

**ГЕОДИНАМИКА,
МАГМАТИЗМ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
Кольивань-Томской**

СИБИРСКОГО СОЮЗА УЧЕНЫХ

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ
МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
КОМИТЕТ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ ПО НОВОСИБИРСКОЙ ОБЛАСТИ
РЕГИОНАЛЬНАЯ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ ПРОГРАММА «СИБИРЬ»

SIBERIAN BRANCH
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
UNITED INSTITUTE OF GEOLOGY, GEOPHYSICS AND MINERALOGY
MINISTRY OF NATURAL RESOURCES OF RUSSIAN FEDERATION
COMMITTEE FOR NATURAL RESOURCES OF NOVOSIBIRSK REGION
REGIONAL SCIENTIFIC AND TECHNICAL PROGRAM «SIBERIA»

**GEODYNAMICS,
MAGMATISM,
AND METALLOGENY
OF THE KOLYVAN'-TOMSK
FOLD ZONE**

Scientific editor
Doctor of Geology & Mineralogy *O. P. Ivanov*

NOVOSIBIRSK
PUBLISHED BY SPC UIGGM
SIBERIAN BRANCH OF RAS
1999

ГЕОДИНАМИКА, МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Научный редактор
доктор геол.-мин. наук *О. П. Иванов*

НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО СО РАН
НИЦ ОИГГМ
1999

Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны / Сотников В. И., Федосеев Г. С., Кунгурцев Л. В. и др. [Науч. ред. д. г.-м. н. О. П. Иванов]. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 227 с.

Обобщены и интерпретированы с позиции тектоники литосферных плит данные по геологии, петрологии и металлогении Колывань-Томской складчатой зоны (КТСЗ). Детально охарактеризованы контрастные магматиты, обосновано выделение двух петрогенетически автономных гранитоидных и нескольких габброидных (дайковых) комплексов. Впервые получены многочисленные изотопные датировки (Ar-Ar, Rb-Sr) по магматитам КТСЗ. Составлена корреляционная схема магматических образований с учетом особенностей геологической эволюции прилегающих регионов. Проанализирована рудная минерализация КТСЗ с выделением соответствующих рудных формаций и комплексов. Проведено металлогеническое районирование ее территории.

Для специалистов в области геодинамики, магматизма и металлогении.

Summarizes and interprets a large body of data on geology, petrology, and metallogeny of the Kolyvan'-Tomsk fold zone (KTFZ) in the context of plate tectonics. The contrast magmatites are characterized in detail, the separation of two petrogenetically independent granitoids and some gabbroid (dike) complexes is justified. For the first time we obtained abundant isotopic datings (Ar-Ar, Rb-Sr) on magmatites of the KTFZ. A correlational scheme of magmatic formations was compiled with regard to the peculiarities of geologic evolution of adjacent territories. Ore occurrence of the KTFZ was analyzed and appropriate ore formations and complexes were distinguished. Metallogenic zonation of the territory has been carried out.

The monograph is of interest to scientists dealing with problems of geodynamics, magmatism and metallogeny.

Авторский коллектив:

*В. И. Сотников, Г. С. Федосеев, Л. В. Кунгурцев, А. С. Борисенко,
А. А. Оболенский, И. П. Васильев, В. О. Гимон*

Рецензенты:

канд. геол.-мин. наук *Е. В. Черняев* (Томский политехнический ун-т)
д-р геол.-мин. наук *Л. В. Алабин* (ИГ СО РАН)

Колывань-Томская складчатая зона (КТСЗ), представленная комплексами обширного задугового бассейна в тылу островодужной системы, слагающей фундамент юго-восточной части Западно-Сибирской плиты, прошла сложный и длительный путь геологического развития. Это обусловило формирование здесь разнообразных структурно-вещественных комплексов: островодужных (D_2-C_1), коллизионных (C_2-T_1) и внутриплитовых (T_2-Q). Интенсивные процессы скупивания и гранитообразования привели к развитию достаточно мощной сиалической коры в структурах КТСЗ, которые начиная со среднего триаса выступают в роли фундамента молодой Западно-Сибирской платформы.

Общая изученность палеозойского фундамента, несмотря на геологическую съемку м-ба 1:200 000, выполненную в пределах всего региона, съемки м-бов 1 : 50 000 и 1 : 25 000 на отдельных площадях и разнообразные тематические работы, относительно невысокая. Это в полной мере касается и многих вопросов магматизма и металлогении, которые рассматриваются в монографии.

Основная цель работы — детальный анализ магматизма КТСЗ на уровне магматических комплексов и корреляция его проявлений как в пределах самой складчатой зоны, так и с магматическими образованиями сопредельных геологических структур. Магматический комплекс рассматривается как петрогеохимически родственная породная ассоциация, характеризующаяся генетическим единством, общим стилем геологического и геодинамического развития и временной общностью. С этих позиций особое внимание уделялось гранитоидам, а также мелким телам базитов, которые в пределах КТСЗ рядом исследователей все еще относятся к так называемым дайкам второго этапа. По своему возрастному положению, источникам вещества, петрогеохимическим особенностям и характеру проявления подобные дайковые породы рассматриваются авторами в качестве самостоятельных петрогенетически автономных магматических образований.

При крайне слабой обнаженности территории КТСЗ и практическом отсутствии наблюдаемых геологических взаимоотношений между магматитами разных комплексов решение одной из основных поставленных задач — корреляции магматических образований с соседними регионами — во многом определило ведущий методический подход работы, связанный с широким использованием методов изотопной геохронологии. Имевшиеся до этого К-Аг определения в силу специфики поведения данной изотопной системы давали только самое приблизительное представление о возрастных рубежах магматических событий. При этом во многих случаях в связи с большим разбросом имевшихся

датировок оставалось неопределенным представление о возрасте ряда магматических образований.

Изотопно-геохронологические исследования авторов базировались на двух методах: Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar . Предпочтение отдавалось последнему, так как ^{40}Ar - ^{39}Ar изотопная система менее подвержена влиянию наложенных геологических процессов. В основном анализировались мономинеральные фракции, тщательно отобранные под бинокуляром, чем достигалась необходимая чистота проб. Одновременно уменьшалась навеска анализируемого материала, а для ее анализа в лаборатории радиогенных и стабильных изотопов ОИГГМ СО РАН была разработана оригинальная высокочувствительная установка [Травин, 1994].

Использование Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar методов позволило скорректировать общую схему развития магматизма в КТСЗ, уточнить возрастное положение отдельных магматических комплексов и последовательность их формирования, а также получить ряд изотопных датировок, заставляющих критически проанализировать некоторые существующие геологические представления по магматизму региона.

Была принята систематика магматических образований, учитывающая развитие в КТСЗ геодинамические комплексы. Анализ магматических комплексов, выполненный с учетом геодинамических обстановок их проявления, включает рассмотрение геолого-структурной позиции и закономерностей размещения магматических образований, их петрохимических, геохимических и металлогенических особенностей. Завершен он составлением схемы корреляции магматических комплексов КТСЗ, непосредственно прилегающих районов Северо-Западного Салаира и сопредельных регионов (Горный и Рудный Алтай). При этом использованы многочисленные изотопно-геохронологические данные как авторов, так и опубликованные в последнее время.

Для диагностики магматических пород и отнесения их к конкретному магматическому комплексу при практической работе геологов-съемщиков авторы предлагают применять комплекс экспрессных петрогеохимических, минералогических и физико-химических методов. Набор рекомендуемых дискриминантных признаков апробирован нами на примере дополнительного обоснования самостоятельности приобского и барлакского гранитоидных комплексов КТСЗ.

Метаморфические образования на рассматриваемой территории, кроме зеленокаменного преобразования кембрийских и некоторых девонских вулканогенных толщ, представлены в основном приконтактово-измененными породами в зонах влияния гранитоидных массивов. Поэтому самостоятельного значения при расшифровке возрастной последовательности и корреляции эндогенных процессов они не имеют и в данной работе кратко характеризуются только по литературным данным. Особенности автометасоматоза и ранних высокотемпературных постмагматических изменений в ряде случаев привлекались для полноты характеристики условий развития конкретных магматических образований (массивов и комплексов).

В заключительных главах монографии с позиций рудно-формационного анализа рассматривается разнотипное оруденение КТСЗ и прилегающих районов Салаира, осуществлено выделение здесь рудных комплексов, рудных поясов, зон и узлов. Приводится предварительная оценка их перспективности с выделением наиболее экономически значимых рудных формаций. Особое внимание уделено золоторудной минерализации, обоснованию перспектив выделения ее новых типов, признаки которых, по мнению авторов, имеются в данном регионе.

Все аналитические работы проводились в лабораториях ОИГГМ СО РАН: изотопные исследования выполнили В. А. Пономарчук, В. А. Травин, В. Ю. Киселева; рентгенофлуоресцентный силикатный анализ — А. Д. Киреев; нейтронно-активационный — В. С. Пархоменко; рентгенофлуоресцентный — М. С. Мельгунов; гамма-спектрометрический — А. С. Степин; физико-химические — А. Н. Берзина. Компьютерная обработка информации выполнена Г. С. Федосеевым и В. О. Гимомом.

В процессе работы авторам неоднократно пришлось обращаться в различные производственные, учебные и научные организации, сотрудники которых предоставили необходимые картографические и полевые материалы, каменные коллекции и шлифотеки, а также участвовали в обсуждении промежуточных результатов совместных полевых исследований. Авторы благодарны геологам В. И. Беляеву, В. В. Нечаеву, А. М. Лапе, И. М. Брусенцеву и Н. И. Хубльдиковой; кандидатам геол.-мин. наук А. И. Глотову, А. Н. Берзиной, С. А. Каргапову, А. Ю. Казанскому, В. Б. Дергачеву, А. М. Козлову, В. К. Чистякову, Б. Д. Васильеву, Е. И. Черняевой и Е. В. Черняеву; докторам геол.-мин. наук В. А. Кутолину, В. П. Ковалеву, А. П. Кривенко и В. Л. Хомичеву, а также В. Ю. Киселевой и В. Ф. Коненко. Авторы признательны доктору геол.-мин. наук А. Г. Владимирову за предоставленные неопубликованные материалы по абсолютной геохронологии магматических комплексов сопредельных территорий Горного и Рудного Алтая, кандидату геол.-мин. наук Г. А. Боровиковой и Т. Я. Потапьевой, осуществившим большую работу по подготовке мономинеральных фракций для изотопно-геохимического анализа, а также Л. И. Свириденко и Г. П. Руденко, выполнившим чертежные работы.

Не претендуя на окончательное решение всех поставленных в книге вопросов, в каждом конкретном случае авторы постарались дать подробный анализ накопленных и вновь полученных данных с позиций концепции тектоники литосферных плит, изотопного датирования и разнообразия типов геодинамических обстановок.

Монография издается при финансовой поддержке Комитета природных ресурсов по Новосибирской области МПР России и Региональной научно-технической программы «Сибирь».

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Историю геологического изучения палеозойских образований в пределах Колывань-Томской складчатой зоны по характеру, целям, интенсивности и детальности проводимых работ можно условно разделить на пять периодов: I — до 1888 г. (начальный), II — с 1888 по 1917 г. (дореволюционный), III — с 1920 по 1956 г. (послереволюционный), IV — с 1956 по 1991 г. (дореформенный) и V — после 1991 г. (реформаторский). Основные результаты выполненных работ в определенной степени отражены в опубликованной литературе. Однако большая (и не менее интересная) информация содержится в фондах различных производственных и научных организаций в виде отчетов и пояснительных записок (см. прил.), что и обусловило более углубленное рассмотрение наиболее значимых фондовых работ (ссылки на них помечены звездочкой).

Основой для написания данной главы явились многотомники «Геологическая изученность СССР» [т. 18, 1964–1978] и «История геологического исследования Сибири» В. А. Обручева [1931, 1933, 1934, 1937, 1944], а также объяснительные записки к геологическим картам разного масштаба. На работы узкоспециализированной направленности ссылки имеются в разделах, посвященных магматизму, геодинамике и металлогении. При изложении материала мы старались придерживаться авторской терминологии, давая необходимые пояснения и уточнения в скобках. Для каждого периода (начиная со второго) вначале приводятся сведения об исследовании Новосибирского Приобья, затем — окрестностей г. Томска, при этом предпочтение отдается не хронологической, а пообъектной схеме изложения. Из геохимических, гидрогеохимических и геофизических работ, проводившихся преимущественно при крупномасштабных съемках на участках проявлений рудных полезных ископаемых, упомянуты только те, которые касаются территории КТСЗ в целом или отдельных относительно крупных ее частей.

В первый период (период первопроходцев, посланников, естествоиспытателей и путешественников) исследования, за редким исключением, представляли собой путевые заметки этнографического и физиографического характера и скорее относятся к разряду общеознакомительных. По данным В. А. Обручева [1931, 1933], отдельные районы КТСЗ были посещены Д. Г. Мессершмидтом (1721 г.), И. Г. Гмелиным (1738–1742 гг.), П. С. Палласом (1770–1772 гг.), И. Г. Георги и И. П. Фальком (1771 г.), Е. М. Л. Патреном (1795 г.) и другими исследователями. В материалах, написанных главным образом на иностранных языках, встречаются лишь отрывочные упоминания о находках на территории

КТСЗ гранитов, каменных углей, яшм, вакк, известняков, порфиритов и сланцев. Из значимых работ этого периода В. А. Обручев [1931] отмечает публикации П. С. Палласа, впервые обнаружившего органические остатки в глинистых сланцах на правом берегу р. Томи (район г. Томска) и Б. Ф. Германа (1797–1801 гг.), описавшего ряд обнажений палеозойских пород между городами Барнаулом и Томском и указавшего на находки каменного угля в окрестностях г. Томска. После этого появилось первое сообщение о находках россыпного золота в Томской губернии [Об открытии..., 1829]. Г. А. Эрман (1833 г.) охарактеризовал крутопадающие глинистые сланцы по р. Оби у ст. Кольвань и отметил крупные глыбы гранита у ст. Ояш. Э. К. Гофманом и Г. П. Гельмерсеном (1835 г.) по р. Берди описаны уголь и белые кварцевые песчаники. Позднее (1843 г.) Э. К. Гофман упоминает известняки с девонскими окаменелостями (р. Иня) и глинистые сланцы (район г. Томска). В 1834 г. А. Соколовским, выделившим в КТСЗ формации глинистых и тальково-хлоритовых сланцев и на Салаире формацию кристаллических известняков, содержащую диабазы и порфиры, обе эти территории были объединены в Обско-Томский краж. Фрагментарные упоминания о палеозойских породах КТСЗ в этот период связаны с развитием золотопромышленности в Западной Сибири и поисками рудного золота [Росляков и др., 1987*].

Можно констатировать, что геологические наблюдения были направлены главным образом на поддержание возникающего горного промысла Сибири и поэтому проводились в непосредственной близости от действующих заводов, а также в районах заброшенных древних рудников и так называемых «чудских» копей. В конце периода были осуществлены крупные экспедиции, организованные не только Российской академией наук, но также Русским географическим обществом и его Иркутским и Омским отделами. В результате этого в научные и учебные центры России были доставлены большие коллекции минералов, горных пород, руд, ископаемой флоры и фауны. Простая регистрация геологических фактов постепенно уступает место теоретическим обобщениям в виде очерков геологического строения отдельных регионов.

Летопись целенаправленного геологического изучения (**второй период**) палеозойских пород в пределах КТСЗ следует, по-видимому, начинать с И. Д. Черского, проводившего в 1885 г. региональные геологические работы вдоль Сибирского тракта от Байкала до Урала и пришедшего (на основе прямых аналогий и тектонических обобщений) к выводу о древнем (архейско-силурийском) возрасте дубровинских гнейсов и кольванских гранитов, равно как и остальных пород, обнажающихся вдоль р. Оби от пос. Кольвань до пос. Дубровино [Обручев, 1934]. Он детально описал песчаники и глинистые сланцы в районе г. Томска, каменноугольный возраст которых был установлен А. М. Зайцевым и А. Н. Державиным в 1896 г. Дальнейший повышенный интерес к изучению описываемого региона в этот период связан с изыскательскими работами по строительству Сибирской железной дороги. Но долгое время исследования ограничивались отдельными маршрутами и посещением имеющих несколько десятков естественных обнажений.

О. И. Билль [1895], проводивший поиски и изучавший железорудные (бурые железняки) проявления и угольные месторождения, впервые охарактеризовал выходы долеритов по рекам Мостовой, Издревой и Ине. В его работе со-

держатся сведения о первых находках флоры и фауны в районе с. Ордынского. По р. Оби, в районе будущего г. Новосибирска, он описал обнажения гранитов, указав на присутствие среди них и сиенитов.

В 1892–1895 гг. А. М. Зайцевым [1896] впервые детально исследованы выходы гранитоидов и вмещающих пород по р. Оби от д. Ташара до д. Кругликова. Он обратил внимание на крупнозернистость, порфирированность и гнейсовидность обских гранитов. В гнейсах им установлены варьирующие количества биотита, роговой обманки и пироксена. В одних местах наблюдались постепенные переходы гранитов в гнейсы, в других — пересечение гнейсов гранитами. Из дайковых пород отмечены диабазовые и авгитовые порфириды. Позднее автор углубил петрографическое изучение гнейсов, продолжая считать их архейскими. В гнейсах и известняках им описаны жилы и линзы белого кварца. А. А. Иностранцев [1898] также склонялся к мнению об архейском возрасте гранитоидов.

В 1891–1910 гг. геологические работы в пределах Новосибирского Приобья и окрестностей г. Томска проводились несколькими исследователями, посещавшими фактически одни и те же обнажения и каменоломни (карьеры). А. Н. Державин [1895, 1896, 1898] изучил геологическое строение междуречья Оби и Томи. Им зарисованы нижнекарбонные глинистые сланцы и субвулканические образования в районе Буготакских сопок. Разрозненные выходы Гусинобродской дайки он описал как «булки диабазы». Наряду с салаирскими гранитами (Улантовский массив), изучались граниты Новосибирского и Обского массивов. Исследуя Дубровинский участок, он пришел к выводу о последевонском возрасте песчано-глинистых пород, вмещающих обские гранитоиды.

Г. Г. фон Петц [1896], указывая на зависимость наблюдаемых форм рельефа от геологического строения, отмечал, что кристаллические породы (кольванские граниты и гнейсы), в отличие от глинистых, глинисто-тальковых, глинисто-хлоритовых сланцев и слюдяных песчаников, занимают в регионе исключительно положительные формы рельефа. Позднее им охарактеризованы буготакские кварцевые и фельзитовые порфиры, а также угленосные образования Горловского прогиба. Работая в зоне сочленения КТСЗ и Северо-Западного Салаира, автор пришел к выводу о различной ориентировке тектонических движений, сформировавших данные области с ортогональным соотношением простираний главных структур.

В 1903–1912 гг. М. Э. Янишевский [1915], обобщив материалы по томским глинистым сланцам, установил согласное их соотношение с верхнедевонскими отложениями и обосновал их нижнекаменноугольный возраст, расчленив на основании определений фауны брахиопод и пеллеципод на отложения визейского и турнейского ярусов. Впервые он отметил наличие в сланцах «диабазовых жил», проявление которых связывал с дизъюнктивными дислокациями. Автор полагал, что этими жилами прорываются также и граниты Обско-Кольванского массива, для которого подчеркиваются признаки конкордантности. Л. А. Ячевский [1904] описывает золотосодержащие сланцы, а В. А. Обручев [1909] упоминает о продолжающейся золотодобыче в верховьях р. Ушайки (окрестности г. Томска). Первое петрографическое описание и два химических анализа томских дайковых базитов приводит Ф. И. Шнелль [1915].

В целом данный период характеризуется невысокой степенью геологической изученности региона. Были получены первые сведения о строении палеозойских

образований КТСЗ, описаны наиболее часто встречающиеся магматические породы, разведано и сдано в эксплуатацию несколько месторождений глин, песков и углей. Заложены основы промышленности строительных материалов и определены наиболее важные геологические объекты для дальнейшего изучения.

Третий период. Резкий провал в геологических исследованиях, являющийся естественным рубежом второго и третьего периодов, связан с Октябрьской революцией и Гражданской войной. Планомерное и систематическое изучение Западной Сибири (в том числе КТСЗ) началось с 1921 г., после создания Сибирского геологического комитета (1918 г.) и организованного на его базе Западно-Сибирского треста, а затем районного геологоразведочного управления (1936 г.), преобразованного в том же году в Западно-Сибирское геологическое управление. С учетом специфики геологического строения региона и потребностей народного хозяйства основное внимание в данный период уделялось поиску и разведке нерудных полезных ископаемых (особенно углей и торфов). История геологических исследований начала этого периода подробно рассмотрена В. А. Обручевым [1944].

В 1921 г. приступил к своим многолетним исследованиям Б. Ф. Сперанский [1927, 1933, 1948а,б,в], изучивший Горловский угленосный бассейн и представивший первую геологическую карту (двухсотверстного масштаба) со стратиграфическими подразделениями (угленосные горловская и шадринская свиты, нижнекаменноугольные мергелистая и известняковая свиты, верхнедевонские рассолкинские слои, среднедевонская эффузивно-осадочная толща). Глинистые сланцы (сероцветные осадочные породы), среди которых располагается Горловский бассейн, отнесены им к инской формации (позднее — инская серия). Приведены первые представления о тектоническом строении региона. В это же время В. А. Парамонов [1922*] провел маршрутные исследования в Каменско-Ордынском Приобье, описав средне- и верхнедевонские толщи и выделив сильно дробленный пласт каменного угля в каменноугольно-пермских отложениях по речке Ельцовке. Н. А. Боговаров [1935*] дал первую стратиграфическую схему палеозоя Новосибирского Приобья. Н. Н. Чернышева [1937*] невысоко оценила палеозойские отложения КТСЗ с позиции их нефтеносности, что было подтверждено более поздними исследованиями.

К. Г. Тюменцев [1931*] и А. Д. Писцов [1931*] изучали граниты в Мочищенском карьере, которые, по их мнению, являются продолжением Кольванского массива. Следует отметить, что их предположение нашло геохимическое и геохронологическое подтверждение спустя почти 70 лет [Федосеев и др., 1998*; Сотников и др., 1999]. А. А. Оносовская [1931*], исследуя Бугринский и Кривошековский карьеры, детально описала крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты Новосибирского массива. Позднее М. К. Бельштерли [1933] дал геохимическую и петрографическую характеристику гранитоидов, которые он отнес к гранит-гранодиоритовому ряду.

Е. Н. Иванов [1933*], описывая террасы четвертичных отложений по р. Оби, отметил участие известняков, сланцев, песчаников, порфиритов и туфов в строении палеозойского ложа. В юго-западной части КТСЗ условно выделены чингисская (D_2), спиринская (D_3-C_1), ордынская (C_1) и караканская ($C-P$) свиты [Врачинская, 1933*].

Обобщив имеющиеся данные, А. И. Гусев [1934] составил геологическую карту правобережья р. Оби (район г. Новосибирска) и представил стратиграфическую схему, включающую эффузивную (D_{1-2}) и терригенно-осадочную инскую (D_3) формации. В составе первой им описаны альбитофиры, кварцевые порфиры, авгитовые и миндалекаменные порфириты, несущие явные признаки динамометаморфизма и зеленокаменного изменения. В составе инской формации выделены иниодендровые, споритосовые и шиферные слои. Возраст Обско-Колыванской гранитной интрузии определен как посленижнекарбонный. Отмечено преимущественное развитие порфировидных гранитов, а в краевых частях массива — кварц-роговообманковых диоритов. В гранитах установлено преобладание альбит-олигоклаза над калинатовым полевым шпатом. В карьере Борок встречены многочисленные ксенолиты плагиоклаз-диопсидовых и кварц-олигоклаз-ортоклаз-биотитовых роговиков, а также инъекции гранитов во вмещающие породы. Описаны дайки аплитов, диоритов, диорит-порфиритов, кварцевых и андезит-порфиров, а также пегматитовые жилы с сульфидной минерализацией (пирит, халькопирит и молибденит) и крупные блоки гнейсовидных роговиков (с пиритом и скаполитом). Автор пришел к выводу об образовании дубровинских гнейсов за счет вмещающих пород в экзоконтактной зоне гранитного массива: «песчаники превратились в гнейсы, глинисто-песчанистые породы — в гнейсовидные роговики, а мергелистые породы — в светлые и темные кварц-плагиоклаз-диопсидовые роговики с пиритом» [Гусев, 1934, с. 41]. Наиболее молодыми он считал мезозойские протеробазы и долеритовые диабазы Гусинобродской, Издревской, Мостовской и друких даек. Отмечено несколько рудопроявлений коренного и россыпного золота, а также незначительные (2–26 г/т) содержания серебра в кварцевых жилах. С использованием этих материалов позднее была составлена геологическая карта м-ба 1 : 200 000 [Матвеевская, 1941*].

Обстоятельная свodka по геологии окрестностей г. Новосибирска сделана Ю. А. Кузнецовым [1935*]. В ней описаны известняковая (ϵ_2) и печеркинская (ϵ_3) формации, формация метаморфических сланцев (ϵ_3-D), расчлененная инская формация (D_2-C_1) и продуктивный (угленосный) пермо-карбон ($C-P_1$). В составе интрузивной формации выделены каледонские диорит-диабазы, варисские граниты и мезозойские протеробазы. Впервые отмечена молибден-вольфрамовая минерализация в кварцевых жилах карьера Борок [Верхоланцев, 1936*]. Геофизическими методами определена форма Гусинобродской дайки, обозначен восточный контур Новосибирского массива, установлены глубина залегания и рельеф поверхности массива [Заблоцкая, Осотских, 1938а, б*]. Исследовано геологическое строение вдоль р. Оби от г. Камня-на-Оби до пос. Батурино; в сланцах по р. Порос собрана визейская фауна [Чернышева, 1937*]. А. В. Тыжнов [1940*] расчленяет интенсивно дислоцированные отложения девона и карбона, собранные в крутые складки, опрокинутые в сторону Кузбасса. В южной части КТСЗ выделены зеленокаменная эффузивно-пирогенная (D_2), эффузивная инская (D_3-C_1) и продуктивная (C_1-P_1) формации [Казаринов, 1941*].

В 1941–1943 гг. тематические и поисково-разведочные работы ведет А. Л. Матвеевская. Составленная ею карта м-ба 1 : 500 000 в общих чертах достаточно полно отражала основные закономерности строения палеозойских образований, однако возрастные соотношения вещественных формаций нужда-

лись, как это выяснилось позднее, в дальнейших уточнениях. В среднем девоне выделены буготакская и филихинская свиты; часть образований в ядрах антиклиналей отнесена к среднему кембрию (иковская свита). Данная схема использовалась при составлении карты м-ба 1 : 1 000 000 Б. Ф. Сперанским [1948а,б]. Он описал габбро и диориты в районе г. Камня-на-Оби, а также дайки диабазов и плагиоклазовых порфиритов, наиболее развитые в районе Буготакской антиклинали и в бассейне р. Укроп. Им было отмечено, что верхнепалеозойские гранитоиды образуют два типа тел — акмолиты и штоки, располагающиеся соответственно в сильно и слабо метаморфизованных отложениях инской серии. Кроме того, он указал на «зараженность» гранитоидов молибденитом, вольфрамитом и касситеритом. В Буготакско-Каменской структуре описаны грабен-синклиналь Горловского бассейна, Новосибирско-Дубровинское и Буготакское поднятия.

В это же время проводились работы по разведке касситеритовых россыпей [Петрусевич, 1945*], приуроченных к Кольванскому массиву, в пределах которого установлены кварцевые жилы с вольфрамитом и зоны грейзенизации с касситеритом. Впервые выделяется Обь-Енисейская складчатая зона, законченным складчатым выражением (геосинклиналью) которой считается Кольвань-Томская дуга (гряда), сходная по вещественному составу (флишевая фация глинистых и песчано-глинистых сланцев), магматизму (биотит-роговообманковые порфириовидные гранодиориты) и металлогенической специализации (редкометалльная и оловянная) со структурами Зайсанского района [Коровин, 1945]. Позднее выделяемая предыдущими исследователями Томь-Кольванская зона была названа Приобским сектором Западно-Сибирской геосинклинальной зоны [Сперанский, 1948б].

В 1950—1954 гг. работы металлогенической направленности на Кольванском и Барлакском массивах были продолжены А. Л. Матвеевской и Н. М. Пивнем. В пределах Кольванского массива ими обнаружена сульфидная (кварц-мусковитовые грейзены с галенитом, сфалеритом и халькопиритом) и олово-вольфрамовая (кварц-мусковит-топазовые грейзены с касситеритом, вольфрамитом и арсенопиритом) минерализация. В районе, непосредственно прилегающем к массиву, выявлено пять участков погребенных касситеритовых россыпей [Матвеевская, 1951*, 1954; Пивень, 1954*]. Д. В. Аброскин [1955*] с помощью геофизических методов уточнил погребенные контуры Барлакского массива и обозначил морфологические элементы домезозойского палеорельефа в районе Кольванского и Барлакского массивов. Над Барлакским и Пихтовским массивами установлены локальные отрицательные гравиметрические аномалии [Краснополов, 1956*]. Н. М. Пивнем [1957*] дана подробная геологическая характеристика Барлакского гранитного массива и близрасположенных касситеритовых россыпей (Калугинской, Июньской, Глубокой и др.), а также указано на генетическую связь оловооруденения с процессом грейзенизации. И. В. Дербигов [1952*], сопоставив геологическое строение и металлогению Северо-Западного Алтая и КТСЗ, пришел к выводу о качественном сходстве КТСЗ с Алтаем в отношении перспектив полиметаллического оруденения.

А. П. Смолин [1920*], исследуя окрестности г. Томска (по р. Томи, речкам Басандайке, Ушайке, Бол. и Мал. Киргизке), указал на промышленную значимость бурых углей Реженского месторождения. М. К. Коровин [1927] составил первую геологическую карту Томского региона. Нижнекаменноугольные отло-

жения региона изучались М. А. Усовым [1933, 1934], который выделил там несколько тектонических структур (Томский надвиг, Томскую антиклиналь и др.). Дайковые породы, прорывающие глинистые сланцы в окрестностях г. Томска, он отнес к юре и сопоставил их с кузбасскими магматитами.

В конце 30-х годов велись поисково-разведочные работы на Семилуженском месторождении сурьмы [Попов, 1939, 1939*]. Установлено, что оруденение (вкрапленность стибнита в гнездах и прожилках кварца) приурочено к зоне сильно дислоцированных и метаморфизованных сланцев палеозоя. Отмечены небольшие размеры зон минерализации, невыдержанность их по мощности, падению и простирацию. Впоследствии на месторождении выделено три типа руд: богатые кварцево-сурьмяные, брекчированные с рассеянной вкрапленностью (преобладают) и с гнездово-прожилковыми выделениями сурьмяного блеска [Мясников, 1949*]. Впервые выявлены признаки киноварного и золото-сурьмяного оруденения, составлена геологическая карта листа О-45 и издана объяснительная записка к ней [Хахлов, Рагозин, 1945*, 1946, 1949].

К. В. Иванов и М. И. Юдин [1950*] разработали стратиграфическую схему палеозоя, установили блоково-глыбовое строение палеозойского фундамента Западно-Сибирской низменности, отметили признаки разнообразного оруденения — полиметаллов, золота, сурьмы, киновари. Т. Ф. Васютинской [1952*] в юго-восточной части Томской области изучено 31 рудопоявление цветных и редких металлов, из которых два участка — Семилуженский (сурьма) и Ларинский (свинец) — рекомендованы для постановки поисковых работ.

Таким образом, третий период характеризуется постановкой планомерных геологических исследований в регионе. Колывань-Томская зона выделена и описана в качестве самостоятельной геолого-тектонической структуры, входящей в состав Алтае-Саянской складчатой области. Проведены первые ее сопоставления с Обь-Зайсанской геосинклиналью. Окончательно установлены границы КТСЗ и Горловского прогиба. Сделаны первые прогнозы в отношении некоторых полезных ископаемых и открыто большинство известных в настоящее время месторождений.

Начало **четвертого периода** связано с развертыванием специализированных поисковых и геолого-съёмочных работ по составлению геологических карт м-ба 1 : 200 000. С 1957 по 1967 г. осуществлена геологическая съёмка листов N-44-XII, N-44-XI, N-44-IX, N-44-XVIII, N-44-XVII и др. Изданы геологические карты листов N-44-IX, X и XII. По результатам съёмки составлены обобщающие сводки по геологии и металлогении КТСЗ [Колпакова и др., 1966*; Мартынов и др., 1966*]. Материалы работ этого периода послужили основой для разработки новых стратиграфических схем КТСЗ и Северо-Западного Салаира.

И. В. Дербиков [1957] отметил сходство геологического строения и металлогенических особенностей КТСЗ и Обь-Зайсанской геосинклинали, прогнозируя медно-колчеданный профиль оруденения пирогенно-осадочной серии среднего девона в северной и северо-восточной частях КТСЗ. Данное утверждение вызвало определенные возражения [Иванкин, 1958].

Т. Ф. Васютинской и др. [1959*] значительно уточнена существовавшая стратиграфическая схема для региона. В. А. Кутוליным [1959, 1960] инская серия в районе г. Новосибирска (вслед за А. В. Тыжновым [1940*]) расчленена на две

свиты — пачинскую и юргинскую. Этот же автор отметил, что внешне сходные граниты КТСЗ и северо-западной оконечности Салаира разновозрастны. А. С. Калугин [1954*] указал на ограниченную возможность нахождения богатых железных руд в пределах КТСЗ. Позднее этот регион оценен как малоперспективный на железо [Калугин, Корель, 1960*].

В. В. Жабин и др. [1961*] для КТСЗ выделили металлогенические ряды и составили регистрационную карту месторождений и рудопроявлений меди, свинца и цинка, указав на приуроченность полиметаллического и медного оруденения к полям эффузивно-туфогенных пород буготакской свиты и локализацию его в краевых зонах субвулканических тел альбитофиров и кератофиров. Оловянно-полиметаллическое оруденение, сопровождающееся вольфрам-молибденовой минерализацией в кварцевых жилах и зонах грейзенизации, связывалось этими авторами с варисскими гранитоидами. Дана предварительная оценка сульфидных рудопроявлений в юго-западной части КТСЗ [Евдокимов, 1961*]. В отношении поисков эндогенного борного оруденения КТСЗ оценена как бесперспективная [Калугина и др., 1961*].

Е. И. Домникова и др. [1962*] описали главные структуры центральной части КТСЗ, расчленили палеозойские отложения и детально охарактеризовали верхнедевонский магматический комплекс — габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и связанные с ними дайковые породы. Г. И. Хубльдиковым и др. [1962*] оценены перспективы региона на уран, бериллий, молибден, вольфрам, олово, титан, цирконий и другие полезные ископаемые в районе выступа Северного Барлакского массива.

На контакте с гранитами Обского массива Т. Ф. Васютинская и Д. В. Михайловский [1963] выделили биотитовые и кварц-плагиоклаз-полевошпатово-биотитовые гнейсы, содержащие турмалин. Ими отмечена сопутствующая гранитам редкометалльная минерализация. Послекарбонные дайки оливиновых габбро-долеритов, вскрытые скважиной у с. Вишневого, и габбро-диабазы, обнажающиеся по речке Кайлы, ниже с. Елтышево, и по правому берегу р. Томи, ниже с. Иткары, отнесены к единому магматическому комплексу длительного формирования в результате последовательного внедрения порций базальтовой магмы, меняющихся по составу в зависимости от процессов дифференциации и ассимиляции боковых пород. Уточнены контуры Барлакского, Кольванского и Орловского массивов; описаны триасовые долериты и долеритовые порфириты [Вериге, 1963*].

Р. Ф. Колпакова [1964] разработала стратиграфическую схему палеозоя КТСЗ, описала все известные здесь рудопроявления и месторождения полезных ископаемых. Ею выделены две фации палеозойских отложений — колывань-томская (отложения открытого моря — глинисто-сланцевые и песчано-сланцевые толщи) и зарубинская (прибрежно-морские отложения — песчано-глинисто-известковистые толщи).

В. Ф. Лоскутов [1965] выделил митрофановскую осадочно-вулканогенную свиту (D_2), слагающую ядерные части антиклинальных структур (Митрофановского антиклинария, Низовской и Зарубинской антиклиналей и др.). В составе свиты им описаны миндалекаменные порфириты, фельзиты, туфолавы и лавобрекчии альбитофиров. Высказано предположение о том, что диабазовые порфиры и альбитофиры имеют силловую природу. Среди верхнедевонских отложений

выявлены известково-песчано-глинистая стрельнинская, глинисто-известковистая (с фосфорсодержащими конкрециями в основании) пожаришевская, существенно известняковая глубокинская, известково-сланцевая пачинская, песчано-известково-сланцевая косоутесовская, сланцево-песчанистая подонинская и существенно песчанистая юргинская свиты. Охарактеризованы нижне- (C_{2-3}) и верхнебалахонская (P_1) углисто-алевролитно-песчаниковые свиты. Описан Томский надвиг, разделяющий отложения Кузбасса и КТСЗ. Сделана первая попытка реставрации палеогеодинамических обстановок, начиная с живетского яруса. Е. К. Вериги и С. К. Мареев [1965*] выделили Паутовскую и Вьюнскую зоны разломов, к которым приурочены авгитовые порфириды паутовского комплекса. Дана характеристика Обскому, Барлакскому, Кольванскому, Орловскому и Сенчанскому гранитоидным массивам.

Обобщив материалы геолого-поисковых работ с 1933 по 1966 г., Р. Ф. Колпакова и др. [1966*] составили металлогеническую карту КТСЗ и прилегающих территорий. Они показали, что магматические формации, связанные с определенными этапами тектонического развития, имеют различную металлогеническую специализацию: спилит-кератофировая — полиметаллическую, гранитоидная — молибденовую и олово-вольфрамовую, долеритовая — сурьмяно-ртутную и полиметаллическую. Наметили также ряд рудных участков для доизучения (Барлакский, Паутовский, Семилуженский и др.) и составили мелкомасштабную геолого-металлогеническую карту с элементами прогноза [Мартынов и др., 1966*].

Э. И. Большаков и др. [1966*] в пределах Барнаул-Каменского Приобья выявили кембрийские вулканогенно-осадочные образования, флишoidные (ϵ_3-O_1t), эффузивно-осадочные (D) и карбонатно-терригенные (C_1) отложения. В результате региональных гидрогеохимических исследований подземных вод составлена первая прогнозная гидрогеохимическая карта КТСЗ, прослежены зоны субширотных разрывных нарушений, вдоль которых группируются участки, перспективные на полиметаллическую, ртутную и олово-молибденовую минерализацию [Удодов и др., 1966*].

Мелкомасштабная карта с выделением КТСЗ в качестве зоны поздневарисской складчатости, в строении которой участвуют морские терригенные и прибрежно-морские терригенно-карбонатные отложения, составлена Р. Ф. Колпаковой и Л. Н. Сурадиной [1968*]. Из магматических пород установлены альбитофиры (D_2), габбро-диабазы (D_3), гранитоиды (PZ_3) и долериты (Т). Е. И. Домникова и Э. И. Большаков [1968] фаунистически обосновали среднедевонский возраст легостаевской и зелено-фиолетовой формаций, а также вулканогенно-осадочного комплекса с медно-свинцово-цинковой прожилково-вкрапленной минерализацией. Подчеркнута северо-восточная ориентировка верхнедевонских даек диоритов и габбро-диоритов, считающихся аналогами эффузивов укропской толщи. Впервые описана Иневская дайка как жильный дериват верхнепалеозойских гранитоидов, известных на Салаире. Опубликована первая сводка по золоторудной минерализации в палеозойских толщах, в которой охарактеризованы два типа золотого оруденения — кварцево-жильное и сульфидно-полиметаллическое [Левашов, Паршин, 1968].

В 1967–1968 гг. проводилось литологическое опробование дайковых и жильных образований в каменных карьерах района г. Новосибирска. Подтверждена молибденовая специализация для Новосибирского массива (карьер Борок) и

олово-вольфрамовая — для Колыванского. Отмечено, что гранитам Мочищенского карьера свойственны интенсивные гидротермальные изменения, и по своим петрографическим и металлогеническим особенностям они приближаются к оловоносным гранитам Барлакского и Колыванского массивов. В пределах карьера Борок выявлено несколько новых точек молибденовой минерализации, содержание молибдена в которых близко к кондиционным [Мареев, 1969*].

Е. К. Вериго [1969] в составе палеозойских отложений установил инскую серию (D_3-C_1), ниже- (C_{1-2}) и верхнебалахонскую (P_1) свиты. Им высказано предположение о том, что обские гранитоиды приурочены к скрытому глубинному разлому, к которому с юго-востока примыкают Усть-Луковская синклинальная структура и Мильтюшинский прогиб. Кратко охарактеризованы рудопроявления редких и цветных металлов.

Обобщив материал по герцинским структурам юга Сибири, А. Л. Матвеевская [1969] провела тектоническое районирование, составила литолого-структурную карту м-ба 1 : 500 000 и определила общие закономерности распространения главнейших формаций и их рудоносность. Она выделила Буготакско-Митрофановскую геоантиклиналь, а также Калбинско-Новосибирскую и Горловско-Зарубинскую геосинклинали первого и второго типов соответственно. Караканский горстовый выступ, слагаемый отложениями огневозаимской и иковской свит, рассматривался как предположительно салаирская структура.

Г. В. Нестеренко и Е. И. Евдокимов [1969] исследовали искусственные шлихи из гранитоидов, даек основного состава, пород инской серии, буготакской, пожарищевской и юргинской свит с целью выяснения возможных источников палеогеновых ильменит-цирконовых россыпей (Туганских, Колыванских, Барлакских, Тарских и др.). В палеозойских толщах ими установлены пироксен-эпидотовые, титаномагнетит-ильменитовые и циркон-турмалин-лейкоксен-апатитовые акцессорные минеральные комплексы, однако повышенных концентраций ильменита и циркона в породах не встречено. Поэтому не исключалось наличие источников россыпей за пределами КТСЗ.

Широкое распространение гранитоидов в Новосибирском Приобье выявили Т. С. Иванова и Е. И. Домникова [1976]. Единичными скважинами вскрыты Пихтовский и Орловский массивы. Под покровом рыхлых отложений поверхность Барлакского массива имеет вид «мелкосопочника». Изучена прототектоника массива, установлены зоны грейзенизации. Авторы впервые объединили выделяемые ранее мелкие массивы (Дубровинский, Батурицкий, Новобибеевский, Кругликовский, Красноозерский) в Обской батолит. Предпосылки такого объединения были заложены геофизическими работами [Бухмастов и др., 1963*].

А. М. Кузьмин, П. Н. Паршин [1976] высказали предположение о древнем возрасте обских гранитоидов, в результате чего возник вопрос о длительном формировании магматического комплекса в целом. Анализируя причины противоречий в оценке возраста гранитоидов, эти авторы считают, что для окончательного решения вопроса «необходимы дополнительные материалы и специальный анализ, не скованный какими-либо односторонними теоретическими представлениями» [Там же, с. 57]. Такие исследования были выполнены лишь через 20 лет.

При детальном изучении Горловского угленосного бассейна установлены участки с юрскими отложениями значительной мощности (не менее 500 м), вы-

сокая степень дислоцированности толщ и метаморфизма углей (антрациты). Отмечено различие вещественного состава горловских карбоновых отложений (подстилающих раннепермские) от колывань-томских и сходство горловской флоры с инской и кузбасской [Казеннов и др., 1978*; Марус и др., 1978*]. В. Д. Мисюк и А. И. Казеннов [1979] пришли к выводу об отсутствии в пределах листа N-44-XVIII верхнекембрийско-силурийских образований. На геологической карте отражены сочленяющиеся структуры Западно-Сибирской плиты, КТСЗ, Горловского бассейна и Салаира. Среди отложений буготакской свиты (в 4 км от пос. Шарчино) встречены прорывающие их диабазовые порфиры. Выявлены складки линейного типа преимущественно северо-восточного простирания (Верхне-Караканская, Горбуновская и Лушниковская антиклинали, Ордынский горст, Мильтюшинская и Ельцовская синклинали).

К крупным обобщающим работам ресурсно-оценочной направленности можно отнести издание полистных карт м-ба 1 : 1 000 000, подводящее итог многолетнему изучению недр КТСЗ и сопредельных регионов [Государственная... карта..., 1987, 1992]. При этом большое внимание уделялось магматическим породам как источнику разнообразного сырья. Продолжались систематические специализированные работы по их поиску, разведке и оценке [Грязнова и др., 1976*; Виниченко, 1983*, 1987*; Лукьяшко, Михайловский, 1984*]. Отмечена перспективность северной части КТСЗ на сурьмяное оруденение. В качестве возможного источника касситеритоносных россыпей предполагались грейзенизированные разности гранитов. Поднимался вопрос о проведении геохимических поисков эндогенных рудных месторождений в закрытых регионах КТСЗ и Салаира [Большаков и др., 1980]. На Седовозаимской и Ташаринско-Шумихинской площадях детально изучено медно-никелевое оруденение в габбро-перидотитах и габбро-долеритах [Дергачев и др., 1980; Глотов, 1981; Кривенко и др., 1983; Глотов, 1984*; Глотов, Кривенко, 1990]. Некоторые исследователи указывали на предположительно гидротермально-метасоматический тип медно-никелевого оруденения [Амшинский, Дергачев, 1985*; Лапа и др., 1986*; Амшинский, 1987; Дергачев и др., 1987; Гилев и др., 1988*].

Фундаментальная работа по оценке перспектив КТСЗ и Северо-Западного Салаира на золото выполнена Н. А. Росляковым и др. [1987*]. В ней проанализирован и обобщен обширный литературный и фондовый материал за более чем двухвековой период. На этой базе составлена серия геологических и прогнозных разномасштабных карт, ориентированных на эндогенную золотоносность (Томская и Семилуженская группы рудопроявлений). При многовариантной оценке перспективности отдельных участков методом эталонов, в котором использованы структурно-тектонические, петрологические, гидро- и геохимические критерии, показана, в частности, низкая вероятность обнаружения в пределах КТСЗ золоторудных объектов, аналогичных салаирским.

Е. И. Домниковой и др. [1988] в юго-западном окончании КТСЗ установлены туфы плагиоклазовых порфиритов, туфопесчаники, туфоконгломераты, альбитофиры, хлоритовые, хлорит-эпидотовые и эпидот-кварц-серицитовые сланцы предположительно буготакской толщи (D_2), известняки, глинистые сланцы и песчаники пачинской и юргинской свит (D_3), известняки, аргиллиты и алевролиты басандайской свиты (C_{1-2}), а также субвулканические тела кварцевых порфиритов. Среди пород буготакской свиты (в районе с. Малетино) отме-

чено несколько тел габбро-диабазов и диабазовых порфириров. В интенсивно дислоцированных палеозойских породах описаны синклинали (Ордынская, Ельцовская и Крутишкинская) и антиклинали (Мало-Чингисская, Южно-Шайдуновская и Ключевская).

В северной части КТСЗ К. В. Ивановым [1956*] в составе нижнекаменноугольных отложений описаны турнейские и визейские толщи. Детально охарактеризованы дайковые породы окрестностей г. Томска [Иванов, 1956а,б; Чистяков, 1956]. Решались вопросы стратиграфии и литологии глинистых сланцев карбона окрестностей г. Томска [Ротай, 1956; Бенедиктова, 1960]. Завершена разработка унифицированных корреляционных схем девонских и карбоновых отложений для листов юго-восточной части Томского региона [Краевская, Демурова, 1958*].

Геолого-тектоническое строение северо-восточной части КТСЗ, входящей в состав Томского выступа, освещено М. П. Нагорским [1963*]. Он показал, что верхнепалеозойские толщи образуют синклиналиную структуру, осложненную узкими линейными складками и ограниченную с востока Коларово-Семилуженской зоной разломов, к которой приурочена ртутная и сурьмяная минерализация. А. М. Кузьминым [1961, 1970] изучены верхнепалеозойские проявления золота Томского региона. Н. В. Григорьев [1964, 1970*], рассматривая тектоническое строение ареала, отмечал линейно вытянутые складки, сложенные морскими аспидными и флишоидными формациями (D_2-C_1). В Омутнинском выступе им описана порфирит-диабаз-альбитофировая толща (D_{1-2}). В пределах основного прогиба КТСЗ установлен ряд поперечных зон северо-западного простирания, интенсивно насыщенных дайками «томских диабазов». В качестве источника ильменит-цирконовых россыпей предполагаются песчаники басандайской свиты.

Дислоцированные и метаморфизованные позднедевонско-раннекаменноугольные отложения северной части КТСЗ (пачинская, юргинская, лагерносадская и басандайская свиты) обособлены в нижний структурный этаж [Тарасенко и др., 1966*]. Установлено моноклиальное их залегание, осложнение дополнительными складками северного и северо-восточного простираний и пересечение поперечными тектоническими нарушениями, к которым приурочены базитовые дайки.

К. В. Иванов с соавторами [1969] выявили напряженный брахискладчатый характер строения палеозойских образований, описав Заварзинскую антиклиналь, Лагерносадскую брахиантиклиналь, Коларово-Басандайскую и Родионовскую брахисинклинали. По мнению этих авторов, в строении Притомской глыбы существенное участие принимают девонские толщи, а золотоносность связана с дайковыми породами, сопровождаемыми кварцевыми жилами. При изучении области сочленения северо-восточной части КТСЗ и погруженного северного продолжения Кузнецкого Алатау разрабатывалась уточненная стратиграфическая схема палеозойских образований [Рубцов и др., 1967*; Рубцов, Врублевский, 1970*]. В карбоновых глинистых сланцах окрестностей г. Томска отмечена «фауна *Carbonicola*», широко представленная в Кузбассе: оба этих ареала включаются в состав Южно-Сибирской провинции [Бетехина, 1983].

Г. М. Иванова и С. С. Ильенок [1970] описали три типа эндогенной рудной минерализации — кварцево-жильную, вкрапленную и прожилково-вкраплен-

ную полиметаллическую с золотом и золото-сурьмяно-ртутную. Они отметили повышенную «зараженность» местным слабоокатанным пылевидным золотом (с сульфидами) пойменных, террасовых и четвертичных отложений. Впервые в коренных породах Томского региона ими обнаружена киноварь. А. Ф. Коробейников и др. [1976] указали на локализацию коренного золота в палеозойских песчано-глинистых отложениях, связывая его с кварцевыми жилами, ксенолиты которых содержатся в диабазе.

Детально изучены дайки и составлена (с учетом геофизических данных) карта их распространения [Рубцов, Артемьева, 1985*]. Среди дайковых пород впервые установлены оливин-пироксен-биотитовые лампрофиры [Чистяков и др., 1990]. В пределах Томского выступа локально проведена съемка м-ба 1 : 50 000, в процессе которой разбурены базальтовые порфиры омутнинской свиты и дайки долеритов томского комплекса [Рубцов, 1991*].

Геофизические работы этого периода выполнялись главным образом с целью обнаружения водоносных горизонтов, установления глубины залегания палеозойских отложений и коры выветривания, а также для выявления магнитных, гравитационных и радиационных аномалий. Они проводились параллельно с геологическими, часто несколько опережая последние. Осуществлялся поиск полезных ископаемых, решались вопросы глубинного геологического картирования (уточнение морфологии палеозойского фундамента Западно-Сибирской плиты под мезо-кайнозойским чехлом): оконтурены угленосные отложения, уточнены контуры вулканогенных толщ и т. д.

Изданная в 1959 г. карта аномального магнитного поля листа N-44 показала слабую дифференцированность пород региона в целом по магнитным свойствам. Положительные локальные аномалии магнитного поля Е. И. Евдокимов [1961*] связал с дайками, эффузивно-осадочными толщами буготакской толщи и верхнепалеозойскими гранитоидами. На многих площадях проведена аэромагнитная съемка м-ба 1 : 25 000, составлены среднемасштабные карты магнитного (ΔT_a) поля, карты аномалий силы тяжести и тектонические схемы. Обнаружены глубокие (до 500 м) впадины в фундаменте Западно-Сибирской плиты, заполненные мезо-кайнозойскими (преимущественно юрскими) отложениями. И. Н. Куташовым [1963*] составлены геолого-литологическая карта палеозойского фундамента Западно-Сибирской плиты (по удельным сопротивлениям пород), карты рельефа палеозойского основания и изомощностей рыхлых пород; даны общие представления о характере складчатости. С. В. Крыловым и др. [1967*] в пределах КТСЗ определены максимальные глубины границ Конрада (22 км) и Мохоровичича (43–46 км).

С учетом аэромагнитных данных выделены Усть-Каменская и Буготакская антиклинали, разделенные Выдринской синклиналию. Вдоль границы с Горловским бассейном прослежено крупное тектоническое нарушение [Залипухин, Смирнов, 1964*].

Опытнo-методические сейсмические работы, проведенные на площади Барлакского и Колыванского гранитных массивов, показали значительные размеры гранитной массы — 30–35 км в поперечнике и 10–14 км по глубине [Тригубов и др., 1965*]. Основываясь на геофизических данных, Ф. С. Моисеенко и др. [1966] предположили пластообразную форму Орловского и Барлакского массивов и возможное их соединение на глубине.

В районе северного погружения КТСЗ под мезо-кайнозойским чехлом выявлены складчатая структура фундамента Западно-Сибирской низменности и широкое развитие даек основного и среднего состава [Бухмастов, Грязев, 1966*]. В юго-западной части КТСЗ установлены пониженные тепловые потоки, совпадающие с локальными положительными аномалиями силы тяжести [Геологическое строение..., 1988]. Границы Конрада и Мохоровичича отмечены на глубинах 20–21 и 28–30 км соответственно.

Основные результаты геологических и комплексных геолого-геофизических работ по южному окончанию КТСЗ отражены в ретроспективе Г. М. Афанасьевым и др. [1984], отметившими существенный вклад геофизиков в изучение тектонических структур палеозойских образований этой части региона. Авторы пришли к выводу о том, что девонские метаморфизованные и дислоцированные отложения в районе г. Камня-на-Оби не сопоставляются с горно-алтайскими. По их данным, КТСЗ на юге отделяется от Каменского горст-антиклинория Горловским прогибом, имеющим здесь уже не северо-восточное, а субширотное простирание. В пределах горст-антиклинория (район д. Мыски) скважинами 543 и 521 на глубине 140–150 м вскрыты условно додевонские метагаббро, а в пределах прогиба (район д. III Интернационал) — предположительно средне-верхнедевонские нефелинсодержащие трахитовые порфиры и нефелиновые сиениты на глубинах 26 и 138 м соответственно.

В пределах Шелаболихинского грабен-синклинория на основании геофизических данных оконтурено несколько гранитоидных массивов (предположительно верхнепалеозойского возраста), один из которых (Батуровский) подтвержден бурением — на глубине 445 м вскрыты кварцевые порфиры, отнесенные к дайковой фации [Большаков и др., 1988].

Таким образом, четвертый этап исследования КТСЗ был наиболее широко-масштабным и результативным. Осуществлено систематическое государственное картирование и проведены разнообразные тематические работы. Территория КТСЗ полностью была покрыта съемками м-бов 1 : 1 000 000, 1 : 200 000 и частично 1 : 50 000. В процессе планомерного разбуривания территории глубокими скважинами проверялись геофизические и геохимические прогнозы. Разрабатывались стратиграфические шкалы и схемы корреляции осадочных, магматических и метаморфических образований. Детально изучена форма Горловского прогиба, протягивающегося от Инского залива сначала на юго-запад, а затем меняющего свою ориентировку на субширотную и прослеживающегося (по гравимагнитометрическим данным) почти до г. Камня-на-Оби. Для Инского залива и Горловского прогиба принята кузбасская стратиграфическая схема. Процесс образования антрацитов связывался с интенсивной тектоникой, обусловившей основные признаки различия горловских и кузбасских угленосных толщ. Установлено, что КТСЗ сопряжена с Салаиром и Кузбассом по Горловско-Зарубинскому разлому, который в своей северной части выделяется под названием Томского надвига.

