В. Андреев. – Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000. – 224 с.
- Рипп Г.С., Бадмацзыренов М.В., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А. Новая карбонатитовая площадь в Северном Забайкалье // Петрология. – 2005. – Т. 13. – № 5. – С. 538–547.
- Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Вост. Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. – 2006. – № 2. – С. 3–33.
- Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П. и др. Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озёрной зоны западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология. – 2009 а. – Т. 17. – № 5. – С. 470–508.
- Руднев С.Н., Ковач В.П., Изох А.Э. и др. Раннепалеозойский интрузивный магматизм Озёрной зоны Западной Монголии: U-Pb и Sr-Nd изотопные исследования гранитоидов и габброидов // Материалы IV Российской конф. по изотопной геологии. – СПб.: ИП Каталкина, 2009 б. – Т. II. – С. 128–130.
- Рудные формации Тувы / Зайков В.В., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г., Гречищева В.Н., Кужугет К.С. / Отв. ред. акад. В.А. Кузнецов // Тр. ИГиГ АН СССР. Сер. Эндогенные рудные формации Сибири: Вып. 466. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981. – 201 с.
- Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А. и др. Тектоника Икат-Баргузинской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 171–196.
- Рыцык Е.Ю., Амелин Ю.В., Крымский Р.Ш. и др. Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. – Т. 2. – М.: ГЕОС, 1999. – С. 265–267.
- Рязанцев А.В. Офиолиты Баянхонгорской зоны в структуре палеозойской Монголии // Докл. РАН. – 1994. – Т. 336. – № 6. – С. 651–654.
- Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Котов А.Б. и др. Метаморфическая история гранулитов курультинского блока (Алданский щит): результаты U-Pb датирования единичных зёрен циркона // Докл. РАН. – 2004. – Т. 398. – № 2. – С. 239–243.
- Самойлов В.С., Аракелянц М.М. Позднемезозойский магматизм Гобийского Алтая и его структурное положение // Геотектоника. – 1989. – № 3. – С. 96–104.
- Самойлов В.С., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Пахольченко Ю.А. Геохимические и изотопные характеристики и магматические источники раннемеловых высококальциевых трахибазальтов Гоби-Алтайской рифтовой зоны (на примере грабенов хр. Арц-Богдо) // Геохимия. – 1998. – № 12. – С. 1203–1216.
- Серебро-сурьмяная рудная формация. Ч. 1. Геология, минералогия, эндогенная зональность оруденения: / Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Оболенский А.А., Лебедев В.И., Бедарев Н.П., Боровиков А.А., Дыщук М.Ю., Коляда А.Я., Морцев Н.К. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1992. – 189 с.
- Склярёв Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 12. – С. 1409–1427.
- Тектоника Монгольской Народной Республики. – М.: Наука, 1974. – 285 с.
- Типы магм и их источники в истории Земли. Редкометалльный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования / Под ред. О.А. Богатикова, В.И. Коваленко. – М.: ИГЕМ РАН, 2006. – Ч. 2. – 280 с.
- Фёдорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского батолита. – М.: Наука, 1977. – 150 с.
- Хераскова Т.Н., Томуртоого О., Хаин Е.В. Офиолиты и верхнедокембриско-нижнепалеозойские образования Озёрной зоны хребта Дариби (Западная Монголия) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1985. – № 6. – С. 25–31.
- Хераскова Т.Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии. – М.: Наука, 1986. – 247 с.
- Хомяков А.П., Семёнов Е.И. Гидротермальные месторождения фторкарбонатов редких земель. – М.: Наука, 1971.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П. Палеомагнитология. – Л.: Недра, 1982. – 312 с.