Начало **пятого периода** исследования КТСЗ совпадает с процессами социально-экономической перестройки и реформ в России. По резкому сокращению финансирования работ, связанных с обеспечением прироста запасов минерально-сырьевой базы страны и ведением опережающей научно-исследовательской

деятельности, этот период во многом напоминает начало третьего. Главная направленность в деятельности уцелевших производственных и научных геолого-геофизических коллективов — обобщение и систематизация накопленного материала. Геолого-съемочные и тематические работы ведутся в ограниченных объемах. Повышенное внимание уделяется изучению циркон-ильменитовых россыпей, а также корам выветривания как возможным рентабельным нетрадиционным объектам золотодобычи, примеры которых установлены на Салаире [Золотоносность..., 1995]. Начинают разворачиваться экогеохимические исследования [Природокомплекс..., 1995; Экогеохимия..., 1996]. Результаты полувековой истории изучения недр Новосибирской, Омской и Томской областей изложены в двухтомной монографии большого коллектива авторов [Геологическое строение..., 1998, 1999].

Высказано предположение о возможном наличии в пределах палеозойского фундамента коренных источников мелких и пылевидных алмазов, установленных в Туганских ильменит-цирконовых россыпях [Епифанов, Родин, 1997; Лоскутов, Даргевич, 1997; Родин и др., 1997], указаны критерии алмазоносности для авлакогеноподобных структур Горловского прогиба и положительная оценка перспектив этой части АССО.

Серия работ, выполненных в это время при поддержке Центросибгеолкома (ныне Комитет природных ресурсов по Новосибирской области) и РНТП «Сибирь», посвящена изучению магматических, металлогенических и геодинамических комплексов КТСЗ и сопредельных территорий [Борисенко и др., 1995*; Сотников и др., 1996; Кунгурцев и др., 1996, 1998; Федосеев и др., 1998*]. Основные результаты этих исследований приведены в настоящей монографии.

Детальные работы проведены также в северо-восточной части КТСЗ. Оценены минеральные ресурсы Томской области, в том числе на черные, цветные и благородные металлы [Баженов, Добнер, 1995]. Рассмотрены вопросы петрогенезиса томского комплекса и выделены петрохимические типы даек [Чистяков, 1995а; Чистяков, Федосеев, 1996; Чистяков, Филимонова, 1996; Чистяков и др., 1998]. Большим коллективом томских геологов обобщены материалы по геологии и полезным ископаемым Томской области и составлена программа дальнейших комплексных геолого-геофизических и геохимических исследований [Ахмадшин и др., 1997*].

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Колывань-Томская герцинская складчатая зона расположена на крайнем северо-западе Алтае-Саянской складчатой области. В современных тектонических структурах КТСЗ является единственной обнаженной частью Центрально-Западносибирской складчатой системы, слагающей фундамент юго-востока Западно-Сибирской плиты (рис. 1). Юго-восточной границей КТСЗ служит система крупных пологих тектонических разломов, по которым комплексы зоны надвинуты на каледонско-герцинские структуры северо-западной части Салаира, Кузбасса и Кузнецкого Алатау. На северо-западе зона перекрывается мезо-кайнозойским чехлом. Центральная ее часть образована Буготакско-Митрофановским антиклинорием, а северо-западная и юго-восточная — Новосибирским и Горловско-Зарубинским прогибами соответственно.

2.1. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Буготакско-Митрофановский антиклинорий расположен на правобережье р. Оби, протягиваясь от г. Камня-на-Оби до с. Пашково на правобережье р. Томи (см. рис. 1, 2). Он состоит из нескольких структурных поднятий — Ордынского, Буготакского, Митрофановского и других, приуроченных к выходам основания крупного покрова, образованного Каменским, Подъяковским и Митрофановским надвигами. Основание антиклинория выполнено среднекембрийскими сланцево-карбонатно-вулканогенными отложениями, вскрытыми в нескольких тектонических «окнах». На комплексах фундамента с несогласием залегают известняки эйфеля, с размывом перекрывающиеся контрастной риодацит-базальтовой формацией живетского яруса. Выше расположены карбонатно-сланцевая и пестроцветная песчано-сланцевая формации живета—франа, фациально замещающие друг друга. Завершает разрез флишоидная формация фамена, нарастающая на крыльях подобными же отложениями турнейского и визейского ярусов. Складчатость герцинских отложений линейная, связанная с расчешуиванием и пакетированием структур КТСЗ, но за счет ундуляции осей складок частные структуры приобретают брахиформные очертания. Интрузивные образования антиклинория представлены дайками и мелкими телами основного и кислого состава (буготакский, укропский комплексы).

Новосибирский прогиб простирается в северо-восточном направлении от верховий р. Алеус до левобережья нижнего течения р. Томи (см. рис. 1, 2). На левобережье р. Оби большая его часть перекрыта мезо-кайнозойским плитным

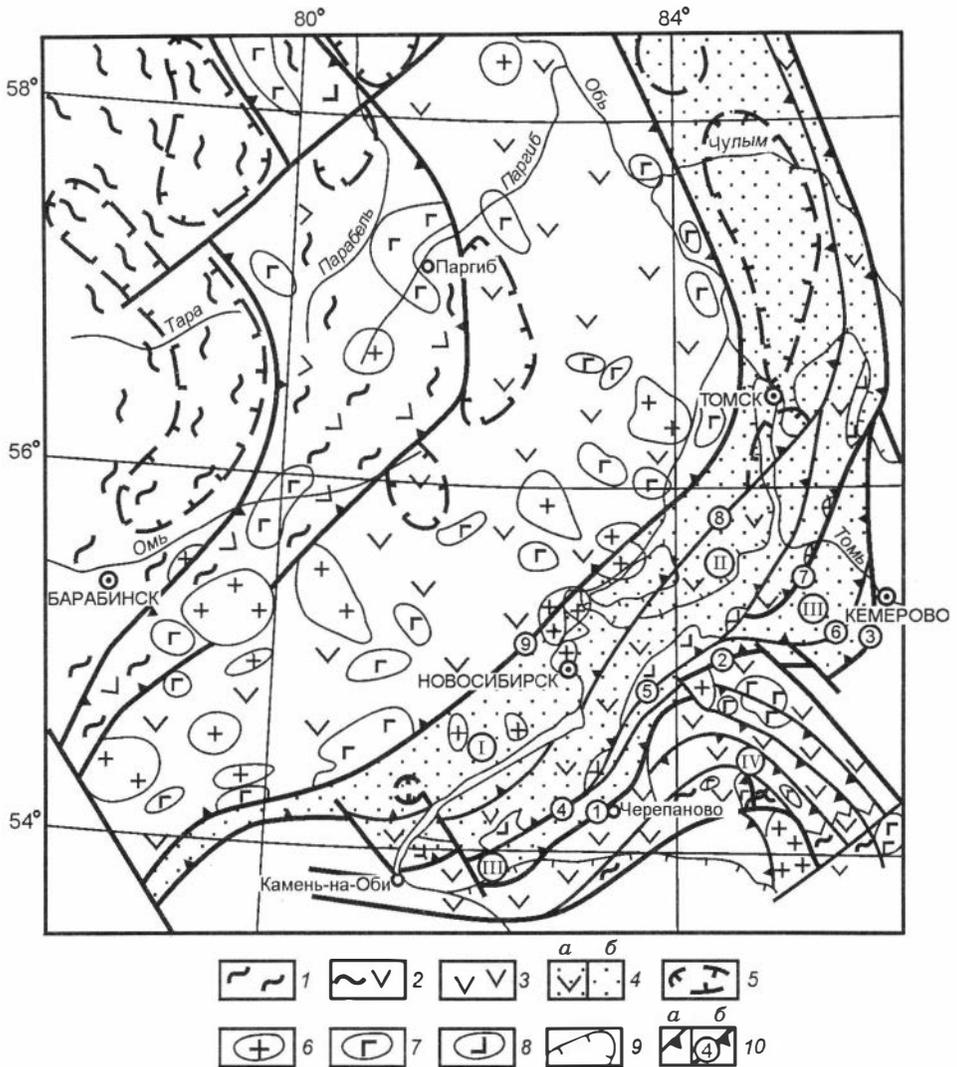


Рис. 1. Тектоническая схема Центрально-Западносибирской области и северо-западной части Салаира:

1–4 — геодинамические комплексы: 1 — прижелобового склона островной дуги, 2 — внешней аккреционной дуги, 3 — внутренней магматической дуги, 4 — задугового бассейна, в том числе поднятий (а) и глубоководных прогибов (б); 5 — впадины, выполненные мощными осадочными комплексами; 6 — массивы гранитоидов; 7 — базитовые вулканоплутонические комплексы; 8 — вулканиты поднятий окраинного бассейна; 9 — контуры мезозойского чехла Западно-Сибирской плиты; 10 — разломы (треугольники показывают предполагаемое направление падения): 1 — Чемской, 2 — Доронинский, 3 — Кемеровский, 4 — Каменский, 5 — Подъяковский, 6 — Томский, 7 — Митрофановский, 8 — Орско-Ярский, 9 — Кольванский. Римскими цифрами в кружках обозначены структуры: I — Новосибирский прогиб, II — Буготакско-Митрофановское поднятие, III — Горловско-Зарубинский прогиб, IV — Салаирская палеодуга.

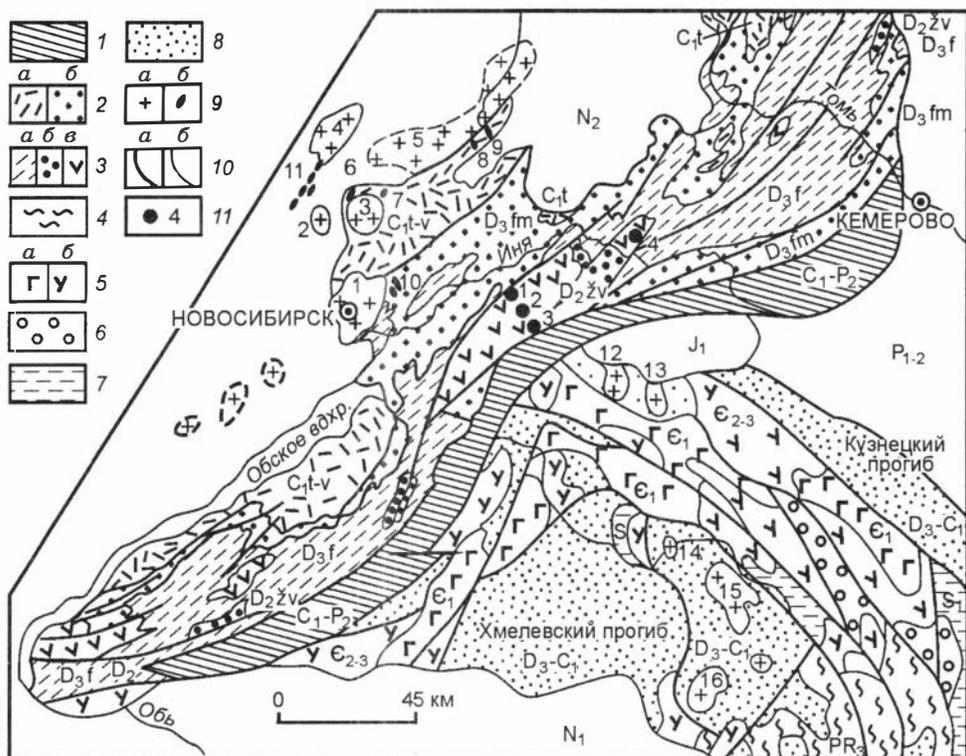


Рис. 2. Схема геологического строения Кольвань-Томской складчатой зоны и Северо-Западного Салаира:

1 — карбонатно-терригенные отложения Горловско-Зарубинского прогиба (C_1-P_2); 2 — флишеидные сланцево-песчано-алевролитовые отложения Новосибирского прогиба (*a* — C_{1t-v} , *б* — D_3fm); 3 — вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения Буготакско-Митрофановского поднятия (*a* — D_3f , *б* — D_2zv_2 , *в* — D_2zv_1); 4–8 — образования Салаира: 4 — карбонатно-кремнисто-вулканогенные (PR_3), 5 — терригенно-карбонатно-вулканогенные (*a* — E_1 , *б* — E_2-O_1), 6 — карбонатно-терригенные флишеидные (E_3-O_1), 7 — терригенно-карбонатные (S_1), 8 — карбонатно-терригенные (D_3-C_1); 9 — массивы гранитоидов (*a*) и габброидов (*б*): 1 — Новосибирский, 2 — Кольванский, 3 — Барлакский, 4 — Орловский, 5 — Обской, 6 — Седовозаимский, 7 — Алферовский, 8 — Ташаринский, 9 — Шумихинский, 10 — гусинобродские дайки, 11 — паутовские интрузивы, 12 — Улантовский, 13 — Коуракский, 14 — Елбанский, 15 — Выдрихинско-Федосеевский, 16 — Залесовский; 10 — границы: *a* — тектонические, *б* — стратиграфические; 11 — участки опробования базальтоидов (1–3 — Буготакское поднятие, 4 — Тогучинский карьер).

комплексом. Прогиб выполнен песчано-сланцевыми и существенно сланцевыми отложениями, сформированными в период от живетского до низов серпуховского яруса включительно. Интенсивно рассланцованные породы образуют серию линейных складок с ундулирующими шарнирами. Складки прорваны мелкими телами основных пород, а также крупными массивами гранитоидов позднепалеозойско-раннемезозойского возраста.

Горловско-Зарубинский прогиб слагает юго-восточную, фронтальную часть КТСЗ, надвинутую на структуры Салаира, Кузбасса и Кузнецкого Алатау. Гер-

цинские комплексы в прогибе начинаются терригенными отложениями эйфеля—франа, сменяясь терригенными молассоидными отложениями фамена и терригенно-кремнисто-карбонатными образованиями турнейского и визейского ярусов. Верхи разреза составляет угленосная моласса карбона—ранней перми, представленная внизу морской толщей, в средней части — континентальной. В прогибе развита складчатость линейного типа с ундулирующими шарнирами частных структур и прогиба в целом. Рассланцевание пород интенсивное, метаморфизм углей, содержащихся в составе пермских отложений, достигает антрацитовой стадии, что связано с фронтальным положением структур прогиба в пакете пластин КТСЗ.

Наличие в КТСЗ Горловско-Зарубинского прогиба является особенностью ее геологического строения. Трактовка его тектонической природы различна. В кратком обзоре, сделанном А. И. Марусом [Марус и др., 1978*], он интерпретировался как краевой прогиб (по А. Л. Матвеевской), внешний прогиб геосинклинали (по Р. Н. Бенедиктовой), часть эвгеосинклинали (по Н. И. Погребнову), межгорный прогиб (по Э. М. Сендерзону и И. Н. Звонареву) или внешняя зона КТСЗ (по А. И. Марусу). Согласно последней точке зрения, при завершении развития КТСЗ существовал парагеосинклинальный режим, и Северо-Западный Салаир еще не был окончательно консолидирован. Автор пришел к выводу о том, что так называемый Горловский прогиб — структура длительного развития и представляет собой сложно построенный грабен.

По нашему мнению, это прогиб, возникший в тылу крупной островодужной структуры в результате задугового спрединга в девоне. Как прогиб он унаследованно развивался в карбоне и перми. Вследствие мезозойских коллизионных процессов он становится передовым прогибом и приобретает современную форму опрокинутой грабен-синклинали.

2.2. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Дизъюнктивы играют важную роль в формировании современной структуры КТСЗ. Здесь издавна выделялась серия надвигов. Кинематике разломов соответствует и общая структура зоны, образованной двумя крупными дугообразными сегментами, как бы обтекающими жесткие структуры Салаира и Кузнецкого Алатау. Приведем краткую характеристику основных разрывных нарушений КТСЗ.

Юго-восточным ограничением зоны служит система нарушений, включающая Чемской (см. рис. 1), Доронинский, Кемеровский и ряд других разломов. Первые два разлома хорошо фиксируются по геологическим данным, отделяя комплексы среднего—позднего палеозоя Горловского прогиба от раннепалеозойских комплексов Салаира и мезозойских отложений Доронинской впадины. Разломы хорошо выражены в гравитационном поле, им соответствует градиентная зона, разделяющая область отрицательной аномалии над Горловским прогибом от региональной положительной аномалии над Салаиром и Доронинской впадиной. Еще более контрастно они отражаются в магнитном поле, отделяя область повышенного знакопеременного поля на юго-востоке от более спокойного пониженного поля над Горловским прогибом. Судя по геофизическим данным, для разломов в основном характерно достаточно крутое северо-

западное падение и лишь на юго-западе, где Чемской разлом имеет субширотное простирание, можно предположить его более пологое падение с перекрытием структур Салаира. Кемеровский разлом выделен по геофизическим данным. В гравитационном поле он отражается высокоградиентной зоной, разделяющей область повышенного уровня поля над Зарубинским прогибом от пониженного — над Кузбассом. В магнитном поле ему также соответствует региональная градиентная слабоконтрастная зона. Аналогичное отражение в геофизических полях находит и Томский разлом, надвиговая природа которого установлена буровыми и горными работами. Он имеет пологое (30°) падение на северо-запад. Близкую кинематику можно предполагать и для Кемеровского разлома.

Следующая система разломов — Каменский, Подъяковский и Митрофановский — также хорошо выделяется по геологическим данным. Она отделяет Горловско-Зарубинский прогиб от Буготакско-Митрофановского поднятия. К северо-западным бортам разломов приурочена серия антиклинальных структур, в которых обнажаются наиболее древние образования КТСЗ кембрийского и эйфель-живетского возраста. А в юго-восточных бортах залегают верхнедевонские и каменноугольные образования. В зоне разломов на многих участках фиксируется интенсивное рассланцевание и меланжирование пород. В гравитационном поле рассматриваемая система разломов отражена градиентной зоной, отделяющей область повышенного уровня поля над Буготакско-Митрофановским поднятием от области пониженных значений над Горловско-Зарубинским прогибом. В магнитном поле в зоне разломов фиксируется серия вытянутых интенсивных положительных аномалий, связанных, вероятно, с магматическими породами девона. Кроме того, зона разломов разделяет спокойное в основном отрицательное поле над Горловско-Зарубинским прогибом от слабоконтрастного положительного поля на северо-западе. Судя по морфологии магнитных аномалий в зоне, можно предположить достаточно пологое падение разломов на северо-запад и их надвиговую кинематику.

Орско-Ярская тектоническая зона разделяет Буготакско-Митрофановское поднятие и Новосибирский прогиб. Она выделяется в основном по геофизическим данным. В гравитационном поле в юго-западной своей части она проводится по градиентной зоне, отделяющей серию положительных аномалий на северо-западе от контрастного пониженного поля на юго-востоке. На левобережье Обского водохранилища структура фигурирует как мощная зона рассланцевания пород. Достаточно четко она проявлена в магнитном поле, ограничивая с юго-востока вытянутую зону повышенного слабоконтрастного поля над Новосибирским прогибом.

Северо-западным ограничением КТСЗ служит Колыванский разлом, фиксирующий по геофизическим данным под чехлом Западно-Сибирской плиты. В гравитационном поле ему соответствует региональная градиентная зона, осложненная серией крупных отрицательных аномалий, связанных с гранитоидными массивами. Она разделяет области резко повышенного уровня поля на северо-западе от пониженного на юго-востоке. Столь же яркое отражение разлом находит и в магнитном поле, отделяя обширную область повышенного уровня поля на северо-западе от более пониженного знакопеременного поля на юго-востоке. Судя по геофизическим данным, разлом имеет достаточно пологое северо-западное падение и надвиговую кинематику.

Приведенные данные по морфологии разломов позволяют рассматривать структуру КТСЗ как пакет крупных пластин, надвинутых в юго-восточном направлении на структуры Салаира, Кузбасса и Кузнецкого Алатау [Кунгурцев и др., 1998].

2.3. ПОЛОЖЕНИЕ КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОЙ ЗОНЫ В СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Традиционно, начиная с работ Б. Ф. Сперанского [1926–1927, 1933] и М. К. Коровина [1945, 1954], на основании сходства литологии и возраста геологических комплексов КТСЗ сопоставлялась со структурами герцинской Калба-Нарымской зоны и объединялась в Обь-Зайсанскую геосинклиналию систему [Матвеевская, 1969]. Выполненные обобщения и геодинамические реконструкции на базе тектоники литосферных плит для западной части Алтае-Саянской складчатой области, прилегающих территорий Казахстана и Западно-Сибирской плиты (в том числе в рамках международного проекта IGCP № 283 «Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана») позволяют с несколько иных позиций интерпретировать тектоническое положение и историю геологического развития зоны. Структуры КТСЗ образованы комплексами обширного задугового бассейна, возникшего в тылу крупной островодужной системы, слагающей фундамент юго-востока Западно-Сибирской плиты [Kungurtsev, 1993; Берзин, Кунгурцев, 1996; Кунгурцев и др., 1996, 1998].

Для обоснования этого положения рассмотрим геодинамические комплексы фундамента юго-востока Западно-Сибирской плиты, выделяемого в качестве Центрально-Западносибирской складчатой области [Мегакомплексы..., 1986]. По данным бурения и интерпретации геофизических полей в центральной части области реставрируется система крупных поднятий, где в девон-каменноугольное время накапливались мелководные, а местами и континентальные вулканогенно-терригенно-карбонатные осадки [Палеозой..., 1984; Мегакомплексы..., 1986]. На востоке и западе области располагаются протяженные системы прогибов, выполненных терригенными и терригенно-карбонатными комплексами повышенной мощности.

По аналогии со строением девонской активной окраины Юго-Западного Алтая [Ротараш и др., 1982] в Центрально-Западносибирской складчатой области также можно предполагать латеральный ряд структур островодужного типа развития (см. рис. 1). Система прогибов в западной части области (Верхне-Васюганский, Васюган-Пудинский, Нюрольский, Барабинский), выполненных карбонатными, терригенно-карбонатными и терригенными комплексами с породами эффузивов и телами ультрамафитов вдоль крупных разломов, мощностью до 8 км [Палеозой..., 1984], может интерпретироваться как внешний склон островной дуги. В гравитационном поле он отражен серией вытянутых отрицательных слабоконтрастных аномалий интенсивностью до 20 мГал.

Расположенная восточнее система поднятий (Назинская, Айгольская, Комбарская антиклинали), выполненная эффузивно-осадочными и эффузивными породами (мощность 2–4 км), местами метаморфизованными и интенсивно дислоцированными [Палеозой..., 1984], интерпретируется как внешняя аккреционная дуга. В гравитационном поле ей отвечает сложно построенная вытянутая

положительная аномальная зона, осложненная изометричными отрицательными аномалиями.

Еще восточнее находится система впадин (Сенькинская, Кенгская и другие структуры), классифицируемых как фрагменты междугового прогиба. Последние выполнены терригенно-карбонатно-вулканогенным комплексом мощностью до 6–8 км [Мегакомплексы..., 1986] и в гравитационном поле соответственно отражаются вытянутыми крупными отрицательными слабоконтрастными аномалиями. Далее на восток в Баган-Пихтовской и Ларьянско-Усть-Тымской зонах развиты в основном вулканогенные и вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения (мощность до 2–4 км) с телами гранитоидов и базитов, трактуемые как комплексы внутренней магматической дуги. В гравитационном поле — это положительная аномальная зона, осложненная контрастными изометричными отрицательными и положительными аномалиями.

И наконец, крайняя восточная тыловая часть области представлена Колывань-Томской и Пыль-Караминской зонами, сложенными в прогибах метаморфизованными и дислоцированными черносланцевыми толщами мощностью до 8–10 км и вулканогенно-терригенно-карбонатными комплексами мощностью около 4 км на поднятиях. Эти структуры интерпретируются как глубоководные впадины и поднятия задугового бассейна. В гравитационном поле первые представлены протяженной слабоконтрастной отрицательной аномальной зоной, интенсивностью до 30 мГал, а вторые — сложно построенной контрастной зоной знакопеременного поля.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ЭТАПЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геодинамическом плане КТСЗ является наименее изученной структурой Алтае-Саянской складчатой области. Первая геодинамическая трактовка структур зоны дана коллективом геологов СНИИГГиМСа [Мегакомплексы..., 1988] и Л. П. Зоненшайном с соавторами [1990]. Буготакско-Митрофановское поднятие классифицируется ими как фрагмент островной дуги, Новосибирский прогиб — как междуговой, а Горловско-Зарубинский — как краевой, сформированный перед фронтом Томского надвига. Первые авторы считают структуры КТСЗ продолжением структур Рудноалтайской системы, вторые же рассматривают ее как самостоятельную островодужную систему с субдукцией со стороны континента (в противоположность Рудноалтайской, где субдукция направлена со стороны океана). Существенно отличную геодинамическую интерпретацию КТСЗ дают геологи ПГО «Запсибгеология» [Грицюк и др., 1988*]. Хотя они и выделили две зоны субдукции — Горловскую и Томскую, однако продуктов островодужного магматизма не показали, а вулканиты буготакской свиты отнесли к базальтоидам второго слоя океанической коры. Какая-либо обоснованность приведенных геодинамических трактовок структур КТСЗ на основе геохимических, петрологических, палеобиогеографических и других сведений в этих работах отсутствует. Это самые предварительные построения, базирующиеся только на сравнительном анализе общих геологических данных и предположениях.

3.1. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Основываясь на изложенной выше интерпретации положения КТСЗ в структурах Центрально-Западносибирской складчатой области, подробнее остановимся на ее строении — единственной не перекрытой чехлом части рассмотренной палеоостроводужной системы.

Комплекс задугового бассейна представлен в Горловско-Зарубинском прогибе морской сероцветной терригенной флишоидной формацией эйфеля с незначительным количеством прослоев порфиритов и известняков (мощность около 1000 м), с размывом перекрываемой пестроцветной карбонатно-терригенной формацией живета (мощность 1100 м). Аналогичный комплекс с небольшим количеством эффузивов (мощность 350 м) формировался и во фране. В Новосибирском же прогибе на этом возрастном уровне развивалась морская аспидная формация (1500–1800 м). В фамене там накапливалась более грубооб-

ломочная флишоидная формация мощностью 1550 м, а в Горловско-Зарубинском прогибе — моласоидные пестроцветные отложения мощностью 250 м. Нижнекаменноугольные образования, завершающие разрез в Новосибирском прогибе, представлены аспидной (часто с элементами флишоидности) формацией турнейского—визейского ярусов мощностью 5000 м. В Горловско-Зарубинском прогибе в это время образовывалась терригенно-кремнисто-карбонатная флишоидная (более мелководная) формация мощностью 850 м. В целом описанный комплекс пород отвечает троговому флишоидному типу осадков. При этом на юге и северо-западе Новосибирского прогиба, т. е. ближе к структурам палеодуги, возрастающее значение приобретают эффузивы преимущественно кислого состава, а в восточном направлении преобладают толщи аспидной формации [Краснов и др., 1993].

Описанные прогибы разделяет Буготакско-Митрофановский антиклинорий, где в основании разреза вскрываются среднекембрийские сланцево-карбонатно-вулканогенные отложения, на которых с несогласием залегают бело-розовые известняки эйфеля мощностью 400 м. Они с размывом перекрываются контрастной риодацит-базальтовой формацией буготакской свиты, представляющей собой сложное переслаивание вулканогенных и осадочных пород. Доля вулканогенного материала в свите составляет более 75 %. Для всех пород характерно рассланцевание и процессы зеленокаменного изменения, сопровождающиеся развитием хлорита, эпидота, серицита, кальцита и рудного минерала. Преобладают вулканические породы основного состава, которые представлены базальтовыми, андезит-базальтовыми и андезитовыми порфиритами, в меньшей мере — дацитовыми и кварцевыми порфирами. Отмечаются туфы, среди которых также доминируют разности основного состава. Обломочный материал в туфах — эффузивы и известняки. Наиболее широко развиты базальтовые порфириты, состоящие из редких вкрапленников андезина (иногда лабрадора) или пироксена и тонкозернистой основной массы. Пироксен обычно хлоритизирован, основная масса сложена мелкими лейстами плагиоклаза, зернами рудного минерала, в интерстициях развиты хлорит, кальцит и рудный минерал. Среди андезит-базальтовых порфиритов также присутствуют плагиоклазовые и пироксеновые разности, при преобладании первых. Андезитовые порфириты отличаются от андезит-базальтовых отсутствием вкрапленников моноклинного пироксена и появлением в основной массе мелких зерен кварца. Породы кислого состава (дацитовые и кварцевые порфиры) достаточно широко распространены в центральной части Буготакского поднятия. В дацитовых порфирах вкрапленники сложены кислым плагиоклазом, реже кварцем, а основная масса — лейстами альбита и агрегатом кварца. В кварцевых порфирах вкрапленники представлены исключительно кварцем, основная масса — кварц-полевошпатовым мелкозернистым агрегатом [Кунгурцев и др., 1998].

В нижней и средней частях свиты широко развиты субвулканические образования, среди которых преобладают породы кислого состава: альбитофиры, фельзит-порфиры, реже встречаются габбро-диабазы, диабазы и диабазовые порфириты. Они слагают дайки мощностью до нескольких метров и небольшие лакколитообразные и куполообразные тела. Альбитофиры (плагиориолиты) — мелкокристаллические породы, порфиновые вкрапленники (не более 10 %) в которых представлены тонко сдвойникованными слабо вытянутыми кристалла-

ми плагиоклаза состава альбит-олигоклаз, основная масса выполнена кварцем, альбитом и калишпатом. Из темноцветных минералов отмечаются лучистые скопления биотита, из вторичных — эпидот, магнетит, единичные зерна титанита, хлорита, пирита. Фельзит-порфиры — тонкозернистые лишенные вкрапленников породы, сложенные кварц-полевошпатовым агрегатом, имеющим фельзитовое строение. Кварц преобладает над полевыми шпатами.

Габбро-диабазы и диабазы различаются степенью раскристаллизованности и структурными особенностями. Первые слагают обычно более крупные тела. Это тонкозернистые породы с редкими мелкими вкрапленниками клинопироксена (авгита). Основная масса имеет диабазовую структуру и состоит из беспорядочно расположенных призматических зерен плагиоклаза (№ 45), редкие промежутки между которыми заполнены пироксеном. Диабазы отличаются отсутствием вкрапленников пироксена. Вторичные изменения плагиоклаза выражаются в интенсивном его замещении тонкозернистым агрегатом эпидота, клиноцоизита, серицита и хлорита. Пироксен актинолитизируется [Кунгурцев и др., 1998].

Вышележащие толщи позднего живета, франа и фамена сложены мелководными прибрежно-морскими карбонатно-сланцевой и пестроцветной терригенной формациями. На юго-востоке Буготакского поднятия во франских отложениях присутствуют прослой андезитовых и базальтовых порфиритов и их туфов, а также субвулканические тела диабазов, объединяемые в укропский комплекс [Токарев и др., 1996]. Суммарная мощность разреза колеблется от 1000–2000 м на поднятиях и до 3000–4000 м в прогибах.

Приведенная выше геодинамическая интерпретация описанных комплексов и структур КТСЗ базируется на следующих данных.

1. Вулканогенные породы Буготакско-Митрофановского антиклинория имеют петрохимические характеристики (табл. 1, б), более типичные для образований задуговых бассейнов спредингового типа, чем для островных дуг. На дискриминантной диаграмме TiO_2-K_2O подавляющее число составов аналогично базальтоидам возвышенностей окраинных морей, таких как Японского, а также базальтам междуговых бассейнов и задуговых зон спрединга [Мионов, 1990]. Неостроводужный характер химизма базальтоидов виден также на диаграммах $Zr-K_2O$, $P_2O_5-TiO_2$, $TiO_2-(FeO^*/MgO)$, $(Ti/Cr)-Ni$, Б. Н. Пискунова [1987] (рис. 3).

2. Динамика развития структур КТСЗ — от подъема в начальный этап (пестроцветные молассоидные отложения живета–франа) к опусканию в последующем с формированием мощных флишоидных толщ заполнения троговых структур — соответствует задуговой модели.

3. Состав (аспидная формация), характер (флишоидность) и мощности (до 9 км) отложений в прогибах наиболее близки обстановке глубоководных впадин окраинных морей.

4. Гранитоиды островодужного типа, всегда сопровождающие толеитовый и известково-щелочной магматизм в островных дугах, отсутствуют в КТСЗ на поверхности и не фиксируются геофизическими методами. А более поздние коллизионные гранитоиды приобского комплекса поздней перми имеют очень низкое стронциевое отношение (0,70452–0,70459), свидетельствующее о фемическом типе фундамента Новосибирского прогиба, что характерно для спрединговых впадин задуговых бассейнов [Петрология ..., 1987].

Таблица 1

Средний химический состав базальтоидов буготакской свиты по участкам опробования (по Л. В. Кунгурцеву и др. [1998]), мас.%

Участок	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	47,3	1,09	14,78	4,55	6,86	0,17	10,47	6,50	1,97	0,45	0,25
	3,34	0,19	1,72	1,54	0,59	0,05	0,66	1,85	0,79	0,2	0,24
2	47,74	1,14	16,11	4,41	6,07	0,17	7,63	7,61	3,3	1,04	0,25
	1,67	0,15	0,89	1,53	0,65	0,03	0,81	1,7	0,47	0,35	0,04
3	48,16	1,25	16,32	5,64	5,54	0,17	6,19	6,23	3,9	1,47	0,25
	2,06	0,2	0,78	1,27	0,97	0,03	0,52	3,07	0,82	0,61	0,07
4	50,38	1,02	17,31	2,87	5,42	0,14	4,33	6,05	4,71	1,79	0,32
	1,42	0,08	0,7	0,53	0,74	0,01	0,38	1,62	0,8	0,78	0,04

Примечание. Над чертой — средние значения, под чертой — квадратичные отклонения. Положение участков опробования базальтоидов показано на рис. 2.

5. Характер латеральной зональности основных петрогенных оксидов в вулканогенных породах Буготакского и Тогучинского поднятий типичен для надсубдукционных структур. Зональность подтверждает, что фронтальная часть палеоостроводужной системы располагалась на северо-западе, а тыловая — на юго-востоке (рис. 4). Именно в этом направлении (на юго-восток) увеличивается содержание K₂O от 0,5 до 1,8 мас.% и Na₂O — от 2 до 4,7 мас.%. Согласованность в поведении этих элементов наблюдается над зонами субдукции [Петрохимические исследования..., 1991]. Натрий концентрируется в «холодных» тылах зон Беньофа в соответствии с принципом Сорэ, а калий, чувствительный к избыточному давлению, также мигрирует в тыловые части зон субдукции, где сверхлитостатическое давление минимально или отсутствует вовсе. Противоположное поведение MgO (уменьшение его содержания с 10 до 4 мас.%) также согласуется с принятой моделью, поскольку максимальные его концентрации фиксируются во фронтальных частях магматических ареалов над зонами субдукции.

6. Оруденение, выявленное в КТСЗ, типично для структур, образованных при закрытии спрединговых окраинных морей. Так, по данным А. А. Ковалева и Е. И. Леоненко [1992], на ранней стадии закрытия задуговых бассейнов накапливаются черносланцевые породы, обогащенные золотом, вольфрамом, оловом, ванадием, молибденом. Этому типу соответствует олово-вольфрамовое, ванадий-молибденовое, вольфрам-никель-кобальтовое оруденение, приуроченное к крупным тектоническим зонам (проявления Барлакского рудного пояса) и фронтальным частям крупных надвигов, где выходят породы основания зоны (Елбашское, Крутихинское и другие проявления). Известно, что в верхних покровах и шарьяжах при закрытии окраинных бассейнов формируются полиметаллические колчеданные месторождения. Например, месторождения типа Куроко с большим содержанием свинца открыты в Нанкайском трого на дне окраинного моря, а также в бассейне Манус за дугой Новая Британия. В рассматриваемой структуре к данному типу принадлежат, очевидно, многочисленные проявления полиметаллических руд с марганцем и железом гидротермально-метасоматического

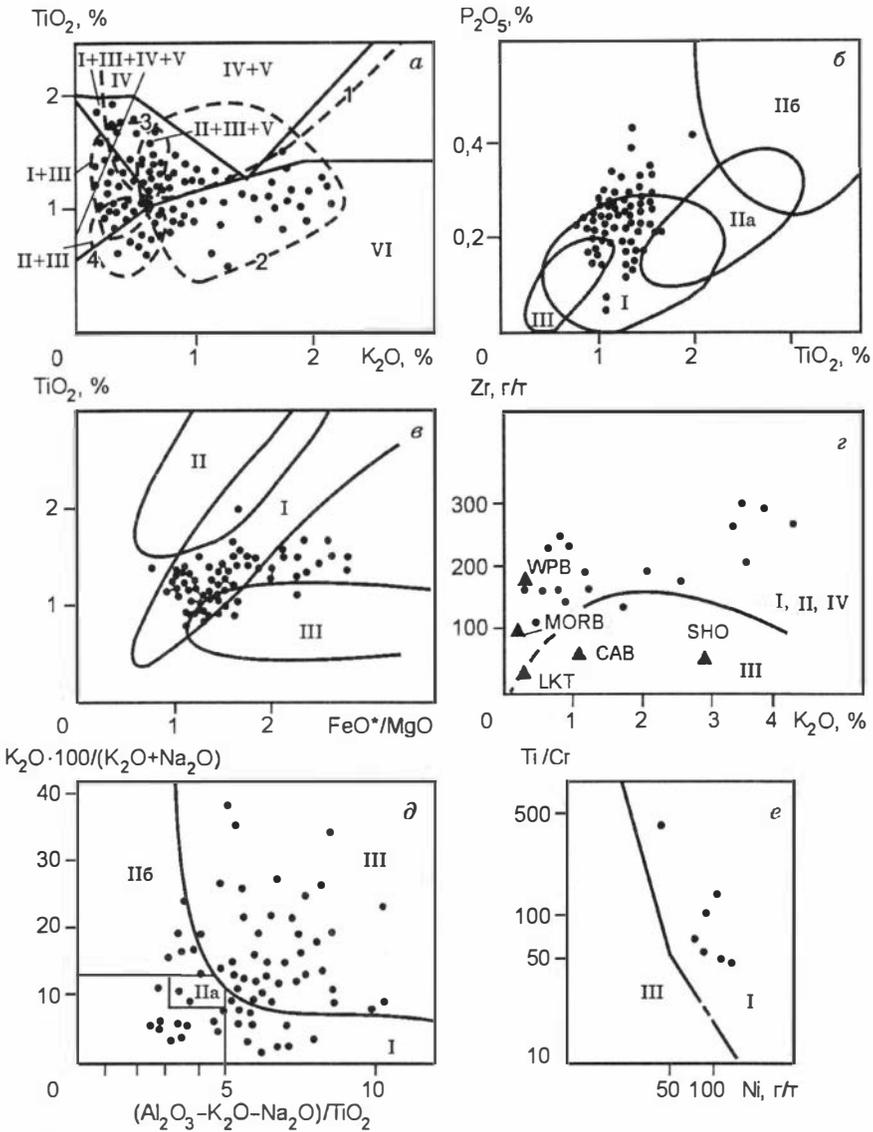


Рис. 3. Дискриминантные диаграммы для базальтов буготакской свиты: *a* — Ю. В. Миронова [1990], *б* — $(P_2O_5 - TiO_2)$, *в* — С. Мияшита [Miyashita, Yoshida, 1994], *г* — Л. В. Кунгурцева [Simonov, Kungurtsev, 1993], *д* — Б. Н. Пискунова [1987], *е* — Л. Беккалувы [Beccaluva et al., 1979a,b].
a: I-IV — поля базальтов: I — срединно-океанических хребтов, II — трансформных разломов, III — задуговых зон спрединга, IV — внутриокеанических островов, V — внутриконтинентальных плато, VI — островных дуг. Оконтуры базальтоиды: 1, 2 — котловин (1) и возвышенностей (2) Японского моря, 3 — Марианского трюга, 4 — бассейна Лау и трюга Огасавары [Miyashita, Yoshida, 1994]; *б-е*: I-IV — поля составов базальтоидов: I — срединно-океанических хребтов, II — внутриплитовых океанических островов (IIa — толеиты, IIб — щелочные базальты), III — островных дуг, IV — задуговых зон спрединга. MORB — базальты срединно-океанических хребтов, W B — внутриплитовые базальты, LKT — низкокальциевые толеиты, CAB — известково-щелочные базальты, SHO — шошониты.

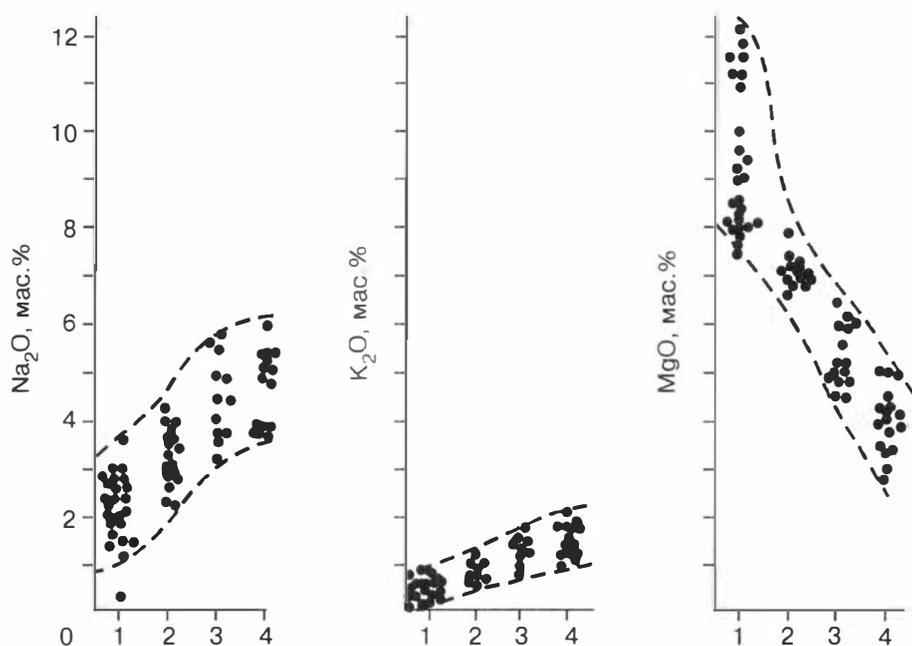


Рис. 4. Распределение Na_2O , K_2O и MgO в базальтоидах буготакской свиты вкрест простирания Буготакского и Тогучинского поднятий:

1–4 — участки опробования (см. рис. 2, табл. 1).

генезиса — Медининское и Барановское (с преобладанием цинка), Михайловское и Орское (с преобладанием свинца), образующие Ордынско-Митрофановский рудный пояс. Третий тип оруденения, характерный для средних и нижних покровов и шарьяжей окраинных морей, — золото-мышьяковый в терригенно-черносланцевых толщах. Этому типу соответствует золото-арсенидная минерализация в черносланцевых толщах Приобского рудного пояса. Оруденение Салаирско-Инского рудного пояса, имеющего секущий характер по отношению к КТСЗ, по-видимому, связано с погребенными структурами Салаира, слагающими автохтонную часть зоны.

Коллизионный комплекс представлен в основном континентальными ритмично построенными угленосными пестроцветными терригенными отложениями намюра–перми, развитыми в пределах Горловско-Зарубинского прогиба. Эти образования с размывом и несогласием перекрывают отложения островодужного комплекса, отражая резкую структурную перестройку. Низы комплекса слагает морская сероцветная ритмичная терригенная формация намюра мощностью 250 м. Выше залегает мощная континентальная ритмичная угленосная песчано-алевролитово-сланцевая формация, накапливавшаяся в среднем карбоне–ранней перми. Мощность ее составляет около 1750 м.

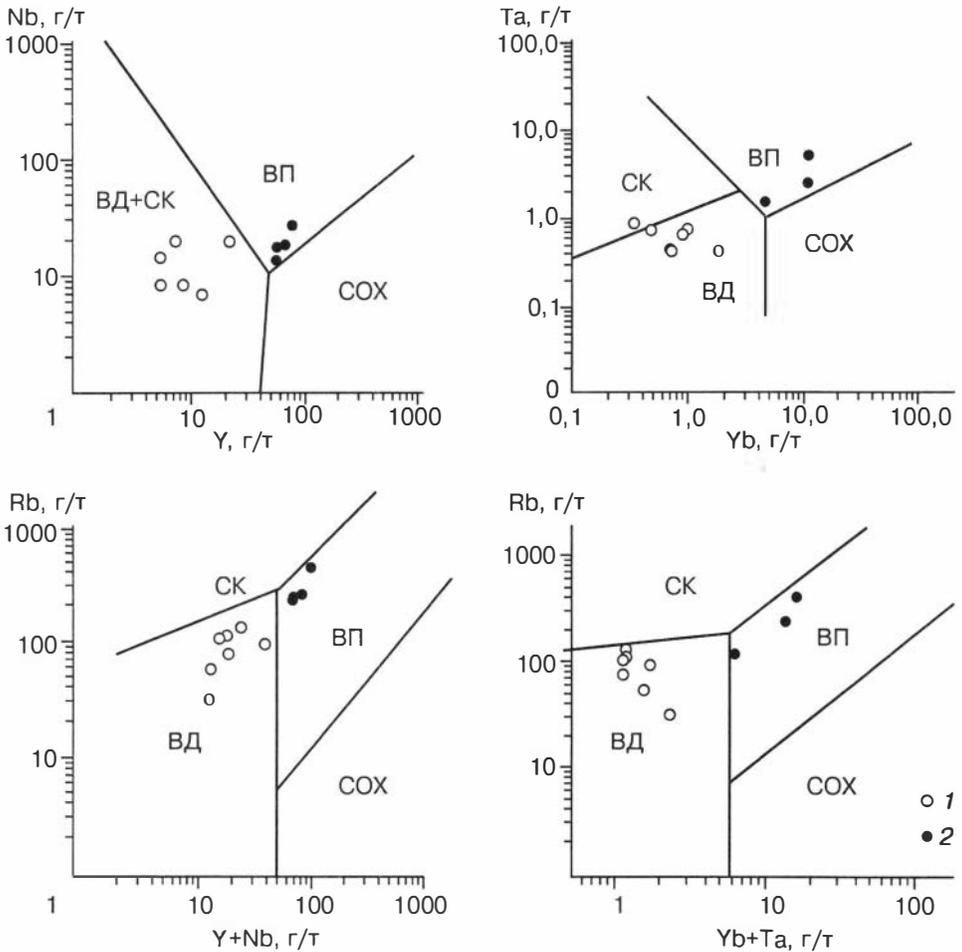


Рис. 5. Дискриминантные диаграммы Дж. Пирса [Pearce et al., 1984] гранитоидов приобского (1) и барлакского (2) комплексов.

Поля составов гранитоидов: ВП — внутриплитовых, СК — синколлизийных, ВД — островодужных и СОХ — срединно-океанических хребтов.

Кроме этого к коллизийному комплексу относятся крупные гранитоидные массивы приобского (Обской и юго-восточная часть Новосибирского массива), габброидные интрузивы* ташаринского и дайки новосибирского комплексов поздней перми—раннего триаса (см. рис. 1, 2). В приобском комплексе преобладают порфириовидные гранодиориты и граносиениты гнейсовидного облика с подчиненным развитием кварцевых диоритов и биотит-амфиболовых гранитов [Токарев и др., 1996]. Отнесение гранитоидов приобского комплекса

* Там, где это было возможно, форма интрузивов уточнена: силловая, дайкообразная и т. п.

к коллизионным, наряду с геохронологическими и геологическими данными, базируется на их петрохимических характеристиках, а также на минералогическо-петрографических особенностях, наиболее близких к коллизионным гранитоидам [Кунгурцев и др., 1998]. На индикаторной диаграмме Дж. Пирса [Pearce et al., 1984] геохимические особенности пород комплекса соответствуют гранитоидам вулканических дуг (рис. 5), что вполне понятно, так как материалом для их образования служили терригенные породы, формирующиеся при денудации островной дуги и несущие в себе соответствующую геохимическую специализацию.

Габброидные породы коллизионного этапа представлены интрузивами ташаринского и новосибирского комплексов, оценка абсолютного возраста которых приведена ниже в соответствующих разделах. К ташаринскому пикрит-габбро-долеритовому комплексу относится серия небольших дайкообразных интрузивов в правобережье р. Оби (Седовозаимский, Алферовский, Ташаринский, Шумихинский и др.) и гусинобродские дайки. Они сложены в основном породами мафитовой и субультрамафитовой групп. Породы второй группы выявлены только в Седовозаимском интрузиве. В новосибирский комплекс объединены дайки долеритов, диоритовых и диабазовых порфириров, лампрофириров и плагиопорфириров [Токарев и др., 1996].

Внутриплитовый (платформенный) геодинамический комплекс в пределах КТСЗ представлен исключительно интрузивными образованиями: барлакским гранитовым, изылинским долеритовым и, возможно, порфировыми образованиями. Массивы барлакского комплекса (Кольванский, Орловский, Барлакский и др.) сложены среднезернистыми биотитовыми и биотит-амфиболовыми лейкогранитами, аляскитами и аплитовидными гранитами. Образование пород комплекса, по-видимому, связано с процессами сжатия в результате вращения Сибирской платформы по часовой стрелке в триасовое время, установленное по палеомагнитным данным [Баженов, Моссаковский, 1986]. По своим петрохимическим характеристикам барлакские граниты соответствуют гранитоидам внутриплитовых обстановок (см. рис. 5). Изылинский комплекс представлен дайками габброидов, долеритов, диабазов и диабазовых порфириров, прорывающими гранитоиды барлакского комплекса и каменноугольные отложения Горловско-Зарубинского и Новосибирского прогибов. К порфировым образованиям отнесены дайки гранит-порфириров, гранодиорит-граносиенитов и сиенит-порфириров.

Приведенный перечень данных позволяет достаточно надежно сопоставить комплексы КТСЗ с образованиями глубоководных впадин и поднятий задуговых бассейнов. Такая интерпретация требует нового подхода к оценке перспектив зоны на рудные и горючие полезные ископаемые.

3.2. ЭТАПЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геодинамическом развитии КТСЗ можно выделить три этапа: островодужный (D_2-C_1), коллизионный (C_2-T_1) и внутриплитовый (платформенный) (T_2-Q).

Островодужный этап связан с развитием крупной палеоостроводужной системы, слагающей Центрально-Западносибирскую складчатую область герцинид (см. рис. 1). В этот этап (в эйфель-живетское время) произошло заложение глубоководных впадин спредингового типа в задуговом бассейне, представленных в современной структуре зоны Новосибирским и Горловско-Зарубинским прогибами. На разделяющем эти впадины Буготакско-Митрофановском поднятии этап проявился буготакским контрастным магматическим комплексом с преобладанием вулканической составляющей. И впадины, и поднятия в дальнейшем развивались в режиме растяжение—погружение, что привело к накоплению мощного трогового комплекса морских осадков средне-позднедевонского возраста. По-видимому, и образования раннего карбона также относятся к этому этапу.

Коллизионный этап связан с аккрецией палеоостровной дуги к каледонскому континенту в результате закрытия Зайсанского океана в среднем карбоне—перми. Для этого этапа характерно образование покровно-чешуйчатой структуры КТСЗ, а также широкое проявление интрузивного магматизма. На ранних стадиях выявлен магматизм основного состава (ташаринский комплекс), а на поздних развиты крупные массивы гранитоидов приобского комплекса и базиты повышенной щелочности новосибирского и томского комплексов поздней перми—раннего триаса.

В этот этап, вероятно, произошли крупноамплитудные горизонтальные перемещения структур по периферии Сибирского континента, обусловленные, в том числе, его вращением по часовой стрелке. Такое предположение согласуется с выводами О. А. Бетехтиной [1983] по палеобиогеографии неморских двустворок позднего палеозоя. По ее данным, комплексы двустворок Горловского прогиба наиболее близки таймырским, а не расположенным рядом кузбасским.

Внутриплитовый (платформенный) этап характеризуется затуханием тектонических процессов и магматизма на фоне общего погружения территории Западной Сибири. Последнее, вероятно, связано с продолжающимся вращением Сибирской платформы, но уже в условиях достаточно жесткой литосферы сформированного континента Евразии, составной частью которого она стала [Баженов, Моссаковский, 1986]. Рассматриваемый регион находился на стыке областей растяжения и сжатия, поэтому здесь проявились и гранитоиды (барлакский комплекс), слагающие пояс субмеридионального простиранья, и дайково-силловые образования базитового состава (изылинский комплекс). Какие-либо существенные структурные перестройки в этот этап не зафиксированы.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Многолетнее и разностороннее изучение магматогенных образований в пределах КТСЗ показало, что магматическая деятельность здесь проявлялась неоднократно и была контрастной по вещественному составу [Шнелль, 1915; Бельштерли, 1933; Гусев, 1934; Матвеевская, 1952*; Иванов, 1956*; Кутолин, 1962; Иванова, 1968; Нуварьева, 1968; Козлов, 1970*; Дергачев и др., 1980; Кривенко и др., 1983; Глотов, 1984*; Гилев и др., 1988*; Борисенко и др., 1995*; Федосеев и др., 1998*; и др.]. Однако в условиях практически полной закрытости рассматриваемого региона наблюдения за относительными возрастными взаимоотношениями имеют ограниченный характер, а редкая встречаемость коренных обнажений во многом затрудняет однозначную идентификацию породных ассоциаций и отнесение их к определенным магматическим комплексам. Эти трудности в одинаковой мере относятся к породам как базитового, так и гранитового ряда.

О разнообразии проявления магматизма на территории КТСЗ можно судить в основном только по двум районам — Новосибирскому Приобью и окрестностям г. Томска (в правобережье р. Томи), в которых палеозойский фундамент выходит на дневную поверхность или перекрыт сравнительно небольшим (50–60 м) чехлом палеоген-четвертичных отложений.

Степень изученности магматических образований КТСЗ, определяющая достоверность выделения комплексов, далеко не одинакова. Наиболее детально исследованными оказались базиты ташаринского (седовозаимского) и обские гранитоиды, в меньшей степени — базиты буготакского, укропского и изылинского (долеритового) комплексов. По паутовскому комплексу и ассоциации нефелинсодержащих пород имеется лишь отрывочная информация и отсутствует каменный материал для изотопно-геохронологических исследований. Особого внимания, с точки зрения авторов, заслуживают пространственно связанные с гранитоидами гранит-порфиновые дайки, часть из которых (по аналогии с Северо-Западным Салаиром) может оказаться перспективной в отношении молибденового оруденения.

Предыдущими исследователями основное внимание уделялось геолого-петрографическому изучению магматических образований, химизму горных пород и руд; всестороннего же петрохимического, геохимического и геохронологического анализа проведено не было. В данной работе делается попытка по возможности восполнить этот пробел, поскольку поступление новых надежных изотопных датировок обязывает вносить соответствующие коррективы в существующие схемы магматизма. Принципиально новым моментом предлагаемой корреляционной схемы является то, что на основании полученных авторских данных по геохронологии, петрохимии, геохимии и минералогии из состава не-

когда единого гранитоидного обского комплекса [Козлов, 1970*; Амшинский и др., 1978; Борисенко и др., 1995*] выделен барлакский (колыванский). Авторам представляется также, что ташаринский (седовозаимский) комплекс не относится к категории формаций расслоенных интрузий, как это считалось ранее.

Ниже приводится характеристика магматических комплексов (без ретроспективного анализа мотивов) и высказаны некоторые соображения о доказательности и правомерности их выделения. По всем пробам, отобраным на изотопные геохронологические анализы, выполнены комплексные исследования (табл. 2–5) с необходимым уточнением названий горных пород, химические анализы которых заимствовались из литературы [Классификация..., 1981, 1997; Богатиков и др., 1987].

Гранитоиды в пределах КТСЗ сравнительно детально изучены в Новосибирском Приобье. Гранитоидный магматизм здесь, как установлено нашими исследованиями, проявился в два сближенных по времени периода. В районе г. Томска гранитоиды предполагаются по геофизическим данным и некоторым косвенным геологическим признакам, однако реальное их наличие пока не подтверждено ни одной из пройденных скважин.