- Царёва Г.М., Коваленко В.И., Целин А.И., Наумов В.Б. Виллиомит в природных кислых аггаитовых магмах и условия его кристаллизации (данные изучения расплавных включений) // Докл. АН. – 1991. – Т. 319. – № 5. – С. 1198–1201.
- Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 1. – С. 156–180.
- Черезов А.М., Широких Н.И., Васьков А.С. Структура и зональность жильных гидротермальных месторождений в разрывных зонах. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1992. – 103 с.
- Черезов А.М., Лебедев В.И., Черезова О.С. Серповидные рудоконтролирующие тектонические блоки в структурах герцинского и мезозойского этапов (на примере Тувы) // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 12. – С. 73–77.
- Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Фефелов Н.Н. Голоценовый вулканизм в Центральной Монголии и Северо-Восточном Китае: асинхронное декомпрессионное и флюидное участие мантии // Вулканология и сейсмология. – 2007. – № 6. – С. 19–45.
- Чучко В.Н., Сарбаа Я.В., Шульга В.К. Стратиграфия кембрийских образований междуручья Сыстыг-Хем-Чапшы // Материалы по геологии Тувинской АССР. – Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1969. – Вып. 1. – С. 10–22.
- Чучко В.Н. К вопросу о возрасте таннуольского комплекса Северо-Восточной Тувы // Материалы по геологии Тувинской АССР. – Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1971. – Вып. 2. – С. 22–37.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А., Коваленко В.И., Богина М.М. Раннекембрийские нижнекоровые базитовые гранулиты и эклогиты (на примере образований Кольского полуострова и Южного Присаянья) // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 1. – С. 94–112.
- Шипунов С.В. Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли. – 1995. – № 4. – С. 67–74.
- Шурига Т.Н., Гайдукова В.С., Нечелюстов Г.Н. Микронеоднородность редкометалльных минералов из субщелочных метасоматитов // Проблемы генетической и прикладной минералогии. – М.: Наука, 1990. – С. 186–195.
- Щеглов А.Д. Синхронный рифтогенез и оруденение // Геология рудных месторождений. – 1997. – Т. 39. – № 2. – С. 115–126.
- Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. – М.: Наука, 1985. – 325 с.
- Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии // Тр. Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геол. экспедиции. – Вып. 49. – М.: Наука, 1990.
- Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. – М.: Наука, 1983. – 198 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Олдоне М. и др. Петрология и геохимия базальт-трахириолит-командитовых ассоциаций Северной Монголии // Изв. АН СССР, Сер. геол. – 1990. – № 5. – С. 2–23.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. 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., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника. – 1997. – № 5. – С. 18–32.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. – 2000. – № 2. – С. 43–64.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. – 2000. – № 5. – С. 1–27.
- Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Бор-мин Джань, Занвилевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандмирова Г.П. Этапы формирования и источники щелочно-гранитного магматизма Северомонгольского-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. – 2001. – Т. 9. – № 4. – С. 351–380.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озёрной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. – 2002. – Т. 387. – № 3. – С. 387–392.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. – 2003 а. – Т. 44. – № 12. – С. 1305–1320.

- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Петрология*. – 2003 б. – Т. 11. – № 6. – С. 556–586.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Докл. АН*. – 2003. – Т. 389. – № 3. – С. 354–359.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Докл. АН*. – 2006. – Т. 410. – № 5. – С. 657–662.
- Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. Эволюция вулканизма Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое и кайнозое // *Вулканология и сейсмология*. – 2007. – С. 3–28.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др. Изотопный состав коры герцинид Южной Монголии: к обоснованию герцинского этапа ювенильного корообразования // *Докл. АН*. – 2007 а. – Т. 416. – № 6. – С. 804–809.
- Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднемеловой-раннекайнозойский вулканизм Южной Монголии — след Южно-Хангайской горячей точки мантии // *Вулканология и сейсмология*. – 2007 б. – № 1. – С. 3–31.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Лебедев В.И., Энжин Г. Возраст формирования Хангайского батолита и проблема батолитообразования в Центральной Азии // *Докл. АН*. – 2008 а. – Т. 423. – № 1. – С. 92–98.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козловский А.М., Котов А.Б., Лебедев В.И. Геохронология магматических пород и специфика формирования позднепалеозойской Южно-Монгольской активной окраины Сибирского континента // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. – 2008 б. – Т. 16. – № 2. – С. 59–80.
- Barberi F., Ferrara G., Santacrose R. et al. A Transitional Basalt-Pantellerite Sequence of Fractional Crystallization, Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // *J. Petrol.* – 1975. – Vol. 16. – P. 22–56.
- Badarch G., Dickson Cunningham W., and Windley B. A New Terrane Subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic Crustal Growth of Central Asia // *J. of Asian Earth Science*. – 2002. – Vol. 21. – P. 87–110.
- Beck M.E. Paleomagnetic Record of Plate-Margin Tectonic Processes Along the Western Edge of North America // *J. Geophys. Res.* – 1980. – Vol. 85. – P. 7115–7131.
- Besse J., Courtillot V. Apparent and True Polar Wander and the Geometry of the Geomagnetic Field over the last 200 Myr // *J. Geophys. Res.* – 2002. – Vol. 107. – № 11. – P. 6–31.
- Bowen N.L. Phase Equilibria Bearing on the Origin and Differentiation of Alkaline Rocks // *Amer. J. Sci.* – 1945. – Vol. 248-A. – P. 75–89.
- Cargill. Report on the Oyu Tolgoi Exploration License, South Gobi Region. – Mongolia: Report to Ivanhoe Mines Ltd, 2002. – (unpublished).
- Chuan Lin Zhang, Xian Hua Li, Zheng Xiang Li et al. A Permian Layered Intrusive Complex in the Western Tarim block, Northwestern China: Product of a ca. 275-ma mantle plume? // *J. of Geology*. – 2008. – V. 116. – № 3. – P. 269–287.
- Civetta L., D'Antonio M., Orsi G., Tilton G.R. The Geochemistry of Volcanic Rocks from Pantelleria Island, Sicily Channel: Petrogenesis and Characteristics of the Mantle Source Region // *J. Petrol.* – 1998. – Vol. 39. – № 8. – P. 1453–1491.
- Condie K.C., Rosen O.M. Aurentia–Siberia Connection Revisited // *Geology*. – 1994. – Vol. 22. – P. 168–170.
- Demarest H.H., Jr. Error Analysis for the Determination of Tectonic Rotation from Paleomagnetic Data // *J. Geophys. Res.* – 1983. – Vol. 88. – P. 4121–4328.
- Dergunov A.B., Kovalenko V.I., Ruzhentsev S.V., Yarmolyuk V.V. Tectonics, Magmatism, and Metallogeny of Mongolia // London and New York: Routledge. Taylor and Francis Group. – 2001. – P. 288.
- Dijkstra A.H., Brouwer F.M., Cunningham W.D. et al. Late Neoproterozoic Proto-Arc Ocean Crust in the Dariv Range, Western Mongolia: a Supra-Subduction Zone End-Member Ophiolite // *J. Geol. Soc.* – London, 2006. – Vol. 163. – P. 363–373.
- Donnelly K.E., Goldstein S.L., Langmuir C.H., Spiegelman M. Origin of Enriched Ocean Ridge Basalts and Implications for Mantle Dynamics // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2004. – Vol. 226. – P. 347–366.
- Dunbar N.W., Kyle P.R. Volatile Contents of Obsidian Clast in Tephra from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand: Implications to Eruptive Processes // *J. Volcan. Geotherm. Res.* – 1992. – Vol. 49. – P. 127–145.