Базитовый магматизм также разнообразен. Традиционно здесь выделялось несколько комплексов, имеющих дайковую или эффузивно-субвулканическую природу. Насыщенность региона базитовыми интрузивами и дайками весьма неравномерна. Следует отметить, что главные трудности при изучении базитовых даек (малых интрузий) и эффузивов в закрытых районах при довольно мощной коре выветривания связаны с преимущественно макроскопической диагностикой пород (по «трухлякам»), небольшим числом наблюдений над взаимоотношениями даек и редкой возможностью достоверного определения пространственной их ориентировки. При геолого-съёмочных работах интрузивы выделяемых комплексов картируются часто по геофизическим данным. Только детальные лабораторные исследования дают определенную информацию для более точной диагностики, идентификации и вероятностного разделения базитовых магматитов. Анализ материала по базитовому магматизму позволяет сделать некоторые выводы об эволюции глубинных очагов в отдельные периоды формирования КТСЗ.

Дайки, пространственно тяготеющие к гранитоидным массивам, традиционно относились к комплексу так называемых даек второго этапа [Коптев-Дворников, 1952; Абдуллаев, 1957; Хомичев и др., 1994а,б], а остальные, преимущественно базитового и лампрофирового рядов, — к самостоятельным комплексам малых интрузий или собственно дайковым комплексам [Оболенская, 1983]. Наиболее слабым местом в изучении даек этого типа в пределах КТСЗ является ограниченность данных по их относительным взаимоотношениям и геохронологическому датированию. На схемах и картах большинство из них показывается на основе интерпретации материалов магнитометрии, позволяющей картировать разновидности даек с разными магнитными свойствами при средне- и крупномасштабных съёмках. Достоверность соответствия локальных линейных магнитных аномалий габброидным и долеритовым дайкам в палеозойском фундаменте под маломощным (30–50 м) рыхлым чехлом была доказана в процессе поиска и разведки никеленосных интрузивов, а также при поисково-разведочных работах под закладку карьеров строительного камня.

Результаты химического анализа горных пород, мас. %

Номер		Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	BaO	Сумма
п/п	обр.														
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	АС-24	Габбро-долерит	50,29	1,42	15,71	12,04	0,26	6,37	8,52	3,15	1,21	0,32	0,40	Н. о.	99,69
2	Б-1	Сиенит кварцевый	66,48	0,46	15,58	3,13	0,06	1,67	3,38	4,51	3,93	0,58	0,27	0,18	100,23
3	Б-1а	»	65,67	0,47	15,66	2,91	0,06	1,85	3,35	5,68	3,66	0,44	0,26	Н. о.	100,01
4	Б-2	Гранит аплитовидный	77,37	0,08	12,70	0,96	0,03	0,10	0,53	3,73	4,29	0,18	0,03	0,01	100,01
5	Б-3	Спессартит	50,80	1,96	14,55	8,72	0,13	7,22	7,65	3,81	2,61	1,08	1,34	0,16	100,03
6	Б-4	Диорит-порфирит	65,22	0,71	16,61	3,72	0,04	1,02	2,00	5,25	3,82	0,90	0,38	0,10	99,77
7	Б-4а	»	64,76	0,73	16,51	3,77	0,05	1,24	2,23	5,68	3,86	0,86	0,40	Н. о.	100,09
8	Б-5	Гранит аплитовидный	73,81	0,19	14,22	1,69	0,03	0,43	0,85	4,11	4,24	0,30	0,10	0,06	100,03
9	БМ-1	Лейкогранит биотитовый	75,79	0,14	12,30	1,73	0,08	0,27	0,85	3,78	4,35	0,54	0,03	Н. о.	99,86
10	БМ-2	»	76,08	0,11	12,35	1,18	0,06	0,15	0,76	4,01	4,89	0,60	0,03	»	100,22
11	БМ-3	»	76,55	0,08	12,84	0,81	0,03	0,10	0,70	3,89	4,34	0,56	0,03	»	99,93
12	БМ-4	Гранит аплитовидный	76,56	0,04	12,88	1,28	0,11	0,10	0,37	3,69	4,30	0,76	0,03	»	100,12
13	ГС-16	Габбро-долерит	52,23	1,13	14,93	10,64	0,20	7,69	8,52	2,91	1,36	0,12	0,42	»	100,15
14	Д-1	Диорит	52,10	1,13	16,85	8,40	0,12	5,81	7,35	3,25	2,03	1,54	0,71	»	99,29
15	Д-2	Гранит аплитовидный	74,40	0,09	13,96	1,35	0,07	0,12	0,87	3,58	4,85	0,36	0,03	»	99,68
16	Д-10	То же	73,36	0,18	14,61	1,40	0,04	0,28	1,25	3,57	4,78	0,30	0,05	»	99,82
17	И-1	Гранит биотит-рогово-обманковый	71,10	0,33	14,22	2,56	0,04	0,83	1,53	4,71	4,03	0,55	0,13	0,10	100,13
18	К-1	Гранит биотитовый	74,95	0,11	12,87	1,60	0,04	0,10	0,77	4,51	4,10	0,92	0,03	0,01	100,01
19	К-2	»	76,01	0,11	12,66	1,62	0,04	0,10	0,51	3,99	4,34	0,74	0,03	0,02	100,17
20	К-4	Гранит аплитовидный	75,56	0,17	12,95	1,79	0,04	0,10	0,60	3,83	4,46	0,46	0,03	0,05	100,04
21	М-1	Лейкогранит	74,29	0,17	13,91	1,92	0,06	0,14	1,11	3,47	4,44	0,34	0,03	0,09	99,97
22	М-2	То же	74,79	0,12	13,70	1,51	0,06	0,10	1,02	3,69	4,19	0,56	0,03	0,08	99,85
23	НБ-2	Граносиенит	69,81	0,37	15,79	2,46	0,04	0,62	2,11	5,23	3,38	0,16	0,13	0,12	100,22
24	НБ-3	Гранит биотитовый	69,69	0,36	16,00	2,35	0,04	0,48	1,87	5,47	3,19	0,40	0,09	0,14	100,08
25	НБ-11	Гранит порфировидный	70,64	0,37	15,25	2,64	0,05	1,03	2,15	4,63	3,23	0,38	0,13	Н. о.	100,49
26	НБ-14а	Гранит биотитовый	73,70	0,14	14,35	1,41	0,03	0,38	1,03	4,06	4,76	0,38	0,02	»	100,26
27	НБ-16	Пегматит	74,85	0,03	14,38	0,73	0,02	0,29	1,04	3,34	5,04	0,30	0,02	»	100,04
28	НБ-1	Габбро-долерит	50,29	1,02	19,23	8,18	0,14	5,19	9,34	3,23	0,79	1,90	0,36	0,04	99,71
29	НБ-17	Долерит порфировидный	50,22	0,99	14,21	9,94	0,20	9,06	8,01	2,70	1,35	3,32	0,31	Н. о.	100,31

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
30	НБ-20	Порфирит	61,13	1,33	15,46	8,11	0,25	2,09	2,04	4,39	3,30	1,90	0,56	Н. о.	100,56
31	СЗ-14п	Габбро-долерит	47,04	0,79	12,58	14,17	0,28	12,44	6,07	1,78	2,51	1,44	0,25	»	99,35
32	СЗ-52п	»	45,62	1,24	14,66	13,22	0,22	11,16	7,28	2,75	0,85	1,70	0,56	»	99,26
33	СЗ-61	»	46,67	1,01	14,79	13,64	0,23	11,52	7,25	2,74	0,80	1,12	0,35	»	100,12
34	СЗ-375	»	50,31	1,19	14,22	10,88	0,20	8,50	8,20	3,11	1,47	1,38	0,54	»	100,00
35	Т-1	Плагиориолит	74,22	0,27	11,19	4,63	0,18	0,72	0,68	4,92	3,16	0,44	0,03	»	100,44
36	Т-6	Порфирит авгитовый	46,29	1,07	16,58	10,85	0,22	7,86	9,15	2,46	1,55	3,50	0,20	»	99,73
37	Т-7	»	47,98	1,12	14,61	9,61	0,18	8,68	11,41	3,49	0,23	2,70	0,17	»	100,18
38	Т-9	Плагиориолит кварцевый	78,38	0,09	10,68	1,53	0,03	0,15	0,19	3,21	5,58	0,28	0,03	»	100,15
39	Т-12	Плагиориолит	70,05	0,34	13,61	4,05	0,16	0,68	0,85	6,03	3,56	0,90	0,06	»	100,29
40	Т-15а	Долерит	51,88	1,59	14,51	11,78	0,23	4,69	7,46	3,63	2,03	2,28	0,56	»	100,64
41	Т-18	Тоналит-порфир	65,31	0,40	16,18	4,04	0,25	0,96	2,07	7,27	2,45	1,54	0,18	»	100,65
42	Т-19	Тоналит-порфир	66,33	0,39	16,18	3,97	0,28	0,95	1,14	6,90	2,56	1,70	0,17	»	100,57
43	ТМ-70	Долерит	49,34	1,37	16,05	9,72	0,21	6,45	8,14	2,93	1,96	3,12	0,74	0,11	100,14
44	ТМ-76	»	53,38	1,14	15,60	9,41	0,25	5,15	6,56	3,14	1,99	3,09	0,42	0,06	100,19
45	ТМ-77	»	53,15	2,32	13,24	14,93	0,31	3,67	5,51	3,22	2,22	1,30	0,84	0,08	100,79
46	ТМ-79а	»	56,45	1,83	13,62	12,01	0,24	3,09	4,59	2,86	3,02	1,62	0,53	0,10	99,94
47	ТМ-80б	Монцодиорит	51,61	1,95	13,99	10,39	0,22	5,25	6,52	3,73	2,56	2,12	1,10	0,11	99,55
48	Ч-1	Габбро	45,79	2,95	11,42	16,52	0,29	6,66	11,57	3,31	0,07	1,90	0,34	Н. о.	100,82
49	Ч-1а	»	46,86	1,90	18,30	11,78	0,20	4,24	9,44	3,42	0,87	2,82	0,25	»	100,08
50	Ч-2	Порфирит	44,66	1,14	19,51	9,73	0,17	7,92	8,83	2,43	0,83	4,66	0,18	»	100,06

Примечание. Места отбора образцов: 1 — Гусинобродская дайка, пос. Гусиный Брод, ключ Красный; 2–8 — Новосибирский массив, карьер Борок; 9–12 — Барлакский массив: 9, 10 — Каменный карьер, среднее течение р. Бибиhi, 11, 12 — карьер Белый Камень; 13 — Мостовская дайка, устье речки Мостовой; 14, 15 — Обской массив, Каменный остров, пос. Дубровино; 16 — Обской массив, правый берег р. Оби, пристань пос. Дубровино; 17 — Новосибирский массив, Ипподромский карьер; 18–20 — Кольванский массив, карьер Кольванский-2; 21, 22 — Мочищенский шток, Мочищенский карьер; 23–30 — Обской массив, Новобибеевский карьер; 31 — Седовозаимский интрузив, скв. 14п; 32, 33 — Ташаринская дайка, скв. 52п и 61; 34 — Алферовская дайка, скв. 375; 35 — карьер пос. Горный; 36–38 — Казанский карьер, в 5 км севернее пос. Карпысак; 39 — карьер пос. Горный; 40 — Изылинский силл, правый борт речки Мал. Изылы, Завьяловский карьер; 41, 42 — Иневская дайка, Иневский карьер, в 3 км на ЮЗ от д. Инской (Черепановский район); 43 — Усть-Басандайская дайка, правый берег р. Томи, устье речки Басандайки; 44 — Конининская дайка, район пос. Конинино; 45 — Копыловская дайка, район пос. Копылово; 46 — Сычевская дайка, г. Томск, переулоч Сычева; 47 — Заварзинская дайка, район пос. Заварзино; 48, 49 — тело Малетинское-1, Малетинский карьер; 50 — тело Малетинское-2, Малетинская расчистка.

Здесь и далее н. о. — не определялось; $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ — суммарное железо в оксидной форме.

Результаты нейтронно-активационного анализа пород ($n \times 10^{-4} \%$)

Номер		Массив, тело, дайка	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Yb	Lu	Sc	Co	Cr	Cs	Hf	Ta	Th	U
п/п	обр.																		
1	К-2	Кольванский	30,0	69,0	37,0	9,7	0,5	8,9	1,8	12,0	1,9	3,6	0,8	12,0	17,0	7,8	5,1	30,0	6,1
2	К-4	»	54,0	106,0	55,0	13,4	1,0	12,2	2,3	11,7	1,8	5,5	1,0	9,0	9,5	8,5	2,5	25,0	13,7
3	М-1	Новосибирский	26,8	60,1	27,7	5,5	0,7	4,6	0,9	5,0	0,8	4,1	1,3	5,0	5,0	6,0	1,5	15,0	18,9
4	И-1	»	42,0	79,0	32,0	5,2	1,2	3,6	0,5	1,1	0,0	3,8	4,6	170,0	2,6	4,8	0,7	16,0	2,9
5	Б-1	»	46,0	76,0	30,0	5,4	1,6	4,6	0,7	1,0	0,1	5,5	7,3	50,0	0,7	6,5	0,6	9,5	2,3
6	Б-2	»	21,0	25,5	8,5	1,5	0,2	0,7	0,1	0,4	0,6	0,6	1,2	4,0	2,7	3,6	0,9	24,0	13,1
7	Б-3	»	85,0	142,0	64,0	13,6	3,7	8,0	1,1	1,1	14,0	13,7	31,5	175,0	1,5	3,9	2,0	4,6	4,9
8	Б-4	»	44,0	83,0	33,0	5,8	1,4	4,6	0,7	1,0	0,1	4,3	6,0	10,0	1,1	4,2	0,6	5,0	4,7
9	Б-5	»	35,2	55,0	19,3	2,6	0,6	1,6	0,3	0,5	0,1	1,7	2,5	12,0	3,6	3,5	0,7	28,0	6,1
10	Д-1	Обской	31,0	69,0	42,0	8,0	2,2	6,6	1,0	2,0	0,3	18,4	25,0	80,0	2,0	2,8	0,4	4,0	1,1
11	НБ-2	»	26,0	52,0	20,0	3,8	1,1	3,3	0,5	0,8	0,1	3,4	3,5	120,0	1,5	5,2	0,4	10,0	2,7
12	Д-10	»	10,6	23,0	10,0	2,2	0,5	2,2	0,3	0,8	0,1	3,3	1,2	5,0	2,0	3,3	0,4	5,0	7,3
13	Т-18	Иневское	24,0	50,0	27,0	6,1	1,8	6,5	1,1	3,9	0,6	4,2	1,6	2,6	0,8	4,6	0,3	6,9	2,8
14	НБ-1	Новобибеевская	13,6	28,6	16,6	4,4	1,5	5,2	0,9	2,3	0,3	19,4	25,0	80,0	5,0	2,6	0,3	0,8	0,3
15	А-24	Гусинобродская	23,0	45,0	26,0	6,2	2,0	7,0	1,2	3,1	0,4	27,1	39,0	142,0	0,8	3,6	0,5	1,9	0,8
16	С3-375	Алферовский	32,0	63,0	32,0	7,8	1,9	7,0	1,1	2,9	0,4	26,3	39,0	510,0	3,0	2,8	0,9	2,3	1,5
17	С3-52п	Ташаринский	17,9	36,1	20,4	5,3	1,5	4,9	0,8	2,0	0,1	14,6	56,0	380,0	1,3	2,2	0,4	1,5	0,4
18	С3-61	»	15,0	30,0	15,0	3,9	1,4	4,1	0,7	1,7	0,2	15,1	59,0	496,0	0,8	2,0	0,4	1,4	0,6
19	Ч-1а	Малетинское	9,8	22,0	14,0	3,7	1,7	4,4	0,7	2,1	0,3	29,3	32,6	108,0	0,9	2,3	0,6	1,8	0,2
20	Т-15а	Изылинское	40,0	79,0	43,0	9,6	2,4	9,1	1,5	4,4	0,6	30,7	29,9	34,0	2,0	5,4	0,8	4,0	1,0
21	Грл-1	Горловская	9,1	22,0	15,0	4,0	1,6	4,9	0,8	1,9	0,3	27,0	47,0	304,0	2,0	3,5	0,2	0,8	0,2
22	ТМ-9	Бойцовская	52,0	107,0	55,0	11,9	3,2	8,9	1,3	2,3	0,3	25,1	36,0	337,0	1,2	3,8	0,6	3,0	1,2
23	ТМ-33	Ларинская	73,0	144,0	71,0	15,3	4,1	11,3	1,7	3,2	0,4	18,2	20,0	67,0	1,3	6,0	1,0	4,8	2,5
24	ТМ-62	Афонинская	49,0	100,0	56,0	12,8	3,6	10,1	1,5	2,5	0,3	23,2	40,0	440,0	60,0	6,0	1,0	4,5	1,8

Примечание. 1, 2 — лейкограниты биотитовые (карьер Кольванский-2); 3 — лейкогранит биотитовый (карьер Мочище, г. Новосибирск); 4 — гранит биотит-роговообманковый (карьер Ипподромский (Вертковский), г. Новосибирск); 5 — граносиенит, 6 — гранит аплитовидный, 7 — спессартит, 8 — плагиосиенит-порфир и 9 — гранит (карьер Борок); 10 — диорит (пос. Дубровино, Каменный остров); 11 — граносиенит (Новобибеевский карьер, пос. Новобибеево); 12 — гранит аплитовидный (правый берег р. Оби, в 1 км выше пристани, пос. Дубровино); 13 — диорит-порфирит лейкократовый; 14 — габбро-долерит (Новобибеевский карьер); 15 — габбро-долерит (в 600 м от устья руч. Красного, карьер в пос. Гусиный Брод); 16 — габбро-долерит (скв. 375, р-н пос. Алферово); 17 — скв. 52п и 18 — скв. 61 (р-н пос. Ташара); 19 — габбро-диорит (Малетинский карьер, в 5 км восточнее от пос. Малетино); 20 — долерит (правый борт р. Изылы, карьер в 2 км севернее пос. Завьялово); 21 — долерит оливиновый (Горловский карьер, р-н пос. Горлово); 22 — долерит оливиновый порфириовидный (правый берег р. Томи, Лагерный сад, мыс Боец, г. Томск); 23 — монцодиорит (правый берег р. Тугояковки, напротив устья руч. Тарганак, район б.д. Ларино); 24 — лампрофир биотит-пироксеновый (правый берег р. Томи, утес Афонин камень).

Анализы выполнены в АЦ ОИГГМ СО РАН, аналитик В. С. Пархоменко.

Таблица 4

Результаты рентгенофлуоресцентного анализа пород, г/т

Номер		Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Номер		Rb	Sr	Y	Zr	Nb
п/п	обр.						п/п	обр.					
1	АС-24	17,9	679,2	29,5	147,9	7,8	15	К-4	256,8	53,7	58,4	126,7	16,4
2	Б-1	59,6	1959,3	5,5	157,8	8,0	16	М-1	126,1	219,3	32,3	126,8	14,9
3	Б-2	138,9	224,9	7,6	57,6	18,0	17	М-10	87,8	695,0	11,9	240,0	9,6
4	Б-3	26,0	3215,4	Н. о.	187,3	26,4	18	НБ-1	12,4	774,4	20,9	109,2	(3,7)
5	Б-4	48,7	943,1	9,1	212,0	10,3	19	НБ-2	82,0	925,1	12,9	187,2	6,6
6	Б-5	117,6	948,2	5,4	114,0	13,5	20	СЗ-375	27,0	947,9	25,6	162,1	16,2
7	БМ-1	242,0	87,0	57,7	112,0	13,0	21	СЗ-52п	16,9	640,3	19,5	100,5	6,8
8	БМ-2	271,0	44,2	70,3	89,0	17,6	22	СЗ-61	9,0	673,4	11,3	86,4	(3,9)
9	Грл-1	8,4	504,8	18,8	156,4	(3,6)	23	Т-15а	39,1	648,6	35,2	216,9	9,3
10	Д-1	34,2	2320,3	13,2	121,2	Н. о.	24	Т-18	44,0	272,6	28,0	177,3	(4,6)
11	Д-10	111,9	396,4	8,5	85,7	7,8	25	ТМ-33	48,2	1589,0	34,6	243,8	11,8
12	И-1	100,6	1064,7	22,3	281,1	18,9	26	ТМ-62	64,1	1047,8	16,9	233,8	11,5
13	К-1	504,0	36,6	363,0	176,0	36,3	27	ТМ-9	18,6	1738,5	20,3	165,4	5,3
14	К-2	443,9	45,7	80,2	139,9	25,3	28	Ч-1а	14,7	545,6	21,0	100,5	8,5

Примечание. Пределы обнаружения метода — 5 г/т; { } — значимый результат ниже предела обнаружения; н. о. — элемент данным методом не обнаружен; результаты анализа приведены с точностью ±10 % (для содержаний >20 г/т), 15 % (для содержаний от 10 до 20 г/т), 20 % (для содержаний от 5 до 10 г/т).

Анализы выполнены в АЦ ОИГМ СО РАН на многоканальном спектрометре СРМ-25, аналитик М. С. Мельгунов. Названия и места отбора образцов: 7, 8 — лейкограниты биотитовые (карьер Каменный, среднее течение р. Бибихи); 13 — гранит аплитовидный (карьер Кольванский-2); 17 — лейкогранит (карьер Мочищенский). Остальные обозн. см. в табл. 3.

Таблица 5

Результаты гамма-спектрометрического анализа пород

Номер		U(Ra), г/т	Th, г/т	K, %	Th/U	Номер		U(Ra), г/т	Th, г/т	K, %	Th/U
п/п	обр.					п/п	обр.				
1	АС-24	1,1	1,5	0,92	1,36	21	НБ-2	2,8	7	2,95	2,50
2	Б-1	3,4	8,1	3,34	2,38	22	НБ-11	14,7	16,8	2,22	1,14
3	Б-2	14	23	3,6	1,64	23	НБ-16	0,4	1	4,33	2,50
4	Б-3	6,6	4,2	2,17	0,64	24	НБ-17	1	2	1,08	2,00
5	Б-5	5	17,9	3,9	3,58	25	СЗ-14п	1,1	1,4	2,07	1,27
6	БМ-1	7,2	24,5	4,11	3,40	26	СЗ-52п	0,7	0,9	0,67	1,29
7	БМ-2	7,4	25,5	3,9	3,45	27	СЗ-375	1,3	2,6	1,11	2,00
8	БМ-3	6,2	24,9	3,69	4,02	28	СЗ-61	0,7	0,8	0,63	1,14
9	БМ-4	2,5	17,7	3,2	7,08	29	Т-1	2,3	5,6	2,48	2,43
10	ГС-16	1,3	2,2	1,09	1,69	30	Т-6	0,4	0,6	1,31	1,50
11	Д-1	1,5	2,9	1,54	1,93	31	Т-7	0,3	0,7	0,17	2,33
12	Д-2	8,6	9,4	3,86	1,09	32	Т-9	2,1	8,3	4,62	3,95
13	Д-10	6,4	4	4,18	0,63	33	Т-12	2,9	5,4	2,84	1,86
14	И-1	1,5	4,4	4,14	2,93	34	Т-15а	2,5	3,8	1,53	1,52
15	К-1	10,6	29,7	3,8	2,80	35	Т-18	2	5,6	1,85	2,80
16	К-2	4,3	25,8	3,8	6,00	36	Т-19	1,5	6,1	2,05	4,07
17	К-4	11,2	15,3	3,77	1,37	37	Ч-1	0,5	1	0,01	2,00
18	М-1	26,9	13,6	3,56	0,51	38	Ч-1а	0,8	0,6	0,79	0,75
19	М-2	24	14	3,31	0,58	39	Ч-2	0,3	0,2	0,75	0,67
20	НБ-1	0,4	0,6	0,71	1,50						

Примечание. Анализы выполнены в ОИГМ СО РАН, аналитик А. С. Степин. Название и место отбора пород см. табл. 2.

На основании проведенных ранее исследований выделяются островодужный, коллизионный и постколлизионный этапы геодинамического развития КТСЗ [Кунгурцев и др., 1998]. Доостроводужные магматогенные образования в пределах зоны пока не известны, но некоторыми геологами не исключалась возможность наличия под чехлом рыхлых отложений древних магматитов, которые в первом приближении параллелизовались бы с салаирскими. Условно к ним иногда относились дайки пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов, вскрываемые в ядрах Ордынского и Буготакского поднятий и считавшиеся аналогами бирюлинской свиты Салаира. Предположительный возраст их в этом случае оценивался как средний кембрий. Однако достоверных находок таких пород в пределах КТСЗ описано не было, и нами они также не встречены.

4.1. КОМПЛЕКСЫ ОСТРОВОДУЖНОГО ЭТАПА

Среди девонских магматитов издавна выделялась субвулканическая мета-базальт-риодацитовая формация, залегающая в низах комплекса задугового бассейна и имеющая мощность не менее 1800 м. Наиболее детально вулканы этой формации изучены в пределах Ордынского, Буготакского и Митрофановского поднятий, где они входят в состав среднедевонских эффузивно-осадочных свит — буготакской и митрофановской [Матвеевская, 1952*, 1969; Васютинская и др., 1959*]. Вулканогенный материал, представленный лавами и туфами андезибазальтового и риодацитового состава, занимает 75 % объема буготакской свиты [Мегакомплексы..., 1988]. Вулканогенные породы переслаиваются с песчаниками, алевролитами и известняками.

В основании буготакской свиты находится пачка бело-розовых известняков эйфеля (400 м) [Матвеевская, 1969], которая с разрывом перекрывается мощной (500–900 м) толщей эффузивов основного и среднего состава. Выше залегают кварцевые альбитофиры (плагиориолиты) и фельзит-порфиры с участием диабазов (1500–1700 м). Разрез заканчивается шиферными сланцами, которые перекрыты верхнедевонскими. Иногда в низах свиты располагаются эффузивные породы основного (реже среднего) состава — авгитовые и плагиоклазовые порфириты, миндалекаменные диабазовые порфириты, их туфы и туфобрекчии [Васютинская, Михайловский, 1963б; Матвеевская, 1969]. Далее по разрезу состав свиты существенно раскисляется — появляются субвулканические тела плагиориолитов и плагиориодацитов, находящиеся среди горизонтов грубо-обломочных туфобрекчии, туфов, туфоконгломератов, туфопесчаников и туфо-алевролитов (суммарная мощность этой части свиты около 1000 м). Степень зеленокаменного превращения пород крайне неравномерная — от слабо измененных до альбит-хлорит-серицитовых, альбит-эпидот-хлоритовых и альбит-хлорит-актинолитовых сланцев (в районе поселков Пермское и Буготак).

Относительно более молодыми являются субвулканические интрузивы диабазов, габбро-диабазов, плагиоклазовых порфиритов и амфиболизированных их разновидностей [Магматизм..., 1981]. При геолого-съемочных работах некоторая их часть выделена в качестве укропского комплекса [Мисюк и др., 1964*].

4.1.1. Буготакский плагиориолит-метаандезит-метабазальтовый комплекс

Специфической особенностью буготакского комплекса, вычлененного из состава одноименной свиты, является контрастный характер: наряду с основ-

ными и средне-основными вулканитами в них достаточно широко развиты ультракислые разности.

Нами разрез эффузивно-осадочной толщи изучался в Казанском карьере и ряде других действующих или заброшенных карьеров (сопки № 13, 21 и др.). Среди вулканических пород здесь преобладают базальтовые и андезибазальтовые порфириды, реже встречаются андезитовые порфириды [Кунгурцев и др., 1998]. Плагиоклаз представлен андезином и лабрадором. Пироксен обычно сильно хлоритизирован. Основная масса состоит из мелколейстового плагиоклаза и тонкозернистого магнетита, интерстиции заполнены хлоритом и кальцитом, иногда кварцем. В затопленном карьере Забой вскрыты диабазовые порфириды. Главным минералом в них является измененный плагиоклаз. Пироксен практически не сохранился. Много эпидота, хлорита, кальцита. Встречаются отдельные зерна вторичного кварца, ассоциирующего с эпидотом и хлоритом. Акцессорный минерал — титанит. Следует заметить, что катаклазированные и хлоритизированные породы в большинстве своем макроскопически воспринимаются как диабазы и диабазовые порфириды. Довольно часто они интенсивно рассланцованы, пронизаны густой сетью карбонатных и кварцевых прожилков.

Ультракислые породы (плагиориолиты и плагиориодациты со щелочным уклоном), относимые к данному комплексу, установлены в средней и верхней частях разреза буготакской свиты. Обнажаются они по рекам Буготак, Коен и их притокам, слагают некоторые из Буготакских сопки в районе поселков Костромской, Александровский, Горный, Михайловский, Семеновский и Ермачиха [Васютинская, Михайловский, 1963; Колобков, 1972*]. Вмещающими для них являются рассланцованные и хлоритизированные диабазы и диабазовые порфириды. Силлы рассечены разломами, вдоль которых развиты катаклазиты плагиориолитов с сохранившимися блоками относительно свежих разностей.

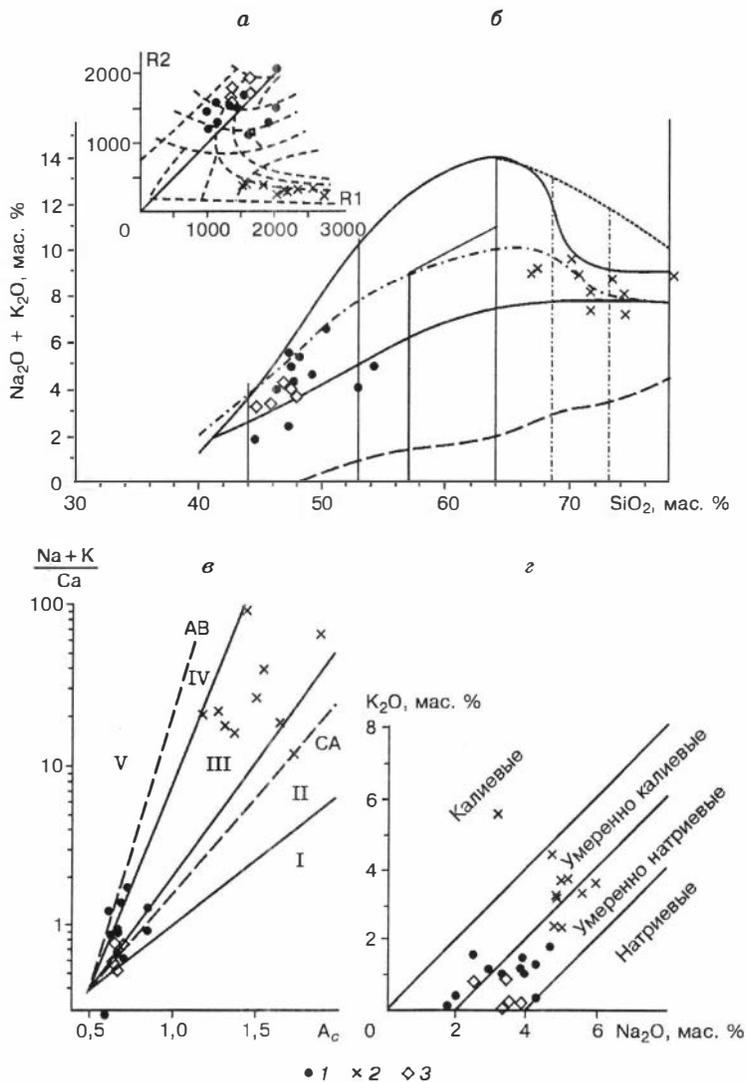
Нами эти породы изучались в пределах центральной части Буготакского поднятия, а также в карьерах Каменная гора и Шайдуrowsкий. Плагиориолиты состоят из кислого плагиоклаза (до 90 %) и кварца. Иногда к ним добавляется антипертит. Повсеместно развит хлорит, образующийся по биотиту. Наибольшие

Таблица 6

Средний химический состав субвулканических пород буготакского комплекса (по Л. В. Кунгурцеву и др. [1998]), мас. %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Риолиты (n = 9)	<u>74,32</u> 2,92	<u>0,28</u> 0	<u>11,2</u> 0,89	<u>2,68</u> 1,23	<u>1,24</u> 0,16	<u>0,1</u> 0	<u>0,51</u> 0,03	<u>0,98</u> 0,25	<u>4,84</u> 0,74	<u>2,38</u> 1,09	<u>0,03</u> 0
Трахриолиты (n = 10)	<u>73,29</u> 0,93	<u>0,2</u> 0,01	<u>12,87</u> 1,16	<u>1,81</u> 2,74	<u>1,33</u> 0,06	<u>0,06</u> 0	<u>0,26</u> 0,01	<u>0,34</u> 0,02	<u>5,05</u> 0,4	<u>3,68</u> 1,1	<u>0,02</u> 0
Трахриодациты (n = 8)	<u>70,66</u> 3,25	<u>0,32</u> 0,01	<u>13,63</u> 0,8	<u>1,7</u> 1,35	<u>2,1</u> 1,02	<u>0,07</u> 0	<u>0,48</u> 0,09	<u>0,88</u> 0,18	<u>5,62</u> 0,34	<u>3,29</u> 0,61	<u>0,05</u> 0
Трахидациды (n = 6)	<u>66,84</u> 4,19	<u>0,58</u> 0,06	<u>14,49</u> 5,97	<u>3,54</u> 2,03	<u>1,72</u> 1,72	<u>0,12</u> 0,01	<u>0,68</u> 0,38	<u>0,63</u> 0,38	<u>5,23</u> 4,25	<u>3,73</u> 2,45	<u>0,14</u> 0,01
Диабазы (n = 9)	<u>46,88</u> 1,28	<u>1,17</u> 0,01	<u>16,02</u> 0,27	<u>3,57</u> 0,03	<u>8,45</u> 0,13	<u>0,15</u> 0	<u>8,64</u> 1,53	<u>8,47</u> 3,68	<u>2,02</u> 1,24	<u>3,0</u> 0,52	<u>0,3</u> 0

Примечание. Над чертой — средние значения, под чертой — квадратичные отклонения; n — количество анализов.



• 1 × 2 ◊ 3

Рис. 6. Гипабиссальные породы буготакского (1, 2) и укропского (3) комплексов на диаграммах Де ля Роше (а), TAS-диаграмме (б), Л. С. Бородина (в) и щелочности (z): а: $R1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$, $R2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$ (ат. кол-ва) [по С. В. Ефремовой, К. Г. Стафееву, 1985];

б: пунктирная линия — область магматических пород, сплошная — область умеренно щелочных пород, штрих-пунктирная — нижняя граница бесфельдшпатоидных щелочных пород со щелочными пироксенами и амфиболами [Ефремова, Стафеев, 1985];

в: I–V — поля щелочности и группы серий (в скобках): I — известковое (низкокалиевая толеитовая), II — известково-щелочное (среднекалиевая и повышено-калиевая), III — субщелочное (высококалиевая), IV — щелочное базальтовое, V — щелочное (нефелинит-фонолитовая); пунктирные линии — главные магматические тренды: CA — известково-щелочной, AB — щелочно-базальтовой. $A_c = 4\text{Si} / \sum \text{Me}$, где Me — концентрации главных петрогенных компонентов (в ат. кол-вах), B_c — относительная основность (в баллах) [Бородин, 1997];

z: серии пород по щелочности [Ефремова, Стафеев, 1985].

Rb-Sr характеристики пород и минералов буготакского комплекса

Проба	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm\sigma$)
T-12 (п)	67,30	103,9	1,875	0,71438 \pm 15
T-12 (пи)	5,59	63,2	0,256	0,70471 \pm 23
T-12 (пш)	10,40	231,4	0,131	0,70590 \pm 06
T-7 (пи)	0,63	47,2	0,039	0,70561 \pm 18
T-9 (п)	67,20	29,9	6,518	0,73332 \pm 16

Примечание. п — порода, пи — пироксен, пш — полевоы шпат.

его скопления тяготеют к зернам магнетита, содержание которого повышается местами до 3–5 %. Наблюдаются листочки мусковита (от 0,1 до 2 %). Порфиновые и гломеропорфиновые выделения плагиоклаза обычно окружены оторочками серицита с примесью эпидота и зеленого биотита. Мусковит, гранобластовый кварц и эпидот развиваются по микротрещинам. Основная масса состоит из олигоклаз-альбит-кварцевого агрегата (10–15 %) и буровато-зеленого биотита (5–7 %). Часть кварца является несомненно наложенной. Акцессорные минералы — титанит, рутил и апатит, примесные — эпидот и хлорит. В единичных зернах отмечаются роговая обманка и цоизит. Иногда плагиориолиты интенсивно рассланцованы, имеют слегка порфировидную структуру и зеленую (разных оттенков) окраску, обусловленную серицитизацией и хлоритизацией. Встречаются и афировые разности пород с микропйкилитовой структурой (призмочки плагиоклаза в кварце). Основная масса состоит из полевого шпата и кварца с подчиненным количеством хлорита, эпидота и цоизита.

В кварцевых плагиориолитах порфиновые выделения (5 %) представлены бипирамидальным слегка корродированным кварцем и толстотаблитчатым тонкосдвойникованным альбитом. При наблюдении с одним поляроидом основная масса выглядит линзовидно-гранулированной, что является следствием слабого катаклаза. «Гранулы» состоят из альбита и кварца. Межгранулярные границы подчеркнуты пленочными гидроксидами железа. Примесных серицита и биотита не более 1 %. В шлифах иногда видна флюидалность, подчеркиваемая неравномерным распределением зерен магнетита (1–2 %) различных размеров и разной степени их скученности. В зонах закалки кварцевые плагиориолиты напоминают

яшмоиды с микрофельзитовой структурой основной массы. В них встречаются участки собирательной перекристаллизации, редкие фенокристы альбита и кварцевые прожилки с гранобластовой структурой. Измененные плагиориолиты приобретают красноватый оттенок. При этом плагиоклаз порфиновых выделений замещается кварц-эпидотовым агрегатом; по микротрещинам и в миндалинах развит карбонат.

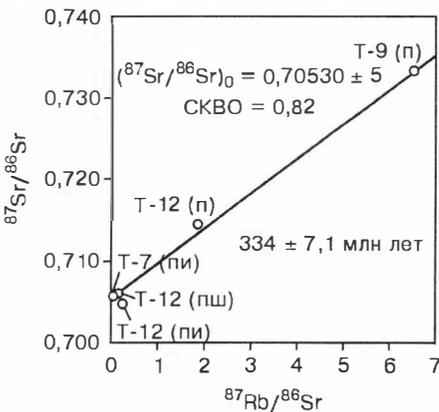


Рис. 7. Rb-Sr изохрона для субвулканических пород буготакского комплекса (см. табл. 7).

Химические анализы пород буготакского комплекса (см. табл. 1, б) отражают резкую контрастность состава по кремнекислоте и щелочно-кальциевому индексу (рис. 6, а). Породы в целом относятся к умеренно щелочному ряду (см. рис. 6, б) высококальциевой серии по Л. С. Бородину [1986, 1987] (см. рис. 6, в). Относительно более древние породы являются умеренно натриевыми, поздние — смещаются в сторону умеренно калиевых (см. рис. 6, г).

Среди описанных брекчированных и метасоматически измененных эффузивно-силловых образований часто устанавливаются пироксеновые порфириды, которые условно отнесены нами к укрупскому комплексу. Для подобных субвулканических образований изохронный Rb-Sr возраст составляет $334 \pm 7,1$ млн лет (рис. 7, табл. 7).

4.1.2. Укрупский порфирит-метагаббро-диабазовый комплекс

Сведения об укрупском комплексе ограничены. Петротипные объекты выделены в Верхне-Караканской и Лушниковской антиклиналях. Стратиграфически комплекс приурочен к франским карбонатно-сланцевым и терригенным отложениям и, судя по описанию, имеет субвулканическую природу [Мисюк и др., 1964*]. Первоначально в этот комплекс были включены андезитовые и базальтовые порфириды с их туфами, а также прорывающие габбро-диабазы, габбро-диориты и диоритовые порфириды [Домникова и др., 1960*; Евдокимов и др., 1962*]. Порфириды выделения в андезитовых порфиридах представлены андезином. Основная масса имеет микролитовую структуру и состоит из серицитизированного плагиоклаза и опациитизированного биотита. Поскольку андезитовые и базальтовые порфириды залегают среди образований верхнедевонской укрупской свиты, сложенной средне-мелкогалечниковыми конгломератами с прослоями песчаников, туфо-песчаников и сланцев, то возраст габбро-диабазов и диоритовых порфиритов также считался верхнедевонским [Кривонос, 1972*; Колобков, Кривонос, 1978*].

Эффузивная фацис укрупского комплекса нами детально не изучалась, поэтому к нему отнесены немногочисленные крупноплавающие дайки габбро-диабазов, диабазов и диабазовых порфиритов, обнажающиеся в районе сел Шарчино, Лушниково и Крюковское [Мисюк и др., 1964*]. Эти дайки, часть из которых имеет, возможно, северо-восточное простирание, практически не проявляются в магнитном поле. Их мощность колеблется от 10 до 20 м. По сравнению с вмещающими порфиритами они менее рассланцованы. В составе пород некоторых даек отмечены оливин и моноклинный пироксен. Крюковская дайка сложена мелкозернистыми диабазами с офитовой и пойкилоофитовой структурами: зерна свежего моноклинного пироксена (размером до 25 мм) насыщены мелкими плагиоклазовыми лейстами. Присутствуют апатит и лейкоксенизированный титаномagnetит. Вторичные минералы — эпидот и альбит. Диоритовые порфириды в коре выветривания вскрыты скв. 131, расположенной в 8 км на северо-восток от д. Шипуново [Евдокимов и др., 1962*]. В порфиридных выделениях содержится серицитизированный плагиоклаз и полностью замещенный хлоритом темноцветный минерал.

В районе Буготакских сопок, среди отложений одноименной свиты, описаны дайки и межпластовые тела порфиридных диабазов и диабазовых порфиритов, считающиеся синхронными с основными эффузивами укрупской свиты [Васютинская, Михайловский, 1963]. Форма тел и контактовые взаимоотношения изучены недостаточно. По имеющимся данным их мощность меняется от 1–5 до 500 м. Первоначально они картировались как более или менее крупные

интрузивы, которые при детализации работ нередко распадались на группы мелких тел. Общей особенностью даек является неустойчивая намагничённость, что не позволяет однозначно выделять их на картах магнитного поля: одна часть дайкообразных тел совершенно немагнитна, другая — даёт отчетливые локальные аномалии. По магнитной восприимчивости хорошо проявляются только дайки в районе сопок № 12 (в 3 км на северо-восток от пос. Ермачиха) и № 30 (в 4 км от устья речки Каменки, притока р. Буготак). Структура пород меняется от долеритовой и диабазовой до пилотакситовой. Порфиновые вкрапленники представлены пижонитом и реже плагиоклазом. Основная масса сложена андезином № 38–45, авгитом и ильменитом. По пироксену развиты тремолит и хлорит, по плагиоклазу — альбит, эпидот и хлорит.

Возможные представители гипабиссальной фации укропского комплекса наблюдались нами в Малетинском и Казанском действующих карьерах, а также в расчистке под карьер в 3 км южнее с. Малетино.

Впервые малетинские тела условно среднедевонского возраста изучались в 1965–1967 гг. при составлении среднемасштабной геологической карты [Домникова и др., 1988]. Отмечены небольшие их размеры (от 0,2 до 0,6 км по ширине и от 0,4 до 1,5 км по длине). Установленные по скважинам углы падения контактов меняются от пологих (15–20°) до крутых (до 70–80°), поэтому формы тел принимались за лакколито- и штокообразные. Количественно-минеральный состав габбро-диабазов (%): плагиоклаз — 43, пироксен — 30, второстепенные и акцессорные (биотит, калиевый полевой шпат, ильменит, апатит, пирит) — 12, вторичные (хлорит, пренит, эпидот-клиноцоизит) — 15.

Тело Малетинское-1, вскрытое карьером, сложено метагаббро и в меньшей степени метагаббро-диоритами и габбро-диоритами. В отличие от вышеописанных, метагаббро здесь имеют типично офитовые структуры и повышенные содержания титанавгита (30–60 %) и интенсивно лейкоксенизированного рудного минерала (5–8 %). Титанавгит хлоритизирован, местами по нему развит низкодвупреломляющий амфибол. Плагиоклаз (40–50 %) замещен пренитом, хлоритом, карбонатом и эпидотом. В интерстициях находятся радиально-лучистые агрегаты голубовато-зеленого хлорита, иногда с включениями эпидота. Биотита и кварца не отмечено. Акцессорный апатит образует довольно крупные (до 1 мм) зерна. Особенностью химического состава пород является повышенное содержание титана и аномально низкое калия.

Габбро-диориты Малетинского-1 интрузива характеризуются небольшим европиевым максимумом (рис. 8) и низким значением отношения La/Lu. От горловских и томских долеритов эти породы отличаются пониженным содержанием хрома.

Интрузив Малетинский-2, вскрытый небольшой по площади расчисткой, сложен оливиновыми апогаббро, состоящими из плагиоклаза (40–50 %), титанистого авгита (20–40 %) и предполагаемого оливина (от единичных зерен до 15–20 %). Характерной особенностью пород является широкое развитие пойкилофитовых структур и практически полное замещение оливина серпентином (пелительчатые структуры) или лепидобластическим тальк-слюдистым агрегатом. Изменение оливина имеет псевдоморфный характер — округлые очертания его зерен полностью наследуются вторичными агрегатами. Реликтов оливина не наблюдалось. Пироксен практически не изменяется, лишь местами отмечается его слабая хлоритизация и актинолитизация (игольчатые агрегаты в центре полигональ-

Рис. 8. Распределение РЗЭ в габбро-диоритах Малетинского интрузива.

ных участков зерен). Плаггиоклаз (лабрадор-битовнит) на 80–90 % замещен пренитом и хлоритом с примесью эпидота (рассеянная вкрапленность). Из аксессуарных присутствует лейкоксенизированный рудный минерал. Биотит встречен только в виде единичных листочков.

К укропскому комплексу условно отнесены также пироксеновые порфириды, вскрытые в Казанском карьере, и дорожной выемке по трассе Новосибирск — Ленинск-Кузнецкий, расположенной в 3–4 км к востоку от поворота дороги на пос. Карпысак. Фенокристы в порфиритах из карьера представлены авгитом и полностью разложенным плаггиоклазом. Авгит низкодвупреломляющий, имеет розоватую окраску, слегка плеохроирует. Зерна его окружены замещающими оторочками бесцветного игольчатого или бледноокрашенного амфибола. Крупные выделения авгита насыщены мелкими пойкилитовыми включениями плаггиоклаза, который (около 60 %) подвергается пренитизации, эпидотизации и хлоритизации. Плаггиоклазовые лейсты имеют размытые вследствие деанортитизации границы. Двойники проявляются редко. Основная масса состоит из амфибола, хлорита, альбита, цоизита. Хлорит развивается пятнами, замещающая пироксен и плаггиоклаз. Для него характерны слабая окраска и аномально низкое двупреломление. Более высокодвупреломляющая и интенсивнее окрашенная разность хлорита развита по трещинам. Зерна цоизита, контактирующие с хлоритом, имеют совершенную кристаллографическую огранку. В участках интенсивного катаклаза появляется эпидот. Первичный рудный минерал (5–6 %), представленный, по-видимому, титаномагнетитом или ильменитом, интенсивно лейкоксенизируется (часто видна сагеновая решетка). Встречаются единичные зерна магнетита и сульфидов. Микроминдалины заполнены светло-желтым хлоритом, цоизитом, кальцитом и кварцем.

В порфиритах из дорожной выемки размеры фенокристов авгита не превышают 1–2 мм. Некоторые его зерна в центральных частях замещены хлоритом, а в периферических зонах развит амфибол. Кварц представлен единичными зернами с блочным или гранобластовым строением. Имеется две разности хлорита — бесцветный и зеленый: первый развивается по первичным минералам, второй — находится в уплощенных миндалинах вместе с цоизит-эпидотовым агрегатом. При этом эпидот образует в хлорите «ежики», дающие в шлифах радиально-лучистые агрегаты. В большинстве же

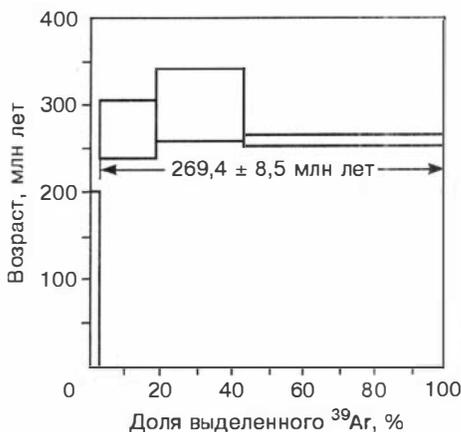
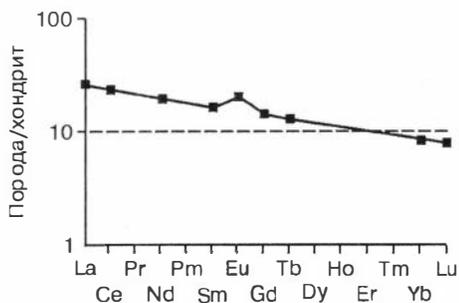


Рис. 9. Аг-Аг возрастные спектры пироксена из габброидов Малетинского интрузива (обр. Ч-1а).

случаев кристаллы эпидота растут от стенок миндалин, а промежутки заполняются хлоритом. Рудный минерал полностью лейкоксенизирован.

Укропский комплекс, в отличие от буготакского (см. рис. 6), не содержит кислых и средних пород. В целом (даже при небольшом количестве анализов) породы комплекса можно отнести к разряду несколько более основных и практически бескальциевых.

Возраст габброидов (^{40}Ar - ^{39}Ar датировка) Малетинского-1 интрузива по пироксену составляет $269,4 \pm 8,5$ млн лет (рис. 9), что ставит под сомнение отнесение их к укропскому комплексу. По своему возрастному положению малетинские габброиды приближаются к ташаринскому комплексу.

4.2. КОМПЛЕКСЫ КОЛЛИЗИОННОГО ЭТАПА

На данном этапе проявились ташаринский, приобской и новосибирский интрузивные комплексы. Барлакский комплекс, выделенный нами из состава обского, формировался, по-видимому, уже в постколлизийной обстановке.

Ташаринский комплекс, известный в литературе как седовозаимский, является наиболее изученным. Его описанию посвящено несколько обстоятельных публикаций, отчетов и диссертация, которые носят отчетливо металло-геническую направленность, включают обширные сведения по минералогии пород и руд, а также касаются вопросов поиска медь-никеленосных габброидных аналогов [Кривенко и др., 1983; Глотов, 1984*; Амшинский, 1987; Дергачев и др., 1987]. Поэтому ниже основное внимание уделено петролого-геохимической и геохронологической характеристикам данного комплекса.

Сравнительное описание массивов обского комплекса содержится в ряде работ [Осотских, 1936*; Нуварьева, 1968; Козлов, 1970*; Глотов, 1984*; Амшинский, 1987]. Для этого комплекса в целом характерны простой породный состав, отсутствие в качестве ранней фазы габброидов, неизменное наличие аплитовидных гранитов и сравнительно устойчивый диапазон вариации щелочности. При рассмотрении гранитоидов КТСЗ в рамках единого комплекса с привлечением гипотезы магматического замещения (гранитизации) все разнообразие пород объяснялось фаціальными соотношениями, а существенные различия массивов по вещественному составу — разными эрозионными их срезами [Нуварьева, 1968; Козлов, 1971]. В то же время не исключалось существование одного многофазного комплекса [Осотских, 1936*] или наличие двух комплексов [Григорьев и др., 1988].

Проблема моно- или полигенности вновь возникла в связи с проведением широкомасштабных геологических работ, когда стало ясно, что в регионе намечается не менее двух типов гранитоидов, коррелирующихся с известными в то время магматическими комплексами Алтая — змеиногорским и калбинским [Матвеевская, 1952*, 1969]. С первым параллелизовались диориты, кварцевые диориты и гранодиориты Новосибирского и Обского массивов, а со вторым — лейкограниты Колыванского, Барлакского и им подобных массивов. В. Б. Дергачев также выделял два типа гранитов — батолитовые (обские) и редкометалльные (колыванские). На резкие различия в химизме пород из разных массивов обратил внимание и А. И. Глотов [1984*]. Нами для решения данной проблемы проведена серия геологических, петрохимических, геохимических и геохронологических исследований, на основании которых поставлен вопрос о выделении из

состава обского комплекса приобского и барлакского [Борисенко и др., 1995*; Сотников и др., 1996; Федосеев и др., 1998*].

Дайки, пересекающие гранитоидные массивы и описанные ранее рядом исследователей в составе новосибирского комплекса, нами специально не изучались. Их характеристика дается на основании фрагментарных наблюдений в карьерах и по литературным данным. Значительно распространены дайки основного состава, отмечены также лампрофиры, плагиопорфиры, гранодиорит, граносиенит- и сиенит-порфиры [Токарев и др., 1996]. О количественном соотношении даек разного состава судить довольно трудно. Имеются весьма скудные сведения о мощностях даек и характере их залегания. Практически нет данных о взаимных пересечениях. Достоверно установлено только, что дайки аплитов и жилы («выпоты») пегматитов встречаются в массивах обоих гранитоидных комплексов и что оливинсодержащие долериты пересекаются безоливиновыми их разновидностями. Не исключено также, что аналоги даек гранит-порфиров, прорывающих ташаринские габброиды, отмечаются в виде ксенолитов в лейкогранитах барлакского комплекса.

Из новосибирского комплекса, как его охарактеризовали А. А. Гилев и др. [1988*], нами вычленены доприобские и постбарлакские базитовые дайки, т.е. в нашем понимании новосибирский комплекс состоит только из «внутригранитных» даек. Гранит- и гранодиорит-порфировые дайки трактуются, скорее, как некоторый петрологический тип порфировых интрузий, обладающих, по-видимому, золото-молибденовой рудной специализацией [Сотников, 1994*].

По паутовскому комплексу авторы не располагали каменным материалом, поэтому полученные выводы базируются исключительно на литературных данных и результатах петрохимической обработки анализов, заимствованных из фондовых работ (табл. 8). Известно, что этот комплекс выделен в 1965 г., когда при поисково-разведочных работах на глубине около 100 м была установлена серия даек субмеридионального (ССВ) простириания [Веригу, 1969]. Обращалось внимание на ограниченное их распространение и интенсивную контактово-метасоматическую проработку со стороны Орловского массива (скарнирование и ороговикование), а также иную, чем у ранее картируемых базитовых даек, ориентировку и четкую приуроченность к Паутовской и Вьюнской тектоническим зонами. Все это в дальнейшем дало основание называть подобные метабазиты «догранитными» и включить их в схему магматизма КТСЗ. Вопрос о валидности комплекса не возникал до получения новых геохронологических данных по другим магматитам региона [Амшинский и др., 1978].

Попытка детального изучения паутовского комплекса была предпринята в связи с решением проблемы никеленосности габброидов седовозаимского комплекса [Амшинский, Дергачев, 1985*]. Наиболее крупным представителем этого комплекса считался Амбинский дайкообразный интрузив (азимут простириания 30° , угол падения $70-80^\circ$, мощность 0,5–1 км, протяженность 5–6 км). Остальные дайки подсечены единичными скважинами либо выделены по геофизическим данным. Наблюдается широкая изменчивость состава пород, закалка и повышенные (8–10 %) содержания рудных минералов, в том числе сульфидов. По скрытокристаллическому агрегату основной массы развиты эпидот, хлорит и скаполит. Миндалины выполнены кальцитом, цеолитом, хлоритом и рудным минералом. В центральной части Амбинского интрузива установлены габбродиабазы, состоящие из плагиоклаза (50 %), титанистого авгита (30 %), кварца

Химический состав пород паутовского комплекса (по Н. Л. Петренко [1982*]), мас. %

Номер		Авт.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
п/п	обр.														
1	К-37/164	Гл	58,47	1,26	15,20	2,64	5,25	0,15	3,27	5,15	2,94	2,42	1,40	0,55	98,70
2	К-576	»	50,88	3,02	15,30	1,60	7,76	0,23	3,47	7,33	2,49	3,75	1,95	0,76	98,54
3	К-161а/50	»	50,39	3,38	16,83	1,00	9,41	0,22	2,43	5,37	6,23	0,62	2,26	Н.о.	98,14
4	К-73/130	»	46,06	3,48	15,00	5,60	7,57	0,22	5,48	6,61	3,23	2,24	1,62	0,76	97,87
5	К-161а/54	»	45,42	3,62	13,20	3,40	11,30	0,25	5,79	8,07	3,40	2,74	2,28	Н.о.	99,47
6	К-161а/51	»	42,78	2,63	13,40	3,08	12,90	0,28	7,02	9,90	2,60	1,40	3,05	»	99,04
7	К-42/156	»	42,77	3,46	9,15	1,71	10,30	0,19	18,49	7,91	1,48	1,09	0,85	0,48	97,88
8	К-42/170	»	42,50	3,47	8,98	1,76	11,00	0,19	17,89	7,33	1,81	0,71	1,44	0,51	97,59
9	К-77/137	»	55,10	1,01	15,30	0,52	6,67	0,11	7,89	6,90	2,81	1,60	1,42	0,32	99,65
10	К-37/1	Пт	58,12	1,28	15,19	3,74	5,58	0,14	3,15	4,70	3,53	3,23	0,98	Н.о.	99,64
11	К-161а/52	»	42,55	3,12	12,89	2,29	9,95	0,24	3,24	11,29	4,51	1,10	5,47	»	96,65
12	К-218/161	Ам	50,37	2,77	13,60	5,85	8,20	0,24	3,93	6,81	2,43	1,37	1,18	1,26	98,01
13	К-218/154	»	48,22	3,02	13,00	6,10	8,40	0,27	4,03	7,84	2,97	1,93	2,19	1,12	99,09
14	К-218/155	»	47,69	3,77	8,32	2,11	9,62	0,18	11,11	10,32	2,10	0,35	1,14	0,60	97,31
15	К-23/1	»	55,49	1,01	15,00	1,21	6,42	0,13	6,53	6,31	3,47	2,03	1,64	Н.о.	99,24
16	К-26/2	»	60,52	0,91	15,30	0,49	4,96	0,72	3,00	5,73	3,73	3,57	1,03	»	99,96
17	К-24/28	Пт	58,06	0,90	14,86	1,54	4,97	0,15	5,62	5,60	3,58	2,76	1,35	»	99,39

Примечание. 1–11 — Паутовская тектоническая зона: 1–8 — базиты мелких тел, 9 — лейкоделерит, 10, 11 — порфириды авгитовые; 12–17 — Амбинский интрузив: 12–14 — габбро субщелочные, 15 — диорит, 16, 17 — диориты кварцевые субщелочные.

Авторы анализов: Ам — Амшинский, Дергачев [1985*], Гл — Глотов [1984*], Пт — Петренко и др. [1982*].

Географическую привязку места отбора проб здесь и далее см. [Федосеев и др., 1998*].

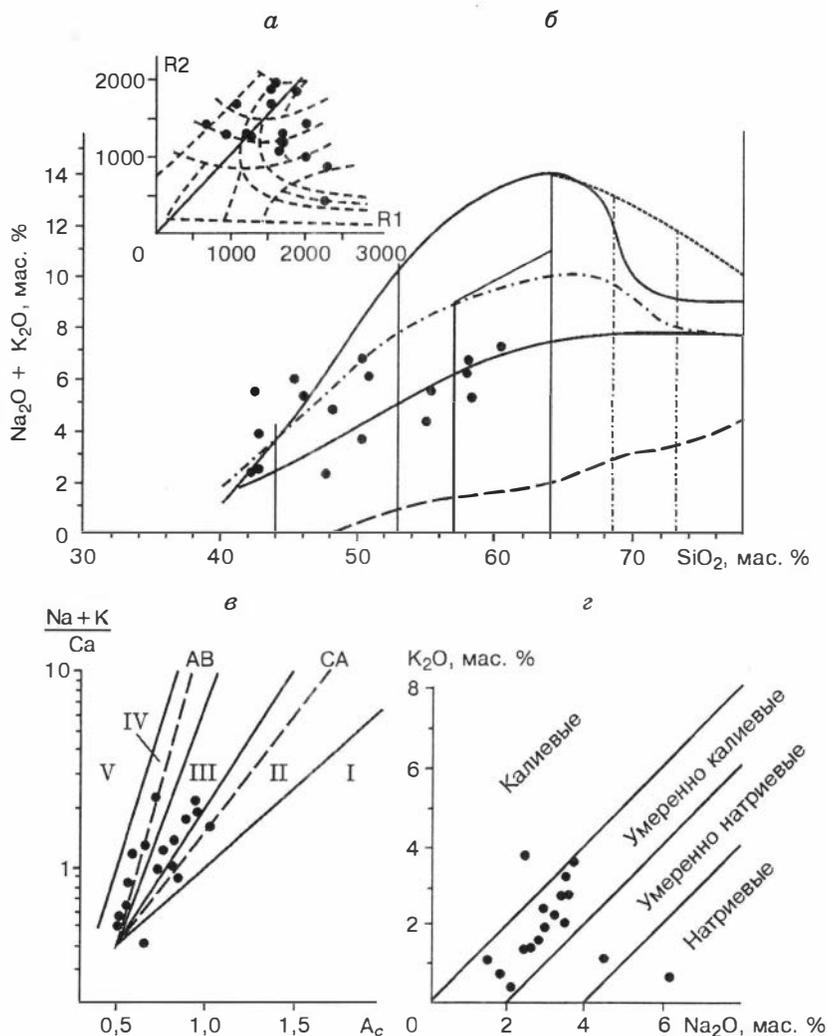


Рис. 10. Породы паутовского комплекса на диаграммах Де ля Роше (а), TAS-диаграмме (б), Л. С. Бородина (в) и щелочности (z).

Усл. обозн. см. на рис. 6.

(до 3 %) и вторичных минералов. Отмечены единичные зерна биотита и рудного минерала [Петренко и др., 1982*].

В составе паутовского комплекса описаны авгитовые порфириты с ильменитом и хромшпинелидами, прорванные дайкой лейкодиабазы, и двупироксеновые лейкодолериты, состоящие из андезин-лабрадора, пироксенов, биотита и амфибола. Из акцессорных отмечены шпинель и титанит. Дайки подвержены интенсивному скарнированию (гранат, диопсид). Лейкодолеритам присущи пониженные, а авгитовым порфиритам — повышенные содержания титана и фосфора, на что впервые обратил внимание А. И. Глотов [1984*], допускаявший отнесение части паутовских даек к седовозаимскому комплексу.

На петрохимических диаграммах обнаружено значительное рассеяние фигуративных точек пород, принадлежащих паутовскому комплексу. По кремнекислотности — это основные и частично средние породы, отвечающие по общей щелочности разностям от нормального до щелочного ряда. На классификационных диаграммах они занимают поле от оливиновых габбро до сиеногаббро и диоритов (рис. 10, *а, б*). В целом же породы относятся к умеренно калиевому типу. Щелочно-габброидный и известково-щелочной тренды намечаются также на диаграмме Л. С. Бородина (см. рис. 10, *в*). Обращает на себя внимание то, что породы Амбинского интрузива заметно отличаются от ташаринских базитов: наряду с габбро-норитами здесь проявлены диориты, тоналиты и даже граниты. Судя по петрохимическим характеристикам, этот интрузив представляется, скорее, диоритовым, чем долеритовым или габбровым. Во всяком случае объяснить разнообразие пород в нем только процессом кристаллизационной дифференциации не представляется возможным.

Подобная ситуация свидетельствует, очевидно, не в пользу петрогенетической самостоятельности паутовского комплекса, о котором с момента его выделения фактически не прибавилось ни качественной, ни количественной геологической информации. Можно предположить, что в его состав включены породы различных комплексов, в том числе, возможно, укропского и ташаринского, а также аналоги метасоматически измененных и оруденелых пород «седовозаимского» типа. Можно констатировать также, что выделение паутовского комплекса носило предварительный характер и не было подтверждено дальнейшими исследованиями, в частности, не были определены формационная принадлежность породной ассоциации и металлогеническая специализация. Учитывая полное отсутствие достоверных геохронологических датировок, авторы паутовский комплекс не рассматривают в представляемой ниже корреляционной схеме, а относимые к нему ранее штокообразные тела и дайки (в том числе и Амбинский интрузив) включают в ташаринский комплекс.

4.2.1. Ташаринский пикрит-габбро-долеритовый комплекс

Название комплекса (вместо «седовозаимского») впервые было предложено в связи со сменой эталона [Борисенко и др., 1995*; Токарев и др., 1996]. Нашими исследованиями установлено, что глубокая гидротермально-метасоматическая проработка пород Седовозаимского интрузива и сопутствующее ему интенсивное пирротинное оруденение, скорее, являются аномальными, чем типичными для комплекса в целом [Сотников и др., 1996].

Интрузивы комплекса имеют линейно вытянутую форму, крутые падения, устойчивое северо-западное простирание и в основном четко выражены в магнитном поле. На схематической карте распространения магматитов Новосибирского Приобья (рис. 11) выделено несколько участков (ареалов) повышенного их скопления, однако в скважинах и обнажениях детально изучены только два из них — Приобский и Гусинобродский [Глотов, 1984*]. Интрузивы первого ареала располагаются в пределах обоих бортов р. Оби на глубине нескольких десятков метров под неоген-четвертичными рыхлыми отложениями и вскрыты только скважинами. Поэтому авторам пришлось воспользоваться каменными коллекциями и шлифами, предоставленными А. И. Глотовым и А. П. Кривенко. Имевшийся в нашем распоряжении материал по ташаринскому комплексу был собран по скважинам, пересекающим несколько интрузивов и даек (табл. 9).

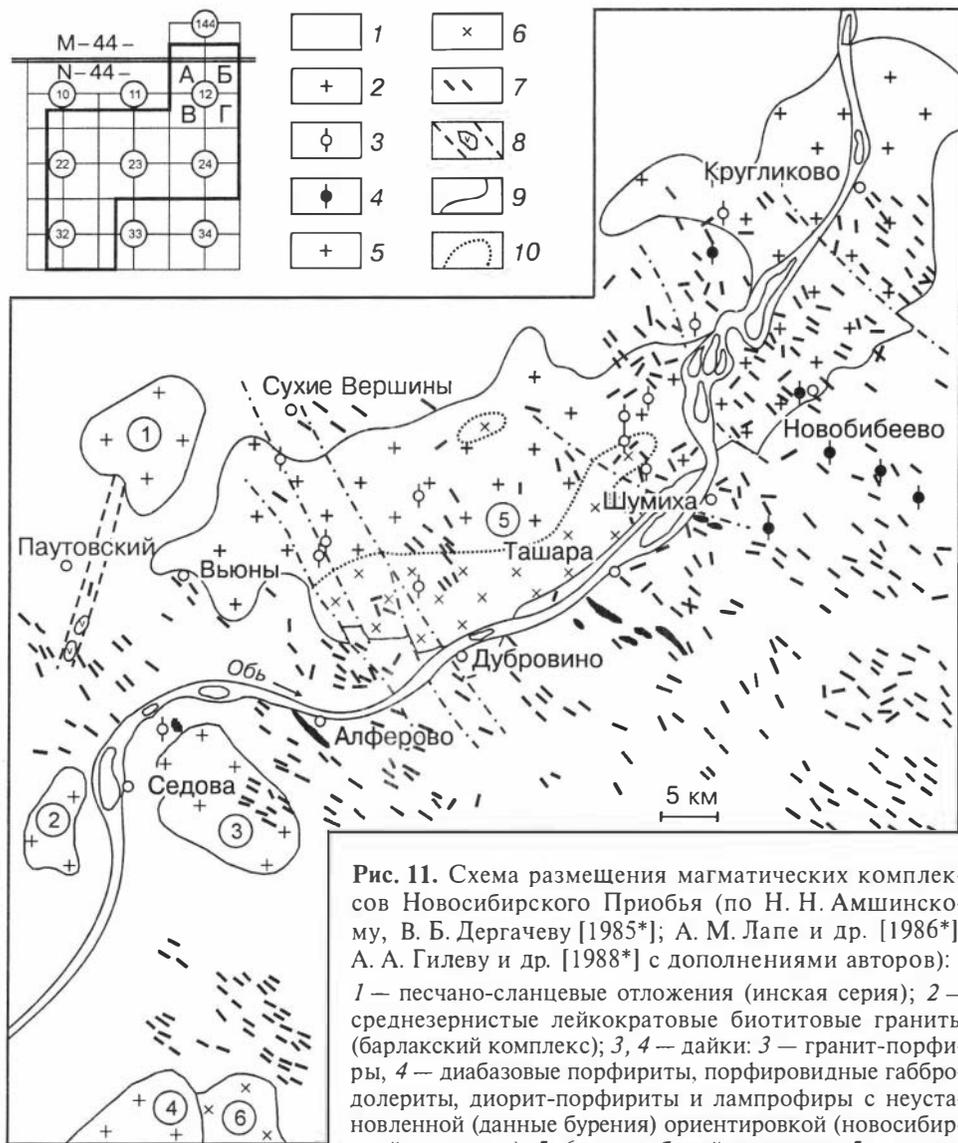


Рис. 11. Схема размещения магматических комплексов Новосибирского Приобья (по Н. Н. Амшинскому, В. Б. Дергачеву [1985*]; А. М. Лапе и др. [1986*]; А. А. Гилеву и др. [1988*] с дополнениями авторов):

1 — песчано-сланцевые отложения (инская серия); 2 — среднезернистые лейкократовые биотитовые граниты (барлакский комплекс); 3, 4 — дайки; 3 — гранит-порфиры, 4 — диабазовые порфиры, порфиридные габбро-долериты, диорит-порфиры и лампрофиры с неустановленной (данные бурения) ориентировкой (новосибирский комплекс); 5, 6 — приобской комплекс: 5 — граносиениты, биотит-роговообманковые граниты, кварцевые

сиениты, сиениты, аплитовидные граниты, 6 — гранодиориты, кварцевые диориты, диориты; 7 — долериты, габбро-долериты, плагиоклазовые апоперидотиты, лампрофиры, диоритовые, оливин-авгитовые и плагиоклазовые порфиры (нерасчлененные ташаринский и новосибирский комплексы, установленные по геофизическим данным); 8 — авгитовые порфиры (тела паутовского комплекса в Паутовской тектонической зоне); 9 — границы массивов под чехлом рыхлых отложений; 10 — условные (межфациальные) границы. Гранитоидные массивы барлакского (1-4) и приобского (5, 6) комплексов (цифры в кружках): 1 — Орловский, 2 — Колыванский, 3 — Барлакский, 4 — Мочищенский шток, 5 — Обской, 6 — Новосибирский.

Химический состав пород ташаринского комплекса, мас. %

Номер		Авт.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П.п.п.	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма
п/п	обр.																
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Ташаринский интрузив																	
1	86/67	Ги	46,72	1,26	16,66	1,67	5,81	0,09	4,92	8,46	4,13	1,07	Н.о.	8,00	0,44	0,32	99,55
2	СЗ-52п	Фд	45,62	1,24	14,66	13,22	Н.о.	0,22	11,16	7,28	2,75	0,85	»	1,70	0,56	Н.о.	99,26
3	СЗ-61	»	46,67	1,01	14,79	13,64	»	0,23	11,52	7,25	2,74	0,80	»	1,12	0,35	»	100,12
4	46/127	Гл	50,24	2,14	15,22	4,21	7,28	0,20	4,62	7,94	3,70	1,50	»	2,35	0,99	0,67	101,06
5	35/107	»	47,84	1,12	14,98	2,36	9,49	0,18	10,80	7,08	2,71	0,77	»	2,39	0,48	0,35	100,55
6	52/127	»	47,74	1,08	16,09	2,55	8,28	0,18	9,31	7,31	3,47	0,88	»	2,82	0,49	0,25	100,45
7	42/133	»	47,48	1,18	15,16	3,88	8,01	0,18	9,04	7,54	2,83	0,93	»	3,14	0,56	0,40	100,33
8	36/97	»	47,07	0,97	15,51	3,10	8,53	0,16	9,72	7,51	2,82	0,77	»	3,49	0,41	0,35	100,41
9	52/393	»	47,07	1,00	15,96	1,94	9,40	0,18	10,39	7,35	3,08	0,82	»	2,09	0,41	0,37	100,06
10	52/322	»	46,99	1,00	15,31	2,16	9,91	0,19	10,89	7,35	2,98	0,82	»	2,26	0,39	0,45	100,70
11	52/165	»	46,98	0,99	16,06	3,15	7,79	0,14	9,02	7,52	3,05	0,83	»	3,60	0,48	0,40	100,01
12	39/110	»	46,97	0,99	15,75	2,41	8,99	0,18	10,31	7,08	2,82	0,88	»	3,12	0,40	0,31	100,21
13	52/219	»	46,89	1,05	15,72	2,62	8,67	0,18	9,92	7,37	2,82	0,78	»	2,88	0,44	0,36	99,70
14	52/436а	»	46,85	0,92	15,50	2,01	9,48	0,18	10,99	7,21	3,03	0,77	»	2,07	0,43	0,37	99,81
15	28п/81	Кр	46,84	1,33	14,43	3,18	9,01	0,22	9,33	7,76	2,69	0,95	0,66	3,12	0,66	0,40	100,58
16	52/273	Гл	46,78	1,08	15,82	2,70	8,89	0,18	10,02	7,37	2,82	0,93	Н.о.	2,74	0,44	0,36	100,13
17	34/95	»	46,76	1,05	15,70	2,78	8,52	0,18	8,31	8,89	2,82	0,72	»	4,27	0,39	0,45	100,84
18	52/531	»	46,47	1,02	14,11	2,13	10,23	0,20	12,68	6,93	2,60	0,82	»	2,52	0,42	0,38	100,51
19	52/436	»	46,13	0,96	13,62	2,28	10,67	0,21	12,80	6,52	2,54	0,92	»	2,30	0,43	0,37	99,75
20	29п/97	Кр	46,00	0,89	14,44	2,26	9,96	0,20	12,58	6,52	2,44	0,77	0,55	3,05	0,27	0,21	100,14
21	28п/92	»	45,91	1,67	13,93	3,85	8,91	0,25	8,85	7,27	2,68	1,22	1,38	4,06	0,78	0,39	101,15
22	11п/97	»	45,84	1,22	14,60	3,20	9,25	0,19	9,92	6,80	2,50	0,88	0,98	3,79	0,42	Н.о.	99,59
23	29п/74	»	45,83	0,94	14,64	2,57	9,88	0,23	12,47	6,92	2,54	0,82	0,49	1,64	0,43	0,33	99,73
24	11п/94,5	»	45,50	1,24	14,30	2,30	10,47	0,20	11,05	7,48	2,50	0,83	0,64	3,19	0,56	Н.о.	100,26
25	11п/99	»	45,30	1,16	14,00	3,20	8,64	0,20	11,34	7,35	2,33	0,85	1,34	4,46	0,40	»	100,57
26	11п/96	»	44,99	1,27	13,70	2,50	10,63	0,24	11,25	6,99	2,25	0,83	0,80	3,52	0,45	»	99,42
27	11п/94	»	44,91	0,99	14,35	2,00	11,08	0,24	11,79	7,62	2,33	0,72	0,50	2,57	0,35	»	99,45
28	10п/88	»	45,60	0,91	10,70	1,40	12,16	0,24	17,10	6,39	1,94	0,75	0,28	2,33	0,35	»	100,15
29	27п/328	»	45,06	1,18	11,72	1,70	12,77	0,28	16,32	5,94	2,38	0,87	0,22	1,04	0,49	0,41	100,38

30	27п/288	»	45,05	1,16	11,98	1,86	12,69	0,28	16,40	5,52	2,48	0,82	0,12	1,36	0,48	0,53	100,73
31	27п/174	»	44,99	1,05	11,96	1,71	12,58	0,25	16,53	5,53	2,44	0,87	0,37	0,95	0,48	0,45	100,16
32	10п/66	»	44,70	0,89	10,90	1,30	13,23	0,24	17,67	5,85	1,94	0,72	0,30	1,83	0,39	Н.о.	99,96
33	27п/84	»	44,59	0,96	11,62	2,31	12,10	0,26	16,43	5,94	2,38	0,82	0,33	1,47	0,42	0,35	99,98
34	10п/45	»	44,51	0,92	11,20	1,25	13,36	0,23	17,38	5,72	2,08	0,77	0,40	1,90	0,33	Н.о.	100,05
35	27п/157	»	44,48	1,07	11,04	1,90	13,27	0,23	17,04	5,53	2,27	0,82	0,42	0,71	0,49	0,50	99,77
36	27п/138	»	44,42	0,96	11,22	1,45	13,21	0,23	17,28	5,46	2,27	0,80	0,13	1,50	0,48	0,46	99,87
37	27п/93	»	44,40	0,91	11,65	2,27	12,43	0,26	17,33	5,81	2,11	0,63	0,37	1,49	0,48	0,34	100,48
38	27п/306	»	44,38	1,17	10,53	2,17	13,83	0,29	17,48	5,16	2,24	0,83	1,19	0,47	0,53	0,83	101,10
39	26п/60	»	44,29	0,85	11,95	2,15	12,39	0,26	17,62	5,53	2,06	0,63	0,29	1,56	0,38	0,37	100,33
40	27п/264	»	44,28	1,14	11,63	2,69	12,29	0,28	15,89	5,66	2,21	0,87	0,17	2,03	0,51	0,91	100,56
41	27п/190	»	44,27	1,09	10,89	2,22	13,03	0,26	16,52	5,53	2,27	0,82	0,28	1,44	0,48	0,57	99,67
42	27п/216	»	44,24	1,21	10,94	2,14	13,52	0,26	16,32	5,66	2,22	0,72	0,24	1,19	0,50	1,01	100,17
43	51а/198	Гл	44,21	0,90	11,85	1,44	13,34	0,18	17,67	4,98	1,81	0,63	Н.о.	1,06	0,46	Н.о.	98,53
44	27п/113	Кр	44,06	1,04	10,25	2,09	13,34	0,25	17,90	5,25	2,22	0,82	0,23	1,52	0,53	0,83	100,33
45	51а/128	Гл	43,99	1,16	9,39	1,96	13,95	0,30	17,49	5,80	2,05	0,77	0,11	1,46	0,48	0,67	99,58
46	27п/71	Кр	43,96	1,05	10,51	2,06	13,62	0,28	18,32	5,15	2,03	0,77	0,28	1,63	0,43	0,41	100,50
47	27п/43	Гл	43,75	0,92	11,13	2,46	12,39	0,27	17,13	5,81	2,06	0,77	0,35	1,98	0,47	0,41	99,90
48	27п/318	Кр	43,54	1,05	9,88	2,33	14,66	0,29	17,27	5,28	2,10	0,80	0,05	1,62	0,52	0,64	100,03
49	10п/90	»	43,40	1,01	10,45	2,30	13,15	0,24	17,57	5,58	1,88	0,85	0,46	2,30	0,40	Н.о.	99,59
50	27п/455	Гл	46,77	1,17	11,11	2,23	11,98	0,22	13,78	8,04	2,44	0,77	Н.о.	1,37	0,46	0,48	100,82
51	27п/427	»	46,31	1,36	12,04	2,63	11,93	0,24	13,10	6,38	Н.о.	1,07	»	1,56	0,55	0,89	98,06
52	27п/570	»	46,30	1,36	12,30	2,23	11,99	0,24	13,18	6,66	2,71	0,92	»	1,46	0,59	0,52	100,46
53	10п/68	Кр	46,20	0,90	13,00	1,00	11,85	0,22	14,93	6,26	2,33	0,83	0,34	1,76	0,33	Н.о.	99,95
54	27п/393	Гл	45,93	1,23	12,53	2,20	12,45	0,22	13,59	6,38	2,81	0,92	Н.о.	1,51	0,53	0,56	100,86
55	10п/55	Кр	45,60	0,92	11,90	1,50	12,61	0,22	14,93	5,99	2,15	0,75	0,40	2,52	0,33	Н.о.	99,82
56	27п/365	Гл	45,57	1,06	11,72	3,54	11,85	0,22	14,58	5,96	2,44	0,77	Н.о.	2,11	0,53	0,60	100,95
57	10п/73	Кр	45,50	0,92	12,40	1,90	11,54	0,22	14,94	6,80	2,25	0,87	0,40	2,32	0,33	Н.о.	100,39
58	10п/80	»	45,50	1,03	11,70	1,70	11,85	0,23	15,48	6,26	2,17	0,88	0,44	2,48	0,34	»	100,06
59	26п/67	»	45,50	0,79	14,18	1,57	10,83	0,23	15,23	6,36	2,49	0,67	0,24	1,32	0,36	0,43	100,20
60	52/487	Гл	45,50	0,86	13,47	2,79	10,58	0,21	13,51	6,25	2,45	0,88	Н.о.	2,84	0,39	0,46	100,19
61	26/44	»	45,42	0,87	13,84	1,59	10,83	0,24	14,95	6,16	2,35	0,77	0,37	1,79	0,38	0,34	99,90
62	30п/70	Кр	45,23	0,92	13,46	2,29	10,58	0,21	13,93	6,29	2,38	0,77	0,68	2,67	0,41	0,38	100,20
63	27п/242	»	45,11	1,15	11,86	1,90	12,51	0,28	15,81	5,94	2,32	0,77	0,18	1,42	0,48	0,55	100,28
64	11п/93	»	45,10	1,03	13,80	2,10	11,32	0,21	12,37	7,21	2,33	0,73	0,50	2,81	0,35	Н.о.	99,86
65	27п/229	»	45,10	1,07	12,19	2,43	11,99	0,25	15,33	5,81	2,60	0,82	0,30	1,39	0,49	0,45	100,22
66	27п/253	»	45,03	1,03	12,52	1,65	12,65	0,26	15,59	5,93	2,37	0,90	0,06	1,41	0,57	0,40	100,37

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
67	27п/203	Кр	44,83	1,04	12,00	2,24	12,38	0,25	15,30	6,32	2,38	0,87	0,14	1,38	0,54	0,47	100,14
68	30п/96	»	44,70	0,98	12,66	2,28	11,56	0,25	14,74	6,36	2,22	0,67	0,34	2,50	0,47	0,46	100,19
69	11п/95	»	44,42	1,07	12,25	2,30	12,00	0,23	14,17	7,07	2,00	0,70	0,60	2,55	0,47	Н.о.	99,83
70	27п/588	Гл	44,04	1,43	11,77	7,46	9,83	0,20	11,20	6,12	2,61	0,97	Н.о.	3,56	0,61	0,29	100,09
71	27п/576	»	44,02	1,38	12,81	6,04	11,69	0,19	9,58	7,21	2,98	0,92	»	2,65	0,60	0,93	101,00
72	10п/50	Кр	43,30	0,91	11,10	2,00	15,20	0,22	15,40	5,44	2,08	0,75	0,46	1,32	0,36	Н.о.	98,54
73	10п/60	»	43,20	1,04	11,30	2,60	12,16	0,25	13,23	6,80	2,00	0,82	0,92	5,25	0,48	»	100,05
74	10п/60	»	43,20	1,04	11,30	2,60	12,16	0,25	13,23	6,80	2,00	0,82	0,92	5,25	0,48	»	100,05
75	212/120	Ги	49,60	1,86	15,48	5,00	7,88	0,11	5,21	7,37	3,04	1,07	Н.о.	2,03	1,04	0,74	100,43
76	212/113	»	48,12	2,07	14,95	3,91	7,74	0,24	6,10	9,60	3,09	1,17	»	2,10	0,93	Н.о.	100,02
77	208/243	»	47,10	2,36	15,08	2,72	7,35	0,15	5,09	7,34	5,03	0,53	»	4,48	1,65	0,79	99,67
78	250/12	»	46,57	2,17	15,07	3,19	9,56	0,29	5,33	8,27	3,30	1,20	»	3,45	0,99	Н.о.	99,39
79	48/193	Гл	51,28	1,86	15,71	3,19	7,15	0,16	4,10	7,64	3,47	1,36	»	2,39	0,78	0,36	99,45
80	48/195	»	50,70	2,20	14,99	4,83	6,20	0,15	4,61	7,52	3,70	1,36	»	1,82	0,93	0,56	99,57
81	127/443	Ги	48,82	1,98	15,99	2,29	9,20	0,24	5,05	7,76	2,72	1,52	»	1,06	0,74	Н.о.	97,37
82	52/322	»	46,55	0,98	14,67	2,29	9,94	0,20	11,69	7,21	2,71	0,82	»	2,15	0,48	0,36	100,05
83	47/74	»	45,22	0,95	10,89	2,43	12,54	0,25	17,11	5,41	2,33	0,72	»	1,95	0,38	0,69	100,87
84	10п/75	»	44,93	0,96	12,55	2,79	10,82	0,25	15,16	5,68	2,22	0,87	»	2,33	0,43	0,55	99,54
85	10п/91	Кр	44,60	1,00	11,07	2,35	12,12	0,26	16,33	6,22	2,06	0,82	»	2,02	0,44	0,53	99,82
86	206/218	Ги	44,19	1,17	12,63	1,95	13,15	0,26	15,32	6,68	2,16	0,58	»	1,47	0,37	0,02	99,95
87	206/81	»	43,81	0,97	11,02	4,42	11,90	0,29	17,83	5,52	1,83	0,63	»	1,37	0,26	0,02	99,87
88	206/143	»	43,08	1,07	10,92	2,13	13,78	0,29	18,77	5,75	1,91	0,58	»	1,73	0,41	0,02	100,44
89	10п/51	»	42,48	0,92	10,87	3,23	14,33	0,27	16,03	4,84	2,06	0,77	»	2,55	0,36	1,72	100,43
Шумихинский интрузив																	
90	2/202	Кр	48,35	2,56	16,60	1,90	8,79	0,19	3,87	9,45	3,56	1,49	0,30	1,93	1,17	Н.о.	100,16
91	2/195	»	48,30	2,50	15,10	2,20	9,94	0,24	5,57	9,31	3,22	1,15	0,28	1,78	1,07	»	100,66
92	2/40	»	47,85	2,84	15,20	2,89	9,33	0,23	4,63	9,31	3,11	1,23	0,58	1,83	1,14	»	100,17
93	2/118	»	47,45	2,54	14,60	2,19	10,60	0,21	6,00	9,15	2,83	1,23	0,32	1,63	1,04	»	99,79
94	2/167	»	47,40	2,78	14,10	2,60	10,00	0,21	5,67	9,58	2,92	1,15	0,40	2,33	1,11	»	100,25
95	2/60	»	47,30	2,61	14,70	3,73	9,56	0,20	5,00	9,04	3,00	1,17	0,60	2,54	1,10	»	100,55
96	2/66	»	47,15	2,70	14,70	2,37	10,80	0,23	5,00	9,04	2,92	1,20	0,42	2,53	1,10	»	100,16
97	2/51	»	47,05	2,82	14,90	4,10	8,79	0,20	4,81	9,31	3,00	1,23	0,62	2,17	1,19	»	100,19
98	2/94	»	46,00	2,64	14,80	3,40	10,00	0,25	5,48	9,31	2,92	1,05	0,46	2,69	1,06	»	100,06
99	2/154	»	45,84	2,34	13,00	4,00	10,40	0,23	8,12	8,76	2,62	0,93	0,52	2,07	0,86	»	99,69

100	224/186	Ги	46,99	2,57	16,27	2,24	9,01	0,22	5,15	10,33	3,29	0,96	Н.о.	1,72	1,21	»	99,96
101	4/75	Кр	49,80	2,00	15,60	2,90	8,18	0,21	5,76	8,02	3,22	1,15	0,64	2,27	0,78	»	100,53
102	4/51	»	48,00	2,40	14,40	2,90	9,56	0,22	6,60	8,98	2,92	1,15	0,46	1,98	1,00	»	100,57
103	4/68	»	47,00	2,41	14,30	2,90	10,60	0,22	6,14	9,39	2,77	1,15	0,56	2,07	0,95	»	100,46

Алферовские дайки

104	С3-375сп	Фд	50,31	1,19	14,22	10,88	Н.о.	0,20	8,50	8,20	3,11	1,47	Н.о.	1,38	0,54	»	100,00
105	459/45	Др ₂	52,66	1,40	16,24	3,78	7,19	0,12	5,14	7,57	3,67	1,45	»	0,86	0,60	»	100,68
106	445/114	»	51,74	0,90	14,03	3,44	5,99	0,13	8,73	7,44	2,92	1,20	»	2,74	0,60	0,02	99,88
107	454/49,3	»	51,71	1,60	15,61	3,51	8,39	0,13	5,35	6,87	3,40	1,69	»	2,16	0,61	Н.о.	101,03
108	462/59	»	50,54	0,95	17,32	3,32	6,41	0,17	6,15	8,81	2,71	0,72	»	3,22	0,30	»	100,62
109	376/43,7	»	50,08	1,37	15,71	3,66	5,54	0,20	6,95	8,31	3,14	1,60	»	2,84	0,49	0,06	99,95
110	460/50	»	49,58	0,82	15,08	5,29	6,49	0,06	7,15	9,65	2,11	0,82	»	2,31	0,21	Н.о.	99,57
111	445/95,3	»	49,51	0,90	14,52	3,04	6,05	0,08	9,12	9,63	2,59	0,96	»	2,37	0,48	0,02	99,27
112	442/37,1	»	48,68	0,85	15,35	4,16	6,84	0,12	7,74	8,26	2,81	1,59	»	2,96	0,60	Н.о.	99,96
113	442/41	»	47,90	0,85	16,08	4,66	7,12	0,14	6,74	9,52	2,49	1,30	»	3,26	0,62	»	100,68
114	445/39,5	»	44,86	1,10	12,35	6,96	9,04	0,11	10,10	7,43	2,26	0,67	»	5,19	0,49	0,02	100,58
115	445/36	»	40,03	0,90	11,98	16,56	6,99	0,06	8,53	5,23	2,10	0,72	»	7,48	0,30	0,05	100,93
116	376/64	Гл	50,16	1,22	14,03	4,73	4,91	0,15	8,75	9,06	2,88	1,57	0,69	1,63	0,60	Н.о.	100,38
117	376/61	»	49,91	1,29	14,96	4,37	5,63	0,15	7,80	8,31	3,12	1,62	Н.о.	2,49	0,62	0,27	100,54
118	376/54	»	49,84	1,18	15,53	4,63	4,79	0,15	8,45	8,49	2,91	1,64	»	1,65	0,64	0,55	100,45
119	375/44	»	49,62	1,25	17,37	2,24	5,79	0,15	7,63	8,63	3,00	1,50	»	2,22	0,66	0,63	100,69
120	375/29	»	49,12	1,09	16,87	2,66	7,00	0,16	8,65	7,93	2,82	1,28	»	2,77	0,54	0,38	101,27
121	376/45	»	49,10	1,36	16,37	4,27	5,55	0,15	7,43	7,89	2,91	1,78	0,65	2,34	0,75	Н.о.	100,55
122	376/58	»	49,02	1,27	16,53	3,30	5,99	0,15	7,53	8,92	3,00	1,50	0,42	2,05	0,67	»	100,35
123	376/62	»	48,68	1,24	15,86	3,86	5,59	0,14	8,55	8,78	3,00	1,57	Н.о.	2,19	0,57	0,56	100,59

Седовозимский интрузив

124	С3-14п	Фд	47,04	0,79	12,58	14,17	Н.о.	0,28	12,44	6,07	1,78	2,51	»	1,44	0,25	Н.о.	99,35
125	121/85	Кр	47,60	1,08	11,85	0,90	11,39	0,20	13,23	6,86	2,50	1,03	0,18	2,50	0,30	»	99,62
126	121/61	»	47,55	1,26	12,15	1,04	13,15	0,19	10,21	6,57	2,33	1,76	0,28	3,10	0,30	»	99,89
127	121/70	»	47,15	1,04	11,85	1,10	11,08	0,24	12,31	7,53	1,86	2,17	0,34	2,43	0,30	»	99,40
128	121/86	»	46,80	1,05	11,85	0,78	11,85	0,22	13,79	6,57	2,08	0,93	0,32	3,17	0,30	»	99,71
129	121/72	»	45,70	1,02	12,00	1,04	13,15	0,22	11,72	7,67	1,86	1,34	0,28	3,12	0,30	»	99,42
130	141/92	»	45,45	0,95	13,72	0,88	11,00	0,12	10,67	5,20	2,00	4,33	0,60	3,88	0,30	»	99,10
131	19	Др ₁	47,95	0,71	14,37	2,86	7,15	0,18	10,92	7,57	1,36	2,70	Н.о.	3,63	0,25	0,09	99,98 ⁿ
132	6	»	46,43	0,68	10,03	1,34	10,37	0,25	17,81	6,40	1,24	0,52	»	4,02	0,22	0,06	99,49 ⁿ
133	25	»	45,85	0,97	11,18	2,09	11,80	0,24	14,57	5,86	1,65	2,05	»	2,91	0,41	0,23	99,85 ⁿ

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
134	24	Др ₁	45,58	0,98	12,04	1,74	11,58	0,24	14,99	4,59	1,36	2,81	Н.о.	3,23	0,44	0,09	99,71 ⁿ
135	22	»	44,67	0,75	9,00	2,65	11,12	0,20	19,43	4,40	0,51	1,69	»	4,72	0,26	0,02	99,54 ⁿ
136	23	»	44,04	0,69	7,58	4,48	10,44	0,24	21,65	3,43	0,44	0,14	»	5,78	0,24	0,10	99,44 ⁿ
137	20	»	43,80	1,15	9,90	8,30	5,22	0,14	13,48	5,76	1,36	3,09	»	6,08	0,39	0,59	99,78 ⁿ
138	18	»	42,59	0,83	11,91	5,39	6,97	0,26	14,52	5,39	0,49	4,25	»	5,63	0,11	0,71	99,75 ⁿ
139	5	»	42,53	0,72	8,05	6,29	10,73	0,22	18,87	4,19	1,05	0,91	»	5,44	0,28	0,09	99,71 ⁿ
140	1	»	41,95	0,70	7,55	5,23	9,15	0,21	21,92	3,92	0,44	0,82	»	6,91	0,27	0,16	99,57 ⁿ
141	21	»	37,95	1,15	10,39	9,08	6,47	0,08	17,27	3,93	0,38	5,64	»	6,00	0,45	0,18	99,38 ⁿ
142	4	»	36,70	0,58	5,81	14,79	8,97	0,17	19,72	3,36	0,64	0,48	»	7,43	0,18	0,08	99,63 ⁿ
143	2	»	34,25	0,50	5,10	16,68	10,15	0,22	21,90	2,80	0,38	0,24	»	6,67	0,18	0,09	100,02 ⁿ
144	3	»	32,00	0,40	5,04	20,23	9,58	0,22	20,45	2,44	0,46	0,26	»	7,36	0,16	0,07	99,76 ⁿ
145	3п/70	Кр	51,75	1,1	13,7	0,58	7,35	0,12	8,22	8,76	2,58	2,29	0,56	3,12	0,3	Н.о.	100,4
146	3п/114	»	50,95	1,12	13,9	0,52	6,51	0,12	8,22	9,86	2,83	2,71	0,24	2,4	0,3	»	99,71
147	3п/105	»	50,5	1,03	13,92	0,63	7,94	0,12	8,5	8,76	2,75	1,83	0,34	2,94	0,3	»	99,57
148	232/56	Ги	47,59	0,82	13,94	0,74	8,88	0,23	14,13	6,16	1,02	2,08	Н.о.	4,16	0,22	0,02	99,99
149	232/70,5	»	47,21	1,01	13,38	8,22	4,93	0,16	8,34	6,95	2,17	2,27	»	4,29	0,18	0,20	99,31
150	232/60,5	»	46,80	0,76	13,80	4,65	6,11	0,18	10,32	9,82	1,84	2,38	»	2,08	0,16	0,05	98,95
151	232/64,5	»	44,75	1,18	13,65	7,68	7,19	0,18	7,90	8,25	2,33	1,41	»	4,12	0,28	0,22	99,14
152	232/75	»	43,69	0,79	9,98	1,45	11,05	0,26	20,20	5,04	0,65	1,64	»	4,75	0,26	0,05	99,81
153	232/49,5	»	42,87	0,60	15,43	4,42	10,76	0,38	11,30	5,18	1,20	3,34	»	3,77	0,13	0,10	99,48
154	232/68,5	»	42,29	0,71	12,06	12,27	6,11	0,18	8,06	8,20	2,23	0,75	»	5,83	0,14	0,54	99,37
155	232/62,5	»	41,42	0,60	12,88	8,49	9,15	0,21	11,09	4,64	1,25	2,57	»	6,43	0,12	0,23	99,08
156	232/58,5	»	40,67	0,50	12,15	9,90	6,68	0,21	13,05	5,45	1,14	3,78	»	4,93	0,12	0,17	98,75
157	232/54,5	»	38,43	0,63	12,26	13,49	7,71	0,25	9,07	5,28	1,25	2,00	»	7,94	0,16	0,75	99,22
158	232/50,5	»	36,98	0,60	12,47	12,98	9,86	0,20	9,09	3,36	0,93	2,63	»	8,06	0,13	1,58	98,87
159	232/66,5	»	36,86	0,69	10,59	18,07	5,52	0,19	7,01	5,49	2,07	1,21	»	10,16	0,16	1,39	99,41
160	232/56,5	»	36,08	0,50	11,20	15,09	7,16	0,24	9,08	5,21	1,42	2,29	»	10,16	0,14	1,00	99,57
161	232/48,5	»	33,75	0,50	6,32	9,40	19,47	0,22	18,25	3,27	0,43	0,50	»	6,50	0,12	0,23	98,96
162	232/52,5	»	33,38	0,40	6,19	14,95	7,24	0,22	18,08	3,31	0,38	0,73	»	12,46	0,09	1,85	99,28
163	232/44,5	»	32,31	0,40	4,87	13,98	15,51	0,21	19,35	2,74	0,43	0,41	»	8,25	0,16	0,23	98,85
164	232/40,5	»	29,82	0,33	4,68	16,08	17,79	0,19	17,05	2,48	0,38	0,65	»	9,37	0,09	0,20	99,11
165	232/42,5	»	28,31	0,35	4,12	13,38	21,81	0,25	18,91	2,19	0,45	0,31	»	8,47	0,09	0,18	98,82
166	232/36,5	»	25,42	0,30	3,11	16,29	23,01	0,26	19,03	2,18	0,32	0,15	»	8,48	0,13	0,15	98,83

167	232/38,5	»	25,21	0,25	3,41	19,03	20,35	0,28	18,63	2,18	0,34	0,21	»	8,00	0,12	0,23	98,24
168	121/158	Кр	43,70	0,91	8,75	1,10	13,99	0,22	18,71	4,65	1,57	1,03	0,62	4,46	0,30	Н.о.	100,01
169	121/133	»	43,40	0,76	7,50	1,00	13,84	0,23	22,58	3,70	1,14	0,79	0,70	3,55	0,30	»	99,49
170	121/132	»	43,15	0,67	7,45	1,13	14,28	0,24	22,86	3,56	1,14	0,75	0,60	3,57	0,20	»	99,60
171	120/130	»	40,40	0,61	6,55	1,26	15,92	0,22	22,58	3,28	0,67	0,68	0,82	6,04	0,20	»	99,23
172	16	Др ₁	34,57	0,46	5,07	27,95	Н.о.	0,22	21,20	2,47	0,74	0,43	Н.о.	5,00	0,15	0,37	99,51 ⁿ
173	17	»	34,30	0,55	8,94	26,40	»	0,24	14,08	3,39	0,38	2,85	»	6,58	0,27	0,07	99,52 ⁿ
174	13	»	34,13	0,58	6,12	27,81	»	0,23	19,72	2,94	0,86	0,79	»	4,97	0,33	0,09	99,51 ⁿ
175	8	»	33,30	0,50	5,17	26,65	»	0,20	17,68	3,17	0,30	0,19	»	10,27	0,19	0,88	99,73 ⁿ
176	12	»	33,26	0,50	4,10	33,06	»	0,04	17,92	2,52	0,48	0,78	»	5,61	0,30	0,09	99,59 ⁿ
177	11	»	32,95	0,50	5,88	29,46	»	0,18	18,27	3,36	0,76	0,48	»	6,92	0,19	0,08	100,17 ⁿ
178	7	»	32,75	0,42	5,02	27,10	»	0,19	17,00	3,92	0,38	0,10	»	10,87	0,18	0,87	100,00 ⁿ
179	14	»	32,50	0,38	4,20	31,28	»	0,23	20,05	2,39	0,64	0,58	»	5,84	0,26	0,16	99,57 ⁿ
180	15	»	31,95	0,38	4,44	31,40	»	0,23	20,13	2,23	0,38	0,52	»	6,13	0,23	0,18	99,56 ⁿ
181	9	»	31,88	0,45	5,00	29,62	»	0,22	20,48	2,52	0,28	0,19	»	7,92	0,18	0,28	100,24 ⁿ
182	10	»	28,95	0,30	3,66	36,60	»	0,22	21,55	2,30	0,28	0,10	»	4,44	0,12	0,07	99,92 ⁿ
Гусинобродские дайки																	
183	ГС-16	Фд	52,23	1,13	14,93	10,64	»	0,20	7,69	8,52	2,91	1,36	»	0,12	0,42	Н.о.	100,15
184	АС-24	»	50,29	1,42	15,71	12,04	»	0,26	6,37	8,52	3,15	1,21	»	0,32	0,40	»	99,69
185	ГБ-3	Гл	49,95	1,11	13,63	3,76	7,22	0,17	8,87	8,41	3,58	1,44	»	0,38	0,46	»	98,98
186	Г-3а	»	51,61	1,08	15,24	1,63	8,28	0,16	8,29	8,19	2,48	1,19	»	Н.о.	0,34	»	98,49
187	2991	Кт	51,38	1,20	14,58	1,53	11,07	0,24	6,64	7,68	3,62	1,40	»	0,44	0,40	»	100,18
188	Г-2а	Гл	50,58	1,08	16,15	1,67	9,37	0,17	5,99	8,20	2,56	1,09	»	0,20	0,46	»	97,52
189	Г-1в	»	50,06	1,44	15,42	1,71	10,08	0,18	6,82	7,75	2,48	1,00	»	0,26	0,37	»	97,57
190	2987	Кт	49,85	1,00	16,20	2,06	9,02	0,15	6,73	8,45	3,78	0,86	»	0,23	0,39	»	98,72
191	ГБ-4	Гл	49,82	1,25	14,80	3,33	6,82	0,12	8,19	8,14	3,20	0,60	»	1,17	0,28	»	97,72

Примечание. 1, 2 — габбро; 3 — габбро оливиновое; 4–74 — габбро-долериты: 4–27 — оливиновые, 28–49 — пикритовые, 50–74 — субпикритовые; 75–78 — диабазы; 79–88 — долериты: 79–81 — контактовые, 82–88 — оливиновые; 89 — метадолерит; 90–99 — габбро-долериты оливиновые; 100 — габбро-долерит; 101–103 — долериты контактовые; 104–115 — габбро: 104 — оливиновое, 105–115 — субщелочные; 116–123 — долериты двупироксеновые; 124 — апогаббро-долерит; 125–130 — габбро-долериты метаморфизованные; 131–144 — габбро-перидотиты; 145–147 — диабазы контактовые; 148–167 — метадолериты; 168–171 — метапикриты; 172–182 — габбро-перидотиты оруденелье; 183, 184 — габбро-долерит: 183 — оливиновый, 184 — порфиroidный; 185 — долерит; 186–190 — долериты оливинсодержащие; 191 — долерит порфиroidный.

Авторы анализов: Ги — Гилев и др. [1988]*, Др₁ — Дергачев и др. [1980], Др₂ — Дергачев и др. [1987], Кр — Кривенко и др. [1983], Кт — Кутюлин [1962], Фд — Федосеев и др. [1998*].

В суммы, отмеченные буквой «п» входят NiO, CoO и CuO. Суммарное оксидное железо ($\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$) показано полужирным курсивом. Остальные обозн. см. табл. 8.

Большинство гусинобродских даек обнажается в бортах мелких рек, карьерах и придорожных выемках. По ним нами проведены самостоятельные исследования с отбором проб на химический и другие виды анализов, а также изучено несколько десятков шлифов, предоставленных В. А. Кутוליным.

Состав пород комплекса довольно однообразен — преобладают оливиновые габбро-долериты с массивной текстурой и равномерно-зернистой или порфировидной структурами. Габбро-нориты развиты ограниченно. В составе некоторых интрузивов отмечены плагиоклазиты [Кривенко и др., 1983]. Содержание оливина, представленного отдельными округлыми зернами или пойкилитовыми вкрапленниками в пироксене, изменяется в широких пределах (достигая 30–35 %). Именно эти участки шлифов, не содержащие лейст плагиоклаза, называют пикриты. Характерной особенностью пород комплекса является их кайнотипность и широкое развитие пойкилоофитовой и офитовой структур. В эндоконтактных зонах, ширина которых не превышает первых метров, появляются микрогаббро и долериты, содержащие незначительное количество ксеноморфного кварца и интерстиционного микропегматита.

Приобский ареал включает серию интрузивов и даек правобережья р. Оби. Наиболее значительны по размерам и интенсивности проявления сульфидной минерализации — Ташаринский, Шумихинский, Седовозаимский интрузивы и алферовские дайки, располагающиеся вблизи одноименных поселков.

Ташаринский интрузив имеет протяженность до 9 км при мощности 300–400 м и крутопадающие контакты [Дергачев и др., 1987; Глотов, Кривенко, 1990]. Сложен он в основном оливиновыми разностями габбро-долеритов, содержание темноцветных минералов в которых меняется от 36 до 47 % (табл. 10). Иногда отмечаются кварцсодержащие и пегматоидные габбро-долериты. Судя по керну многих скважин (4п, 10п, 11п, 206, 208 и др.), обычной является выдержанность состава пород с глубиной. Например, скважины 206 и 243 почти полностью (до 550 и 360 м соответственно) прошли по оливиновым меланократовым габбро-долеритам, содержащим иногда сегрегационный пир-

Таблица 10

Количественно-минеральный состав габбро-долеритов Ташаринского интрузива (по А. И. Глотову [1984*])

Габбро-долериты	Pl	Ol	Cpx	Opx	Bi	Amf	Rud
Оливиновые	<u>50,4–70,6</u> 61,8	<u>0–18,1</u> 10,7	<u>1,9–6,2</u> 8,9	<u>0–0,2</u> 0	<u>0,9–8,4</u> 4,1	<u>1,5–28,7</u> 11,6	<u>0,4–15,5</u> 2,9
Субпикритовые	<u>40,6–66,0</u> 55,6	<u>18,0–26,5</u> 22,1	<u>1,8–19,5</u> 8,4	<u>0–0,4</u> 0	<u>1,3–7,1</u> 4,3	<u>1,2–16,6</u> 6,8	<u>0,9–13,7</u> 2,8
Пикритовые	<u>37,2–58,2</u> 49,7	<u>27,2–42,1</u> 32,1	<u>0,8–16,5</u> 7,3	<u>0–0,9</u> 0,1	<u>1,8–9,1</u> 4,6	<u>0,8–7,9</u> 3,6	<u>0,9–13,3</u> 2,6
Кварцсодержащие	60–70	10–15	15–20	Ед. з.	5–8	Ед. з.	Ед. з.

Примечание. Pl — плагиоклаз, Ol — оливин, Cpx — клинопироксен, Opx — ортопироксен, Bi — биотит, Amf — амфибол и вторичные минералы, Rud — рудные минералы. Над чертой — диапазоны изменения содержания минералов, объемн. %, под чертой — среднеарифметические значения. Ед. з. — единичные зерна.

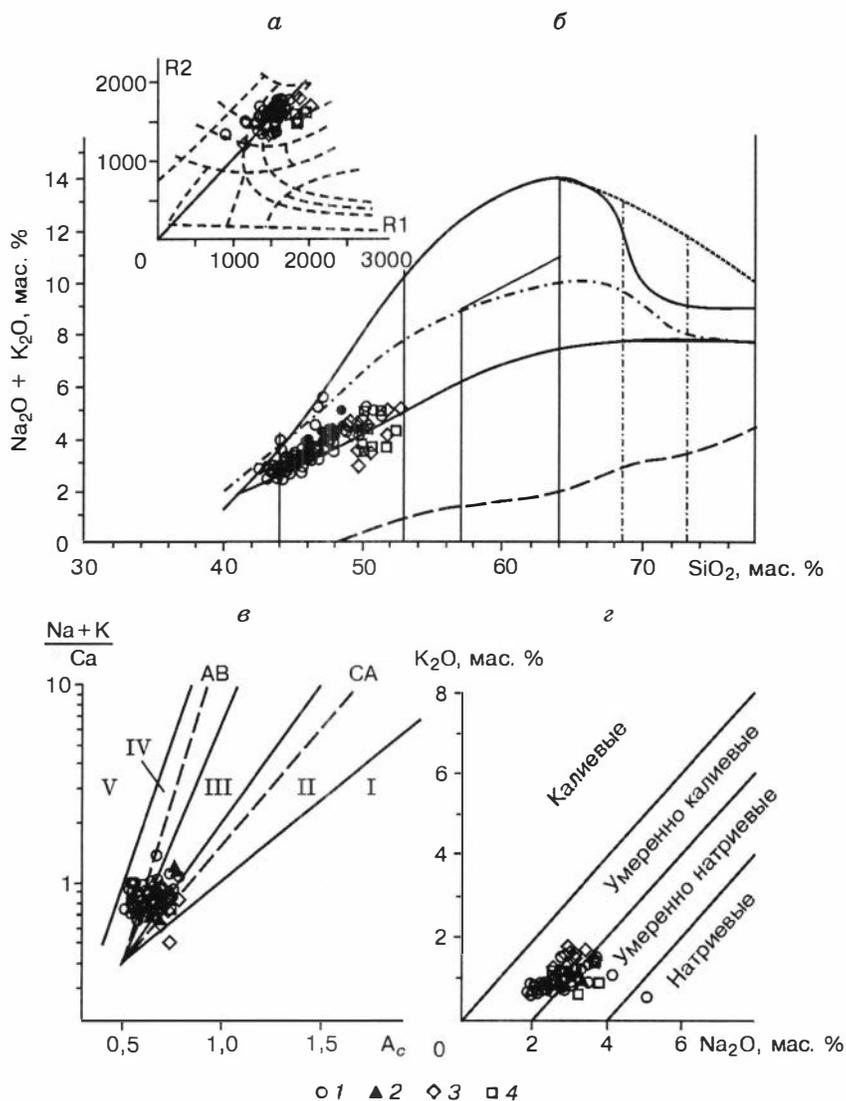


Рис. 12. Горные породы ташаринского комплекса на диаграммах Де ля Роше (а), TAS-диаграмме (б), Л. С. Бородина (е) и щелочности (з) (без Седовозаимского интрузива).

Дайкообразные интрузивы: 1 — ташаринские, 2 — алферовские, 3 — шумихинские, 4 — гусинобродские. Остальные усл. обозн. см. на рис. 6.

ротин или характерные рудные шарики. Редкие отклонения в составах пород связаны с появлением пикрит-долеритов и лейкократовых габбро-долеритов. В небольших количествах (1–2 %) присутствуют красноватый биотит и (что особенно важно для понимания природы сульфидного оруденения) вкрапленный сегрегационный пирротин, обуславливающий иногда сидеронитовую структуру. Все минералы отличаются высокой степенью свежести.