- Enkin R.J., Yang Z., Chen Y., Courtillot V.* Paleomagnetic Constraints on the Geodynamic History of the Major Block of China from the Permian to Present // *J. Geophys. Res.* – 1992. – Vol. 97. – B 10. – P. 13953–13989.
- Ewart A., Taylor S.R., Capp A.C.* Geochemistry of the Pantellerites of Mayor Island, New Zealand // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1968. – Vol. 18. – P. 116–140.
- Gasparik T., Litvin Y.A.* Experimental Investigation of the Effect of Metasomatism by Carbonatic Melt on the Composition and Structure of the Deep Mantle // *Lithos.* – 2002. – Vol. 60. – P. 129–143.
- 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. Geophys. Res.* – 1997. – Vol. 102. – P. 17713–17727.
- Goodenough K.M., Upton B.G.J., Ellam R.M.* Geochemical Evolution of the Ivigtut Granite, South Greenland: a Fluorine-Rich «A-type» intrusion // *Lithos.* – 2000. – Vol. 51. – № 6. – P. 205–221.
- Gustafson L.B., and Hunt J.P.* The Porphyry Copper Deposit at El Salvador, Chile // *Economic Geology.* – 1975. – Vol. 70. – P. 857–912.
- Hakard F., Cogne J.P., Kravchinsky V., Carporzen L., Bayasgalan A., Lkhagvadorj P.* New tertiary paleomagnetic pole from Mongolia and Siberia at 40, 30, 20, and 13 Ma: clue on the inclination shallowing problem in central Asia // *J. Geophys. Res.* – 2007. – Vol. 112. – № B02101.
- Hemley J.J., Montoya J.W., Marinenko J.W., and Luce R.W.* Equilibria in the System $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ and Some General Implications for Alteration-Mineralization Processes // *Economic Geology.* – 1980. – Vol. 75. – P. 210–228.
- Holliday J., McMillan C., and Tedder I.* Discovery of the Cadia Ridgeway Gold-Copper Porphyry Deposit // *New Generation Gold: Australian Mineral Foundation Conf.* – Perth, 1999. – P. 101–109.
- Hofmann A.W.* Mantle Geochemistry: the Message from Oceanic Volcanism // *Nature.* – 1997. – Vol. 385. – № 16. – P. 219–229.
- Houghton B.F., Weaver S.D., Wilson C.J.N., Lanphere M.A.* Evolution of a Quaternary Peralkaline Volcano: Mayor Island, New Zealand // *J. Volcan. Geotherm. Res.* – 1992. – Vol. 51. – P. 217–236.
- Huang B., Otofujii Y., Zhu R., Shi R., Wang Y.* Paleomagnetism of Carboniferous Sediments in the Hexi Corridor: its Origin and Tectonic Implications // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2001. – Vol. 194. – P. 135–149.
- Ionov D.* Mantle Structure and Rifting Processes in the Baikal-Mongolia Region: Geophysical Data and Evidence from Xenoliths in Volcanic Rocks // *Tectonophysics.* – 2002. – Vol. 351. – P. 41–60.
- Jahn B-m., Wu F., Chen B.* Massive Granitoid Generation in Central Asia: Nd Isotope Evidence and Implication for Continental Growth in the Phanerozoic // *Episodes.* – 2000. – Vol. 23. – P. 82–92.
- Juras S.J.* AMEC Technical Report, Oyu Tolgoi. – Mongolia: Report to Ivanhoe Mines Ltd, 2003. – (unpublished).
- Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T.* Relative Depletion of Niobium in Some Arc Magmas and the Continental Crust: Partitioning of K, Nb, La and Ce During Melt/Rock Reaction in Upper Mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1993. – Vol. 120. – P. 11–134.
- Khashgerel B.E., Rye R.O., Hedenquist J.W., Kavalieris I.* Geology and Reconnaissance Stable Isotope Study of the Oyu Tolgoi Porphyry Cu-Au System, South Gobi, Mongolia // *Econ. Geol.* – 2006. – Vol. 101. – P. 503–522.
- Kirschvink J.L.* The Least-Squares Line and Plane and the Analysis of Paleomagnetic Data // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* – 1980. – Vol. 62. – P. 699–718.
- Kirwin D.J.* Technical Notes Concerning BHP's Oyu Tolgoi Project, South Gobi. – Mongolia: Report to Ivanhoe Mines Ltd, 1999. – (unpublished).
- Kovalenko V.I., Tsaryeva G.M., Goreglyad A.V. et al.* The Peralkaline Granite-Related Haldzan-Buregtey Rare Metal (Zr, Nb, REE) Deposit, Western Mongolia // *Econ. Geol.* – 1995. – Vol. 90. – P. 530–547.
- Kozakov I.K., Kotov A.V., Kovach V.P., Sal'nikova E.V.* Crustal Growth in the Geologic Evolution of the Baidaric block, Central Mongolia: Evidence from Sm-Nd Isotopic Systematic // *Petrology.* – 1997. – Vol. 5. – № 3. – P. 201–207.
- Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Cogne J.-P.* Paleomagnetic Study of Vendian and Early Cambrian Rocks of South Siberia and Central Mongolia: was the Siberian Platform Assembled at this Time? // *Precambrian Research.* – 2001. – Vol. 110. – P. 61–92.
- Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J-P, Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S.* Palaeomagnetism of the East Siberian Traps and Kimberlites: Two New Pole and Palaeogeographic Reconstructions at about 360 and 250 Ma // *Geophys. J. Int.* – 2002. – Vol. 148. – P. 1–33.
- Kuzmin D.V., Chupin V.P.* Volatiles and Trace Elements in the Melts of the Trachybasalt-Comendite Bimodal Series from the Tsagan-Khurtey Ridge, West Transbaikalia // *Abstracts. XVI European Current Research On Fluid Inclusions, Porto.* – 2001. – P. 249–252.

- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.A.* Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram // *J. Petrol.* – 1986. – Vol. 27. – P. 745–750.
- Liu Y., Anderson A.T., Wilson C.J.N. et al.* Mixing and Differentiation in the Oruanui Rhyolitic Magma, Taupo, New Zealand: Evidence from Volatiles and Trace Elements in Melt Inclusions // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2006. – Vol. 151. – P. 71–87.
- Lowenstern J.B., Mahood G.A.* New Data on Magmatic H₂O Contents of Pantellerite, with Implications for Petrogenesis and Eruptive Dynamics at Pantelleria // *Bull. Volcanol.* – 1991. – Vol. 54. – P. 78–83.
- Macdonald R.* Nomenclature and Petrochemistry of the Peralkaline Oversaturated Extrusive Rocks // *Bull. Volcanol.* – 1974. – Vol. 38. – P. 498–516.
- Manske S.L., and Paul A.H.* Geology of a Major New Porphyry Copper-Cente in the Superior (Pioneer) District, Arizona // *Economic Geology.* – 2002. – Vol. 97. – P. 197–220.
- Mahood G.A., Baker D.R.* Experimental Constraints on Depths of Fractionation of Mildly Alkalic Basalts and Associated Felsic Rocks: Pantelleria, Strait of Sicily // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1986. – Vol. 93. – P. 251–264.
- Mattinson J.M.* A Study of Complex Discordance in Zircons Using Step-Wise Dissolution Techniques // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1994. – Vol. 116. – P. 117–129.
- McCulloch M.T., Gamble J.A.* Geochemical and Geodynamical Constraints on Subduction Zone Magmatism // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1991. – Vol. 102. – P. 358–374.
- McFadden P.L., Jones D.L.* The Fold Test in Palaeomagnetism // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* – 1981. – V. 67. – P. 53–58.
- Nelson S.A., Hegre J.* Volkan Las Navagas, a Pliocene-Pleistocene Trachite-Peralkaline Rhyolite Volcano in the Northwestern Mexican Volcanic belt // *Bull. Volkanol.* – 1990. – Vol. 52. – P. 186–204.
- Nielsen T.F.D., Solovova I.P., Veksler I.V.* Parental Melts of Melilitolite and Origin of Alkaline Carbonatite: Evidence from Crystallised Melt Inclusions, Gardiner complex // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1997. – Vol. 126. – P. 341–344.
- Oversaturated Peralkaline Volcanic Rocks* / Eds. Bailey D.K., Barberi F., Macdonalds R. // *Bull. Volkanol.* (Special Issue). – 1974. – Vol. 38. – P. 498–860.
- Perello J., Cox D., Garamjav D., Sandorj S., Diakov S., Schissel D., Munkhbat T., and Oyun G.* Oyu Tolgoi, Mongolia: Siluro-Devonian Porphyry Cu-Au-(Mo) and High-sulfidation Cu Mineralization with a Cretaceous Chalcocite blanket // *Economic Geology.* – 2001. – Vol. 96. – P. 1407–1428.
- Pfänder J., Kroner A., Kozakov I., Oydup Ch., Todt W.* Early Paleozoic Oceanic Crust in Central Asia: A Back-Arc Type Ophiolite Zone in Tuva (South Siberia) // *Intern. Ophiolite symp.* (10–16.08. Dulu, Finland). – 1998.
- Pfänder J.A., Jochum K.P., Kozakov I. et al.* Coupled Evolution of Back-Arc and Island Arc-Like Mafic Crust in the Late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: Evidence from Trace Element and Sr-Nd-Pb Isotope Data // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2002. – Vol. 143. – P. 154–174.
- Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.A., De Waele B., Mazukabzov A.M.* Paleomagnetism and Geochronology of Mafic Dykes in South Siberia, Russia: the First Precisely Dated Early Permian Paleomagnetic Pole from the Siberian Craton // *Geophysical J. Int.* – 2006.
- Rasskazov S., Taniguchi H., Goto A., Litasov K.* Magmatic Expression of Plate Subduction Beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic // *Northeast Asia studies.* – 2004. – Vol. 9. – P. 179–219.
- Reyes A.G.* Petrology of Philippine Geothermal Systems and Application of Alteration Mineralogy to Their Assessment // *J. of Volcanology and Geothermal Research.* – 1990. – Vol. 43. – P. 279–309.
- Salters V.J.M., Stracke A.* Composition of the Depleted Mantle // *Geochem., Geophys., Geosist.* – 2004. – Vol. 5. – № 5. – P. 1–27.
- Sindern S., Zaitzev A., Demeny A. et al.* Mineralogy and Geochemistry of Silicate Dyke Rocks Associated with Carbonatites from the Khibina Complex (Kola, Russia) — Isotope Constraints on Genesis and Small-Scale Mantle Sources // *Mineralogy and Petrology.* – 2004. – Vol. 80. – P. 215–239.
- Smethurst M.A., Khranov A.N., Torsvik T.H.* The Neoproterozoic and Paleozoic Palaeomagnetic Data for the Siberian Platform: from Rodinia to Pangea / *Earth-Science Reviews.* – 1998. – Vol. 43. – P. 1–24.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes: Magmatism in the Ocean Basins // *Geol. Soc. London. – Spac. Publ.*, 1989. – Vol. 42. – P. 313–346.
- Takahashi Y., Arakawa Y., Oyungere S., Naito K.* Geochronological data of granitoids in the Bayankhongor area, central Mongolia // *Bull. Geol. Soc. Japan.* – 2000. – V. 51. – P. 167–174.
- Tseveendorj D., and Garamjav D.* About Ancient Copper Mining and Processing in Mongolia. – Ulaanbaatar: Academy of Science, Archeological Institute Proceedings Series 19, 1999. – P. 17–21.