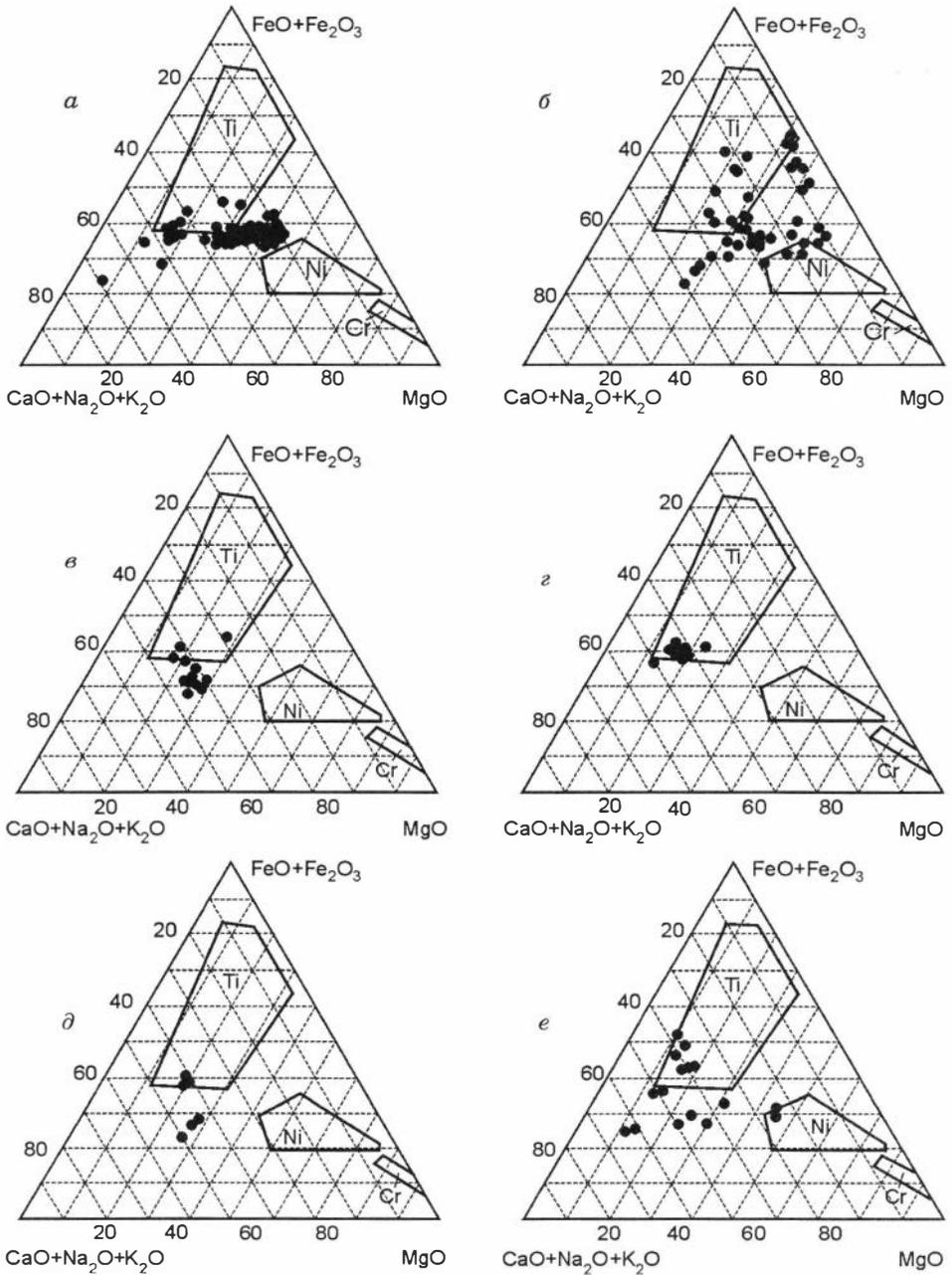


Рис. 13. Оценка потенциальной рудоносности ташаринского (*a–д*) и пауговского (*e*) комплексов.

Интрузивы: *a* — ташаринские, *б* — седовозрастные, *в* — алферовские, *г* — шумихинские; *д* — диабазы эндоконтактовой фации. Показаны поля рудоносных (Ti, Ni, Cr) интрузивов по А. И. Богачеву [Ефремова, Стафеев, 1985].

Автометасоматические изменения пород наблюдаются лишь в некоторых участках: замещение оливина вторичными минералами сопровождается слабой серицитизацией плагиоклаза. Метагаббро-долериты и катаклазированные лейкогаббро-долериты с широким развитием хлорита, пренита и карбонатов встречаются вблизи забоя скважин. Плагиоклаз при этом деанортитизируется, а ильменит — лейкоксенизируется; отмечается наложенный пирротин, «съедающий» плагиоклаз и оливин.

Кварцсодержащие габбро-долериты состоят из слегка уралитизированного титанистого авгита, оливина, основного плагиоклаза, биотита и кварца (2–3 %). По плагиоклазу иногда развит пренит, а по трещинам — хлорит. Слегка хлоритизированный биотит содержит кристаллики апатита и редкие плеохроичные дворики. Отмечаются единичные зерна бурой роговой обманки, которая с периферии замещается зеленым амфиболом. В интерстициях встречается калиевый полевой шпат и микропегматит. Аксессуарные минералы — апатит, магнетит. Характерны прожилковые хлоритизация и амфиболизация.

Петрохимический анализ дает дополнительный материал, подкрепляющий целесообразность выделения Ташаринского интрузива в качестве эталонного объекта. В координатах R1–R2 интрузив характеризуется сгущением точек в центре поля оливинового габбро, проявляя при этом щелочную тенденцию (рис. 12, а). На TAS-диаграмме фигуративные точки пород Ташаринского интрузива образуют удивительно компактную группу, соответствующую умеренно щелочным разностям (см. рис. 12, б). Четко проявлена щелочная тенденция при умеренной калиевости начального состава магмы (см. рис. 12, в, г). Отклонения до пикродолерита и умеренно щелочного оливинового долерита легко объясняются внутрикамерной кристаллизационной дифференциацией. На CFM-диаграмме (рис. 13) типичные породы массива располагаются между «титаносными» и «никеленосными» полями, т. е. не являются потенциально рудосными. Увеличение компоненты С происходит, возможно, за счет щелочей и некоторой потери Са. Единичные анализы отклоняются к гранитоидам, а некоторая их часть фиксирует обогащение железом и смещена в сторону титанового поля. Компактность ташаринской группировки (учтено 97 анализов) определяет короткий эволюционный тренд, имеющий параллельную CM ориентировку на уровне 45 % компоненты F. Некоторое приближение роя точек к гранитоидному тренду можно объяснить попаданием в выборку пород, измененных под воздействием приобских и (или) барлакских гранитов. Практически все разности проявляют слабую тенденцию к накоплению железа.

Шуминский интрузив — это крутопадающее дайкообразное тело (протяженность 1,5–2 км, мощность — десятки метров), сложено оно в основном оливиновыми габбро-долеритами, которые ранее детально охарактеризованы как представители непрерывного ряда оливиновый долерит—пикродолерит [Кривенко и др., 1983]. Специфической особенностью пород является постоянное присутствие ильменита, повышенное содержание апатита и наличие хромшпинелидов в оливине. В приконтактной части интрузива формируются мелкозернистые долериты, а также кварц- и биотитсодержащие диабазы. В долеритах эндоконтактной фации встречаются обособления сульфидов — пирротин, пентландит, халькопирит. По скважинам отмечаются локальное окварцевание и карбонатизация габбро-долеритов.

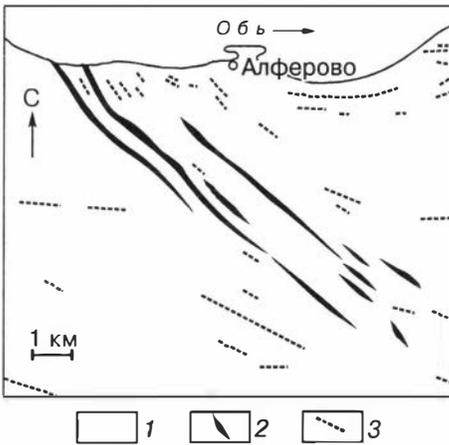


Рис. 14. Дайки Алферовского участка (по материалам А. А. Гилева и др. [1988*]):

1 — сланцы и алевролиты инской серии; 2 — габбро-долериты; 3 — диабазы и диабазовые порфириты.

Алферовский «интрузив» представлен (как оказалось после проведения детальных работ) тремя субпараллельными дайками — Южной, Центральной и Северной (рис. 14). Дайки состоят из двупироксеновыми долеритами и габбро-долеритами [Дергачев и др., 1987]. Скважинами нередко вскрываются сред-

незернистые оливинсодержащие габбро-долериты, состоящие из плагиоклаза (в разной степени альбитизированного) — 40–60 %, клинопироксена (обычно замещающегося тальк-актинолит-хлоритовым агрегатом) — 10–20, гиперстена — от единичных зерен до 5–7 %, биотита — до 5–8 и бурой роговой обманки — 1–2 %. В интерстициях обычно присутствуют кварц, карбонат и микропегматит (от единичных выделений до 3–5 %). Часть кварца несомненно наложенная — он ассоциирует с карбонатом и корродирует плагиоклазовые таблички. Пирротин в этом случае развивается также в межзерновом пространстве, замещая биотит и плагиоклаз. Пирротинные зерна часто содержат включения карбоната и плагиоклазовые реликты овальной формы. Максимум наложенного оруденения в габбро-долеритах приходится на наиболее амфиболлизированные, серицитизированные и окварцованные (там, где содержание кварца и гранофирировых сростков поднимается до 20–30 %) разности. Примечательным является наличие пирротин-

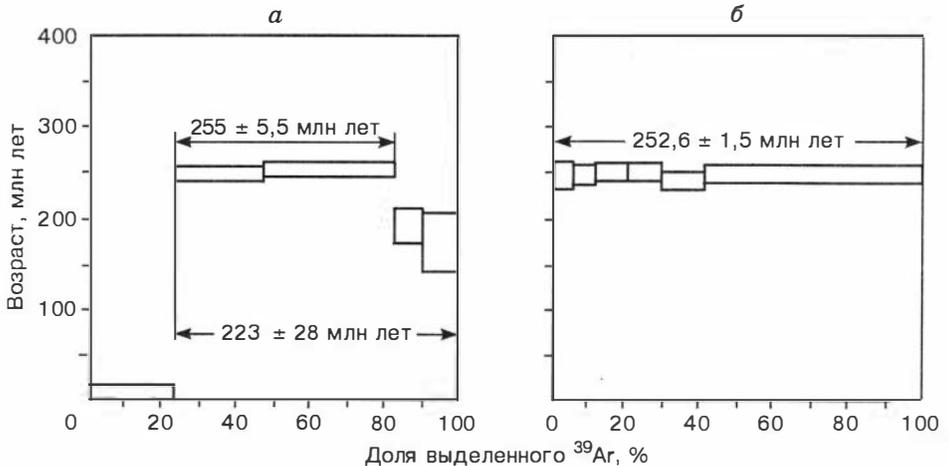


Рис. 15. Ar-Ar возрастные спектры породообразующих минералов из габбро-долеритов Центральной Алферовской дайки (обр. СЗ-375):

а — по амфиболу, б — по биотиту.

новой минерализации в кварц-диопсидовых роговиках, встреченных в верхней части разреза по скв. 376.

Отличительной особенностью алферовских габбро-долеритов следует считать повышенные содержания гиперстена и весьма низкие оливина, который фиксируется по наличию псевдоморфоз боулингита [Глотов, 1984*]. На CFM-диаграмме алферовские и шумихинские габбро-долериты практически не отличаются от ташаринских. Можно сказать, что для алферовских даек присущ более широкий диапазон изменения состава, однако щелочной тенденции при этом совершенно не проявлено.

Для алферовских габбро-долеритов получены две ^{40}Ar - ^{39}Ar датировки (рис. 15). По биотиту хорошо выраженная ступень отвечает возрасту $252,6 \pm \pm 1,5$ млн лет. Для амфиболов из этой же пробы возрастной спектр двухступенчатый. Первая более четкая ступень соответствует датировке $255 \pm 5,5$ млн лет. Вторая, скорее всего, отражает влияние более поздних эндогенных процессов, сказавшихся, в частности, на некотором преобразовании амфибола (увеличение доли актинолитового минала).

Седовозаимский интрузив располагается под толщей (20–30 м) рыхлых отложений в роговиках экзоконтактной зоны Барлакского массива, неровная кровля которого вскрывается скважинами на глубинах 140–210 м от дневной поверхности (рис. 16). Особое внимание к этому интрузиву обусловлено наличием промышленных концентраций сульфидного медно-никелевого оруденения: на значительной глубине вскрыто три участка с повышенным содержанием сульфидов, амфибола и хлорита [Кривенко и др., 1983]. С момента обнаружения (1979 г.) интрузива геологами ПГО «Новосибирскгеология» представления о его составе, строении и возрасте менялись по мере поступления новой информации. Форма интрузива окончательно не установлена: одни исследователи считают его дайкой или серией даек [Лапа и др., 1986*; Амшинский, 1987], другие — крутопадающим на юго-запад под углом 70–80° «неправильным и сложно построенным телом» [Дергачев и др., 1980, с. 133] или пологозалегающим груборасслоенным телом [Кривенко и др., 1983; Дергачев и др., 1987].

Следует отметить, что габброидные интрузивы, воспринимаемые на начальных стадиях изучения как цельные объекты, при более детальных геологических работах распадались, как правило, на несколько сближенных субпараллельных тел. Это фактически и произошло с Седовозаимским и некоторыми другими интрузивами. Первоначальные же контуры Седовозаимского интрузива в плане примерно совпадали с конфигурацией локальной магнитной аномалии по изолинии 50 γ (простираение северо-западное, протяженность около 500 м, ширина от 60–100 до 250–300 м). Позднее оказалось, что интрузив состоит из двух крупных даек, продольные разрезы которых и могли дать так называемые «висячие» контакты (см. рис. 16, в). При крупномасштабном картировании число даек увеличилось до пяти [Лапа и др., 1986*].

Со временем уточнялись представления и о вещественном составе интрузива. Вначале он был описан как габбро-перидотитовый или перидотит-габбровый [Дергачев и др., 1980, 1987; Глотов, 1981], а затем как пикрит-долеритовый [Кривенко и др., 1983, Глотов, 1984*] или пикрит-пикродолерит-долеритовый [Глотов, Кривенко, 1990]. Из характерных признаков комплекса установлены:

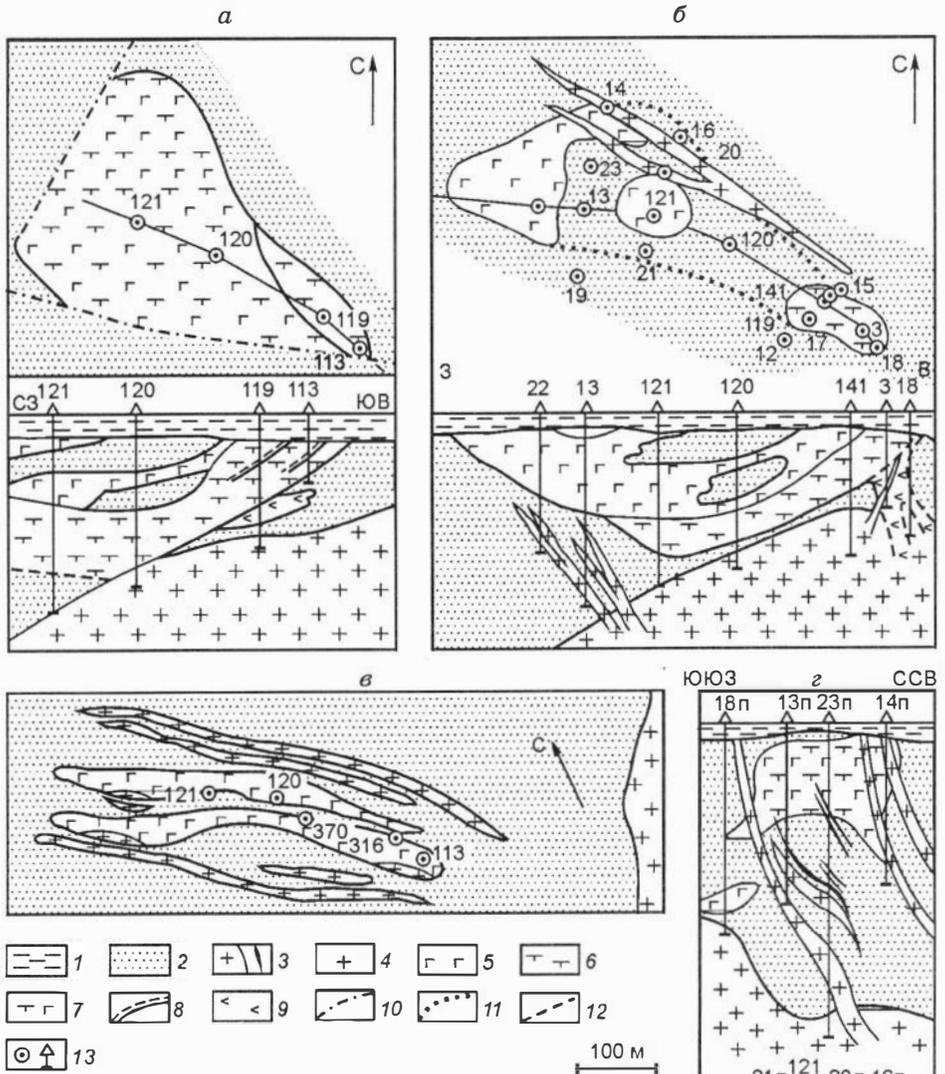


Рис. 16. Строение Седовозаимского интрузива (по стадиям изученности):

a-z — схемы и разрезы: *a* — по В. Б. Дергачеву и др. [1980]; *b* — А. И. Глотову, А. П. Кривенко [1990]; *v* — А. М. Лапе и др. [1986*]; *z* — В. Б. Дергачеву и др. [1987];

1 — неоген-четвертичные отложения и кора выветривания; *2* — роговики, ороговикованные песчаники, алевролиты и аргиллиты инской серии; *3* — аллитовидные граниты, грейзенизированные аплиты и гранит-порфиры; *4* — биотитовые лейкограниты Барлакского массива; *5* — метаморфизованные габбро, габбро-диабазы, габбро-долериты (метаморфизованные оливиновые долериты); *6* — оруденелые плагиоклазовые перидотиты (метаморфизованные пикриты и пикродолериты); *7* — базиты и ультрабазиты нерасчлененные; *8* — сливные сульфидные медно-никелевые руды; *9* — метадиабазы (диабазы); *10* — тектонические нарушения; *11* — контуры интрузива под роговиками; *12* — предполагаемые границы подводящего канала; *13* — скважины.

умеренная щелочность пород, повышенная их титанистость и фосфористость, дискретность вещественного состава (бимодальное распределение Al_2O_3), сильная автотермальная и гидротермальная проработка пород и пермо-триасовый возраст. Интрузив обладает груборасслоенным строением — нижняя часть представляется существенно перидотитовой (с богатыми и сливными рудами), верхняя — существенно метагаббровой (с бедновкрапленными рудами). По А. И. Глотову [1984*], основными минералами считаются титанистый авгит, андезин-лабрадор (№ 50–55) и хризолит-гиалосидерит (f_{34}). В подчиненных количествах присутствуют биотит и ильменит, образующие нередко симплектитовые сростания. Содержание Na_2O в биотите составляет 2–4 %. Для плагиоклазов установлена повышенная газонасыщенность (H_2 , CH_4 , CO , H_2O , CO_2). Из акцессорных имеют апатит, хромшпинелиды (вкрапленники в оливине), сульфиды и шпинель. Содержание сульфидов в «придонных» частях интрузива (т. е. в непосредственной близости от «подстилающих» гранитов) иногда достигает 50 % [Глов, 1984*].

Всеми исследователями Седовозаимского интрузива отмечается сильная измененность габброидов с развитием наложенных амфиболов (лучистые, лапчатые и шестоватые агрегаты актинолит-тремолита), хлорита и мелкочешуйчатого бледноокрашенного биотита II, иногда — талька и пренита. В метакорах часто устанавливаются пироксеновые и плагиоклазовые реликты, а также продукты разложения оливина, погруженные в лепидо- и диабластический агрегат из хлорита, актинолита и рудных минералов, реже — биотита, пренита, серпентина и талька. Часто отмечается широкое развитие бластоофитовых и пойкилобластоофитовых структур. Мы допускаем, что в группу метаперидотитов, занимающих, судя по имеющимся описаниям, около трети объема интрузива, могли быть включены тальк-хлорит-амфиболовые и биотит-хлорит-амфиболовые метасоматиты, прорванные дайками аплитовидных гранитов, гранит-порфиоров и плагиогранит-порфиоров [Дергачев и др., 1980, 1987].

При интенсивном изменении первичных минералов проявляется определенная избирательность: по оливину развиты идингсит (боулингит), тремолит-тальковый агрегат, хлорит и, возможно, серпентин; по моноклинному пироксену — игольчатый амфибол (актинолит); по плагиоклазу — серицит, биотит II и хлорит; по биотиту — биотит II и хлорит. Оливин вначале подвергается автотермальной измененности (боулингит), а затем замещается магнетит-тремолитовым агрегатом. Эти процессы, по-видимому, несколько опережают массовую сорудную амфибололизацию (бледноокрашенный актинолит) и биотитизацию. Характерно, что участки развития боулингита по оливину не затрагиваются сорудной амфибололизацией. Актинолит образует псевдоморфозы по пироксену и немато- или нематолепидобластические мелкозернистые агрегаты, обуславливая бластопорфировидные структуры. Преобразование биотита проявляется в его зонально-пятнистом обесцвечивании, сопровождающемся выделением «рудной пыли» в центральных частях зерен. Замещение плагиоклаза биотитом II происходит по трещинам и сопровождается деанортитизацией зерен с периферии. Процесс замещения подчас настолько интенсивен, что от плагиоклазовых табличек остаются лишь разобщенные и «замутненные» реликты. При полном замещении плагиоклаза измененные породы не только внешне, но и под микроскопом становятся похожими на метасульфиды.

Можно предположить, что предыдущие исследователи не доценили факт замещения плагиоклаза амфибол-биотитовым агрегатом, вследствие чего многие породы интрузива были приняты за глубокоизмененные плагиоклазовые перидотиты, а не за глубокоизмененные габбро-долериты. Попутно заметим, что кайнотипные разности пород, состоящие только из оливина и пироксена, в Седовозаимском интрузиве, по-видимому, довольно редки, а в других интрузивах ташаринского комплекса практически не встречаются.

Наиболее сильные автометасоматические и гидротермальные изменения пород наблюдаются в нижней части интрузива. Породы здесь сложены лепидо- и диаблестическими агрегатами хлорита, талька, амфибола, биотита II, иногда биотита и пренита. Биотитизации подвергаются как фемические минералы, так и плагиоклаз. Интенсивному и многостадийному процессу гидротермально-метасоматических преобразований (амфиболизация, хлоритизация, биотитизация и сульфидизация) в равной степени подвергаются габброиды и вмещающие ороговикованные песчаники и сланцы, а также содержащиеся в них дайки плагиоклазовых порфиритов (биотит-пироксеновые роговики с пирротинном вскрыты скважинами 13п и 14п). По глубоким скважинам наблюдается чередование габбро-долеритов различной степени измененности. При наиболее глубоких преобразованиях практически не остается первичных минералов, разрушаются ильменит и титаномагнетит, исчезают калишпат и микропегматитовые агрегаты. Не исключено, что масштабность преобразований определяется близостью пологого контакта Барлакского массива, а широко представленные здесь породы аномального химического состава, относимые ранее к разряду ультрабазитов, не имеют отношения к магматогенным образованиям [Борисенко и др., 1995*].

В целом Седовозаимский интрузив и вмещающие его породы подверглись неоднократной гидротермально-метасоматической проработке. Частично это носило автометасоматический характер (тальк, боулингит), но несомненно наложенными являются биотит II и актинолит-сульфидные агрегаты. Поэтому глубокоизмененные габбро-долериты и меланократовые габбро-долериты, содержащие только реликты плагиоклаза, легко было принять за плагиоклазовые перидотиты. Дело в том, что количество реликтового плагиоклаза непостоянно и зависит в основном не от первоначального его содержания, а от степени вторичных преобразований.

На диаграмме R1–R2 только центральная часть вытянутого в субгоризонтальном направлении роя точек Седовозаимского интрузива соответствует ташаринским породам. Остальные точки, составляющие левый и правый фланги, отражают, возможно, характер наложенных изменений и предполагаемых процессов ограниченной внутрикамерной дифференциации (рис. 17, а). Заметим, что на диаграмме Де ля Роше даже слабо эволюционирующие базитовые расплавы обычно проявляют тенденцию к образованию дугообразных трендов. Седовозаимский интрузив не обладает этой особенностью. Напротив, измененные его разности стремятся занять поля щелочных пород — сиеногаббро (монцогаббро), сиенодиоритов (монцодиоритов) и эссекситов. Однако такие породы в составе интрузива не наблюдались.

Петрохимическая специфика Седовозаимского интрузива состоит в том, что его фигуративные точки более или менее равномерно покрывают основную, щелочно-основную и ультраосновную области TAS-диаграммы (см. рис. 17, б).

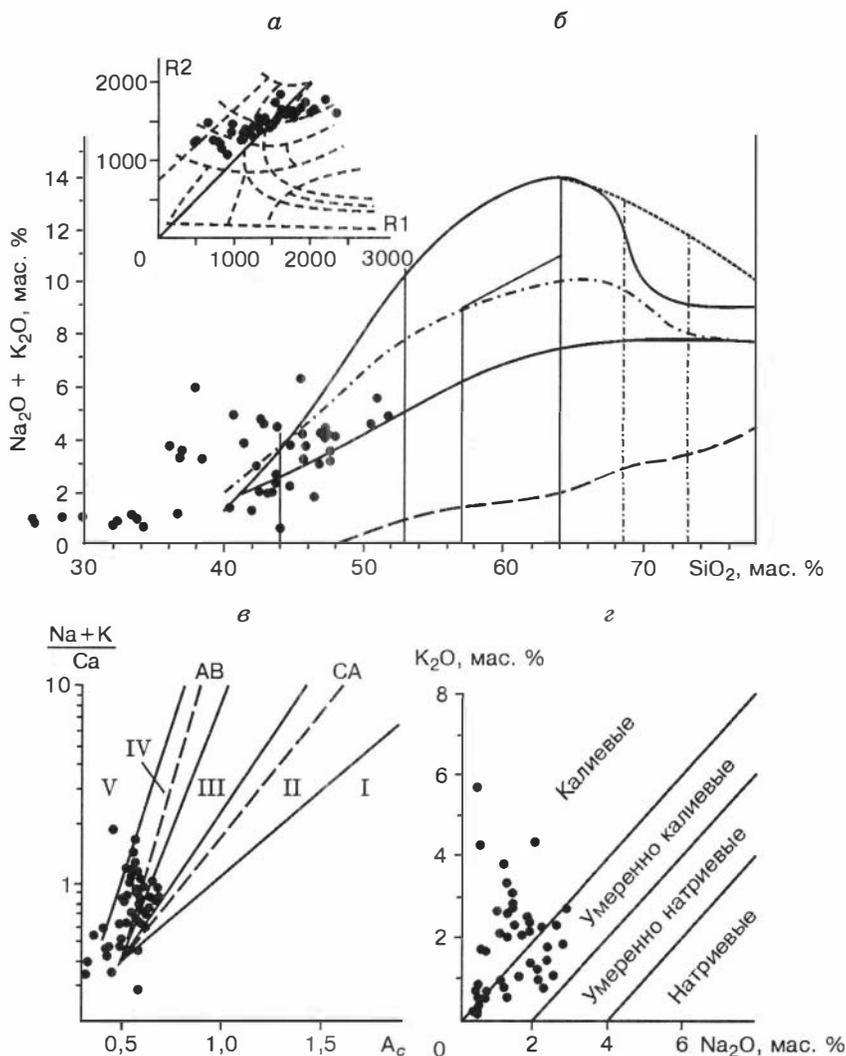


Рис. 17. Породы Седовозаимского интрузива на диаграммах Де ля Роше (а), TAS-диаграмме (б), Л. С. Бородина (в) и щелочности (г).

Усл. обозн. см. на рис. 6.

Одна их часть (около половины точек) занимает поле, совпадающее с полями Ташаринского и Шумихинского интрузивов, и отвечает, по-видимому, кайно-типным разностям пород. Две другие (приблизительно одинаковые по численности) группы фигуративных точек отражают, на наш взгляд, две тенденции наложенных преобразований. Первая группа точек практически выходит за пределы теоретически возможных в данном случае составов магматических пород и в целом соответствует полю кимберлитов и дунит-оливинитов. Второй группе, располагающейся частично в поле щелочных пикритов, в большей своей части адекватны сильнощелочные породы. Напомним, что значительная изме-

ненность базитов рассматриваемого комплекса отмечена всеми исследователями [Кривенко и др., 1983; Глотов, 1984*; Амшинский, 1987; Дергачев и др., 1987; и др.], но двоякая направленность данного процесса выявляется лишь при детальном петрохимическом анализе. В этой связи вряд ли можно предполагать, что разнообразие петрохимических видов пород ташаринского комплекса — следствие только кристаллизационной дифференциации. Поэтому и сульфидное оруденение (по крайней мере, в значительной своей части) может иметь совершенно иную природу [Борисенко и др., 1995*], чем это представлялось ранее.

Наиболее показательна в смысле обобщенной петрохимической оценки пород ташаринского комплекса диаграмма Л. С. Бородина, на которой, с одной стороны, отчетливо проявляется компактная идентичность пород Ташаринского и Шумихинского интрузивов, алферовских и гусинобродских даек, а с другой — своеобразие («рассредоточенность») пород Седовозаимского интрузива (см. рис. 17, в). Специфичен и характер щелочности — в отличие от ташаринских (см. рис. 12, з) седовозаимские габброиды в существенной своей части относятся к калиевым (см. рис. 17, з). Рой точек Седовозаимского интрузива на CFM-диаграмме практически полностью перекрывает рои Ташаринского и Шумихинского интрузивов. Небольшая часть этих точек попадает в поля никеленосных и титаносных, но основная (как и в предыдущих случаях) — в поле потенциально безрудных магматитов (см. рис. 13, б).

Таким образом, по рассматриваемому комплексу признаков Седовозаимский интрузив в характеризующей группе магматитов обособлен. На диаграммах для него невозможно выделить единого эволюционного тренда. В развитии вещественного состава интрузива намечается два направления: а) обогащение магнием, железом и щелочами; б) разделение на магниезильные и железистые разности при незначительной вариации содержания щелочей. Первый вариант не укладывается в механизм кристаллизационной дифференциации и может быть только следствием наложенных постмагматических изменений. Только во втором случае имеется теоретическая возможность появления никеленосных разностей.

Гусинобродский ареал распространения базитовых даек охватывает район нижнего течения р. Ини и ее притоков — рек Гусиный Брод и Мостовой. Условно в его пределах можно выделить два роя — Гусинобродский и Инской.

Гусинобродский рой даек известен давно, поэтому в геологическом и петрологическом отношении многие из них изучены достаточно хорошо [Гусев, 1934; Заблоцкая, Осотских, 1938б; Кутюлин, 1962; Порхал и др., 1962*; Глотов, 1984*; и др.]. В свое время гусинобродские дайки сопоставлялись с послегранитным седовозаимским комплексом [Глотов, 1984*] и кузбасскими траппами [Кутюлин, 1962]. Действительно, по «лунной» степени свежести пород, не затронутых корой выветривания, им нет равных в регионе. Авторы не исключают, что некоторая часть даек Гусинобродского ареала может оказаться моложе ташаринского комплекса. Определение их в качестве «диабазов», «долеритовых диабазов», «протеробазов» и даже «гранитов» связано, по-видимому, с тем, что при выветривании они становятся дресвяными и приобретают красноватую окраску. В процессе выветривания базитовые дайки превращаются не только в дресву, но также и в серо-белые глины, которые наблюдаются по скважинам и в действующих карьерах. В этих случаях относительно свежие разности базитовых пород устанавливаются только в эллипсоидально-изометрических глы-

бах разного размера (от нескольких сантиметров до 1–2 м в поперечнике), которые иногда ошибочно принимаются за проявление «шаровой» отдельности, а в действительности — это результат обычного десквамационного отслаивания. Ранее В. И. Лучицкий [1949] эти образования именовал «ложной шаровой отдельностью».

Гусинобродская дайка наиболее крупная (рис. 18), сложена лейкократовыми оливковыми габбро-долеритами с трахитоидной текстурой и классической долеритовой структурой. Содержание темноцветных минералов (оливин, моноклинный пироксен) обычно составляет 20–35 %, иногда поднимается до 40–50 %. Крупные зерна пироксена включают в себя округлые вкрапленники оливина. Длина лейст плагиоклаза достигает 5 мм и более. Характерная особенность плагиоклаза — очень тонкое полисинтетическое его двойникование. Биотит (1 %) находится в сростании с магнетитом (1–2 %). Много апатита, в интерстициях — микропегматиты и кварц. В делювиальных свалах встречены интенсивно катаклазированные разности пород, в которых серицитизированный плагиоклаз и уралитизированный моноклинный пироксен диагностируются уверенно, а оливин (<10 %) — только по продуктам разложения.

Принципиально важным моментом в исследовании Гусинобродской дайки является установленное в 1982 г. А. И. Глотовым пересечение ее двумя более кислыми маломощными (до 1,5–2 м) дайками субмеридионального простирания. Их наличие в карьерах № 1 (дайка аплитовидных плагиогранитов) и № 2 (дайка кварцевого диорит-порфирита) подтверждено и нашими наблюдениями. Макроскопически эти породы воспринимаются как «диабазы» или «кварцевые диабазы», а их вещественно-минеральная специфика выявляется только под микроскопом. Именно с этим обстоятельством связан исторический случай, когда отданные для петрографического описания породы из карьера № 1 (определенные макроскопически как «долеритовые диабазы») фактически оказались изменчивыми по составу «аплитогранитами» (!), состоящими из полевого шпата, кварца и незначительных количеств биотита. Естественно, что в то время подобное «несоответствие» было отнесено к разряду недоразумений [Ляхницкий, 1935*].

Контакты дайки аплитовидного плагиогранита с вмещающими габбро-долеритами при выветривании

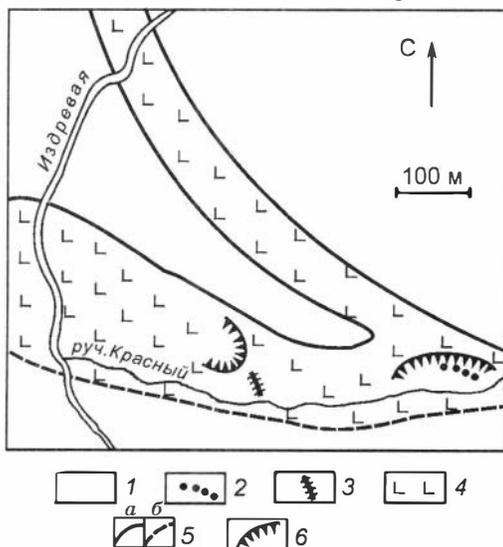


Рис. 18. Схема геологического строения центральной части Гусинобродской дайки (по В. Е. Третьякову [1952*] с дополнениями авторов):

1 — песчаники и сланцы инской серии;
 2 — дайка кварцевого диорит-порфирита;
 3 — дайка оливинсодержащего диабазового порфирита; 4 — габбро-долерит; 5 — границы дайки: а — прослеженные, б — предполагаемые; 6 — карьеры.

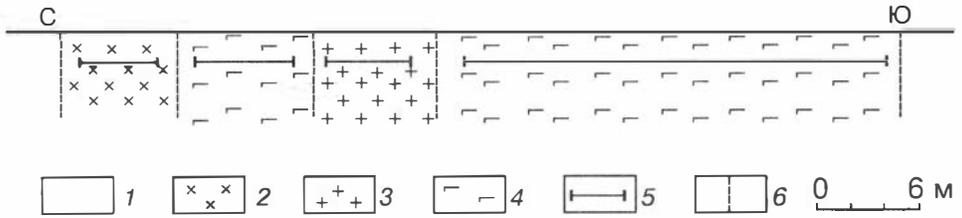


Рис. 19. Схематическое строение в разрезе Издревской дайки (по полевым материалам В. А. Кутолина, 1966 г.):

1 — задернованные и (или) неопробованные участки; 2 — диорит-порфиры лейкокраповые; 3 — плагиограниты; 4 — микрогаббро порфировидные; 5 — интервалы отбора образцов через 0,5–2 м; 6 — предполагаемые контакты.

полностью разрушены, поэтому мощность ее может быть оценена только предположительно (не более 0,5 м). Плагиогранит состоит из серицитизированного кислого плагиоклаза и кварца (30–35 %). Порода интенсивно пропитана гидроксидами железа, вследствие чего имеет темную окраску. Нередко мелкие чешуйки серицита развиты в пределах зерен кварца. Из аксессуарев отмечен только пылевидный рудный минерал.

Дайка кварцевого диорит-порфира имеет извилисто-ступенчатые контакты. Порфировые выделения (5–10 %) в ней представлены зональным олигоклазандезином и актинолитизированной роговой обманкой. Плагиоклаз в фенокристаллах лишь слегка преницитизирован, а в основной массе — серицитизирован. В основной массе содержатся также кварц (10–15 %), биотит (5 %) и амфибол (1 %). Аксессуарные — рудный минерал и апатит.

В районе пос. Гусиный Брод обнажается еще несколько десятков базитовых даек, мощность которых меняется от 1–2 до 150–160 м. Около 20 даек изучено и описано А. И. Гусевым [1934], указавшим, в частности, на их северо-западное простираие и пренебрежимо малые экзоконтактовые изменения вмещающих пород. Центральные части наиболее крупных даек сложены порфировидными габбро-долеритами, а эндоконтактовые зоны и мелкие дайки — долеритами. В наиболее типичных разностях пород вкрапленники лабрадора (№ 63–74) составляют 12–18 %, а основная масса, характеризующаяся офитовой структурой, содержит лабрадор № 52 (48–57 %), олигоклаз (2–5), пижонит (11–23), биотит и роговую обманку (0,4–0,8), ортоклаз (0,2–1,3), рудный минерал (1,1–1,9), апатит (0,4–0,8) и кварц (0,2–0,3 %) [Кутолин, 1962]. Среди этих даек выделим Издревскую, обнажающуюся в правом борту р. Издревой, в 0,5–0,6 км выше по течению от пос. Гусиный Брод. Она имеет сложное строение: в северном ее эндоконтакте залегают две небольшие дайки, слагающиеся соответственно кварцсодержащими сиенитами и плагиогранитами. По полевым материалам и шлифам В. А. Кутолина (1966 г.) нами составлен схематический поперечный разрез (рис. 19), позволяющий говорить о предположительном пересечении этой дайки дайками кислого состава, что напоминает ситуацию, описанную для Гусинобродской дайки.

Инской рой является, по-видимому, западным продолжением Гусинобродского и включает в себя лишь несколько даек.

Три дайки небольшой мощности (0,5–2 м) с хорошо проявленными зонами закалки обнажены в правом борту р. Ини, выше железнодорожного (Новоси-

бирск—Барнаул) моста. Сложены они оливиновыми порфиroidными долеритами. В порфиroidных и гломеропорфиroidных выделениях (5–10 %) находятся оливин и плагиоклаз. Основная масса имеет микродолеритовую структуру, в которой помимо плагиоклаза и клинопироксена отмечаются единичные зерна бурой роговой обманки, биотита и апатита. Рудного минерала — до 1 %. По этим характеристикам дайки приближаются к гусинобродским.

Четвертая, наиболее крупная дайка, залегающая в слабоороговикованных алевролитах, сложена биотит-оливиновыми габбро-долеритами, содержание пироксена в которых не опускается ниже 30 %; в небольшом количестве присутствуют оливин, бурая и зеленая роговые обманки. В интерстициях обычно устанавливаются микропегматит и кварц. Зерна оливина с периферии и по трещинам замещены илдингситом, по плагиоклазу участками развит серицит. Иногда отмечаются хлоритизация и амфиболизация, которым сопутствует редкая вкрапленность пирротина. Характерной особенностью дайки является наличие в ней маломощных прожилков кварцсодержащего среднезернистого сиенита.

Мостовская дайка, обнажающаяся в устье р. Мостовой (правый приток р. Ини), сложена мелкозернистыми оливинсодержащими габбро-долеритами с офитовой структурой. Содержание оливина составляет около 5–7 %, единичные листочки биотита обычно срastaются с зернами рудного минерала (2–3 %). Несколько выше по течению р. Мостовой В. А. Кутוליным (полевые материалы 1966 г.) описана вторая дайка, представленная трахитоидными лейкократовыми габбро-долеритами, содержащими титанистый авгит (розовая окраска, слабый плеохроизм). Встречаются биотит и бурая роговая обманка.

По главным петрохимическим характеристикам дайки Гусинобродского ареала аналогичны ташаринским.

В породах ташаринского комплекса отмечаются в общем довольно монотонные спектры РЗЭ с устойчивыми отношениями La/Lu, несколько повышенными содержаниями тяжелых лантаноидов и весьма слабо выраженными европиевыми минимумами (рис. 20). Наличие этих минимумов, учитывая геологическое положение габброидов и лантаноидные спектры барлакских гранитов, можно, очевидно, объяснить влиянием более поздних гранитов. По относительной титанистости и отношению Ni/Co устанавливается заметное отличие Седовозаимского интрузива от остальных представителей ташаринского комплекса (рис. 21). По концентрациям Hf, Tl, Th и U ташаринские габброиды занимают промежуточное положение между изылинскими и горловскими базитовыми дайками. В глубокоизмененных габброидах ташаринского комплекса наблюдается заметная дисперсия содержания скандия.

Попытки определения геологического возраста ташаринского (седовоза-

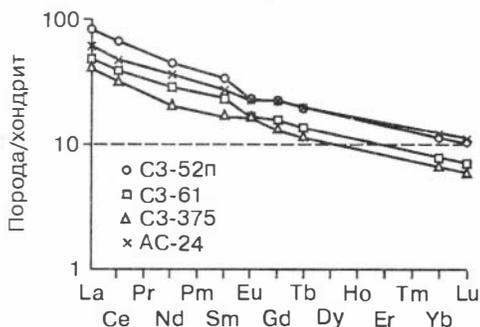


Рис. 20. Распределение РЗЭ в габбро-долеритах ташаринского комплекса.

Обр. С3-52п и С3-61 — Ташаринский интрузив; обр. С3-375 — Центральная Алферовская дайка; обр. АС-24 — Гусинобродская дайка.

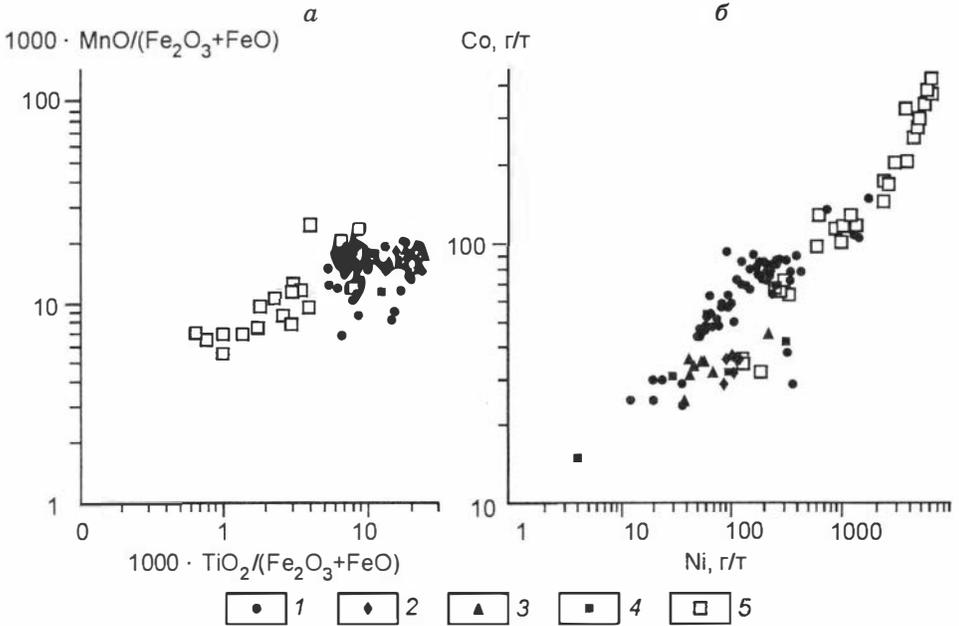


Рис. 21. Соотношение коэффициентов титанистости и марганцевистости (а) и содержаний Ni—Co (б) в породах ташаринского комплекса (по А. И. Глотову [1984*] с дополнениями авторов):

Интрузивы: 1 — ташаринские, 2 — алферовские, 3 — шумихинские, 4 — гусинобродские, 5 — седовозаимские.

имского) комплекса предпринимались неоднократно. При этом учитывались: 1) объем комплекса (включая дайки, прорывающие гранитоидные массивы, дайки Горловского угленосного бассейна и др.); 2) геохронологические датировки (главным образом калий-аргоновые); 3) контактовые взаимоотношения габброидов с другими магматитами; 4) поиск подходящих аналогов в сопредельных и удаленных регионах. Однако фациально-моногенетический взгляд на гранитоиды КТСЗ неизбежно породил противоречия и не позволял выработать согласованную точку зрения. В итоге по отношению к гранитоидам обского комплекса допускались, по крайней мере, три возможные возрастные позиции ташаринского (седовозаимского) комплекса: пост-, внутри- и догранитоидная.

На основании прорывания гранитоидов Обского массива Новобибеевской дайкой, петрохимических аналогий с кузбасскими траппами и томским дайковым комплексом [Кутолин, 1962], с учетом появившихся единичных определений К-Аг абсолютного возраста и наличия у Седовозаимского интрузива гипотетического подводящего диабазового канала, располагающегося в гранитах Барлакского массива [Кривенко и др., 1983; Глотов, 1984*, 1985; Глотов, Кривенко, 1990], утверждался послегранитоидный возраст ташаринского комплекса.

Ташаринский комплекс считался догранитным (точнее, как нам представляется, «добарлакским») на основании следующих фактов: аномальной обогащенности пород комплекса гранитофильными элементами, геохимической мак-

розоальности (по отношению к Барлакскому массиву), несомненных фактов прорывания Седовозаимского интрузива многочисленными дайками мелкозернистых гранитов и гранит-порфиоров, а также интенсивных гидротермальных преобразований базитовых пород, часто сопровождающихся сульфидной минерализацией [Дергачев и др., 1980, 1987; Амшинский, 1987]. Данная точка зрения подтверждалась также наличием среди габброидов зон гидротермального изменения с флюоритом и повышенными содержаниями Sn, Pb, Zn, Ag [Росляков и др., 1987*].

Имея в виду достоверно установленный факт прорывания Новобибеевской дайкой (относимой предыдущими исследователями к седовозаимскому комплексу) пород главной фазы Обского массива, с одной стороны, и глубокие преобразования габброидов Седовозаимского интрузива под влиянием Барлакского гранитного массива, с другой, первоначально нами допускалась теоретическая возможность внутригранитного положения ташаринского комплекса, на что, в частности, указывали и первые единичные определения абсолютного возраста [Сотников и др., 1996]. Однако с учетом установленных позднее отличий Новобибеевской габброидной дайки от интрузивов ташаринского комплекса и существования двух самостоятельных разновозрастных гранитоидных комплексов, обоснованных новыми геохронологическими данными (о чем будет сказано ниже), а также наличия двух периодов ремобилизации сульфидного оруденения, связанных с приобскими и барлакскими гранитами, авторы склонны считать ташаринский комплекс не только «добарлакским», но и «доприобским», а по вещественному составу, условиям залегания и геодинамической обстановке формирования относить его к габбро-долеритовой ассоциации [Магматические... породы, 1985].

Для ташаринского комплекса имеются пока лишь единичные определения абсолютного возраста. Как указывалось выше, они получены для Алферовской дайки — $252,6 \pm 1,5$ млн лет по биотиту (одна ступень) и $255 \pm 5,5$ млн лет по амфиболу (две ступени). Следует отметить, что по биотиту (который может быть отнесен к вторичному) из габброидов Ташаринского массива определен омоложенный K-Ar возраст — 236 млн лет, соответствующий возрасту проявления барлакского комплекса.

Отметим, что каменный материал по Седовозаимскому интрузиву мало пригоден для изотопно-геохронологического анализа, который будет отражать не время формирования магматических пород, а, скорее, возраст наложенных более поздних термальных и флюидных преобразований, связанных с внедрением Барлакского массива и проявлением сопровождающих его становление постмагматических процессов. Следствием этого является, по-видимому, необычайно молодая датировка ($212 \pm 4,9$ млн лет), полученная Rb-Sr методом по биотиту II на начальной стадии изотопно-геохронологических исследований [Кунгурцев и др., 1998]. Характерно относительно повышенное значение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70611 \pm 3$, что, скорее всего, обусловлено влиянием наложенных эндогенных процессов. Этими факторами объясняются, очевидно, и молодые K-Ar датировки (на уровне 210–240 млн лет). Тем более что Седовозаимский рудоносный участок насыщен относительно более молодыми кислыми дайками — плагиоаплитами, микрогранитами и гранит-аплитами (с флюоритом), плагиогранит-порфирами.

4.2.2. Приобской гранит-граносиенит-гранодиоритовый комплекс

К приобскому комплексу авторами отнесены Обской и Новосибирский массивы [Борисенко и др., 1995*; Федосеев и др., 1998*]. Конфигурация массивов в плане отрисована под четвертичными и неогеновыми отложениями по геофизическим данным и результатам бурения, полученным в процессе геологосъемочных и разведочных работ (рис. 22). Погребенные эрозионные поверхности массивов, осложненные корами выветривания, неровные, с многочисленными выступами и понижениями. Контакты гранитоидных массивов с вмещающими породами в целом имеют извилистый характер. Установлены зоны гибридизации, широко развиты такситовые текстуры, а гранодиориты (тоналиты) и граносиениты содержат многочисленные ксенолиты и шлиры диоритов и кварцевых диоритов, биотитизированных и скарнированных роговиков. Из метаморфических пород в контактах массивов отмечены роговики, слюдяные сланцы и гнейсы [Сперанский, 1926–1927; Глотов, 1984*; Амшинский, 1987; и др.]. В ограниченных объемах имеются скарны. Вещественный состав комплекса в основном определяется широко развитыми порфиоровидными биотит-амфиболовыми, биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранодиоритами, граносиенитами и гранитами (табл. 11, 12). Гранодиориты тяготеют к краевым частям массивов.

Обской массив обнажается в основном по берегам и на островах р. Оби, в районе пос. Дубровино. По результатам бурения определены контуры и площадь (80 × 20 км) массива под рыхлыми отложениями, ширина роговикового ореола (2–6 км и более) и наклон контактов (западный — крутой, восточный — пологий). До работ Д. В. Михайловского с соавторами [1964*, 1979] на площади Обского массива выделялось несколько самостоятельных масси-



Рис. 22. Гранитоидные массивы в области сочленения Колывань-Томской складчатой зоны и северо-западной части Салаира:

1 — покровные отложения; 2 — Доронинская впадина; 3 — Горловский прогиб; 4 — Колывань-Томская складчатая зона; 5 — Северо-Западный Салаир; 6 — гранитоидные массивы: 1 — Орловский, 2 — Обской, 3 — Колыванский, 4 — Барлакский, 5 — Новосибирский, 6 — Улантовский, 7 — Коуракский, 8 — Мокрушинский, 9 — Старогутовский, 10 — Елбанский, 11 — Выдрихинский, 12 — Залесовский.

Количественно-минеральный состав пород обского (по А. А. Гилеву и др. [1988*]) комплекса, объемн. %

Порода	Pl	Fr	Q	Bi	Chl	Mu	Amf	Px	Rud	Ep	Ак	
Граниты лейкократовые (n = 32)	<u>16-40</u> 29,2	<u>24-48</u> 35,0	<u>25-45</u> 32,5	<u>0-3</u> 1,8	<u>0-1</u> 0,1	<u>0-4</u> 0,9	<u>0-1</u> 0,1	<u>0-5</u> 0,3	<u>0-1</u> 0,1	—	<u>0-1</u> 0,01	Апатит
Биотитовые граниты порфи- ровидные (n = 31)	<u>20-42</u> 31,9	<u>22-54</u> 35,5	<u>20-45</u> 29,5	<u>0-5</u> 1,8	<u>0-1</u> 0,1	<u>0-4</u> 0,8	<u>0-1</u> 0,01	—	<u>0-2</u> 0,3	—	<u>0-2</u> 0,1	Апатит, циркон
Граниты биотит-амфиболо- вые (n = 41)	<u>20-39</u> 30,9	<u>20-42</u> 29,8	<u>20-37</u> 26,2	<u>1-15</u> 5,2	<u>0-5</u> 0,4	—	<u>2-13</u> 5,4	<u>0-2</u> 0,1	<u>0-8</u> 1,2	<u>0-7</u> 0,2	<u>0-3</u> 0,6	Апатит, циркон, гранат
Граниты крупно-среднезер- нистые биотитовые (n = 52)	<u>28-45</u> 34,9	<u>20-40</u> 30,1	<u>15-40</u> 27,1	<u>5-19</u> 6,6	<u>0-5</u> 0,3	<u>0-3</u> 0,1	<u>0-1</u> 0,1	—	<u>0-2</u> 0,6	—	<u>0-2</u> 0,2	Апатит, циркон, флого- пит, гранат
Граниты двуполевошпатовые (n = 50)	<u>20-54</u> 35,8	<u>20-50</u> 33,4	<u>20-40</u> 26,5	<u>0-4</u> 2,4	<u>0-5</u> 0,4	<u>0-5</u> 0,4	<u>0-1</u> 0,01	<u>0-6</u> 0,2	<u>0-5</u> 0,7	<u>0-1</u> 0,01	<u>0-3</u> 0,2	Апатит, циркон, флогопит
Граносиениты (n = 37)	<u>5-40</u> 21,8	<u>34-70</u> 52,9	<u>3-30</u> 17,2	<u>0-15</u> 3,2	<u>0-5</u> 0,3	<u>0-4</u> 0,2	<u>0-15</u> 1,7	<u>0-5</u> 0,3	<u>0-5</u> 1,5	<u>0-3</u> 0,3	<u>0-4</u> 0,6	»
Сиениты, сиениты кварцевые (n = 16)	<u>5-25</u> 13,3	<u>50-81</u> 66,7	<u>2-20</u> 8,0	<u>0-5</u> 1,4	<u>0-8</u> 2,9	<u>0-2</u> 0,2	<u>0-10</u> 2,9	<u>0-7</u> 0,9	<u>0-5</u> 2,1	<u>0-5</u> 1,3	<u>0-1</u> 0,3	Апатит, циркон
Гранодиориты (n = 102)	<u>35-71</u> 53,9	<u>10-34</u> 18,3	<u>10-30</u> 16,1	<u>0-20</u> 4,6	<u>0-5</u> 0,4	<u>0-3</u> 0,01	<u>0-25</u> 4,7	<u>0-1</u> 0,1	<u>0-5</u> 0,9	<u>0-8</u> 0,2	<u>0-6</u> 0,8	Апатит, циркон, флого- пит, гранат
Диориты кварцевые (n = 52)	<u>45-80</u> 65,0	<u>0-12</u> 6,7	<u>5-20</u> 10,6	<u>0-20</u> 4,3	<u>0-8</u> 1,3	<u>0-15</u> 0,4	<u>0-23</u> 8,0	<u>0-1,5</u> 0,8	<u>0-3</u> 0,9	<u>0-5</u> 1,3	<u>0-5</u> 0,7	»
Диориты (n = 27)	<u>59-86</u> 69,1	<u>0-10</u> 3,7	<u>2-8</u> 4,8	<u>0-15</u> 5,1	<u>0-18</u> 2,0	<u>0-2</u> 0,1	<u>0-25</u> 9,9	<u>0-26</u> 3,1	<u>0-4</u> 1,2	<u>0-3</u> 0,4	<u>0-2</u> 0,6	Апатит, циркон, флогопит

Примечание. Минералы: Pl — плагиоклаз, Fr — калиевый полевой шпат, Q — кварц, Bi — биотит, Chl — хлорит, Mu — мусковит, Hbl — роговая обманка, Px — пироксен, Rud — рудные минералы, Ep — эпидот, Ак — аксессуарные минералы, n — количество анализов.

Над чертой — диапазоны изменения содержаний минералов, под чертой — среднеарифметические значения.

Химический состав пород приобского комплекса, мас. %

Номер		Авт.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П.п.п.	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма
п/п	обр.																
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Обской массив																	
1	A-82a	Кз	72,80	0,25	15,35	Н.о.	2,01	0,03	0,35	1,89	4,46	3,16	Н.о.	0,11	0,08	Н.о.	100,49
2	693/124	Ги	72,52	0,28	14,69	2,47	Н.о.	0,03	0,57	1,78	4,04	3,81	»	0,47	0,08	0,05	100,79
3	632/47	»	72,03	0,34	15,99	1,60	»	0,02	0,31	1,81	4,21	3,13	»	1,00	0,08	0,05	100,57
4	115/73	»	71,94	0,22	14,41	0,18	0,71	0,03	0,29	1,13	3,50	6,85	»	0,69	0,06	Н.о.	100,01
5	684/90	»	71,60	0,25	15,45	0,69	1,53	0,04	0,46	1,90	4,60	3,61	»	0,28	0,08	0,04	100,53
6	706/281	»	71,59	0,20	14,99	1,34	Н.о.	0,03	0,69	0,87	3,50	3,95	»	2,11	0,09	0,05	99,41
7	696/135	»	71,56	0,33	14,89	2,47	»	0,04	0,62	1,71	4,04	3,76	»	1,00	0,10	0,05	100,57
8	A-5	Кз	71,48	0,20	15,69	Н.о.	2,14	0,02	0,45	1,57	3,82	4,60	»	0,05	0,08	Н.о.	100,10
9	698/87	Ги	71,30	0,34	14,50	1,95	Н.о.	0,03	0,62	2,03	3,94	3,42	»	1,23	0,10	0,05	99,51
10	700/121	»	71,21	0,34	14,95	2,59	»	0,03	0,75	1,82	4,21	3,47	»	0,69	0,10	0,05	100,21
11	689/80	»	71,09	0,28	15,28	0,85	1,07	0,03	0,49	1,85	4,48	3,76	»	0,36	0,09	0,03	99,66
12	708/86	»	70,96	0,37	15,15	2,47	Н.о.	0,04	0,69	2,11	4,21	3,37	»	0,54	0,13	0,05	100,09
13	686/100	»	70,82	0,33	15,48	0,44	1,64	0,04	0,51	2,17	4,60	2,84	»	0,52	0,09	0,03	99,51
14	132/66	»	70,81	0,34	15,69	0,58	1,13	0,03	0,55	1,93	4,64	3,52	»	0,76	0,10	0,04	100,12
15	A-83a	Кз	70,80	0,37	15,27	0,25	2,71	0,04	0,94	2,16	4,46	2,60	»	0,14	0,16	Н.о.	99,90
16	169/104	Ги	70,77	0,55	14,96	0,60	1,27	0,04	0,71	2,04	4,65	3,81	»	0,70	0,10	0,06	100,26
17	687/84	»	70,70	0,30	15,15	0,94	1,53	0,03	0,50	1,99	4,60	4,10	»	0,40	0,09	0,04	100,37
18	113/80	»	70,62	0,29	13,58	1,98	1,13	0,04	0,41	1,06	3,40	5,79	»	0,81	0,08	0,05	99,24
19	675/49	»	70,50	0,22	14,37	1,35	1,36	0,05	0,21	1,31	4,60	5,05	»	0,33	0,05	0,10	99,50
20	A-82b	Кз	69,83	0,20	16,66	0,01	2,14	0,03	0,52	1,80	4,37	4,69	»	0,10	0,08	0,01	100,44
21	674/37	Ги	69,57	0,36	15,28	1,55	1,14	0,05	0,57	1,89	4,69	3,42	»	1,19	0,10	0,02	99,83
22	677/52	»	69,56	0,36	15,30	0,61	1,57	0,06	0,62	2,11	5,18	3,18	»	1,07	0,12	0,08	99,82
23	680/99	»	69,24	0,41	16,32	1,52	1,07	0,03	0,51	1,72	4,60	3,61	»	1,10	0,06	0,42	100,61
24	A-53a	Кз	69,17	0,35	15,91	0,25	2,77	0,04	0,81	2,49	4,65	2,82	»	0,02	0,16	Н.о.	99,44
25	692/109	Ги	68,90	0,37	16,05	1,29	1,18	0,05	0,62	2,18	5,40	3,61	»	0,54	0,24	0,07	100,50
26	13/3	Кз	68,50	0,40	14,90	0,27	3,88	0,06	1,36	1,16	4,48	3,58	»	0,03	0,21	Н.о.	98,83
27	НБ-11	Фд	70,64	0,37	15,25	2,64	Н.о.	0,05	1,03	2,15	4,63	3,23	»	0,38	0,13	»	100,50
28	К-96/11	Пт	69,55	0,22	15,35	0,95	2,36	0,06	1,10	2,23	4,42	3,48	»	0,52	Н.о.	»	100,24
29	150/4	»	68,11	0,45	15,60	0,94	2,63	0,05	1,21	2,44	4,44	3,40	»	0,55	»	»	99,82

30	121/176	Ги	67,65	0,41	16,37	0,83	1,66	0,06	1,52	2,96	3,88	3,61	»	1,11	0,25	0,19	100,50
31	669/72	»	67,61	0,40	15,48	1,25	1,93	0,06	1,25	2,83	3,99	3,81	»	1,50	0,23	0,21	100,55
32	49/82	Кз	67,07	0,40	16,63	0,10	3,60	0,03	0,84	2,57	4,69	2,89	»	0,35	0,25	Н.о.	99,42
33	К-96/12	Пт	66,83	0,60	13,63	1,03	4,15	0,18	2,10	3,21	3,56	2,60	»	1,43	Н.о.	»	99,32
34	667/53	Ги	66,79	0,46	15,49	0,47	2,50	0,06	1,85	3,07	3,99	3,61	»	1,05	0,25	0,22	99,81
35	687/77	»	66,74	0,46	15,36	0,47	2,61	0,06	1,92	3,27	4,31	3,47	»	0,57	0,24	0,02	99,50
36	122/170	»	66,71	0,50	16,56	0,93	1,73	0,07	1,64	3,00	4,10	3,37	»	1,41	0,27	Н.о.	100,29
37	151/93-99	Пт	66,60	0,46	15,30	0,75	3,40	0,06	1,50	3,07	4,74	3,48	»	0,70	Н.о.	»	100,06
38	648/87	Ги	66,27	0,80	13,93	1,89	2,71	0,06	1,33	2,90	4,60	2,17	»	2,14	0,32	0,38	99,50
39	К-151/19	Пт	65,50	0,50	15,66	0,95	3,72	0,06	1,75	2,79	4,74	3,66	»	0,88	Н.о.	Н.о.	100,21
40	К-97/19	»	65,34	0,55	15,15	1,78	2,49	0,08	1,91	3,51	3,96	3,58	»	1,29	»	»	99,64
41	К-97/20	Ги	65,02	0,47	15,05	0,79	2,87	0,14	2,40	3,07	4,32	3,77	»	1,20	»	»	99,10
42	К-155/28	Пт	64,85	0,50	15,15	1,02	4,30	0,08	2,90	2,37	4,26	2,98	»	1,23	»	»	99,64
43	7/10	Кз	64,80	0,45	15,69	0,39	4,02	0,08	2,30	3,46	4,22	3,16	»	0,05	0,30	»	98,92
44	140/71	Ги	64,64	0,63	16,96	1,01	2,83	0,07	1,87	3,73	4,42	2,55	»	1,22	0,27	0,14	100,34
45	168/40	»	64,50	1,10	15,60	2,59	2,70	0,05	1,75	3,13	4,70	2,75	»	0,81	0,48	0,30	100,46
46	153/90-96	Пт	64,47	0,56	15,35	0,31	4,88	0,09	2,73	3,36	4,24	3,32	»	0,45	Н.о.	Н.о.	99,76
47	К-148/6	»	64,03	0,55	15,75	1,14	4,42	0,07	2,22	2,51	4,33	3,48	»	1,08	»	»	99,58
48	К-151/13	»	62,94	0,67	15,26	1,51	3,58	0,11	2,70	3,35	4,27	3,38	»	1,46	»	»	99,23
49	98/178	»	65,80	0,50	15,46	1,59	2,08	0,06	2,32	2,93	4,43	3,87	»	0,38	0,06	0,01	99,49
50	699/114	Ги	65,00	0,64	16,56	2,01	1,57	0,04	1,21	2,21	5,95	3,76	»	0,86	0,39	0,19	100,39
51	НБ-02	Фд	69,81	0,37	15,79	2,46	Н.о.	0,04	0,62	2,11	5,23	3,38	»	0,16	0,13	0,12	100,22
52	667/60	Ги	56,89	0,82	15,67	1,41	4,93	0,11	4,39	5,80	4,37	3,18	»	1,51	0,41	0,31	99,80
53	В-2	Кз	55,36	1,07	18,76	3,03	5,84	0,12	3,33	2,80	4,00	2,32	»	2,62	0,37	Н.о.	99,62
54	691/95	Ги	54,77	1,25	16,60	3,70	4,71	0,18	4,22	5,27	3,88	1,78	»	2,81	0,43	0,04	99,64
55	647/77	»	54,21	1,47	16,22	3,76	4,14	0,17	4,29	6,15	5,40	1,93	»	1,63	0,71	0,04	100,12
56	681/82	»	53,99	1,03	16,26	4,33	5,75	0,35	4,43	5,36	4,05	1,69	»	1,72	0,40	0,58	99,94
57	Д-01	Фд	52,10	1,13	16,85	8,40	Н.о.	0,12	5,81	7,35	3,25	2,03	»	1,54	0,71	Н.о.	99,29
58	168/25	Ги	63,93	1,18	15,41	2,49	2,48	0,06	1,55	3,75	4,85	1,46	»	1,17	0,44	0,53	99,30
59	165/25	»	63,89	0,63	15,93	0,90	3,61	0,05	2,57	4,27	4,53	1,73	»	1,86	0,26	0,01	100,24
60	32/73	Кз	63,89	0,43	16,01	0,93	3,64	1,06	1,85	2,63	4,77	3,14	»	1,50	0,34	Н.о.	100,19
61	157/128-133	Пт	63,20	0,65	15,75	1,49	3,09	0,28	2,40	2,67	4,78	3,15	»	1,91	0,37	»	99,74
62	В-1	Кз	61,60	0,56	17,69	1,25	3,90	0,24	2,92	3,75	4,23	2,59	»	1,36	0,38	»	100,47
63	149/77-80	Пт	61,37	0,60	15,77	1,57	2,88	0,07	3,80	4,33	4,33	3,15	»	1,03	0,35	»	99,25
64	149/80-83	»	61,15	0,65	16,35	1,82	3,44	0,07	3,20	4,88	4,32	2,98	»	0,48	0,36	»	99,70
65	1/2	Кз	60,74	0,50	16,74	0,69	5,34	0,59	1,98	1,72	5,30	3,87	»	2,59	0,34	»	100,40
66	149/83-87	Пт	58,00	0,90	15,05	2,30	4,10	0,08	4,31	4,89	4,32	3,14	»	1,71	0,57	»	99,37

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
67	704/66	Ги	75,34	0,14	13,27	0,82	Н.о.	0,03	0,31	0,93	4,26	3,71	Н.о.	0,53	0,05	0,11	99,50
68	631/94	»	75,31	0,05	14,03	1,25	»	0,08	0,20	1,01	3,94	3,90	»	0,45	0,03	0,05	100,30
69	114/62	»	74,98	0,05	12,70	1,07	1,93	0,01	0,10	1,40	3,34	4,55	»	0,02	0,18	Н.о.	100,33
70	114/69	»	74,50	0,05	12,50	0,24	1,93	0,02	0,61	0,56	4,70	4,04	»	0,02	0,10	»	99,27
71	669/67	»	74,47	0,10	14,14	0,14	0,79	0,06	0,05	1,10	4,10	4,43	»	0,55	0,02	0,05	100,00
72	668/34	»	74,04	0,09	14,01	0,12	0,68	0,04	0,05	1,48	4,42	4,05	»	0,52	0,03	0,27	99,80
73	181/13	»	74,03	0,10	14,10	0,35	0,21	0,02	0,20	1,15	3,77	5,79	»	0,24	0,05	0,02	100,03
74	701/162	»	73,71	0,14	13,94	1,73	Н.о.	0,01	0,45	0,81	3,94	4,72	»	0,71	0,06	0,05	100,27
75	675/61	»	73,40	0,21	13,57	0,68	1,04	0,05	0,29	1,04	4,60	4,80	»	0,26	0,05	0,02	100,01
76	170/51	»	73,34	0,11	13,04	0,44	0,49	0,05	0,25	1,82	2,95	4,85	»	2,61	0,04	0,03	100,02
77	103/145	»	73,24	0,21	14,07	0,70	0,85	0,04	0,43	1,35	4,64	3,71	»	0,68	0,06	0,08	100,06
78	697/125	»	73,17	0,24	14,88	1,04	0,93	0,02	0,37	0,58	4,48	3,61	»	0,80	0,06	0,12	100,30
79	682/99	»	75,84	0,18	15,15	0,32	1,28	0,03	0,35	1,30	4,05	1,16	»	0,51	0,05	0,03	100,25
80	155/89-91	ПТ	63,35	0,60	15,22	1,19	4,15	0,10	1,80	2,23	3,88	3,38	»	2,46	0,38	Н.о.	98,74
81	130/136	Ги	62,78	0,97	16,65	1,62	1,98	0,20	1,39	2,17	5,08	5,51	»	1,21	0,27	0,16	99,99
82	668/28	»	61,69	0,68	16,50	0,60	3,35	0,07	2,54	4,07	4,37	4,05	»	0,98	0,37	0,24	99,51
83	152/91	»	61,52	0,91	15,08	1,00	6,38	0,21	1,23	3,60	3,34	4,86	»	1,69	0,28	0,15	100,25
84	99/108-111	»	61,11	0,70	14,14	1,51	3,59	0,14	2,90	4,47	4,33	4,05	»	2,09	0,34	Н.о.	99,37
85	150/95	»	59,25	1,03	14,42	2,52	6,41	0,23	1,29	3,74	3,61	5,51	»	1,61	0,31	0,08	100,01
86	150/101	»	58,66	1,11	14,36	2,08	6,88	0,19	1,83	3,91	3,88	4,64	»	2,42	0,33	0,01	100,30
87	Скв.37/1	Вс	58,12	1,28	15,19	8,74	Н.о.	0,14	3,15	4,70	3,53	3,23	»	0,98	0,55	0,11	99,72
88	701/157	Ги	57,92	1,72	16,27	9,27	»	0,23	2,27	3,58	3,24	3,37	»	1,96	0,54	0,13	100,50
89	671/80	»	67,26	0,45	13,94	1,48	2,36	0,16	2,74	1,90	3,24	4,34	»	2,32	0,18	0,03	100,40
90	155/93-95	ПТ	66,39	0,55	14,23	1,35	2,58	0,06	3,00	1,67	4,33	3,95	»	1,83	0,31	Н.о.	100,25
91	148/45	Ги	65,86	0,48	15,85	0,64	2,40	0,06	1,80	3,07	3,99	4,05	»	1,40	0,26	0,12	99,98
92	155/83-89	»	65,60	0,43	16,00	1,09	2,08	0,08	1,27	2,62	4,34	3,49	»	2,50	0,30	Н.о.	99,80
93	118/57	»	65,53	0,48	16,14	0,73	2,12	0,06	2,08	3,32	4,37	3,81	»	1,13	0,24	0,03	100,04
94	155/83-86	»	65,43	0,54	16,70	1,69	2,11	0,05	0,80	2,23	4,25	3,70	»	2,50	0,32	Н.о.	100,32
95	167/46	»	65,42	0,55	15,69	1,56	2,16	0,08	1,91	3,44	4,38	3,52	»	0,83	0,22	0,01	99,77
96	138/44	»	65,14	0,52	16,40	0,96	2,12	0,08	3,42	1,94	4,64	3,71	»	1,21	0,30	0,01	100,45
97	151/93-102	ПТ	64,96	0,30	15,34	1,51	2,37	0,08	2,60	3,49	4,27	3,70	»	1,21	0,27	Н.о.	100,10
98	647/82	Ги	64,87	0,80	14,16	2,45	2,49	0,08	2,70	3,94	3,34	3,37	»	0,70	0,44	0,15	99,49
99	658/66	»	64,80	0,53	15,84	0,55	2,57	0,05	2,34	3,26	4,48	3,71	»	0,93	0,32	0,09	99,47

100	129/157	»	64,56	0,56	16,13	1,34	2,33	0,05	1,97	3,69	4,31	3,66	»	1,10	0,27	0,03	100,00
101	119/110	»	64,51	0,60	16,52	1,64	1,91	0,06	1,71	3,35	4,16	3,62	»	1,61	0,26	0,03	99,98
102	150/102	»	64,37	0,56	15,98	1,35	2,55	0,07	1,96	3,68	4,53	3,23	»	1,46	0,26	0,01	100,01
103	171/40	»	64,37	0,55	15,92	0,92	2,19	0,09	2,18	3,49	4,42	3,66	»	1,30	0,28	0,14	99,51
104	676/75	»	64,34	0,52	14,92	1,21	1,93	0,07	2,91	3,55	3,99	4,29	»	1,29	0,46	0,04	99,52
105	182/92	»	64,33	0,57	16,16	1,83	2,12	0,08	2,14	3,76	5,03	3,19	»	0,62	0,35	0,01	100,19
106	181/12	»	64,08	0,61	16,49	1,52	2,26	0,06	1,98	3,59	4,32	3,32	»	1,59	0,32	0,03	100,17
107	166/100	»	64,03	0,53	15,50	0,16	3,64	0,05	1,56	3,13	4,82	3,33	»	3,28	0,25	Н.о.	100,28
108	697/121	»	59,23	0,95	16,22	4,38	3,32	0,05	4,24	3,92	3,48	1,25	»	2,86	0,30	0,32	100,52

Новосибирский массив

109	Л-1к	Кз	67,81	0,31	15,32	3,24	Н.о.	0,12	1,80	2,91	4,01	3,20	0,32	Н.о.	Н.о.	Н.о.	99,04
110	1/25	Ги	73,59	0,11	13,39	0,40	1,98	0,11	0,26	1,00	4,51	3,49	0,16	0,51	0,03	»	99,54
111	1/24	»	70,81	0,27	13,94	1,00	2,69	0,09	0,36	1,21	4,78	3,49	0,20	1,57	0,04	»	100,45
112	Б-1к	Кз	70,10	0,25	14,57	0,36	3,09	0,05	0,79	2,10	4,72	4,10	0,18	0,26	0,11	0,06	100,74
113	1013	»	69,89	0,31	14,70	1,58	1,18	0,22	0,61	1,55	5,10	4,70	Н.о.	0,33	0,18	Н.о.	100,35
114	Б-2к	»	69,70	0,32	14,07	0,67	3,17	0,05	1,21	2,10	4,84	4,24	0,12	0,39	0,13	0,10	101,11
115	1016	»	68,49	0,39	14,97	1,09	2,21	0,07	0,81	2,67	4,60	4,40	Н.о.	0,30	0,22	Н.о.	100,22
116	И-01	Фд	71,10	0,33	14,22	2,56	Н.о.	0,04	0,83	1,53	4,71	4,03	»	0,55	0,13	»	100,03
117	1010	Кз	67,20	0,31	15,06	0,76	2,36	0,05	1,21	2,67	4,85	4,65	»	0,30	0,20	»	99,62
118	1011	»	67,03	0,39	15,15	0,99	2,66	0,05	1,37	2,33	5,00	4,23	»	0,14	0,20	»	99,54
119	Бш-1	Бл	66,98	0,49	14,92	1,35	1,58	0,05	1,71	2,93	4,40	4,03	»	1,01	0,31	»	99,76
120	1/16	Кз	66,71	0,36	15,10	1,36	2,19	0,05	1,54	2,57	5,18	3,78	0,11	0,89	0,19	0,07	100,10
121	1/1а	»	66,48	0,39	15,42	1,41	2,21	0,09	1,21	2,67	5,00	4,55	Н.о.	0,38	0,23	Н.о.	100,04
122	3080	»	66,34	0,47	15,44	1,67	1,73	0,04	1,32	3,13	4,30	4,00	»	0,50	0,5	»	99,44
123	1015	»	66,16	0,52	15,87	1,57	1,92	0,10	1,01	2,39	5,10	4,10	»	0,93	0,33	»	100,00
124	1/2	»	66,05	0,38	15,06	1,27	2,70	0,08	1,56	2,53	5,05	3,79	0,14	1,01	0,23	»	99,85
125	1/5	»	65,98	0,38	14,82	1,53	2,30	0,07	1,64	2,85	5,22	3,91	0,13	1,06	0,24	0,04	100,17
126	1/7	»	65,41	0,37	14,95	1,43	2,48	0,07	1,59	2,82	5,18	4,03	0,14	0,90	0,21	0,01	99,59
127	Б-3	»	63,72	0,50	14,61	1,59	4,32	0,06	2,38	3,36	4,72	3,92	0,19	0,39	0,38	0,03	100,17
128	3082	»	63,64	0,45	15,53	1,61	2,14	0,04	2,25	4,54	4,45	4,00	Н.о.	0,43	0,50	Н.о.	99,58
129	1012	»	63,54	0,41	17,21	1,23	2,51	0,04	1,42	2,67	5,50	4,70	»	0,43	0,37	»	100,03
130	1/19	»	63,07	0,50	15,20	1,78	2,62	0,08	2,36	4,14	5,59	3,49	0,18	0,95	0,33	0,09	100,38
131	Б-4	»	62,58	0,43	16,72	1,03	4,10	0,07	1,84	4,41	5,04	3,62	0,18	Н.о.	0,29	0,24	100,55
132	1017	»	62,27	0,74	16,77	2,46	2,84	0,05	1,31	3,18	5,18	4,25	Н.о.	0,55	0,56	Н.о.	100,16
133	1014	»	60,30	0,62	16,14	1,54	3,54	0,07	2,53	4,08	5,35	5,00	»	0,40	0,66	»	100,23

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
134	Б-01	Фд	66,48	0,46	15,58	3,13	Н.о.	0,06	1,67	3,38	4,51	3,93	Н.о.	0,58	0,27	Н.о.	100,05
135	Б-01а	»	65,67	0,47	15,66	2,91	»	0,06	1,85	3,35	5,68	3,66	»	0,44	0,26	»	100,01
Дайки и жилы кислого состава																	
136	114/65	Ги	72,78	0,19	14,27	1,50	0,64	0,03	0,34	1,30	4,04	4,82	»	0,74	0,06	»	100,71
137	Д-02	Фд	74,40	0,09	13,96	1,35	Н.о.	0,07	0,12	0,87	3,58	4,85	»	0,36	0,03	»	99,68
138	Д-10	»	73,36	0,18	14,61	1,40	»	0,04	0,28	1,25	3,57	4,78	»	0,30	0,05	»	99,82
139	1009	Кз	73,17	0,16	14,79	0,41	1,23	0,04	0,20	1,20	4,06	4,70	»	0,15	0,03	»	100,14
140	А-73а	»	71,63	0,25	15,47	0,00	2,16	0,03	0,29	2,08	3,35	4,15	»	1,35	0,09	»	100,85
141	НБ-14а	Фд	73,70	0,14	14,35	1,41	Н.о.	0,03	0,38	1,03	4,06	4,76	»	0,38	0,02	»	100,26
142	НБ-03	»	69,69	0,36	16,00	2,35	»	0,04	0,48	1,87	5,47	3,19	»	0,40	0,09	»	100,08 ^b
143	136/97	Ги	76,20	0,25	13,18	0,42	0,42	0,01	0,04	0,30	3,40	4,72	»	1,01	0,04	»	100,00 ^b
144	112/84	»	74,33	0,27	13,57	0,88	0,56	0,01	0,16	0,46	3,07	5,70	»	0,91	0,08	»	100,00
145	703/90	»	74,02	0,21	13,28	1,96	Н.о.	0,01	0,20	0,61	3,40	4,82	»	0,90	0,09	»	99,55 ^b
146	31/73	Кз	73,60	0,10	14,71	0,30	2,42	0,02	0,16	1,08	4,22	3,70	»	0,34	0,06	»	100,71
147	692/108	Ги	72,83	0,23	14,85	1,52	0,82	0,04	0,38	1,53	4,31	3,76	»	0,50	0,06	»	100,85 ^b
148	171/38	»	72,37	0,23	14,15	1,10	0,57	0,03	0,36	1,60	4,31	4,29	»	0,93	0,08	»	100,08 ^b
149	672/85	»	72,14	0,24	14,38	0,59	0,93	0,04	0,36	1,51	4,42	4,19	»	0,58	0,06	»	99,50 ^b
150	646/107	»	71,75	0,38	13,91	1,21	1,50	0,04	0,39	0,53	4,05	5,55	»	0,77	0,09	»	100,18 ^b
151	3/62	Кз	71,25	0,26	15,04	0,19	2,12	0,02	0,52	1,79	4,32	2,88	»	0,24	0,12	»	98,75
152	120/168	Ги	70,66	0,09	14,57	0,31	2,01	0,01	0,71	0,76	4,17	4,93	»	0,78	0,01	»	99,01
153	НБ-16	Фд	74,85	0,03	14,38	0,73	Н.о.	0,02	0,29	1,04	3,34	5,04	»	0,30	0,02	»	100,04
154	Б-02	»	77,37	0,08	12,70	0,96	»	0,03	0,10	0,53	3,73	4,29	»	0,18	0,03	»	100,00
155	Б-05	»	73,81	0,19	14,22	1,69	»	0,03	0,43	0,85	4,11	4,24	»	0,30	0,10	»	99,97

Примечание. 1–26 — граниты; 27 — гранит порфировидный; 28–48 — гранодиориты; 49–51 — граносиениты; 52–57 — диориты; 58–66 — диориты кварцевые; 67–78 — лейкограниты; 79 — плагиогранит; 80–88 — сиениты; 89–108 — сиениты кварцевые; 109 — адамеллит; 110–115 — граниты; 116 — гранит биотитовый; 117–126 — гранодиориты; 127–133 — диориты; 134, 135 — сиениты кварцосодержащие. Дайки и жилы: 136 — аплит; 137, 138 — граниты аплитовидные; 139–142 — граниты мелкозернистые; 143–152 — гранит-порфиры; 153 — перматит (в пределах Обского массива); 154 — гранит аплитовидный; 155 — гранит мелкозернистый (в пределах Новосибирского массива). В суммы, отмеченные буквой «b», входит BaO.

Авторы анализов: Бл — Бельштерли [1933], Вс — Васютинская и др. [1959*], Кз — Козлов [1970]. Остальные пояснения см. табл. 8, 9.

вов — Дубровинский, Батурицкий, Новобибеевский, Кругликовский и Красноозерский.

В северо-восточной части массива, недалеко от южного контакта, заложен один из действующих в настоящее время карьеров — Новобибеевский. Наши наблюдения в карьере подтверждены фазовые взаимоотношения пород: I фаза — кварцевые диориты (возможны диориты, встреченные пока только в виде ксенолитов); II фаза (главная) — гранодиориты, граносиениты, граниты; III фаза — лейкократовые граниты, аплитовые жилы. Внутри фаз между породами отмечаются постепенные взаимопереходы. Породы I фазы развиты ограниченно. Для пород II и III фаз характерны четко проявленные директивные (гнейсовидные) текстуры, что в свое время послужило основанием для заключения о динамической обстановке их формирования [Пивень, 1957*]. Перечисленные породы прорваны дайками различного состава, в том числе впервые установленными нами гранатсодержащими аплитами (Каменный остров, пос. Дубровино). Широко развиты ассимиляция боковых пород и частичное их скарнирование, глубокая переработка ксенолитов (вплоть до биотитовых шпир). Уникальными считаются своеобразные порфириовидные разности кварцевых сиенитов, фенокристы калинатрового полевого шпата в которых достигают 3–4 см в поперечнике. Порфириовидные граносиениты содержат калишпатовые прожилки — результат наложенного калиевого метасоматоза, на что в свое время обратили внимание Н. Л. Петренко и др. [1982*].

Граносиениты, состоящие из калинатрового полевого шпата (45–50 %), олигоклаза № 20–25 (20), кварца (20), амфибола и биотита (8–10 %), являются наиболее распространенной разностью пород главной фазы. Акцессорные минералы (около 2 %) представлены титанитом, апатитом, цирконом и магнетитом. В Новобибеевском карьере встречены овоидно-порфириовидные разности граносиенитов с высоким (до 60–70 %) содержанием крупных фенокристов калинатрового полевого шпата, погруженных в меланократовую кварц-плаггиоклаз-калишпат-биотитовую кристаллическую массу.

Среднезернистые биотит-амфиболовые граниты отличаются свежестью темноцветных минералов. Пойкилитовые вкрапленники зонального олигоклаз-андезина преобладают над ортоклаз-пертитом. Кварц отчетливо интерстициальный, наблюдаются микропегматитовые сростания. Окраска амфибола зонально-пятнистая: в центральной части зерен она имеет зеленовато-бурый оттенок, а по периферии — синевато-зеленый. Темно-бурый биотит хлоритизирован только в отдельных зернах. Из акцессорных минералов встречаются титанит, апатит, магнетит и циркон.

Кварцевые биотит-амфиболовые сиениты обладают отчетливо выраженной порфириовидной структурой. Калишпат во вкрапленниках достигает 1 см и более. Развиты петельчато-сетчатые пертиты. Альбит-олигоклаз слабозональный, слегка серицитизирован. Амфибол, представленный удлиненными зернами, плеохроирует в синевато (по *Ng*)-буровато (по *Nm*)-зеленых (по *Np*) тонах. Листочки биотита часто приурочены к зернам амфибола. Акцессорные минералы — титанит, апатит, магнетит, циркон.

Новосибирский массив (рис. 23) в южной части прорезается р. Обью, в бортах которой имеется ряд естественных и техногенных обнажений. В фон-

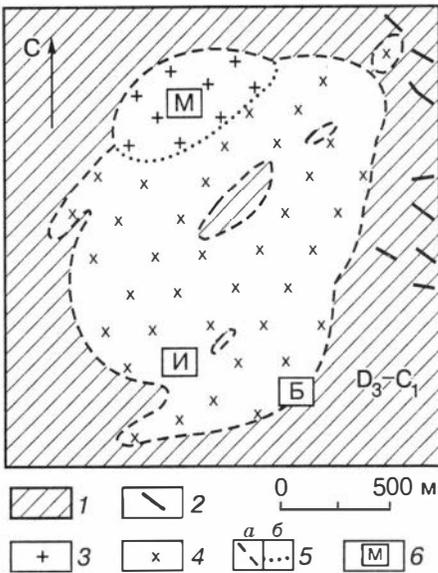


Рис. 23. Схема геологического строения Новосибирского массива (по А. М. Козлову [1970*] с дополнениями авторов):

1 — нерасчлененные позднедевонско-раннекаменноугольные отложения (юргинская и пачинская свиты инской серии); 2 — долериты, габбро-долериты (ташаринский комплекс); 3 — граниты лейкократовые биотитовые, Мочищенский шток (барлакский комплекс); 4 — гранодиориты, граносиениты, сиениты кварцевые, тоналиты, диориты кварцевые (приобский комплекс); 5 — геологические границы: а — предполагаемые, б — условные; б — карьеры: М — Мочищенский, И — Ипподромский, Б — Борок.

ловых материалах и монографии А. И. Гусева [1934] имеются указания на наличие обнажений гранитов по реке Каменке, однако русло ее в настоящее время засыпано

и застроено. Массив вскрыт карьерами: Ипподромским (роговообманково-биотитовые граниты), Борок (порфиоровидные граносиениты, кварцевые сиениты и аплитовидные граниты) и Мочищенским (лейкограниты). Юго-восточный контакт массива совпадает по ориентировке с направлением зоны смятия и разгнейсования. Характерными особенностями породного набора южной части массива является роговообманковый состав цветового индекса и отсутствие пород габбровой группы в ксенолитах. В Новосибирском массиве ранее выделялось до четырех фаз [Осотских, 1936*]. Подтвердив также существенно фазовый характер соотношения главных разностей пород, авторы настоящей работы пришли к выводу о гетерогенности массива: к приобскому комплексу достоверно относятся гранитоиды южной части массива, а его северо-западная часть (район Мочищенского карьера), очевидно, может быть отнесена к барлакскому комплексу и названа Мочищенским штоком.

На петрохимических диаграммах видна значительная рассредоточенность фигуративных точек пород приобского комплекса. Для гранодиорит-диоритового ряда это может быть объяснено явлениями контаминации, а для гранит-сиенитового — постепенными взаимопереходами. Лейкократовые разности пород без заметной внутренней дискретности занимают монцогранитное и сиеногранитное поля (рис. 24, а). Поэтому нет уверенности в том, что все ультракислые породы, анализы которых заимствованы нами из работ предыдущих исследователей, не выделявших из состава обских гранитоидов самостоятельного комплекса лейкогранитов, принадлежат только приобскому комплексу. Учитывая предполагаемую гетерогенность Новосибирского массива, условно можно принять, что крайние кислые дифференциаты приобского комплекса соответствуют монцогранитному ряду, а фигуративные точки в сиеногранитном поле отвечают лейкократовым гранитам барлакского комплекса. На TAS-диаграмме (см. рис. 24, б) среди пород приобского комплекса обособляются диориты, квар-

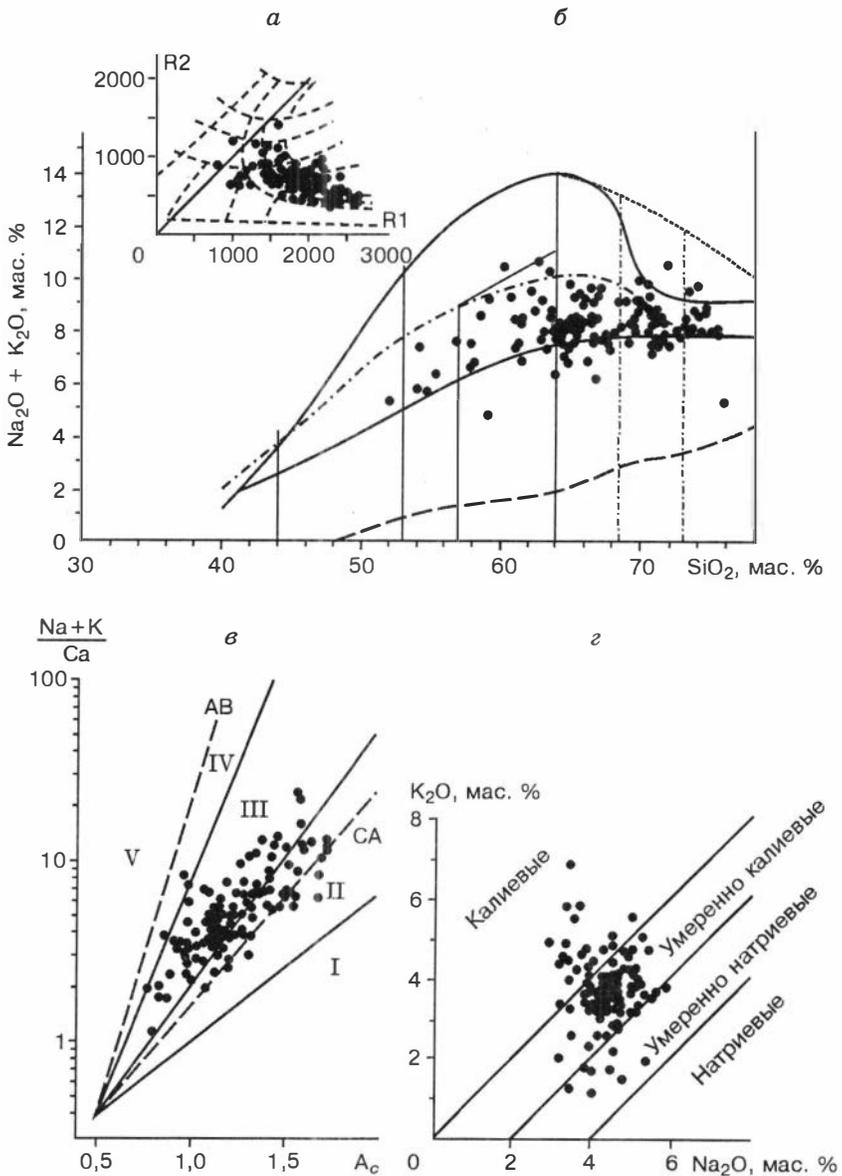


Рис. 24. Породы приобского комплекса на диаграммах Де ля Роше (а), TAS-диаграмме (б), Л. С. Бородина (в) и щелочности (г).

Усл. обозн. см. на рис. 6.

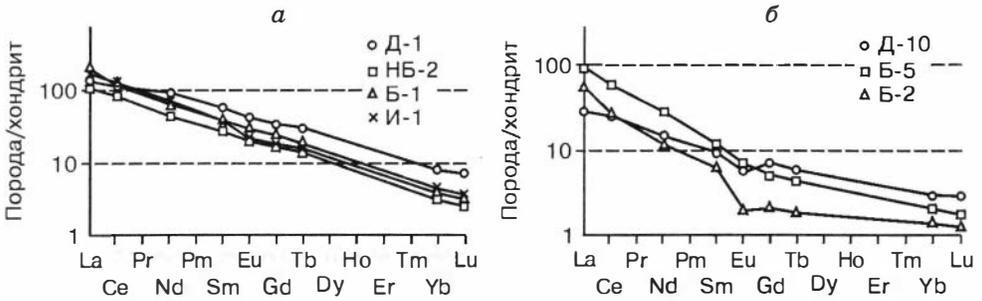


Рис. 25. Распределение РЗЭ в породах главной фазы (а) и аплитовидных гранитах (б) приобского комплекса:

а: обр. Д-1 — диорит (Обской массив); обр. НБ-2 — граносиенит, обр. Б-1 — сиенит кварцевый, обр. И-1 — гранит биотит-роговообманковый (Новосибирский массив); б: обр. Д-10 — район пос. Дубровино, обр. Б-2 и Б-5 — карьер Борок.

цевые диориты и биотит-амфиболовые граниты. Кварцевые сиениты и гранодиориты практически сливаются в единую группу, несколько различаясь по щелочности. Тренд приобского комплекса располагается на границе повышеннокалиевого и умеренно щелочного (высококалиевого) полей, тяготея к главному известково-щелочному тренду (см. рис. 24, в). Деление роя точек на подгруппы затруднено: намечаются лишь два сгущения, отвечающих диоритовому и собственно гранитовому рядам пород. Породы комплекса в основном относятся к умеренно калиевым, некоторая их часть попадает в поле умеренно натриевых и калиевых (см. рис. 24, г). Существенно то, что вариации по щелочности обусловлены активностью калия.

Спектры РЗЭ пород приобского комплекса довольно однообразны (рис. 25, а). Примечательно, что вещественный состав пород не оказывает существенного влияния на конфигурацию этих спектров. Лишь кварцевые диориты характеризуются несколько повышенными содержаниями лантаноидов (за исключением наиболее легких), уменьшается, естественно, и отношение La/Lu. В целом породы первой (диориты и кварцевые диориты) и второй (порфировидные граносиениты и амфибол-биотитовые граниты) фаз приобского комплекса имеют довольно монотонные, практически линейные спектры РЗЭ со средним значением отношения La/Lu. По этим спектрам они достаточно уверенно отличаются от пород барлакского комплекса. Диориты содержат больше Со и, что вполне естественно, меньше Нf, Th и U.

Аплиты и пегматиты в пределах массивов приобского комплекса образуют либо самостоятельные дайки и жилы, либо связаны постепенными переходами между собой в пределах одной дайки (жилы). Нередко отмечаются плагиопегматиты. Кварц в аплитах и пегматитах дымчато-серый. В этих породах встречается редкая рассеянная вкрапленность крупночешуйчатого молибденита.

Поскольку дайки кислого состава редко покидают пределы материнских массивов [Коптев-Дворников, 1952; Абдуллаев, 1957; Индолев, 1979; Ефремова, 1983; и др.], то по их спектрам РЗЭ в общем можно судить о внутрика-

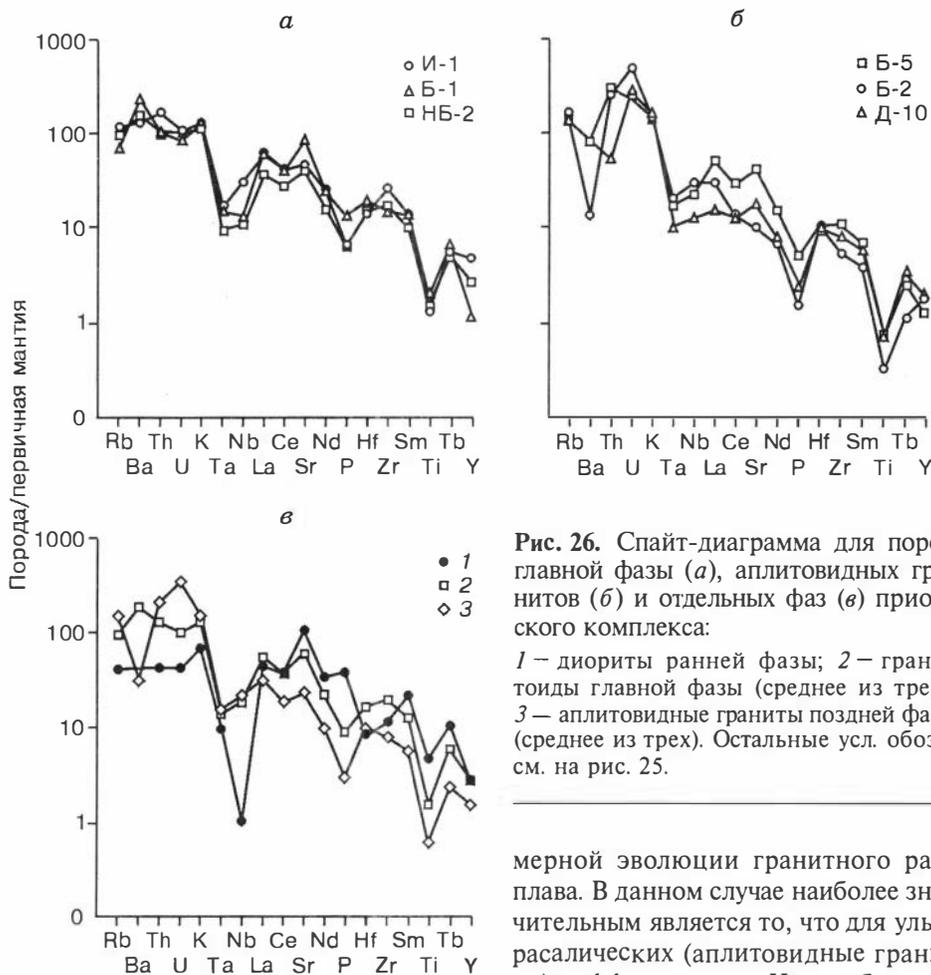


Рис. 26. Спайт-диаграмма для пород главной фазы (а), аплитовидных гранитов (б) и отдельных фаз (в) приобского комплекса:

1 – диориты ранней фазы; 2 – гранитоиды главной фазы (среднее из трех); 3 – аплитовидные граниты поздней фазы (среднее из трех). Остальные усл. обозн. см. на рис. 25.

европиевый минимум (см. рис. 25, б) и аномально низкие содержания тяжелых лантаноидов. Это совершенно не свойственно аналогичным по составу породам барлакского комплекса. Данное обстоятельство не позволяет ставить в один кристаллизационный ряд приобские граниты, с одной стороны, и колыванско-барлакские, с другой. Поэтому Новосибирский массив в прежних его границах следует считать небольшим плутоном, сочетающим в себе породы обоих гранитоидных комплексов КТСЗ. По этой же причине он не может быть принят в качестве возможного эталона ни приобского, ни барлакского магматических комплексов.

Спайт-диаграммы пород главной и поздних фаз приобского комплекса практически одинаковы (рис. 26, а, б). Относительно пониженными содержаниями Rb, Th, U и Ta отличаются лишь кварцевые диориты ранней фазы (см. рис. 26, в).

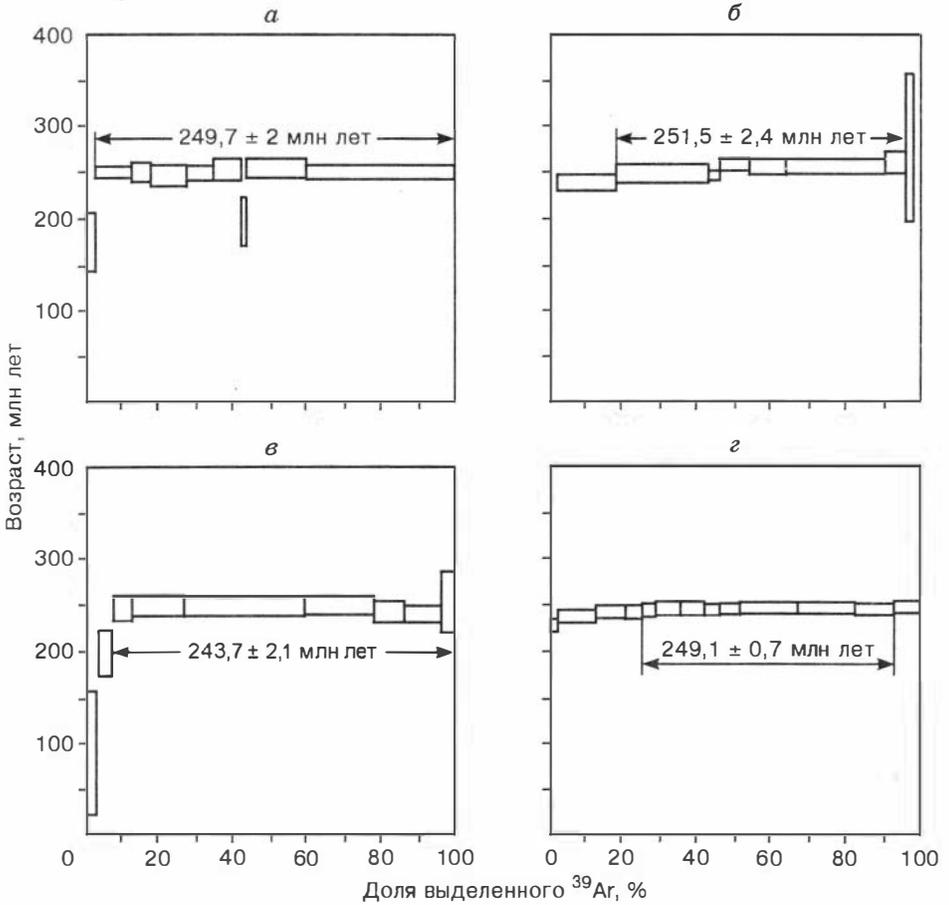


Рис. 27. Ar-Ar возрастные спектры породообразующих минералов из гранитоидов приобского комплекса:

а — биотит (обр. НБ-2); *б* — биотит (обр. Д-10); *в* — амфибол (обр. И-1); *з* — полевого шпата (обр. И-1).

Возраст гранитоидов приобского комплекса по породообразующим минералам составляет 249,1–251,5 млн лет (рис. 27). Несколько омоложенный ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст ($243,7 \pm 2,1$ млн лет) получен по амфиболу порфировидных гранитов Новосибирского массива из Ипподромского карьера (проба И-1). В то же время по полевому шпату из этой же пробы определена качественная ^{40}Ar - ^{39}Ar датировка со значением $249,1 \pm 0,7$ млн лет (см. рис. 27, *з*). Очевидно, в случае амфибола (И-1) омоложенный возраст обусловлен некоторым преобразованием исследованного минерала, выразившимся в увеличении доли актинолитового минала (возможно, вследствие флюидного влияния более поздних магматитов барлакского комплекса).

Таблица 13
**Rb-Sr характеристики пород и минералов
 Новосибирского массива**

Проба	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm\sigma$)
Б-5 (п)	118,1	983,8	0,345	0,70567 \pm 02
Б-5 (би)	776,8	95,4	23,427	0,78538 \pm 11
И-1 (п)	114,7	1216,4	0,273	0,70552 \pm 07
И-1 (би)	569,3	54,7	30,393	0,80818 \pm 14

Примечание. би — биотит. Остальные пояснения см. в табл. 7.

Изохронный Rb-Sr возраст (по биотитам и породам) гранитоидов из карьеров Борок и Ипподромский составил $245,5 \pm 3,1$ млн лет (рис. 28, табл. 13). При этом не исключено некоторое омолаживание за счет слабой хлоритизации биотита из гранитоидов Ипподромского карьера.

4.2.3. Новосибирский лампрофир-долеритовый комплекс

Впервые дайки среднего и основного состава в Обском и Новосибирском массивах описаны еще в 30-х годах [Бельштерли, 1933; Гусев, 1934]. Ряд авторов обнаружили в составе дайкового комплекса гранит-порфиры, монцодиориты, микродиориты, лампрофиры, диорит-порфириты, плагиоклазовые порфириты, долериты, вогезиты, минетты. Позднее все эти породы относились к так называемым дайкам второго этапа гранитоидного комплекса, что нашло отражение в схемах магматизма КТСЗ [Амшинский и др., 1978; Григорьев и др., 1988; Токарев и др., 1996]. В 1988 г. все средне-основные дайки Новосибирского Приобья и базитовые интрузивы, в том числе седовозаимские, включены А. А. Гилевым и др. [1988*] в новосибирский комплекс.

Авторами в новосибирский комплекс объединены только «добарлакские» дайки диоритовых и диабазовых порфиритов, спесартитов и одинитов [Токарев и др., 1996]. К этому же комплексу следует, возможно, отнести керсантиты, вогезиты и минетты [Бельштерли, 1933; Гусев, 1934], однако они не были подтверждены химическими анализами и не встречены нами при полевых работах и просмотре имевшихся в нашем распоряжении шлифов предыдущих исследователей. Как отмечалось выше, из состава этого комплекса по возрастному критерию исключены представители ташаринского комплекса и все дайки, прорывающие массивы барлакского. О взаимоотношениях даек новосибирского комплекса можно судить только по единичным наблюдениям. Изученные в карьерах Новобибеевском и Борок дайки (рис. 29, 30) имеют различную мощность (от 1–2 до 20–25 м) и отчетливо выраженные зоны закалки. По минеральному составу среди них выделено несколько разновидностей: микрогаббро и долериты оливин-содержащие, долериты и габбро-долериты безоливиновые, плагиоклазовые пор-

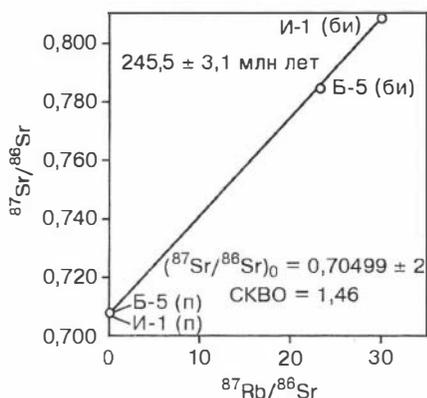


Рис. 28. Rb-Sr изохрона для гранитоидов Новосибирского массива. Обр. Б-5 — порода, биотит; обр. И-1 — порода, биотит (см. табл. 13).

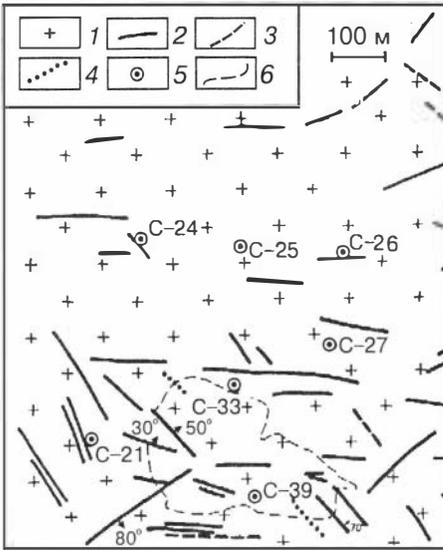


Рис. 29. Дайки новосибирского комплекса в районе Новобибеевского карьера (составлена А. М. Лапой по В. И. Виниченко [1983*]): 1 — гранитоиды; 2 — габбро-долериты; 3 — порфириды диабазовые; 4 — порфириды андезито-дацитовые; 5 — разведочные скважины; 6 — контур карьера на 01.01.1983 г.

фириты, монцодиориты, диорит-порфириды и спессартиты; в некоторых работах упоминаются единиты и минетты.

Дайки оливинсодержащих микрогаббро и долеритов распространены ограниченно. Содержание оливина в них не превышает 7–10 %, приблизительно такое же количество низкодвупреломляющего моноклинного пироксена. Оливин полностью замещен талькоподобным минералом,

хлоритом и рудным. В порфировых выделениях совершенно отсутствует плагиоклаз. Основная масса состоит (%): из плагиоклаза (50–60), моноклинного пироксена (25–30), биотита (1,5–2), бурого амфибола (1) и хлорита (3–5). В миндалинах отмечаются карбонат, кварц и хлорит. Встречаются микроксенолиты кварц-биотитовых плагиосиенитов и биотит-кварц-плагиоклазовых роговиков. Роговиковые микроксенолиты окружены узкими реакционными оторочками гранобластового моноклинного пироксена.

Дайки безоливиновых долеритов имеют субширотное простирание с крутым (65–70°) северным падением. Темноцветный минерал — слегка хлоритизированный моноклинный пироксен (10–15 %), отмечаются бурый амфибол и биотит. Рудный минерал составляет около 3–4 %. Характерно наличие небольшого (около 1 %) количества ксеногенного кварца. Иногда резко увеличивается содержание хлорита, а в интерстициях вместе с кварцем появляется калиевый полевой шпат. Зоны закалки представлены микролитовым долеритом, в неяснозернистой основной массе которого находятся вкрапленники плагиоклаза, моноклинного пироксена и буровато-зеленого амфибола. В непосредственном эндоконтакте развиты монофирровые анамезиты (таблички плагиоклаза погружены в стекловатую основную массу), которые в направлении к центру даек постепенно сменяются сначала плагиоклазовыми порфиридами, а затем порфировидными габбро. К данному типу пород относится наиболее крупная Новобибеевская дайка, параллелизуемая ранее с интрузивами седовозаимского комплекса [Глотов, 1984*].

В этом же карьере встречена единственная диабазовая дайка мощностью 1,5 м. Различные под микроскопом лейсты плагиоклаза (50–60 %) обладают двойниковым строением и размытыми границами. Относительно более крупные лейсты (около 1 %) полностью деанортитизированы. Содержание пироксена не превышает 10–15 %. На долю хлорита и рудного минерала приходится около 10 %. Примесный минерал — кальцит. Округлые зерна кварца (до 1 %) имеют ксеногенную природу, а ксеноморфные в интерстициях — наложенную. Окварцевание сопровождается развитием бурого тонкоиглового амфибола,

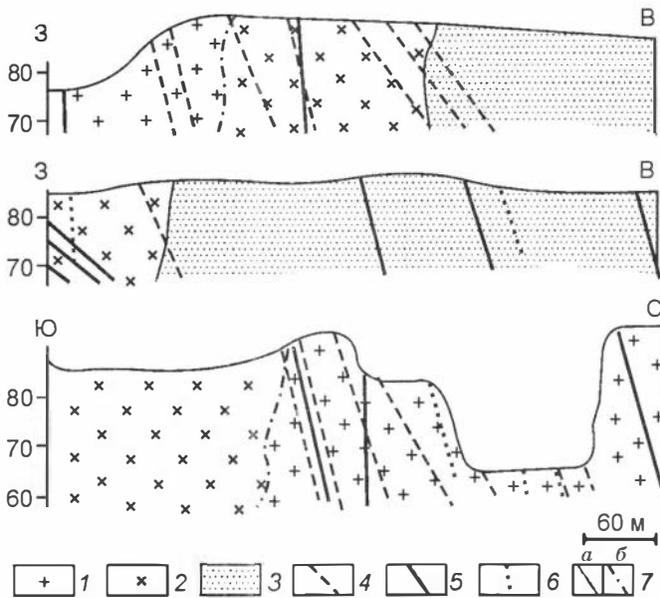


Рис. 30. Дайки новосибирского комплекса в районе карьера Борок (по материалам Карьероуправления, 1978 г.):

1 — граниты; 2 — гранодиориты и диориты кварцевые; 3 — роговики по глинистым сланцам и известковистым песчаникам; 4 — аплиты; 5 — диорит-порфириты кварцевые; 6 — лампрофиры (керсантиты); 7 — границы: а — прослеженные, б — условные.