- Van Hinsbergen D., Straathof G.B., Kuiper K.F., Cunningham W.D., Wijbrans J.* No Vertical Axis Rotation During Neogen Transpressional Orogeny in the NE Gobi Altai: Coinciding Mongolian and Eurasian Early Cretaceous Apparent Polar Paths // *Geophys. J. Int.* – 2008. – № 173. – P. 105–126.
- Van Velthuizen J., Chao G.* Griceite, LiF, a new mineral species from Mont Saint-Hilaire, Québec // *Canadian Mineralogist.* – 1989. – Vol. 27. – P. 125–127.
- Wainwright A.J., Tosdal R.M., Forster C., Kavalieris I., Crane D., and Kirwin D.* Stratigraphic and U-Pb Constraints on the Oyu Tolgoi Porphyry Cu-Au Deposits, Mongolia // *Geological Society of Nevada Conference (15–18.05.2005, Reno, Nevada, Poster).* – 2005. – P. 92.
- Workman R.K., Hart S.R.* Major and Trace Element Composition of the Depleted MORB mantle (DMM) // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2005. – Vol. 231. – P. 53–72.
- Wu F., Jahn B., Wilde S., Sun D.* Phanerozoic Crustal Growth: U-Pb and Sr-Nd Isotopic Evidence from the Granites in Northeastern China // *Tectonophysics.* – 2000. – Vol. 328. – P. 89–103.
- Yang Z., Fleck M., Smith M., Tao K., Song R., Zhang P.* The Crystal Structure of Natural Fe-Rich Chevkinite-(Ce) // *Eur. J. Mineral.* – 2002. – Vol. 14. – P. 969–975.
- Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M.* 3D S-wave Velocity Pattern in the Upper Mantle Beneath the Continent of Asia from Rayleigh Wave Data // *Phys. Earth and Planet.* – Inter., 2003. – Vol. 138. – P. 263–278.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kozlovsky A.M. et al.* Crust-Forming Processes in the Hercynides of the Central Asian Foldbelt // *Petrology.* – 2008. – Vol. 16. – № 7. – P. 679–709.
- Zhao X., Coe R.S., Zhou Y., Wu H., Wang J.* New Paleomagnetic Results from Northern China: Collision and Suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics.* – 1990. – Vol. 181. – P. 43–81.
- Zijderveld J.D.A. A.C.* Demagnetization of Rocks: Analysis of Results // *Methods in Palaeomagnetism* / Ed. Collinson D.W., Creer K.M. – Amsterdam, a. o. Elsevier Publ. Co., 1967. – P. 254–286.
- Zindler A., Hart A.* Chemical Geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* – 1986. – Vol. 14. – P. 493–571.