который также встречается и в микроксенолитах плагиосиенита. В центральной части дайки диабазы характеризуются афировой структурой и миндалекаменной текстурой. Миндалины заполнены хлоритом и рудным минералом.

В биотитовых диорит-порфиритах из карьера Борок фенокристы представлены (до 20 %) плагиоклазом среднего состава и единичными зернами апатита. Основная масса, состоящая преимущественно из плагиоклаза, насыщена биотитом (до 10 %) и рудными вкраплениями. Специфической особенностью пород является «пропыленность» плагиоклазовых лейст с периферии, а также наличие гломеропорфировых выделений апатита, сцементированных изотропным минералом. Плагиоклаз зонален, часто интенсивно серицитизирован. В интерстициях отмечаются мелкие зерна кварца (не более 5 %). Акцессорные минералы — апатит, титанит, магнетит, примесные — хлорит, кальцит. В приконтактных частях видна отчетливая закалка и частичная милонитизация, встречаются единичные мелкие зерна амфибола.

Спессартиты (точнее меланократовые диорит-порфириты) состоят из зонального плагиоклаза и бурого амфибола (около 40 %), по периферии зерен которого образуется синеватая роговая обманка с высоким двупреломлением. В подчиненном количестве имеются порфировые и гломеропорфировые выделения практически полностью уралитизированного авгита. Отмечаются листочки зеленовато-бурого первичного биотита. Вторичный биотит, развивающийся по амфиболу, не имеет зеленоватых оттенков. Акцессорные минералы — игольчатый апатит (в плагиоклазе), циркон (в зернах амфибола) и ксеноморфный титанит.

Химический состав пород новосибирского комплекса, мас. %

Номер		Авт.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П.п.п.	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма
п/п	обр.																
1	136/107	Ги	53,87	1,41	16,18	4,50	5,62	0,10	5,75	2,86	3,26	1,25	Н.о.	4,53	0,50	0,25	100,08
2	184/37	»	52,84	0,85	15,91	1,68	6,23	0,18	6,54	7,91	3,40	1,30	»	2,22	0,37	0,52	99,95
3	Н-37/12	Бр	52,52	1,15	18,23	1,36	8,50	0,16	4,15	7,34	3,85	1,33	»	1,34	0,41	Н.о.	100,34
4	359/30-40	Ги	52,12	1,16	18,02	2,87	4,44	0,10	3,73	8,17	4,12	2,13	»	1,83	0,70	0,93	100,32
5	82/10	»	52,12	1,04	17,78	1,65	6,48	0,18	4,41	5,18	4,47	2,88	»	2,22	1,19	Н.о.	99,60
6	697/123	»	52,07	0,84	15,33	3,71	5,85	0,13	8,72	6,40	1,51	1,06	»	3,27	0,21	0,18	99,28
7	647/76	»	51,90	1,66	16,08	4,23	4,35	0,16	4,57	7,68	3,88	2,99	»	0,67	1,28	0,09	99,54
8	392/95	»	51,89	1,40	17,70	1,65	7,79	0,21	4,84	6,83	2,92	1,11	»	3,18	0,57	0,08	100,17
9	700/105	»	51,50	1,47	18,42	9,22	Н.о.	0,10	2,96	4,49	3,40	4,14	»	3,39	0,91	0,37	100,37
10	Н-41/73	Бр	51,31	0,84	13,17	0,96	11,14	0,21	6,83	7,99	2,13	1,55	»	2,11	0,28	Н.о.	98,52
11	184/35	Ги	50,87	1,41	16,08	2,58	6,53	0,21	5,90	7,96	3,13	1,20	»	2,83	0,33	1,24	100,27
12	НБ-01	Фд	50,29	1,02	19,23	8,18	Н.о.	0,14	5,19	9,34	3,23	0,79	»	1,90	0,36	0,04	99,71
13	171/38	Ги	45,69	1,92	15,71	5,25	7,53	0,14	6,30	9,02	2,83	0,63	»	3,07	0,95	0,69	99,73
14	Н-1/102	Бр	45,10	0,96	16,28	1,26	12,68	0,22	10,09	7,34	2,50	0,57	»	2,40	0,51	0,15	100,06
15	Н-1/156	»	45,07	1,12	15,05	0,79	13,14	0,22	9,88	6,40	2,55	2,74	»	1,52	0,53	0,13	99,14
16	175/73	Ги	50,49	0,91	14,14	3,40	6,03	0,24	8,95	7,76	2,70	1,49	»	3,16	0,54	0,25	100,06
17	175/67	»	49,67	1,19	16,17	3,76	5,67	0,16	7,79	7,57	2,65	1,55	»	3,25	0,52	Н.о.	99,95
18	703/86	»	48,86	1,19	13,02	10,33	Н.о.	0,35	9,86	8,86	2,53	1,69	»	2,60	0,60	0,19	100,08
19	166/54	Др ₂	45,80	2,47	14,28	3,33	9,79	0,34	5,54	9,54	2,83	0,93	»	4,00	1,10	0,34	100,29
20	НБ-20	Фд	61,13	1,33	15,46	8,11	Н.о.	0,25	2,09	2,04	4,39	3,30	»	1,90	0,56	Н.о.	100,56
21	697/117	Ги	56,77	1,07	16,88	5,09	4,53	0,21	3,47	4,03	3,29	1,69	»	2,64	0,30	0,34	100,31
22	1/21	Кз	52,99	1,05	13,05	2,04	4,82	0,12	7,18	6,31	4,31	3,79	»	2,62	1,09	0,07	99,44
23	НБ-17	Фд	50,22	0,99	14,21	9,94	Н.о.	0,20	9,06	8,01	2,70	1,35	»	3,32	0,31	Н.о.	100,31
24	148/7	Пт	47,43	1,49	13,80	3,60	6,17	0,18	8,95	7,19	3,24	2,81	»	4,08	Н.о.	»	98,94
25	1/27	Кз	46,54	2,38	14,95	6,28	6,92	0,25	5,31	7,77	3,36	0,84	»	2,83	0,92	0,19	98,54
26	1/27а	»	46,20	2,44	14,43	6,22	6,86	0,30	5,19	7,57	3,57	1,32	»	3,05	1,03	0,19	98,37
27	Б-04	Фд	65,22	0,71	16,61	3,72	Н.о.	0,04	1,02	2,00	5,25	3,82	»	0,90	0,38	Н.о.	99,67
28	Б-04а	»	64,76	0,73	16,51	3,77	»	0,05	1,24	2,23	5,68	3,86	»	0,86	0,40	»	100,09
29	87/3	Мх	54,35	1,41	16,72	2,92	4,15	0,12	3,76	5,87	4,34	2,89	»	2,21	Н.о.	»	98,74

30	Б-03	Фд	50,80	1,96	14,55	8,72	Н.о.	0,13	7,22	7,65	3,81	2,61	»	1,34	»	1,08	99,87
31	696/121	Ги	51,43	0,87	15,32	3,17	6,21	0,12	9,83	6,78	1,89	0,87	»	2,40	0,17	0,53	99,59
32	695/137	»	50,61	0,92	16,31	3,37	6,25	0,10	9,92	5,54	1,62	0,87	»	3,94	0,20	0,23	99,88
33	395/92-95	»	49,57	1,46	14,08	5,87	4,10	0,18	8,28	9,00	3,30	1,70	»	1,58	0,81	0,06	99,99
34	553/113	»	47,27	1,17	13,20	11,72	Н.о.	0,42	7,69	4,42	1,89	1,83	»	8,28	0,64	0,73	99,26
35	166/85	Др ₂	46,29	2,72	14,54	3,87	9,14	0,25	5,82	9,03	2,41	0,78	»	3,89	1,16	0,30	100,20
36	166/67,3	»	46,10	2,18	15,01	3,16	8,76	0,30	6,19	10,16	2,84	0,68	»	3,56	1,00	0,35	100,29
37	166/59	Ги	45,44	2,65	14,00	3,05	10,07	0,33	5,73	10,01	2,72	0,72	»	3,57	1,12	0,32	99,73

Примечание. 1 — андезитобазальт дайковый; 2—13 — габбро; 14, 15 — габбро-долериты; 16—19 — диабазы; 20—23 — диорит-порфиры; 24—26 — лампрофиры; 27, 28 — микросениты; 29, 30 — монцодиориты; 31—37 — порфиры диабазовые.
 Авторы анализов: Бр — Борзенко и др. [1964*], Мх — Михайловский и др. [1964*]. Остальные обозн. см. табл. 8, 9, 12.

В процессе поисково-съёмочных работ в Обском массиве зафиксированы субширотные дайки «сиенитодиоритов» (монцодиоритов), обладающие высокой магнитной восприимчивостью. Эти породы состоят (%): из плагиоклаза (35), калишпата (30), кварца (10) и темноцветных минералов (25) [Петренко и др., 1982*]. Плагиоклазовые таблички в монцодиоритах окружены калиевым полевым шпатом, а кварц образует микропегматитовые сростания. Вторичные минералы — хлорит, кальцит и эпидот, аксессуарные — титанит, апатит, магнетит, флюорит. Судя по петрографическому описанию, эти породы являются наиболее близким аналогом пород Ларинской и Заварзинской даек Томского магматического ареала. Не исключено, что к данному типу принадлежит дайка монцодиоритов в карьере Борок, пересекаемая дайкой лампрофира. В эндоконтактах и мелких апофизах монцодиориты становятся черными и при макроскопическом определении легко могут быть приняты за дайки основных пород.

Дайки микродиоритов отмечены в районах с. Юрты-Акбалык и оз. Мензелинского. Описаны также лампрофиры с пироксеном и амфиболом в порфириновых выделениях [Петренко и др., 1982*]. Амфибол здесь полностью замещен хлоритом, серицитом, биотитом и рудной сыпью. В основной массе установлены серицитизированный плагиоклаз, бурый амфибол, актинолит и карбонат.

Четкую картину разделения дайковых пород на подгруппы дает диаграмма Де ля Роше (табл. 14, рис. 31, а), на которой вместе с оливиновыми габбро идентифицируются сиено- и монцогаббро, с одной стороны, и диориты, тоналиты и габбро-диориты, с другой. На TAS-диаграмме (см. рис. 31, б) дайки занимают довольно широкое поле и также проявляют тенденцию к разделению на подгруппы. Преобладают базитовые составы, отвечающие долеритам (базальтам), а небольшая часть пород связана с умеренно щелочными базальтами. Некоторые анализы соответствуют диоритам и умеренно щелочным долеритам, а также занимают промежуточное положение между пикритами и умеренно щелочными оливиновыми

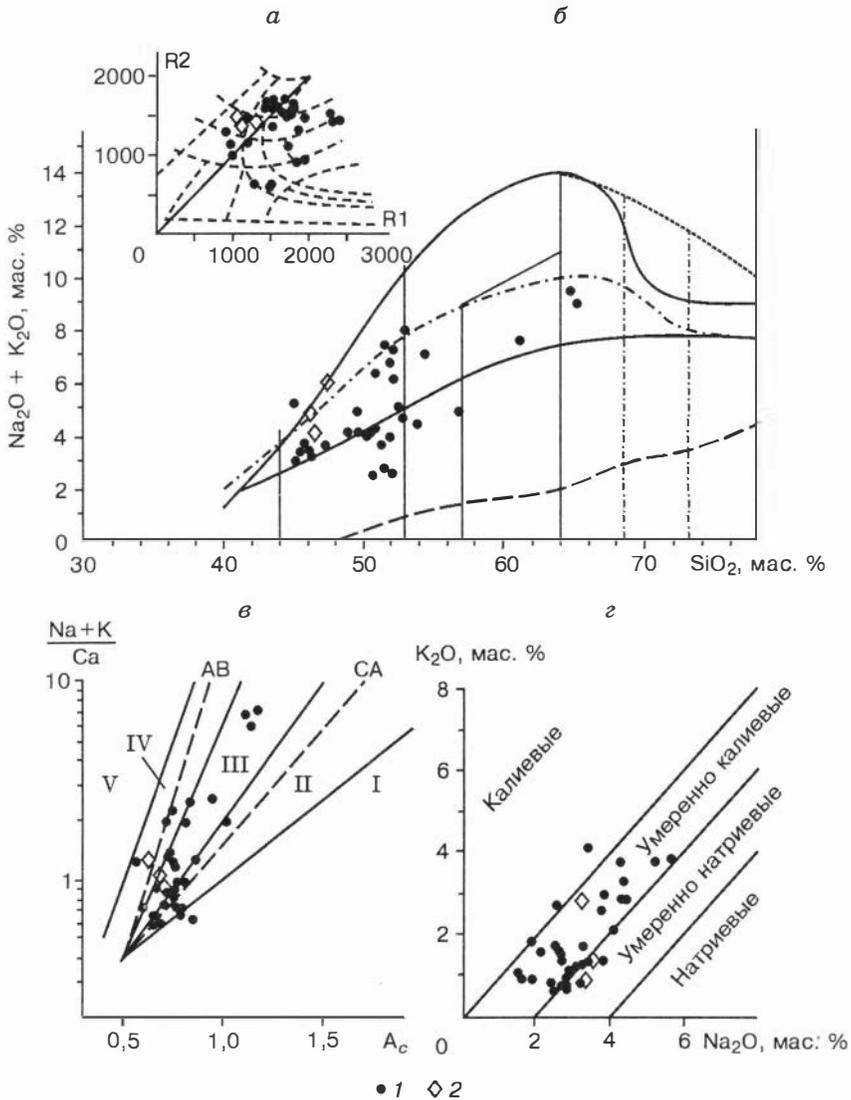


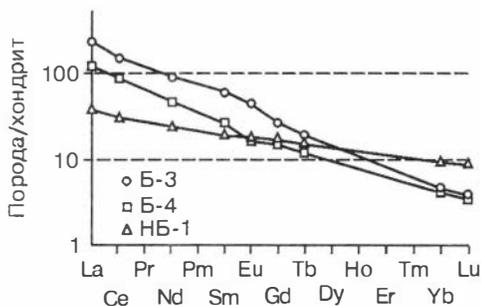
Рис. 31. Горные породы новосибирского комплекса на диаграммах Де ля Роше (а), TAS-диаграмме (б), Л. С. Бородина (в) и щелочности (г):

1 — дайки основного и среднего состава; 2 — лампрофиры. Остальные усл. обозн. см. на рис. 6.

долеритами. Все дайки находятся в известково-щелочном и умеренно щелочном полях (см. рис. 31, в), при этом наиболее основные различия пород тяготеют преимущественно к известково-щелочному главному тренду, а дайки пониженной основности располагаются между щелочно-базальтовым и известково-щелочным главными трендами. Горные породы даек относятся к умеренно калиевому типу щелочности (см. рис. 31, г), разделяясь на несколько подгрупп по относительному содержанию щелочей. При этом внутри подгрупп количество калия практически не

Рис. 32. Распределение РЗЭ в породах новосибирского комплекса.

Обр. Б-3 — лампрофир; обр. Б-4 — диорит-порфирит (карьер Борок); обр. НБ-1 — габбро-долерит порфировидный (Новобибеевский карьер).



меняется — вариации по общей щелочности определяются только натрием.

Спектры РЗЭ пород новосибирского дайкового комплекса располагаются на диаграмме в довольно широком диапазоне, верхнюю часть которого занимают лампрофиры и диорит-порфириты, а нижнюю — порфировидные габбро (рис. 32). Примитивный спектр РЗЭ Новобибеевской дайки линейен и имеет слабый наклон. Для этого спектра не характерен европиевый минимум, чем он отличается от спектров Алферовского и Седовозаимского интрузивов. Кроме того, дайки новосибирского комплекса в целом заметно отличаются от ташаринских интрузивов по концентрациям Sc, Cr и Co.

Порфировый тип даек. При выделении из новосибирского комплекса группы порфировых пород в отдельный тип авторы исходили из их сходства с магматитами, которые в других регионах сопровождаются экономически важным медно-молибден-порфировым оруденением. Тем более что наличие подобной минерализации (молибден-порфировой с золотом) было обосновано нами ранее для прилегающих районов Северо-Западного Салаира [Борисенко и др., 1995*].

В эту группу (выделяемую для КТСЗ на уровне предположения) авторами объединены дайки и штокообразные тела порфировых пород гранитового, плагиогранитового, гранодиоритового и плагиосиенитового состава. Подобные породы в пределах КТСЗ изучены в дайках среди гранитоидов приобского комплекса. Дайка гранит-порфиров установлена в районе с. Батурино [Михайловский и др., 1964*]. Мощная дайка монцодиорит-порфиров вскрыта в карьере Борок. В контактовой зоне этой дайки отмечаются серицитизация и пиритизация пород с редкой рассеянной вкрапленностью молибденита и халькопирита. Среди вмещающих приобских гранитоидов в районе дайки постоянно встречаются кварцевые прожилки с пиритом и молибденитом, а также звездчатые выделения последнего.

Возрастное положение рассматриваемой дайки определяется ее локализацией среди гранитоидов приобского комплекса и пересечением дайкой диоритовых порфиров, для которой имеется ^{40}Ar - ^{39}Ar датировка 240 ± 14 млн лет. Для монцодиорит-порфиров построена Rb-Sr изохрона (порода-биотит) со значением $232 \pm 5,4$ млн лет при отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70452 \pm 5$. В связи с тем, что эта изохрона базируется только на двух изотопных определениях, требуется уточнение возраста с привлечением, в частности, более информативных изотопно-геохронологических методов (например, ^{40}Ar - ^{39}Ar).

В соседних районах Северо-Западного Салаира для порфировых образований, с которыми также связывается молибденовая минерализация, получен более древний возраст. Так, для плагиогранитов Новолушчинского массива из района Жилы № 13 с широким развитием молибденового оруденения и наличием порфировых даек определен (по полевому шпату) ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст $256 \pm 5,5$ млн лет (см. рис. 33, а). По плагиоклазу из дайки гранит-порфиров (Лебедевский карьер

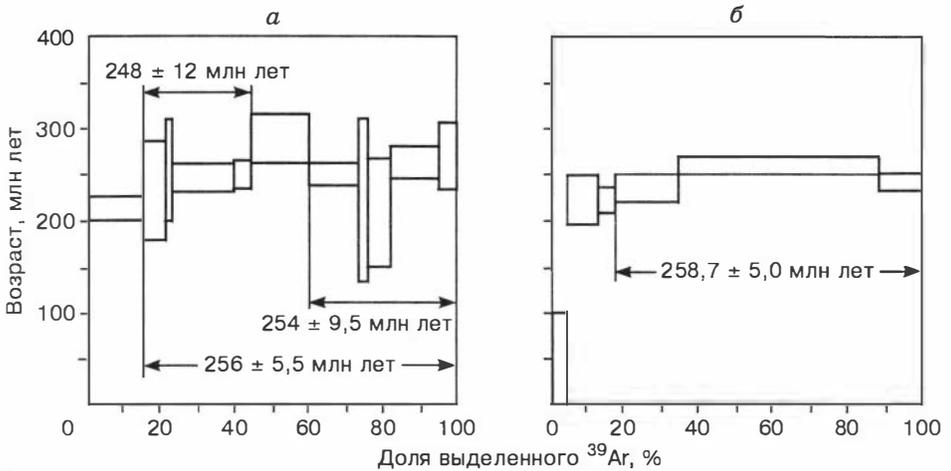


Рис. 33. Ar-Ar возрастные спектры:

а — полевого шпата из плагиогранитов Новолушниковского массива (обр. Е-1); *б* — плагиоклаза из гранит-порфиров Улантовского массива (обр. Т-16).

ер), пересекающей гранитоиды Улантовского массива и сопровождающейся калишпатизацией и кварц-серицитовым изменением, ^{40}Ar - ^{39}Ar датировка составляет $258,7 \pm 5$ млн лет (см. рис. 33, *б*). Следует отметить, что в Улантовском массиве имеется протяженная зона гидротермально измененных пород с рассеянной молибденитовой минерализацией (Верх-Чемское рудное проявление), которая, как и указанная выше минерализация района Жилы № 13, по ряду признаков может сопоставляться с оруденением молибден-порфирового (с золотом) типа. Более детальные сведения по молибден-порфировому оруденению Северо-Западного Салаира приводятся ниже. Не следует исключать удревление возраста порфиров (и оруденения) Северо-Западного Салаира относительно КТСЗ.

Если ориентироваться на возрастные и генетические соотношения молибден-порфирового и редкометалльно-грейзенового оруденения (и соответственно рудоносных магматических комплексов) в других регионах (в частности, в Восточном Забайкалье) и учитывать прорывание монцоидиорит-порфировой дайкой приобских гранитоидов (карьер Борок), то условно можно допустить добарлакский возраст молибденовой минерализации (и порфиров) в КТСЗ.

4.3. КОМПЛЕКСЫ ВНУТРИПЛИТОВОГО (ПЛАТФОРМЕННОГО) ЭТАПА

К данному этапу с различной степенью уверенности могут быть отнесены наиболее молодые магматиты, в первую очередь, это комплексы так называемых «малых интрузий». В известных схемах магматизма КТСЗ платформенному этапу соответствуют триасовый долеритовый комплекс, нефелиновые сиениты и фonoлитовые порфиры [Врублевский, Амшинский, 1974], а также щелочно-базитовый комплекс или «томские диабазы» [Амшинский и др., 1978; Борисенко и др., 1995*; Токарев и др., 1996]. Барлакский (колыванский) лейкогранитовый комплекс отнесен к платформенно-внутриплитовым на основании полученных оригинальных геохронологических и минералого-геохимических данных, анализу которых посвящен специальный раздел.

В Новосибирском магматическом ареале к несомненно платформенным магматитам принадлежат только базиты типа изылинских, прорывающие триасовые отложения [Токарев и др., 1996]. С ними (на основании геологических данных) более или менее уверенно можно сопоставить средне-основные дайки в гранитах барлакского комплекса (Колыванский массив и Мочищенский шток), а также долериты Горловского бассейна. Более отдаленными аналогами могут оказаться кузбасские базиты, представителями которых являются Кийзасская дайка, Мрасский и Сыркашевский силлы [Кутолин, 1963].

Возраст даек Томского магматического ареала фиксируется лишь по прорыванию ими фаунистически охарактеризованных толщ лагерносадской свиты (С₁). Полученные новые петрохимические и геохимические данные показывают, что по ряду признаков они не сопоставляются с ташаринскими габброидами (как это было принято считать ранее), а также с дайками выделяемого нами новосибирского комплекса. В то же время среди томских даек отсутствуют прямые петрологические аналоги изылинского комплекса. По этим причинам дайки томского комплекса ниже характеризуются как условно относимые к пост-коллизийному этапу и рассмотрены нами после изылинского комплекса.

4.3.1. Барлакский лейкогранитовый комплекс

Идея выделения биотитовых, порфиридных и мелкозернистых лейкогранитов, сопутствующих им гранит-порфирам и пегматитам с аплитами в самостоятельный гранит-лейкогранитовый комплекс не нова. Предпосылки для индивидуализации подобного комплекса обозначились более 40 лет назад, когда он сопоставлялся с калбинским комплексом Горного Алтая [Матвеевская, 1952*]. Однако в неявном виде эта мысль была высказана несколько ранее Б. Ф. Сперанским [1926–1927], который при характеристике гранитоидов, вскрытых р. Обью на участке от г. Новосибирска до д. Старо-Бибеево, отмечал превращение вмещающих пород в инъекционные и кристаллические сланцы, а для штокообразных тел — лишь незначительные экзоконтактные изменения.

В том или ином виде вопрос о различных гранитоидах обсуждается во многих фондовых работах с неизменным акцентом на существенно различный породный состав отдельных гранитоидных массивов [Козлов, 1970*; Глотов, 1984*; Лапа и др., 1986*; Гилев и др., 1988*]. Отсутствие наблюдений над непосредственными взаимоотношениями этих магматитов привело, как отмечено выше, к двоякому толкованию генезиса гранитоидов КТСЗ — «фациальному» и «фазовому».

При последних попытках выделения самостоятельного лейкогранитового комплекса за эталон принимался Колыванский массив. Необходимо отметить, что по составу Колыванский, Орловский и Барлакский массивы практически идентичны. В этой связи авторам представляется более целесообразным именовать данный комплекс барлакским, поскольку именно Барлакский массив является наиболее крупным и лучше обнаженным. Более того, благодаря соседству рудоносного Седовозаимского интрузива, он оказался детальнее изученным и полнее охарактеризованным в литературе [Козлов, 1970*, 1971; Глотов, 1984*; Амшинский, 1987; Глотов, Кривенко, 1990].

В целом этот монотонный интрузивный комплекс воспринимается как однофазный. Вместе с тем в качестве самостоятельных фаз, помимо главной лейкогранитовой, можно, очевидно, выделить догранитные гранит-порфиры и

постгранитные аплитовидные биотитсодержащие (1–4 %) граниты, несомненно отличающиеся от типичных аплитов, ассоциирующих с пегматитами. Однако для решения этого вопроса требуются специальные исследования, так как в Колыванском массиве ранее были закартированы гранит-порфиры как постгранитные тела, а авторами подобные им породы установлены в виде ксенолитов среди лейкогранитов [Федосеев и др., 1998*].

В барлакский комплекс включено три массива — Барлакский, Колыванский и Орловский, ему же предположительно принадлежит и северо-западная часть Новосибирского массива (условно называемая нами Мочищенским штоком), однако породы штока имеют некоторую специфику на минеральном и изотопно-геохимическом уровнях. На основании сходства состава пород, вскрытых скважинами, к барлакскому комплексу условно отнесены также Сенчанский (район с. Сенчанки, в 10–15 км западнее с. Ярково) и Верхне-Чикский (район с. Малый Чик) массивы. Они оконтурены по геофизическим данным, а единичными скважинами в центральных их частях подсечены мелкозернистые биотитовые граниты [Вериге, 1969]. Каменным материалом по этим массивам авторы не располагают.

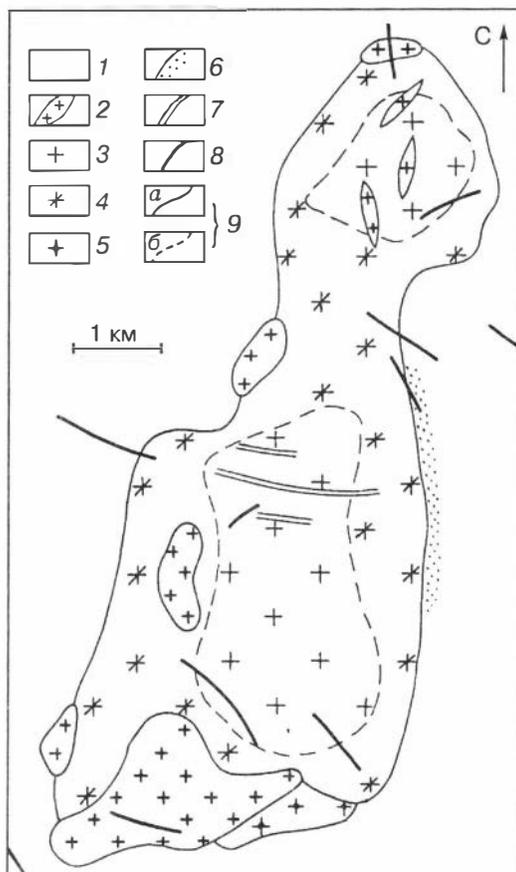
Барлакский массив расположен в правобережье р. Оби. Он характеризуется эллипсоидальными очертаниями и значительной площадью (около 140 км²), обладает извилистыми границами в плане и изменчивыми углами наклона контактовой поверхности. Северный контакт падает под углом 55–60° [Петренко и др., 1982*], а юго-западный имеет крутое и местами обратное падение [Козлов, 1970*]. Строение массива однородное, сложен он среднезернистыми, иногда слабопорфировидными биотитовыми лейкогранитами. По данным В. Б. Дергачева и др. [1987], эндоконтактовая фация (мощность около 10 м) представлена среднезернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами. Мусковит развивается по биотиту и по микротрещинам. В массиве встречены дайки аплитовидных гранитов, гранит-порфиров и иногда лампрофиров (одиниты и диабаз-спессартиты), жилы аплитов и аплит-пегматитов [Васютинская, Михайловский, 1963]. Отмечаются субширотные дайки основного состава — порфириты и долериты. Отличительной особенностью является наличие кварцевых жил с сульфидной вкрапленностью как в самом массиве, так и за его пределами: в Северном выступе установлены жилы кварц-бериллового состава, на Калугинской площади в керне присутствуют мономинеральные касситеритовые оторочки [Петренко и др., 1982*].

В двуполевошпатовых лейкогранитах пертитизированный калишпат преобладает над альбит-олигоклазом. Биотит (2–3 %) свежий, черного цвета. Он содержит множество плеохроичных двориков, внутри которых иногда видны мелкие зерна циркона. Местами наблюдается слабая хлоритизация биотита. Магнетита не более 0,5 %. В дайковом аплитовидном граните обычны гранофировые сростки. Присутствуют флюорит и хлоритизированный биотит, содержащий плеохроичные дворики. В пегматитах установлены монацит, ортит и касситерит.

Колыванский массив (площадь около 30 км²) находится в левобережье р. Оби, к западу от Барлакского массива, с которым, судя по геофизическим данным, может соединяться на некоторой глубине. В плане массив имеет субмеридиональную ориентировку (рис. 34). Ширина зон приконтактового ороговикования меняется от 7,5 на востоке до 2 км на севере в зависимости от углов падения контактов (от 10–15 до 45° соответственно) [Петренко и др., 1982*].

Рис. 34. Схема геологического строения Кольванского массива (по Н. Л. Петренко и др. [1982*] в интерпретации авторов):

1 — песчано-глинистые отложения инской серии; 2–4 — граниты: 2 — аплитовидные, 3 — лейкократовые биотитовые, 4 — грейзенизированные и серицитизированные; 5 — гранит-порфиры; 6 — участки ороговикования (закартированные); 7 — диабазы; 8 — долериты; 9 — геологические границы: а — закартированные, б — предполагаемые.



Массив сложен среднезернистыми биотитовыми и биотит-мусковитовыми двуполовошпатовыми лейкогранитами с массивной текстурой. Розоватая окраска пород обусловлена, по-видимому, экзогенной проработкой в процессе образования коры выветривания. Акцессорные минералы представлены ильменитом, анатазом, монацитом, рутилом, касситеритом, флюоритом и топазом. Карьерами вскрыты дайки аплитовидных гранитов и аплитов, жилы и «выпоты» пегматитов с бериллом, ксенолиты и крупные блоки гранит-порфиров. Не исключено, что ранее в южной части массива подобные породы были закартированы в виде небольшого штока, прорывающего лейкократовые биотитовые граниты [Петренко и др., 1982*].

В пределах двух существующих карьеров авторам не удалось наблюдать гранит-порфировых, лампрофировых, диорит-порфировых и основных даек. Однако в северной стенке карьера № 2 (по состоянию на 01.09.97) нами установлен останец гранит-порфиров, окруженный многочисленными мелкими (от 10 до 50 см в поперечнике) ксенолитами. В этой связи предложена несколько иная схема последовательности формирования Кольванского массива. Данное наблюдение имеет принципиальное значение, поскольку гранит-порфиры описаны среди даек приобского комплекса [Гилев и др., 1988*]. Найденные в Кольванском массиве гранит-порфиры либо принадлежат дайковой фации приобского комплекса, либо являются самостоятельной, догранитной фазой барлакского. Вне зависимости от этого гранит-порфировые дайки, прорывающие габбро-долериты Седовозаимского интрузива, можно рассматривать в качестве обычных дериватов Барлакского массива. Примечателен и тот факт, что приобские и барлакские гранитоиды прорываются базитовыми дайками, принадлежащими, возможно, также различным комплексам. Учитывая дискуссионность и принципиальность данного вопроса, мы провели специальные дополнительные исследования.

Орловский массив нами не изучался, поскольку был вскрыт скважинами в 1965 г. при геолого-съёмочных работах Боярской геологической партии [Вериго, Мареев, 1965*], а керн не сохранился. Описание массива дается по литературным источникам. Согласно геофизическим данным, массив является пластообразной апофизой Пихтовского батолита [Моисеенко и др., 1966]. Ширина экзоконтактных зон меняется в зависимости от углов падения: восточный и западный контакты более крутые (контактный ореол 1,5–2 км), а южный — пологий (контактный ореол 2–3 км). Статистическим анализом петрохимических характеристик показано, что состав Орловского массива идентичен составу Кольванского и Барлакского. Это позволило упомянутым авторам сделать вывод о едином глубинном источнике гранитного расплава.

Отмечена повышенная роль калия по сравнению с натрием, что является существенным в плане отличия пород Орловского массива от приобских гранитоидов, обнаруживающих преимущественно натровую специализацию. Наблюдения над особенностями структур и текстур пород указывают на формирование подобного типа гранитов в спокойной тектонической обстановке [Пивень, 1957*]. Количественно-минеральный состав пород (%): плагиоклаз — 25–30, калишпат — 30–35, кварц — 30–35, биотит — 3–7. Акцессорные минералы — циркон, титанит, флюорит, анатаз, топаз и магнетит. В ассоциации с

аплитовидными гранитами встречаются маломощные (первые сантиметры) зонки грейзенизации, повсеместно наблюдаются слабая альбитизация и калишпатизация [Петренко и др., 1982*]. В связи с массивом проявляется скарнирование (волластонит и везувиан с пиритом и пирротинном).

Мочищенский шток (площадь около 4–5 км²) в Новосибирском массиве представлен среднезернистыми, иногда порфиroidными биотитсодержащими лейкогранитами. Все разновидности гранитов, включая и грейзенизированные, изучены нами в Мочищенском карьере (рис. 35). Структура

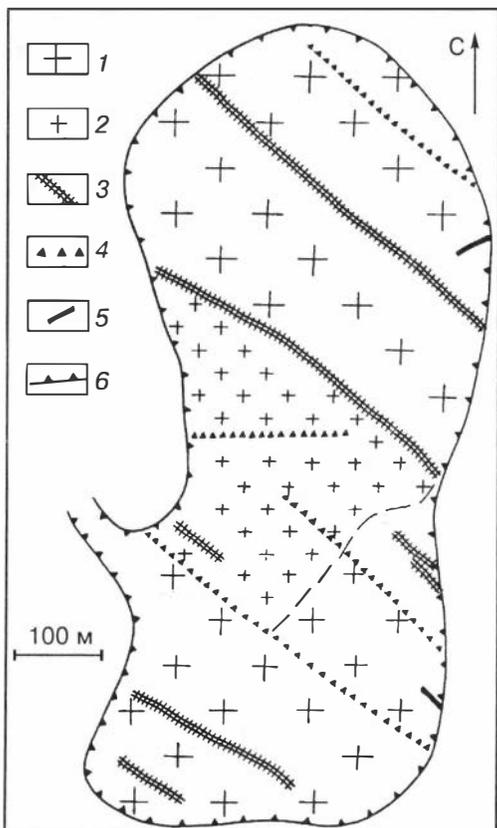


Рис. 35. Схема геологического строения Мочищенского штока в пределах одноименного карьера (по Д. Е. Плотниковой и др. [1975*], Н. А. Рослякову и др. [1987*]):

1 — среднезернистые биотитовые лейкограниты; 2 — мелкозернистые граниты; 3 — зоны березитизации; 4 — тектонические зоны; 5 — дайки плагиоклазовых порфиритов; 6 — контуры карьера (по состоянию на 01.09.85 г.).

пород гранитовая, иногда пойкилитовая, обусловленная наличием вкрапленников серицитизированного олигоклаза в пертитизированном калинатровом полево-м шпате. Впервые эти граниты описаны в карьере № 8 Новосибирских каменоломен [Бельштерли, 1933]. Отмечено преобладание калинатрового полевого шпата над олигоклазом (№ 15–19), ксеноморфизм ортоклаз-пертита, зональность и серицитизированность плагиоклаза. Наиболее крупные зерна кварца и полевого шпата достигают 3–4 мм в поперечнике. Биотитовые листочки хлоритизируются с периферии (иногда до полного замещения). Обычны мусковит и фиолетовый флюорит, количество которого существенно увеличивается в измененных разностях гранитов, содержащих также карбонат. Акцессорные — магнетит, циркон, апатит (игольчатые и шестоватые зерна) и титанит. Серые граниты сохранились в виде блоков среди розовых разностей. Оттенки в окраске гранитов связаны с пелитизацией (розовые) или серицитизацией (зеленоватые) полевых шпатов. В конечном счете интенсивная гидротермальная проработка вблизи тектонических зон ведет к образованию серо-зеленых кварц-серицититовых пород.

Состав даек, устанавливаемых в пределах массивов барлакского комплекса, не отличается большим разнообразием: аплиты, аплитовидные граниты, микродиориты, плагиоклазовые порфириты и, возможно, лампрофиры. Характерной особенностью аплитовидных гранитов является наличие железистого биотита, насыщенного мелкими зернами рудного минерала. В разностях с повышенным (3–4 %) содержанием биотита развиты пойкилитовая и гранофировая структуры. Калишпат в них слегка пелитизирован, а плагиоклаз — серицитизирован. Имеется незначительная примесь мусковита, возможно, вторичного. Акцессорные минералы — магнетит и титанит.

Интересно отметить, что в массивах приобского комплекса средне-основные дайки встречаются в изобилии и широко варьируют по составу, а для массивов барлакского комплекса они, по-видимому, не характерны. Во всяком случае из пяти карьеров, заложенных на лейкогранитах барлакского комплекса, лишь в одном (Мочищенском) нам удалось наблюдать только две дайки — базитовую и лейкократовых микродиоритов. В Барлакском массиве описана единственная дайка диабазов, прорывающая барлакские граниты [Кривенко и др., 1983]. Возможно, что аналогичные базитовые дайки имеют более широкое распространение среди барлакских гранитов, однако по материалам предыдущих исследований установить прорывание дайками конкретного массива практически невозможно [Дергачев и др., 1987].

Породы барлакского комплекса в основном относятся к ультракислым умеренно щелочным гранитам (табл. 15, рис. 36). Их петрохимические аналоги встречаются в Обском массиве, где они слагают небольшие дайкообразные тела. Грейзенизированные разности наиболее четко улавливаются TAS-диаграммой. На диаграмме Де ля Роше граниты барлакского комплекса находятся в поле сиеногранита и частично щелочного гранита. На диаграмме Л. С. Бородина их фигуративные точки образуют рассеянную группу. По дифференциальной щелочности барлакские граниты в основном отвечают калиевому типу, лишь единичные анализы попадают в поле умеренно калиевых пород. Располагаются они довольно компактно при незначительном разбросе по натрию. Массивы комплекса слагаются практически безмагниевыми разностями, но с заметным варьированием по общей железистости.

Химический состав пород барлакского комплекса, мас. %

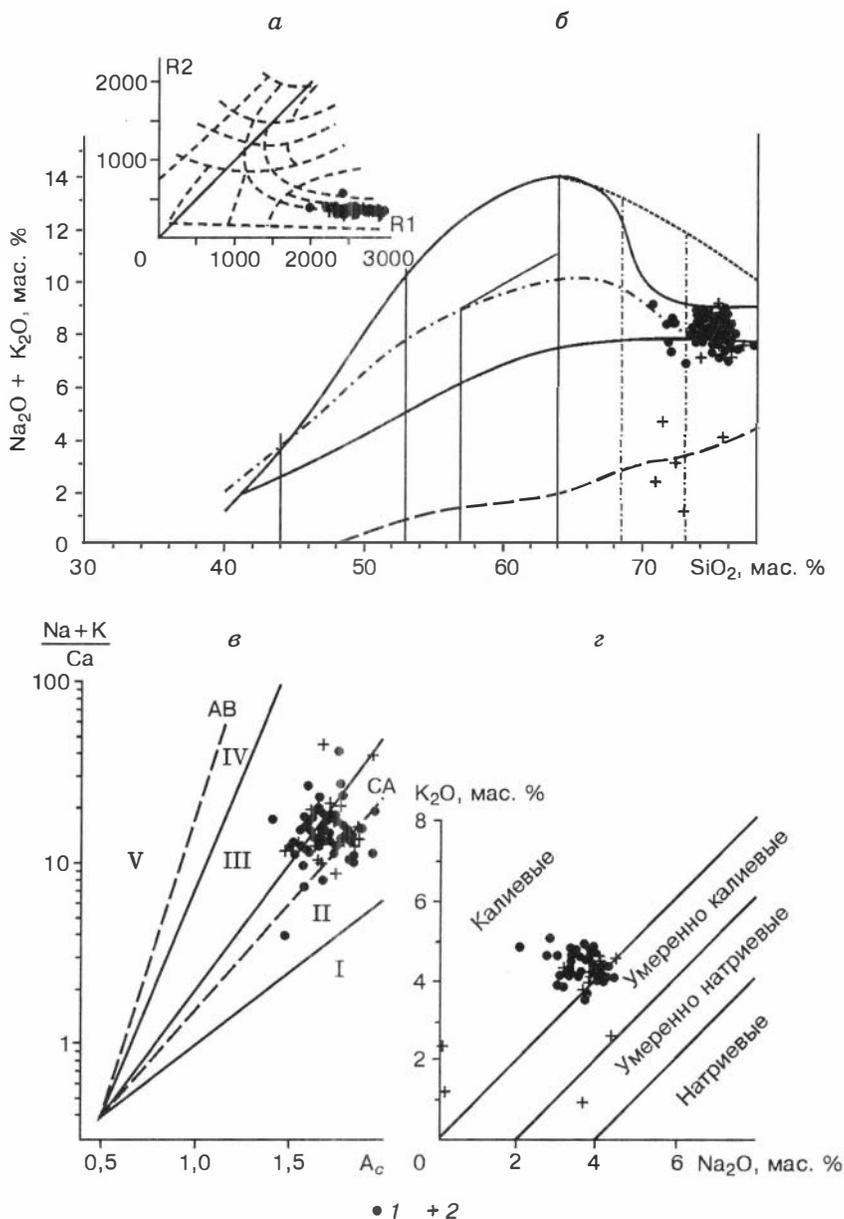
Номер		Авт.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
п/п	обр.															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Барлакский массив																
1	923	Кз	74,77	0,08	11,80	0,60	2,71	0,04	0,23	0,74	3,96	4,24	Н.о.	0,30	0,06	99,53
2	981	»	75,75	0,10	12,73	0,01	2,06	0,11	0,01	1,13	4,00	4,90	»	0,01	0,01	100,82
3	979	»	75,75	0,09	13,45	0,01	1,76	0,06	0,01	0,85	3,75	4,95	»	0,03	0,01	100,72
4	С100/2	Пт	75,44	0,08	12,45	0,27	1,72	0,06	0,08	0,64	3,63	4,60	»	0,50	Н.о.	99,47
5	982	Кз	75,33	0,12	12,91	0,01	2,38	0,05	0,01	0,92	3,95	4,69	»	0,09	0,01	100,47
6	1005	»	75,26	0,11	13,27	0,01	1,92	0,08	0,40	0,70	3,98	4,65	»	0,41	0,41	101,20
7	42/66	Пт	75,09	0,06	11,39	0,63	3,03	0,05	0,45	0,53	4,28	4,02	»	0,43	0,03	99,99
8	36	Хб	74,77	0,08	11,80	0,60	2,71	0,04	0,23	0,74	3,96	4,24	»	0,30	0,02	99,49
9	988	Кз	74,46	0,13	13,27	0,01	2,21	0,07	0,40	0,70	4,05	4,70	»	0,40	0,04	100,44
10	978	»	74,15	0,09	13,09	0,01	1,76	0,05	0,01	0,85	3,55	4,80	»	0,03	Н.о.	98,39
11	986	»	73,95	0,13	12,91	0,19	2,51	0,07	1,21	0,99	4,00	4,60	»	0,19	0,04	100,79
12	984	»	73,95	0,13	13,81	0,45	1,62	0,04	0,61	0,99	3,90	4,70	»	0,05	0,05	100,30
13	985	»	73,76	0,19	12,91	0,01	2,36	0,07	0,20	1,27	3,90	4,60	»	0,18	0,05	99,50
14	42/158	Пт	73,75	0,07	12,34	0,74	3,03	0,06	0,02	0,88	3,93	4,11	»	0,34	0,04	99,31
15	С130/1	»	73,25	0,21	12,37	0,32	3,35	0,12	0,12	0,72	2,87	5,07	»	0,97	Н.о.	99,37
16	977	Кз	72,95	0,15	14,70	0,87	1,17	0,06	0,01	0,85	2,10	4,80	»	2,20	0,03	99,89
17	40	Хб	71,92	0,14	12,94	0,98	3,89	0,06	0,23	1,47	3,79	3,53	»	0,13	0,03	99,11
18	120/146	Ги	70,66	0,09	14,57	0,31	2,01	0,01	0,71	0,76	4,17	4,93	»	0,78	0,01	99,01
19	БМ-1	Фд	75,79	0,14	12,30	1,73	Н.о.	0,08	0,27	0,85	3,78	4,35	»	0,54	0,03	99,86
20	1	Вс	74,72	0,16	12,87	0,74	1,88	0,06	0,15	0,87	4,11	3,63	0,37	Н.о.	0,03	99,59
Колыванский массив																
21	К-2	Фд	76,01	0,11	12,66	1,62	Н.о.	0,04	0,10	0,51	3,99	4,34	Н.о.	0,74	0,03	100,15
22	1005/3	Пт	76,00	0,06	12,42	0,52	1,22	0,04	0,05	0,70	4,12	4,02	»	0,34	Н.о.	99,49
23	1005/9	»	75,62	0,07	12,95	0,33	1,08	0,04	0,04	0,69	4,22	4,10	»	0,59	»	99,73
24	1004/1	»	75,59	0,07	13,04	0,32	1,27	0,04	0,06	0,76	3,38	4,13	»	0,90	»	99,56
25	1004/2	»	75,58	0,07	13,50	0,32	1,37	0,05	0,03	0,42	3,69	4,26	»	0,53	»	99,82
26	1005/10	»	75,35	0,09	12,94	0,17	1,46	0,05	0,02	0,77	4,10	4,34	»	0,72	»	100,01
27	К-1	Фд	74,95	0,11	12,87	1,60	Н.о.	0,04	0,10	0,77	4,51	4,10	»	0,92	0,03	100,00
28	1006/13	Пт	74,86	0,11	12,93	0,53	1,50	0,04	0,08	0,83	4,10	4,24	»	0,66	Н.о.	99,88
29	1006/11	»	74,80	0,10	13,18	0,25	1,34	0,05	0,08	0,62	4,23	4,37	»	0,47	»	99,49
30	1006/12	»	74,65	0,10	14,13	0,15	1,48	0,05	0,07	0,83	4,23	4,25	»	0,43	»	100,37
31	1005/6	»	74,63	0,12	13,30	0,39	1,19	0,04	0,08	0,89	4,16	4,10	»	0,68	»	99,58

32	80/9	»	74,22	0,09	12,41	1,37	1,65	0,09	0,20	0,63	3,84	4,53	»	0,59	»	99,62
33	15/10	»	74,06	0,24	13,73	0,30	1,28	0,06	0,07	0,78	3,66	4,20	»	0,36	»	98,74
34	13/1	»	74,04	0,18	12,97	0,73	1,65	0,06	0,24	1,40	3,57	4,15	»	0,61	»	99,60
35	80/7	»	73,69	0,12	13,29	0,80	1,14	0,05	0,50	0,84	4,04	4,86	»	0,64	»	99,97
36	1005/5	»	73,44	0,20	13,87	0,63	1,37	0,06	0,30	1,05	4,23	4,01	»	0,05	»	99,21
37	1005/8	»	72,09	0,22	14,16	0,46	1,55	0,07	0,25	1,11	4,32	4,10	»	1,29	»	99,62
38	1005/7	»	72,00	0,17	14,24	0,29	1,64	0,12	0,26	0,97	4,22	4,34	»	1,26	»	99,51
39	15/12	»	71,72	0,20	13,90	0,25	2,64	0,06	0,17	2,80	3,69	4,01	»	0,39	»	99,83
40	1005/4	»	71,61	0,22	14,71	1,00	1,28	0,08	0,35	1,05	4,43	3,95	»	0,78	»	99,46
41	1020	Кз	75,77	0,18	12,39	0,12	1,77	0,08	0,81	0,99	3,88	4,60	»	0,46	0,02	101,07
42	1018	»	75,17	0,11	12,53	0,45	1,33	0,04	0,01	0,99	4,00	4,60	»	0,25	H.o.	99,48
43	H-6/86	»	76,04	H.o.	12,10	2,62	H.o.	H.o.	0,57	0,70	4,47	2,64	»	0,16	»	99,30
44	H-5/86	»	75,22	»	12,97	2,06	»	»	0,19	0,68	4,59	4,56	»	0,05	»	100,32
45	H-8/86	»	74,90	»	12,69	2,46	»	»	0,31	0,68	3,83	4,56	»	0,35	»	99,78
46	H-12/100	»	74,67	»	12,99	2,62	»	»	0,19	0,56	3,92	4,41	»	0,07	»	99,43
47	H-11/100	»	74,65	»	12,80	2,94	»	»	0,17	0,56	3,45	4,66	»	0,08	»	99,31
48	H-4/93	»	74,52	»	12,50	2,90	»	»	0,19	0,68	3,86	4,54	»	0,27	»	99,46
49	H-10/100	»	74,32	»	13,13	2,46	»	»	0,28	0,65	4,17	4,45	»	0,18	»	99,64
50	H-7/86	»	74,15	»	12,98	2,70	»	»	0,24	0,68	3,92	4,84	»	0,34	»	99,85
51	H-9/93	»	73,99	»	13,15	2,82	»	»	0,19	0,68	3,87	4,81	»	H.o.	»	99,51
52	4/10	Пг	71,79	0,21	13,79	0,41	3,34	0,10	0,16	1,06	4,11	4,35	»	0,37	»	99,69
53	12/3	»	74,63	0,16	12,96	0,29	1,97	0,08	0,15	1,17	3,73	4,25	»	0,54	»	99,93
54	12/6	»	74,32	0,16	12,71	0,43	1,92	0,09	0,15	0,98	3,72	4,59	»	0,53	»	99,60
55	16/54	»	74,20	0,16	12,84	0,01	2,37	0,06	0,39	1,12	3,89	3,95	»	0,52	»	99,51
56	1023	Кз	74,33	0,15	12,37	0,44	2,36	0,05	0,81	0,99	4,00	4,80	»	0,11	»	100,41
57	4/19	Пг	75,44	0,10	12,94	0,12	1,30	0,07	0,07	0,69	3,94	4,24	»	0,52	»	99,43
58	23/4	»	74,40	0,10	13,75	0,35	1,38	0,08	0,08	0,27	3,85	4,63	»	0,47	»	99,36
59	16/49	»	74,99	0,08	12,90	0,57	1,65	0,06	0,05	1,26	3,73	3,77	»	0,40	»	99,46
60	2/4	»	76,93	0,07	12,86	0,20	0,84	0,04	0,05	0,27	3,25	4,33	»	0,44	»	99,28
61	2/26	Кз	74,70	0,11	13,41	0,59	1,86	0,06	0,25	0,70	4,20	4,50	»	0,21	»	100,59
62	2/2a	»	74,25	0,06	13,17	0,42	1,87	0,08	0,12	0,79	4,17	4,63	»	0,68	»	100,24
63	2/1	»	74,03	0,06	13,00	0,40	1,98	0,08	0,12	0,75	4,17	4,45	»	0,71	»	99,96
64	29/16	Пг	72,95	0,16	12,97	0,79	5,99	0,38	0,18	1,12	0,11	1,20	H.o.	2,16	»	98,01
65	17/7	»	71,35	0,15	11,09	1,84	7,21	0,50	0,24	0,61	3,73	0,96	»	2,40	»	100,08
66	19/8	»	70,95	0,15	9,59	6,04	3,93	0,14	0,20	1,05	0,08	2,35	»	4,90	»	99,38
67	2/2a	»	73,98	0,14	12,75	0,64	2,45	0,14	0,15	0,70	1,79	5,32	»	1,25	»	99,31
68	13-8	»	72,34	0,11	12,82	1,18	5,59	0,48	0,13	1,11	0,08	3,05	»	2,45	»	99,34
69	3/6	»	75,64	0,07	13,93	1,20	1,58	0,18	0,07	0,13	0,22	3,88	»	2,62	»	99,52
Орловский массив																
70	К-164	»	76,32	0,13	12,52	0,24	0,93	0,02	0,10	0,84	3,41	4,59	»	0,72	»	99,82
71	К-178	»	76,30	0,09	12,54	0,56	1,00	0,03	0,10	0,74	3,68	4,24	»	0,41	»	99,69

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
72	К-45	Пт	76,01	0,09	12,50	1,59	1,29	0,04	0,40	0,28	3,41	4,83	Н.о.	0,29	Н.о.	100,73
73	М-33	Вр	75,81	0,06	12,74	0,01	2,94	0,07	0,14	0,67	3,31	4,15	»	Н.о.	»	99,90
74	М-32	»	75,76	0,13	12,81	0,07	3,16	0,05	0,18	0,48	4,39	4,36	»	0,45	»	101,84
75	К-136	Пт	75,62	0,15	11,98	0,19	2,12	0,01	0,10	1,04	3,25	4,12	»	0,24	»	98,82
76	К-132	»	75,27	0,08	12,66	0,35	1,32	0,01	0,15	0,87	3,63	4,10	»	0,39	»	98,83
77	К-179	»	74,95	0,16	12,19	0,58	2,12	0,05	0,25	0,88	3,41	4,44	»	0,41	»	99,44
78	К-46	»	74,92	0,13	12,32	2,23	1,79	0,05	0,77	0,61	3,41	4,63	»	0,18	»	101,04
79	М-19	Вр	74,75	0,12	13,38	0,13	3,87	0,06	0,40	0,56	3,16	4,14	»	0,35	»	100,92
80	М-45	»	73,67	0,15	13,45	0,01	3,48	0,06	0,24	0,80	3,06	4,64	»	Н.о.	»	99,56
81	К-172	Пт	77,66	0,09	12,01	0,86	1,14	0,03	0,42	0,70	3,40	4,17	»	0,29	»	100,77
82	К-108	»	76,42	0,11	12,11	0,67	1,19	0,04	0,10	0,53	2,80	4,63	»	1,01	»	99,61
83	К-165	»	76,00	0,18	12,19	0,23	1,86	0,05	0,06	0,84	3,52	4,18	»	0,56	»	99,67
84	К-182	»	76,00	0,15	12,49	0,48	1,29	0,02	0,91	0,84	3,40	4,24	»	0,55	»	100,37
85	К-137	»	75,89	0,12	12,08	0,30	1,49	0,03	0,22	0,87	3,06	3,89	»	0,34	»	98,29
86	133/151,5	»	75,77	0,15	11,86	0,23	2,01	0,04	0,20	1,04	3,25	4,19	»	0,27	»	99,01
87	133/166	»	75,70	0,05	12,56	0,31	1,58	0,03	0,10	0,76	3,85	3,67	»	0,31	»	98,92
88	К-109	»	75,24	0,16	12,63	0,86	2,08	0,05	0,35	0,98	3,22	3,85	»	0,68	»	100,10
89	К-163	»	75,16	0,15	12,37	0,59	2,25	0,04	0,19	0,98	3,14	4,74	»	0,54	»	100,15
90	К-43	»	75,15	0,13	11,75	0,60	1,54	0,04	0,71	0,69	3,15	4,49	»	0,37	»	98,62
91	К-47	»	75,05	0,17	12,01	0,21	1,97	0,05	0,18	0,87	3,53	4,74	»	0,22	»	99,00
Мочищенский шток																
92	М-2	Фд	74,79	0,12	13,70	1,51	Н.о.	0,06	0,10	1,02	3,69	4,19	»	0,56	0,03	99,77
93	М-1	»	74,29	0,17	13,91	1,92	»	0,06	0,14	1,11	3,47	4,44	»	0,34	0,03	99,88
Дайки и жилы кислого состава																
94	БМ-3	»	76,55	0,08	12,84	0,81	»	0,03	0,10	0,70	3,89	4,34	»	0,56	0,03	99,93
95	БМ-2	»	76,08	0,11	12,35	1,18	»	0,06	0,15	0,76	4,01	4,89	»	0,60	0,03	100,22
96	БМ-4	»	76,56	0,04	12,88	1,28	»	0,11	0,10	0,37	3,69	4,30	»	0,76	0,03	100,12
97	К-4	»	75,56	0,17	12,95	1,79	»	0,04	0,10	0,60	3,83	4,46	»	0,46	0,03	99,99
98	2/1	Пт	74,83	0,13	12,95	0,46	1,80	0,06	0,10	0,64	2,87	4,54	»	0,82	Н.о.	99,20
99	14/2	»	74,16	0,17	12,99	0,40	2,24	0,07	0,17	1,12	3,47	4,26	»	0,51	»	99,56

Примечание. 1–18 — граниты лейкократовые; 19, 20 — лейкограниты биотитовые; 21–40 — граниты среднезернистые; 41–63 — граниты грейзенизированные; 41, 42 — мелкозернистые, 43–51 — мелкосреднезернистые, 52–63 — среднезернистые; 64–69 — грейзены; 70–91 — граниты: 70–80 — среднезернистые, 81–91 — пегматоидные; 92, 93 — лейкограниты; 94–96 — жильные граниты в пределах Барлаковского массива; 94, 95 — аляскитовые, 96 — аплитовидный; 97–99 — жильные граниты в пределах Кольванского массива: 97 — аплитовидный, 98, 99 — мелкозернистые.