Тематический план самостоятельных изданий ТуВИКОПР СО РАН на 2012 г.,
утверждённый Бюро НИСО РАН

Научное издание (коллективная монография)
Утверждено к печати Учёным советом ТуВИКОПР СО РАН

Авторский коллектив: *В.И. Лебедев — докт. геол.-мин. наук; Ярмолюк В.В. — акад. РАН;*
Коваленко Д.В. — докт. геол.-мин. наук; Монгуш А.А. — канд. геол.-мин. наук;
Сугоракова А.М. — канд. геол.-мин. наук; Ойдул Ч.К. — канд. геол.-мин. наук;
Прудников С.Г. — канд. геол.-мин. наук; Кужугет К.С. — канд. геол.-мин. наук;
Ковач В.П. — докт. геол.-мин. наук; Козаков И.К. — докт. геол.-мин. наук;
Котов А.Б. — докт. геол.-мин. наук; Леснов Ф.П. — докт. геол.-мин. наук;
Симонов В.А. — докт. геол.-мин. наук; Козловский А.М. — канд. геол.-мин. наук;
Кудряшова Е.А. — канд. геол.-мин. наук; Никифоров Д.В. — канд. геол.-мин. наук;
Рычкова К.М. — канд. геол.-мин. наук; Энжи Г. — канд. геол.-мин. наук;
Кужугет Р.К., Лебедев Н.И., Лебедева М.Ф., Горбунов Д.П., Горшкова Л.К.,
Дружкова Е.К., Эрдэнэжаргал Ч. и др.

КОРОМАНТИЙНЫЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ БЛАГОРОДНО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ В МЕТАЛЛОГЕНИИ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО СЕКТОРА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА:

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО БАЗОВОМУ КОНКУРСНОМУ ПРОЕКТУ 7.5.2.8

НАУЧНЫЙ РУКОВОДИТЕЛЬ И ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
ДОКТОР ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ НАУК В.И. ЛЕБЕДЕВ

Редактор оригинал-макет, вёрстка *О.С. Черезова*
Технические редакторы: *О.С. Черезова, А.А. Черезов, С.С. Лемешева*
Подготовка графики: *Л.А. Непомнящая, О.С. Черезова*
Корректоры: *Л.А. Непомнящая, С.С. Лемешева*
Программист (размещение
и поддержка в интернете) *А.А. Черезов*

Подписано к печати 25.12.2012
Формат 70×108/16
Гарнитуры: «Arial», «Times New Roman»
Печать лазерная
Усл. печ. л. 19,6. Уч.-изд. л. 15,8

Тираж 100 экз. + [Электрон. ресурс]
Заказ 127

Федеральное государственное учреждение науки
Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов
Сибирского отделения Российской академии наук
(ТуВИКОПР СО РАН)

667007, Кызыл, Респ. Тыва,
ул. Интернациональная, 117-а
<http://www.ipc-publisher.ru>