Авторы анализов: Вр — Вериго [1965*], ХБ — Хубльдигов и др. [1962*]. Остальные обозн. см. табл. 8, 9, 12.



• 1 + 2

Рис. 36. Породы барлакского комплекса на диаграммах Де ля Роше (а), TAS-диаграмме (б), Л. С. Бородина (в) и щелочности (г):

1 — лейкократовые граниты биотитовые; 2 — граниты грейзенизированные и грейзены Кольванского массива. Остальные усл. обозн. см. на рис. 6.

Спектры РЗЭ пород барлакского комплекса отличаются от спектров приобских гранитоидов наличием резко выраженного европиевого минимума при довольно низком отношении La/Lu (рис. 37, а). Для барлакских гранитов ха-

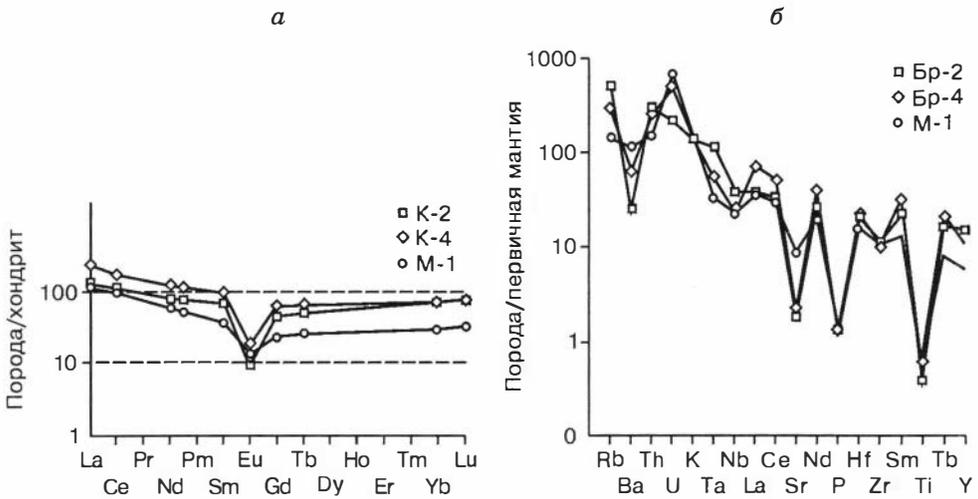


Рис. 37. Распределение РЗЭ (а) и спайт-диаграмма (б) лейкогранитов барлакского комплекса.

Обр. К-2 и К-4 — Кольванский массив; обр. Бр-2 и Бр-4 — Барлакский массив; обр. М-1 — Мочищенский штук.

рактерна аномальная обогащенность тяжелыми (Yb, Lu) лантаноидами, причем в слабом виде данная тенденция начинает проявляться уже с гадолиния и тербия. Все это присуще и мочищенским гранитам, «не вписывавшимся» и ранее в одну группу с приобскими породами по ряду признаков (петрохимические характеристики, состав биотита, изотопные отношения Rb и Sr и др.). Судя по лантаноидному спектру, они практически аналогичны барлакским, правда, отрицательная европиевая аномалия в них выражена несколько слабее (обр. М-1).

Породы барлакского комплекса характеризуются спайт-диаграммами, различающимися лишь в деталях (см. рис. 37, б). В. Б. Дергачев и др. [1987] обращают внимание на повышенное содержание никеля (до 0,01 %) в породах Барлакского массива.

Ассоциирующий с барлакскими гранитоидами тип оруденения — редкометалльный олово-вольфрам-бериллиевый с серебром [Борисенко и др., 1995*]. Отмечаются признаки полиметаллической минерализации [Осинцев, 1988].

4.3.2. К обоснованию петрогенетической автономности приобского и барлакского комплексов

Имевшиеся ранее К-Аг датировки, по которым оценивался возраст гранитоидов КТСЗ, давали большой разброс значений — от 220 до 265 млн лет, что объяснялось погрешностями анализа или разной степенью преобразованности анализируемых пород. Выполненные авторами К-Аг определения в основном сосредоточились в двух группах значений: 265–242 и 229–236 млн лет, а полученные по этим группам Rb-Sr изохроны (порода–минералы) зафиксировали соответственно 245,5 ± 3,1 млн лет, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ = 0,70449 ± 2 (см. рис. 28) и 232 ± 6,9 млн лет, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ = 0,70527 ± 5 (рис. 38, табл. 16). Все это, наряду с геологической, петрохимической и геохимической спецификой рассматриваемых

Рис. 38. Rb-Sr изохрона для гранитов Барлакского массива (см. табл. 16).

пород, послужило основанием для постановки вопроса о существовании в КТСЗ двух самостоятельных разновозрастных петрогенетически автономных гранитоидных комплексов, характеризующихся разным соотношением мантийной и коровой составляющих.

Для более надежного обоснования выделяемых двух магматических комплексов проведены дополнительные геохимические и физико-химические исследования, а для уточнения их возрастного положения впервые выполнено ^{40}Ar - ^{39}Ar датирование, которое подтвердило различие в возрасте этих двух групп породных ассоциаций. Для приобского комплекса ^{40}Ar - ^{39}Ar датировки составляют $251,5 \pm 2,4$ (биотит дайкообразного тела мелкозернистых лейкогранитов среди пород Обского массива, в районе пос. Дубровино) и $249,7 \pm 2$ млн лет (биотит гранитов этого массива), $249,1 \pm 0,7$ млн лет (по полевому шпату гранитов Новосибирского массива, карьер Ипподромский) и $243,7 \pm 2,1$ (несколько актинолитизированная роговая обманка), для барлакского — $235,9 \pm 2,6$ и $233 \pm 1,8$ млн лет соответственно по биотиту и полевому шпату лейкогранитов Колыванского массива (рис. 39).

Если массивы приобского комплекса имеют четкую общую северо-восточную ориентировку, согласующуюся с генеральным направлением структур КТСЗ, то в морфологии отдельных массивов (Колыванский) и расположении серии массивов (Орловский, Барлакский, Колыванский) барлакского комплекса отмечаются элементы субмеридиональной (с переходом к северо-западной) ориентировки.

В пределах массивов приобского комплекса в изобилии встречаются дайки средне-основного состава. Для барлакских интрузивов, судя по нашим наблюдениям, они не характерны. Учитывая проявление в районе Обского массива серии небольших интрузивов ташаринского комплекса, которые по новым ^{40}Ar - ^{39}Ar определениям ($252 \pm 1,5$ млн лет по биотиту) формируются до приобских гранитоидов, а также широкое развитие в пределах самого массива многочисленных

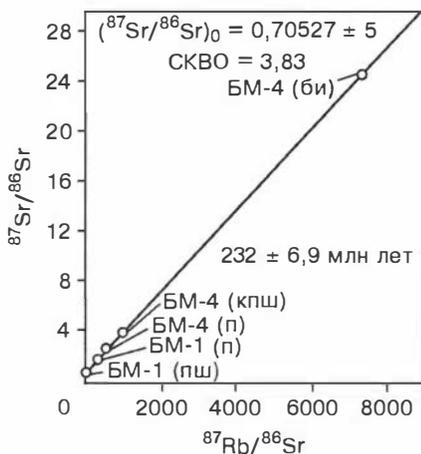


Таблица 16

Rb-Sr характеристики пород и минералов Барлакского массива

Проба	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm\sigma$)
БМ-4 (п)	762,0	3,88	567,023	2,63085 \pm 29
БМ-4 (би)	5090,7	6,82	7208,26	24,52511 \pm 62
БМ-4 (кпш)	1166,9	4,57	974,41	3,87657 \pm 192
БМ-1 (пш)	401,8	134,3	8,648	0,73406 \pm 02
БМ-1 (п)	1266,7	12,5	322,281	1,76750 \pm 33

Примечание. п — порода, би — биотит, кпш — каликатровый полевоый шпат, пш — полевоый шпат.

долеритовых даек, отсутствующих среди барлакских гранитов, можно, очевидно, говорить о существовании двух базитовых предшественников, предвещающих становление приобского и барлакского комплексов.

Граниты барлакского комплекса ультракислого умеренно щелочного состава относятся к серии калиевых и каликатровых пород с

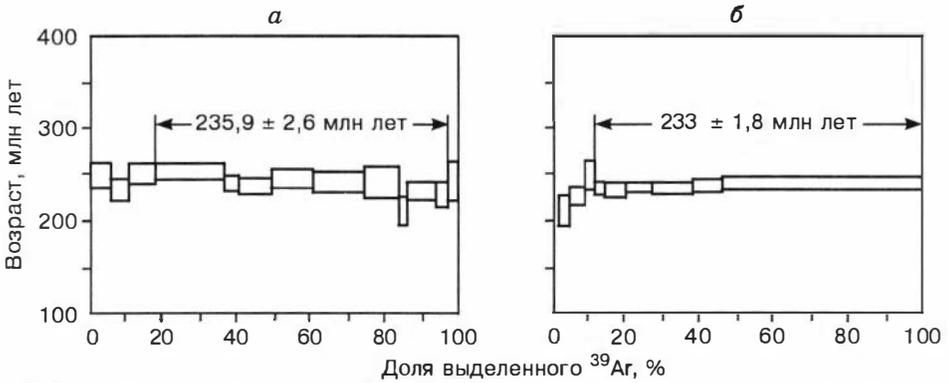


Рис. 39. Ar-Ar возрастные спектры пороодообразующих минералов из гранитов Колыванского массива:

а — биотит (обр. К-4); *б* — полевой шпат (обр. К-2).

повышенной глиноземистостью, пониженными содержаниями магния, титана и отчасти фосфора. Аналогичные породы приобского комплекса по составу варьируют от калинатровых до натровых и являются в основном умеренно глиноземистыми. В близких по кремнекислотности породах отношение FeO/Fe_2O_3 составляет для первого комплекса 5–8, для второго — 1–2. В поздних лейкогранитах Барлакского массива, с которыми ассоциирует оловорудная минерализация, содержание Fe_2O_3 снижается до 0,01 % (среднее $FeO = 1,91$ %).

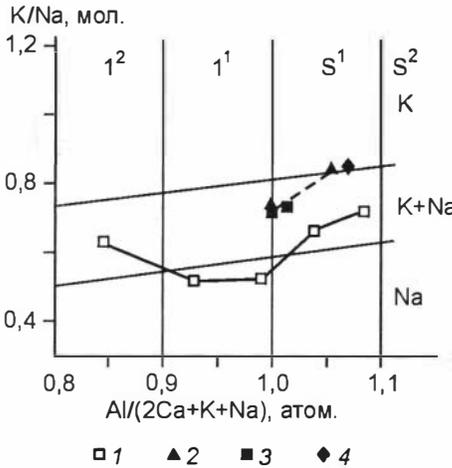


Рис. 40. Гранитоиды приобского (1) и барлакского (2–4) комплексов (средние значения индексов) на диаграмме А. Т. Хитрунова [1986].

Массивы: 1 — Обской; 2 — Барлакский, 3 — Колыванский, 4 — Орловский. Серии пород: К — калиевые, К+Na — калинатриевые, Na — натриевые; 1¹ — умеренно глиноземистые, 1² — низкоглиноземистые, S¹ — глиноземистые, S² — высокоглиноземистые.

На диаграмме А. Т. Хитрунова [1986] барлакские лейкократовые граниты и кислые дифференциаты приобского комп-

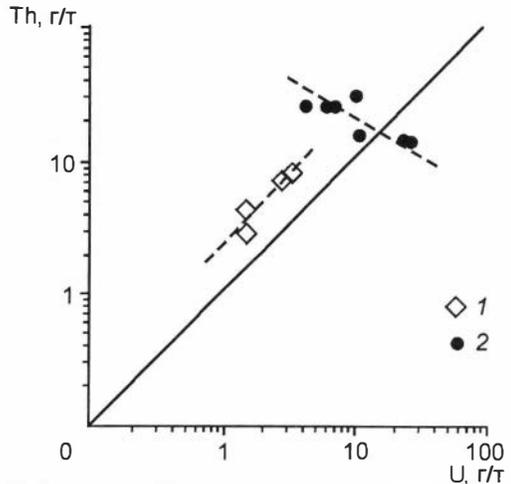


Рис. 41. U-Th диаграмма для пород главных фаз приобского (1) и барлакского (2) комплексов.

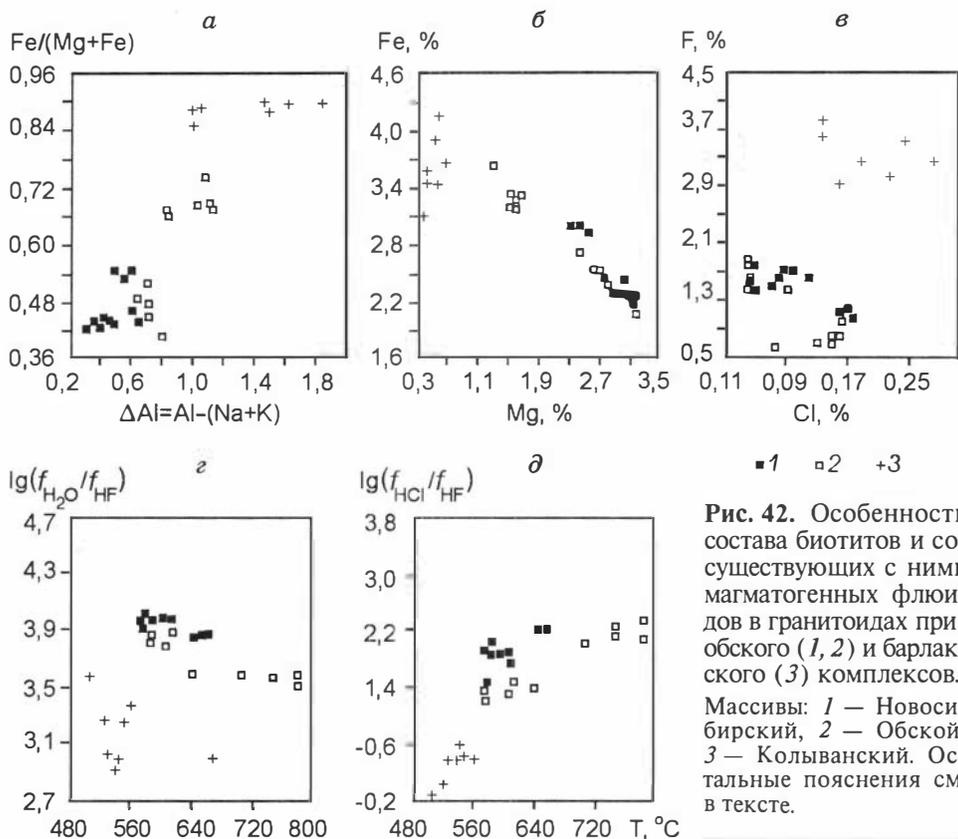


Рис. 42. Особенности состава биотитов и сосуществующих с ними магматогенных флюидов в гранитоидах приобского (1, 2) и барлакского (3) комплексов. Массивы: 1 — Новосибирский, 2 — Обской, 3 — Кольванский. Остальные пояснения см. в тексте.

лекса относятся к группе глиноземистых калинатриевых и отличаются по щелочности: первые тяготеют к калиевому типу, вторые — к натриевому, т. е. барлакские лейкограниты являются натриево-калиевыми, приобские — калинатриевыми (рис. 40).

Для барлакских гранитов (в сравнении с приобскими) характерны повышенные содержания редких элементов — Li, Cs, Be, Sn, F, Hf, Tl, а также U, Th и низкие — Co, Sr. В барлакских лейкогранитах содержание Cs в 3–5 раз, Hf в 4–5, Tl до 1,5–2 выше кларковых, а в приобских (в том числе в аплитовидных гранитах) концентрации этих компонентов в максимуме околоскларковые (Hf) или в 2–3 раза ниже кларка (Cs, Tl). На диаграмме U–Th (рис. 41) для комплексов установлены различные тренды: для приобских — с прямой корреляцией, для барлакских — с обратной. Содержание в барлакских породах Sr в 8–10, а Co в 20–30 раз ниже кларковых (в приобских гранитоидах концентрации Sr и Co околоскларковые). По петрохимическому составу и геохимическим особенностям породы барлакского комплекса в ряде случаев приближаются к литий-фтористым гранитам.

От приобских гранитов, как отмечалось выше, барлакские отличаются более высокой суммой РЗЭ, наличием резко выраженного европиевого минимума

Состав (мас. %) и кристаллохимические

Компонент	НБ-2		НБ-3		Д-10	Д-2			
	Д-1								
SiO ₂	37,33	36,55	36,73	36,22	36,32	34,65	33,62	34,47	34,52
TiO ₂	3,03	3,56	3,26	3,65	3,53	4,14	3,49	3,59	3,51
Al ₂ O ₃	14,89	14,14	14,21	14,08	14,21	15,01	16,36	16,91	16,61
Fe ₂ O ₃	2,19	2,44	2,45	2,29	2,54	2,41	2,70	1,97	2,15
FeO	14,54	17,30	16,47	17,43	18,50	22,88	24,72	22,93	22,80
MnO	0,12	0,33	0,30	0,30	0,27	0,65	0,55	0,62	0,60
MgO	13,91	11,58	12,41	11,30	10,46	6,87	5,13	6,67	6,45
CaO	0,05	0,01	0,01	0,02	0,02	—	0,04	0,02	0,06
Na ₂ O	0,26	0,20	0,21	0,19	0,18	0,19	0,23	0,21	0,20
K ₂ O	9,17	9,22	9,30	9,50	9,34	9,51	9,51	9,62	9,50
H ₂ O	3,69	3,21	3,06	3,01	3,12	3,08	3,39	3,39	3,39
F	0,62	1,46	1,81	1,85	1,59	1,47	0,72	0,82	0,82
Cl	0,08	0,04	0,04	0,04	0,04	0,09	0,13	0,16	0,15
O=F	0,26	0,61	0,76	0,78	0,67	0,62	0,30	0,35	0,35
O=Cl	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,03
Сумма	99,60	99,42	99,48	99,09	99,45	100,31	100,26	101,00	100,39
Si ^{IV}	5,58	5,57	5,58	5,56	5,58	5,41	5,30	5,33	5,37
Al ^{IV}	2,42	2,43	2,42	2,44	2,42	2,59	2,70	2,67	2,63
Al ^{VI}	0,21	0,12	0,12	0,11	0,15	0,18	0,35	0,41	0,41
Ti	0,34	0,41	0,37	0,42	0,41	0,49	0,41	0,42	0,41
Fe ³⁺	0,25	0,28	0,28	0,26	0,29	0,28	0,32	0,23	0,25
Fe ²⁺	1,82	2,21	2,09	2,24	2,38	2,99	3,26	2,97	2,97
Mn	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,09	0,07	0,08	0,08
Mg	3,10	2,63	2,81	2,59	2,39	1,60	1,21	1,54	1,50
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	—	0,01	0,00	0,01
Na	0,08	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,07	0,06	0,06
K	1,75	1,79	1,80	1,86	1,83	1,90	1,91	1,90	1,88
O	20,01	20,02	20,02	20,01	20,02	20,04	20,04	20,06	20,04
OH	3,68	3,27	3,10	3,08	3,20	3,20	3,57	3,50	3,52
F	0,29	0,70	0,87	0,90	0,77	0,73	0,36	0,40	0,40
Cl	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,04

при довольно низком отношении La/Yb. Для них характерна обогащенность тяжелыми лантаноидами. Спектры РЗЭ приобских гранитоидов более монотонны с заметно пониженной ролью тяжелых лантаноидов.

Барлакские граниты в основном биотитовые, приобские — биотитовые и биотит-амфиболовые. Биотиты из приобских гранитов имеют (табл. 17, рис. 42, а, б) резко пониженную магнезиальность, уменьшенное содержание титана и рост железа (при более высокой роли Fe²⁺). Для биотитов из барлакских гранитов отмечено увеличение глиноземистости при резком росте Al^{VI}. На диаграмме Fe/(Mg+Fe)–ΔAl отчетливо проявлены два разнонаправленных тренда, соответствующих рассматриваемым комплексам. Разные тренды (при обособленности полей точек) отчетливо видны и на диаграмме Fe–Mg (см. рис. 42, б).

Для биотитов барлакских гранитов (см. рис. 42, в) характерна высокая концентрация фтора (на уровне 3,60–2,93 %; в приобских гранитах не превышает

коэффициенты биотитов

Б-1			Б-5	Б-2		К-1		К-2	К-4	К-1*
37,87	36,81	37,03	38,02	38,95	38,33	35,35	36,25	35,80	35,37	34,68
2,70	2,23	2,13	2,88	2,77	2,74	2,06	1,68	2,16	4,02	2,68
12,82	13,23	13,08	12,61	13,25	13,14	18,25	19,47	18,67	15,58	15,64
2,66	4,00	4,12	2,56	2,52	2,56	2,41	2,05	2,00	2,60	3,80
15,40	19,31	18,97	15,15	15,94	15,72	24,48	24,42	24,28	24,86	27,22
0,15	0,19	0,19	0,20	0,46	0,43	0,67	0,63	0,80	0,79	0,65
13,34	10,76	11,10	13,56	13,38	13,49	1,64	1,75	2,03	2,67	2,23
—	0,05	0,09	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	—	—	—
0,11	0,13	0,18	0,11	0,17	0,10	0,27	0,30	0,27	0,31	0,27
9,92	9,02	9,06	9,94	9,76	9,67	9,37	9,50	9,51	9,13	9,32
3,09	3,25	3,30	3,12	3,24	3,17	2,25	2,38	2,04	2,12	2,09
1,72	1,20	1,10	1,67	1,49	1,60	3,06	2,93	3,62	3,27	3,28
0,10	0,17	0,18	0,12	0,07	0,08	0,22	0,15	0,13	0,28	0,18
0,72	0,51	0,46	0,70	0,63	0,67	1,29	1,23	1,52	1,38	1,38
0,02	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,05	0,03	0,03	0,06	0,04
99,13	99,81	100,02	99,22	101,37	100,37	98,70	100,26	99,75	99,56	100,62
5,76	5,66	5,68	5,77	5,78	5,75	5,62	5,63	5,61	5,61	5,63
2,24	2,34	2,32	2,23	2,22	2,25	2,38	2,37	2,39	2,39	2,47
0,05	0,06	0,04	0,02	0,10	0,07	1,03	1,20	1,06	0,52	0,47
0,31	0,26	0,25	0,33	0,31	0,31	0,25	0,20	0,25	0,48	0,32
0,30	0,46	0,47	0,29	0,28	0,29	0,29	0,24	0,24	0,31	0,46
1,96	2,48	2,43	1,92	1,98	1,97	3,25	3,17	3,18	3,30	3,63
0,02	0,02	0,02	0,03	0,06	0,05	0,09	0,08	0,11	0,11	0,09
3,02	2,47	2,54	3,07	2,96	3,02	0,39	0,41	0,47	0,63	0,53
—	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—	—
0,03	0,04	0,05	0,03	0,05	0,03	0,08	0,09	0,08	0,10	0,08
1,92	1,77	1,77	1,92	1,85	1,85	1,90	1,88	1,90	1,85	1,90
20,01	20,04	20,04	20,02	20,08	20,05	20,02	20,05	20,04	20,04	20,07
3,13	3,33	3,38	3,15	3,21	3,17	2,38	2,47	2,13	2,24	2,22
0,83	0,58	0,53	0,80	0,70	0,76	1,54	1,44	1,79	1,64	1,65
0,03	0,04	0,05	0,03	0,02	0,02	0,06	0,04	0,03	0,08	0,05

1,85 %), несколько повышенное содержание хлора (соответственно 0,13–0,28 и 0,04–0,16 %). С учетом экспериментальных данных по коэффициенту распределения [Анфилогов и др., 1977] содержание F в расплаве, продуцирующем барлакские граниты, составляет 0,4–0,5 % (для обских гранитов — на уровне 0,2 %).

Учитывая химический состав исследованных биотитов и экспериментальные работы по F-Cl-OH-обмену в синтезированном минерале [Wones, Eugster, 1965; Munoz, Ludington, 1974; Munoz, 1984; и др.], рассчитывались температуры образования биотита и фугитивности H₂O, HF, HCl (табл. 18; см. рис. 42, з, д). По этим данным барлакские граниты по сравнению с приобскими являются более низкотемпературными образованиями, что согласуется с повышенными концентрациями фтора в исходном расплаве первых. Флюиды, сосуществующие с барлакскими биотитами, по сравнению с флюидами приобских магмати-

Физико-химические параметры формирования гранитоидов
(по результатам изучения биотитов)

№ обр.	T, °C	lg(f_{H_2O}/f_{HF})	lg(f_{H_2O}/f_{HCl})	lg(f_{HCl}/f_{HF})
Д-1	740	4,1	1,3	2,8
НБ-2	610	3,9	2,4	1,5
	580	3,9	2,6	1,3
НБ-3	580	3,8	2,5	1,3
	610	3,8	2,5	1,3
Д-10	640	3,6	2,2	1,4
Д-2	785	3,5	1,4	2,1
	750	3,6	1,4	2,2
	750	3,6	1,4	2,2
Б-1	580	4,0	2,1	1,9
	650	3,8	1,6	2,2
	660	3,9	1,5	2,4
Б-5	580	4,0	2,0	2,0
Б-2	600	4,0	2,1	1,9
	600	4,0	2,1	1,9
	600	4,0	2,1	1,9
К-1	550	3,2	2,7	0,5
	570	3,3	2,9	0,4
К-2	520	3,2	3,1	0,1
К-4	540	3,1	2,5	0,6
К-1 ^а	540	3,0	2,7	0,3

тов, выделяются по заметно пониженным отношениям f_{H_2O}/f_{HF} и f_{HCl}/f_{HF} . Иными словами, они более фтористые, что отражается, в частности, в развитии флюорита среди постмагматических образований барлакского комплекса. Для приобских гранитоидов в целом отмечено повышение f_{HCl} флюида. Характерно, что поля точек по этим параметрам на соответствующих диаграммах пространственно отчетливо обособляются.

По данным газовой-хроматографического анализа лейкосомы (кварц + полевой шпат) барлакские граниты, несущие пегматоидные выделения, имеют большую флюидонасыщенность и заметно повышенную восстановленность флюидов (рис. 43), что характерно для оловоносных гранитоидов [Борисенко и др., 1996]. Содержание H_2O для них достигает 14 мл/г при отношении H_2O/CO_2 , равном 193, и CO/CO_2 — 0,085. В гранитах приобского комплекса при

снижении общей флюидонасыщенности отмечается некоторый рост CO_2 , что за счет сокращения роли H_2O приводит к заметному уменьшению отношения H_2O/CO_2

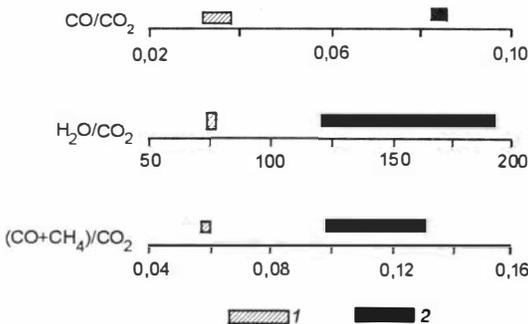
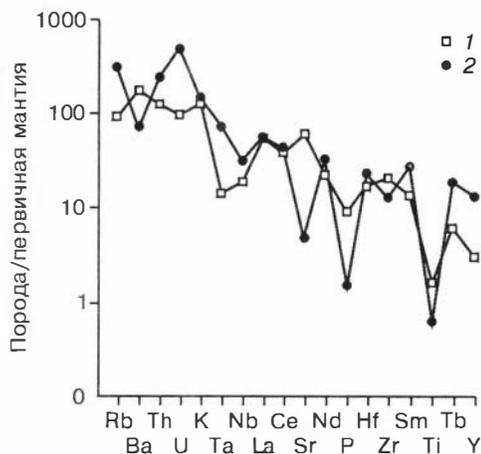


Рис. 43. Состав газовой фазы, выделенной из лейкосомы гранитоидов приобского (1) и барлакского (2) комплексов.

Рис. 44. Спайт-диаграмма для гранитоидов главных фаз приобского (1) и барлакского (2) комплексов.



(до 73–75), а также CO/CO_2 (на уровне 0,035). По соотношению форм углерода в магматогенных флюидах приобские гранитоиды близки к комплексам, сопровождающимся молибден-вольфрамовой минерализацией.

Гранитоиды главных фаз приобского и барлакского комплексов различаются по большинству элементов-примесей (рис. 44).

И, наконец, с гранитами барлакского комплекса ассоциирует оловорудная минерализация, что согласуется с их петрохимическими и геохимическими особенностями (в частности, с наличием двуслюдяных биотит-мусковитовых разностей, широким развитием пегматоидных выделений с бериллом и касситеритом, повышенными фтористостью и концентрациями Li, Be, Cs, существенно восстановленным характером магматогенных флюидов, наличием аксессуарных топаза, флюорита, монацита, касситерита, ильменита). С приобским комплексом связывается широко проявленная слабая молибденитовая минерализация (карьер Борок), сочетающаяся в ряде случаев с шеелитом и вольфрамитом.

В целом приведенные данные, на наш взгляд, убедительно свидетельствуют о проявлении в КТСЗ в пермо-триасовое время двух петрогенетически автономных гранитоидных комплексов: приобского (P_2-T_1) и барлакского (T_{2-3}). Широкое развитие приобских гранитоидов связано с поздними стадиями коллизионных явлений, приведших к образованию покровно-чешуйчатой структуры КТСЗ [Кунгурцев и др., 1998]. Более молодые барлакские граниты, обнаруживающие определенную связь с северо-западными сдвиговыми разрывными дислокациями, фиксируют, возможно, смену коллизионной геодинамической обстановки на рифтогенную. В отличие от приобских граниты барлакского комплекса имеют внутриплитовые Y, Yb, Nb, Ta характеристики (см. рис. 5).

Не исключена связь гранитообразования в КТСЗ с проявлением суперплюма [Добрецов, 1997]. Время формирования гранитоидов приобского и барлакского комплексов близко двум фазам воздействия суперплюма, приведшим к образованию огромного объема траппов на Сибирской платформе и прилегающих территориях. Это «краткие и сближенные фазы: 253–250 и 247–244 млн лет. При этом последняя фаза сопровождалась слабым взаимодействием с холодной литосферой. В более южных районах, где литосфера была длительной и многофазной, главными фазами являются 280, 250 и 220 млн лет» [Добрецов, 1997, с. 798]. По геохронологическому положению гранитоиды приобского комплекса хорошо коррелируются с позднепалеозойско-раннемезо-

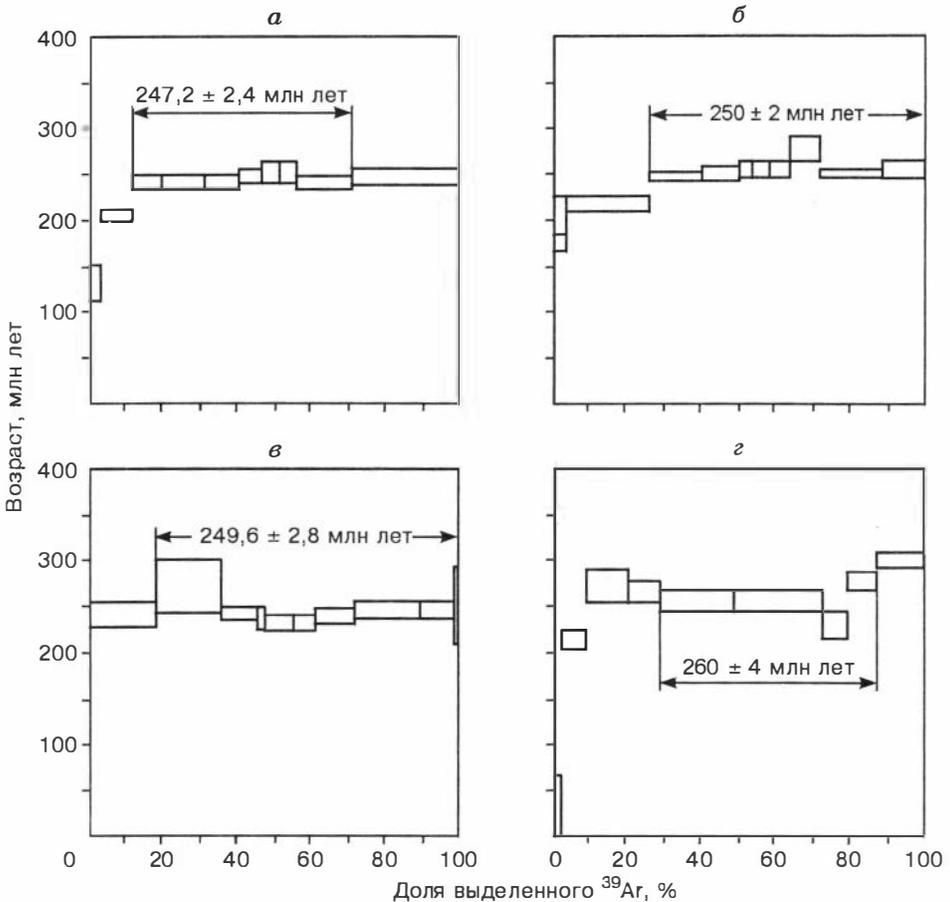


Рис. 45. Ar-Ar возрастные спектры породообразующих минералов из гранитоидов Выдрихинского массива:
а — полевого шпата (обр. Г-535в); *б* — полевого шпата (обр. Г-535ж); *в* — биотит (обр. Г-535в); *г* — роговая обманка (обр. Г-535в).

зойскими гранитоидами Алтая [Владимиров и др., 1996], также характеризующимися молибден-вольфрамовым типом минерализации. Аналогичные им

Таблица 19

**Rb-Sr характеристики пород и минералов
 Выдрихинского массива**

Проба	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm \sigma$)
Г-536 (би)	260,8	75,4	10,04	0,74074 \pm 15
Г-536 (пш)	32,9	1390,3	0,068	0,70503 \pm 20
Г-536 (п)	87,9	597,3	0,426	0,70670 \pm 20

^{40}Ar - ^{39}Ar (рис. 45) и Rb-Sr (рис. 46, табл. 19) датировки (260 ± 4 – $247,2 \pm 2,4$ млн лет) получены авторами для гранитоидов Выдрихинского массива на северо-востоке Горного Алтая, с которыми также ассоциирует вольфрамовое оруденение.

Примечание. Пояснения см. в табл. 7, 13.

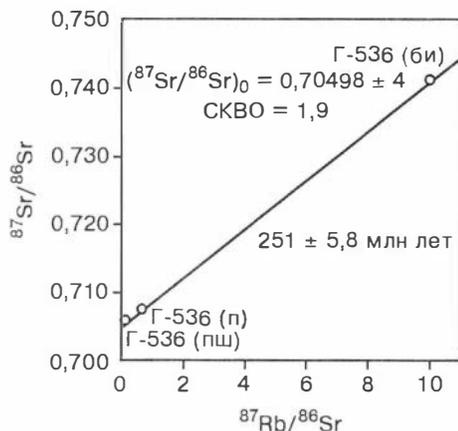
Рис. 46. Rb-Sr изохрона для микродиоритов Выдрихинского массива (см. табл. 19).

О принадлежности выделенных гранитоидов к определенным формационным типам можно высказать лишь предварительные выводы. Если ориентироваться на вещественный состав, металлогеническую специализацию и сближенность по времени формирования охарактеризованных гранитоидов КТСЗ, то аналоги приобского комплекса следует, по-видимому, искать среди представителей формации гранодиорит-тоналитовых батолитов, а барлакские граниты можно условно отнести к формации гипабиссальных (субвулканических) гранитов, проявившейся без кислых эффузивов [Ю. А. Кузнецов, 1964, с. 188–189].

4.3.3. Изылинский долеритовый комплекс

Этот комплекс первоначально описывался под названием триасовых даек [Петренко и др., 1982*]. Предполагалось, что дайки лейкократовых долеритов и базальтовых порфиритов образуют зоны (пояса) северо-западного и субширотного направлений, т. е. ориентированы вкост простираения главных структур региона. Позднее рассматриваемый комплекс именовался триасовым долеритовым [Амшинский и др., 1978; Борисенко и др., 1995*], а затем — изылинским [Токарев и др., 1996]. Авторам представляется, что в состав комплекса первоначально были включены разновозрастные образования. В первую очередь это касается долеритов и их лейкократовых разностей, поскольку так называемые изылинские долериты, по нашим наблюдениям, в маломощных силлах и дайках по внешнему виду и под микроскопом напоминают базальты, нередко содержащие оливин, устанавливаемый обычно только по продуктам разрушения. Отчетливо выражена эндоконтактная закалка (вплоть до образования стекловатоподобных разностей).

За петротип комплекса обычно принимается Изылинский силл, обнаженный в правом борту р. Малые Изылы, в 1,5 км севернее с. Завьялово (в железнодорожном карьере и речном перекате). В эндоконтактах силла развиты базальтоподобные плагиоклазовые порфириты. Мелкие порфиновые выделения (15–20 %) представлены исключительно свежим плагиоклазом и бурым амфиболом (4–5 %), погруженными в основную массу, которая состоит из микролитового биотитового или амфиболового материала, насыщенного пластинчатыми, дендритовидными и решетчатыми зернами титаномагнетита (не менее 10 %). Присутствуют микроиндалины с карбонатом и кварцем. В свалах карьера имеются разности, относящиеся предположительно к центральной части тела. Это полнокристаллические биотитсодержащие микрогаббро с офитовой и долеритовой структурами: между лейстами плагиоклаза (50–60 %) находятся мелкие зерна авгита (30–40 %), амфибола (10 %), биотита и вторичного «лапчатого» кварца (единичные зерна). Довольно много дендритовидных зерен тита-



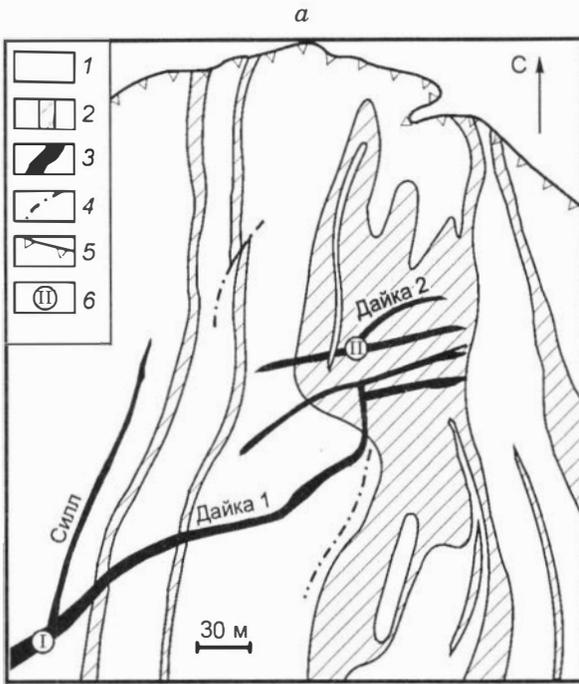
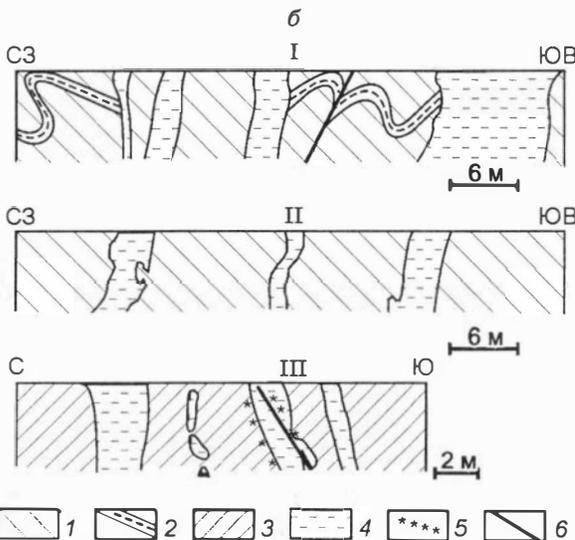


Рис. 47. Долериты Горловского карьера на плане (а) и в разрезах (б) (по материалам Н. Г. Гриценко, 1996 г.):

а: 1 — песчаники и алевролиты, 2 — антрациты, 3 — долериты, 4 — тектонические нарушения, 5 — граница карьера (на 01.10.1996 г.), 6 — точки отбора проб (I — Грл-1 и II — Грл-2);

б: Расположение разрезов: I — между профилями 4 и 5, горизонт +130; II — по разведочной линии А, горизонт +110 (пласт «Главный-1»); III — разведочная линия Г', горизонт +110. 1 — сложнодислоцированные и рассланцованные антрациты; 2 — пропластки алевролитов; 3 — сложнодислоцированные алевролиты; 4 — долериты; 5 — зоны лимонитизации; 6 — тектонические нарушения.

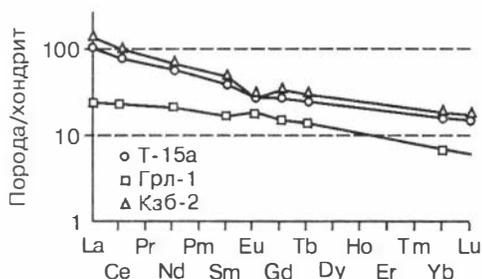


номагнетита. Часто встречаются своеобразные глобулы почти идеальной сферической формы, состоящие из раскристаллизованного стекла и окруженные лейстами плагиоклаза. В центральных частях некоторых глобул отмечаются кварц и кальцит.

Прорывание подобными дайками гранитов Колыванского массива установлено в районе с. Подгорского [Васютинская и др., 1957*]. Долериты сложены в основном лабрадорбитовнитом (№ 60–80) и на 20–25 % — пироксеном и оливином. В подчиненном количестве имеются биотит и амфибол. Характерно повышенное

(5–10 %) содержание магнетита, ильменита, титаномагнетита и пирита. Вторичные изменения выражены в хлоритизации, эпидотизации и уралитизации. Дайки, аналогичные по петрографическому составу изылинскому телу, встречены авторами в Новобибеевском и Мочищенском карьерах. Не исключено, что к этому же типу магматитов может быть отнесена дайка, встреченная А. И. Гусевым [1934] в эндоконтактной зоне Обского массива, в районе

Рис. 48. Распределение РЗЭ в долеритах Изылинского силла (обр. Т-15а), Горловской дайки (обр. Грл-1) и Кийзасской дайки Южного Кузбасса (обр. Кзб-2).



пос. Дубровино, и определенная им как наиболее поздняя из всех магматических пород района.

К данному комплексу, возможно, относятся и долериты Горловского бассейна. Они достаточно ограниченно распространены: среди известных месторождений антрацита (Ургунское, Кольванское, Круглоозерское, Горловское, Ливтянское, Дорогинское, Восточинское, Карасевское и др.) долериты установлены пока только в Горловском карьере. По литературным данным эти долериты традиционно считаются аналогами кузбасских траппов.

Несколько тел долеритов подсечено скважинами, а затем вскрыто Горловским карьером [Тарабукин и др., 1970*; Марус и др., 1978*]. Особенностью состава вскрытых скважинами разностей пород является повышенное содержание оливина (21 %) и пижонита (23 %) с незначительным участием биотита и магнетита. Абсолютный их возраст (K-Ar) оценивался в 237 ± 4 млн лет [Роенко и др., 1968*; Тарабукин и др., 1970*].

В Горловском карьере авторами изучена ветвящаяся дайка, переходящая в верхней своей части в силл (рис. 47). На нижних горизонтах карьера она является отчетливо секущей по отношению к вмещающим породам и антрацитам. Дайка слагается порфиroidными долеритами. Фенокристы представлены плагиоклазом (2–5 %) и продуктами псевдоморфного замещения оливина (2–3 %). Судя по продуктам изменения, оливин имел существенно магниезильный состав. Иногда содержание плагиоклазовых вкрапленников поднимается до 20 %, а оливиновых — до 5 %. Наиболее крупные зерна плагиоклаза обладают ритмически зональным строением. Плагиоклаз обычно свежий, лишь иногда прениитизирован. Биотита мало (до 1 %) — мелкие его листочки часто находятся в сростании с зернами рудного минерала. Биотиту присуща весьма неравномерная окраска. Основная масса имеет офитовую или пойкилоофитовую структуру и состоит из плагиоклаза (75–80 %), титанистого авгита (15–20 %), оливина (до 5 %), рудного минерала (2–3 %) и кварца (единичные зерна). Встречено единственное зерно бурой шпинели. Практически нет апатита. Отмечается наложенный тремолит.

Специфика спектра РЗЭ изылинских долеритов состоит в наличии слабого европиевого минимума и сравнительно низком значении отношения La/Lu (рис. 48). По характеру спектра РЗЭ им практически идентичны долериты Горловской и Кийзасской (Кузбасс) даек. Отличие от пород ташаринского комплекса заключается лишь в пониженных содержаниях Ni, Co, Cr, Sn, W, Pb.

4.3.4. Монцодиорит-долеритовый комплекс Томского магматического ареала

Томский магматический ареал (рис. 49) расположен в пределах участка палеозойского фундамента, находящегося в зоне сочленения северо-западных

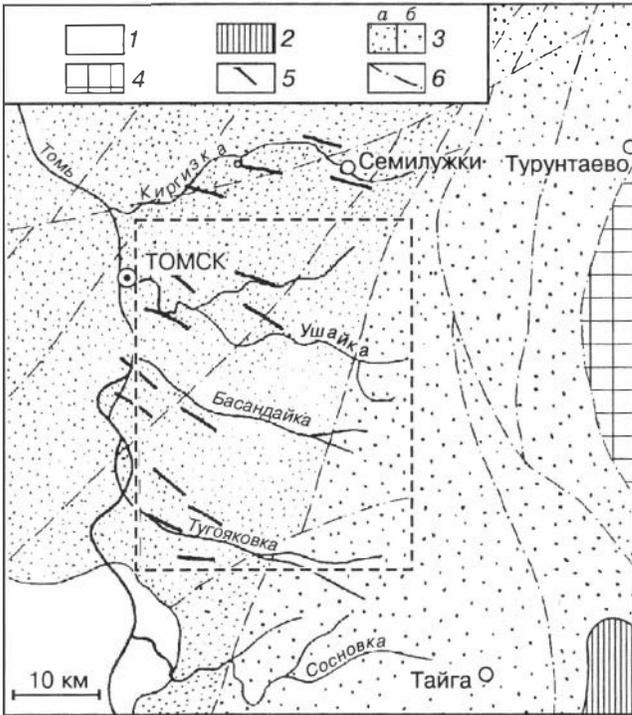


Рис. 49. Схема размещения дайковых роев томского комплекса (по Н. Ю. Ахмадшину и др. [1997*] с дополнениями авторов).

Геодинамические комплексы: 1 — внутриплитовый (платформенный); 2 — коллизионный (межгорных впадин); 3 — задугового бассейна: а — впадины, б — поднятия; 4 — океанических островов в структуре аккреционного клина островной дуги; 5 — рои даек; 6 — тектонические нарушения. Пунктирным прямоугольником обозначена площадь детального картирования даек (см. рис. 50).

отрогов Кузнецкого Алатау и северного окончания КТСЗ. В отдельных частях этого региона широко распространены дайки северо-западного простираения, объединяемые некоторыми исследователями в томский комплекс (рис. 50).

ро-западного простираения, объединяемые некоторыми исследователями в томский комплекс (рис. 50).

Несмотря на довольно длительную историю исследования томских даек, которая начинается с М. Э. Янишевского [1915] и Ф. И. Шнелля [1915], изученность их в целом остается еще недостаточной. В процессе геологических исследований они традиционно сопоставлялись с кузбасскими траппами и дайками, основанием для чего, помимо предположительно близкого возраста, явилось наличие специфических пород — эссексит- и конга-диабазов. Степень насыщенности вмещающих толщ дайками данного комплекса ориентировочно оценивается на уровне 3–5 %. Однако, как показывает опыт геологического изучения закрытых районов, число их может заметно увеличиться при более крупномасштабных поисково-разведочных работах и применении бурения. Тем более что по геофизическим данным (закономерно ориентированные локальные магнитные аномалии) вполне можно предполагать более широкое развитие даек [Ахмадшин и др., 1997*].

В последние годы, благодаря изучению магматизма КТСЗ и интерпретации его с позиций тектоники литосферных плит, выяснились некоторые детали внутриплитового магматизма, проявившегося здесь преимущественно в дайковой форме [Чистяков, Федосеев, 1996]. Пришлось также отказаться от традиционных терминов («диабазы», «диабазовые порфириды», «протеробазы») ввиду кайнотипности горных пород, отсутствия зеленокаменных превращений и слабого проявления автometасоматоза (серицитизация, хлоритизация, пренитизация, развитие боулингита, сульфидов, карбоната и т. д.). На отсутствие зеленокамен-



Рис. 50. Дайки Томского магматического ареала (по А. Ф. Рубцову, Н. П. Артемьевой [1985*]):

1 — четвертичные отложения; 2 — басандайская свита (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, углистые аргиллиты); 3 — лагерносадская свита (песчаники, сланцы, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы); 4 — турнейские отложения (известняки, песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, конгломераты); 5 — юргинская свита (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, мергели, гравелиты, известняки); 6 — пачинская свита (глинистые сланцы, филлиты); 7 — дайки томского комплекса, установленные преимущественно по геофизическим данным (долериты, диорит-порфириты, монцодиориты, лампрофиры); 8 — петротипные дайки: 1 — Степановская, 2 — Ларинская.

ного изменения указывал еще К. В. Иванов [1956*], отметивший также незначительное воздействие даек на вмещающие породы: типичные роговики редки даже в непосредственных экзоконтах.

В результате многолетних тематических исследований установлено, что в пределах Томского ареала преимущественно развиты дайки основного состава,

реже встречаются монцодиориты и гибридизированные дайки, а в единичных случаях — лампрофиры [Иванов, 1956а,б; Чистяков, 1956, 19956; Иванова, 1968; Врублевский и др., 1987; Чистяков и др., 1990; Чистяков, Филимонова, 1996; и др.]. При петрохимическом изучении среди дайковых образований Томского ареала нами предварительно выделено четыре типа, названных по соответствующему эталону: бойцовский (микрогаббро-долеритовый), ларинский (монцодиоритовый), степановский (микродиорит-порфириновый) и стоящий особняком ярской (лампрофировый), называемый ранее афонинским [Чистяков, Федосеев, 1996].

Наиболее распространен *бойцовский тип*, к которому отнесены Бойцовская (Лагерносадская), Аникинская, Усть-Басандайская и другие дайки.

Бойцовская дайка (мощность до 10–15 м, протяженность более 400 м), расположенная на территории Лагерного сада (г. Томск), сопровождается небольшими дайками II и III фаз [Чистяков, 1956, 19956]. Главная дайка представлена порфировидными долеритами, в фенокристах которых развит битовнит № 78. Основная масса имеет микрогаббровую структуру и состоит преимущественно из андезин-лабрадора № 50–62 и авгита. В ней отмечены биотит, кварц, микропегматит, пирит, пирротин, титаномагнетит (ильменит), а также хлорит, карбонат, эпидот и цеолит [Иванов, 1956*]. Автометасоматические изменения выразились в серицитизации и пренитизации плагиоклаза, хлоритизации пироксена и замещении оливина боулингом. Дайки II фазы сложены оливин-пироксеновыми долеритами. В порфировых выделениях находятся плагиоклаз, моноклинный пироксен и оливин, который устанавливается по биотитоподобным продуктам замещения. Мелкие дайки III фазы состоят из оливиновых долеритов. По минеральному составу они аналогичны дайкам II фазы. Единственным отличием можно считать более магнезиальный состав оливина (талькоподобные продукты замещения).

Аникинская дайка обнажается в районе д. Аникино, в правом борту р. Томи, в 0,5 км выше устья р. Басандайки (азимут и угол падения 40° и 80° соответственно, мощность — 15 м). Залегает она среди песчаников и сланцев (азимут и угол падения 120° и 60°), характеризуется однородным строением и сильной выветрелостью пород. Дайка сложена афировыми лейкодолеритами, состоящими в основном из серицитизированного плагиоклаза (80–85 %), а также моноклинного пироксена (7–10 %), биотита (3–5 %) и рудного минерала (2–3 %). Отмечены единичные зерна кварца и бурого амфибола. Обилён игольчатый апатит. Иногда встречаются оливинсодержащие микрогаббро с биотитом и кварцем (оливин установлен по вторичным продуктам). Слабо порфировидная структура обусловлена наличием небольшого числа вкрапленников плагиоклаза и моноклинного пироксена (2–3 мм в поперечнике). Серицитизация плагиоклаза наблюдается только в эндоконтактной части дайки. В основной массе, наряду с плагиоклазом и пироксеном, развит бурый амфибол.

Ларинский тип даек придает специфические черты томскому комплексу. Его наличие позволило сделать заключение о повышенной щелочности томского комплекса в целом при постепенных, как это предполагалось ранее, переходах между отдельными разновидностями дайковых пород Томского магматического ареала [Иванов, 1956б]. К этому типу отнесены Ларинская, Мирнинская, Заваззинская и другие дайки.

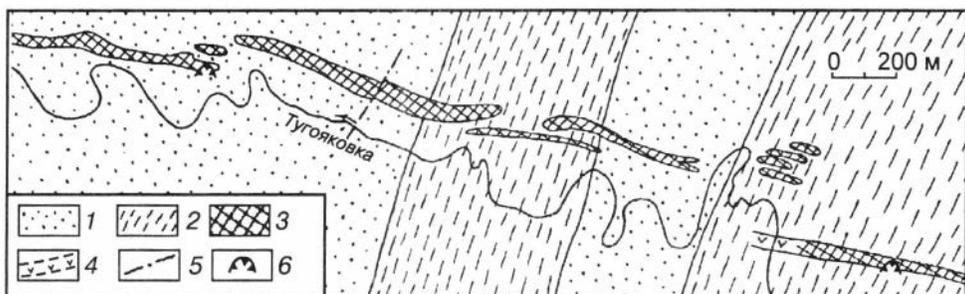


Рис. 51. Схема геологического строения участка Ларинская дайка (по О. П. Незабытовской [1956*]):

1, 2 — басандайская свита: 1 — песчаники, 2 — алевролиты; 3 — монцитоны, монцодиориты, диабазы; 4 — предполагаемое продолжение дайки; 5 — тектонические нарушения; 6 — опытные карьеры.

Ларинская дайка находится в районе бывшей деревни Ларино, в правом борту р. Тугояковки и залегает среди песчано-сланцевых отложений басандайской свиты. Она имеет субширотное простирание (265°) и крутое (85°) северное падение. Поперечный разрез дайки обнажен в 0,6–0,7 км выше устья руч. Тарганак. В виде отдельных выходов она прослеживается вниз по течению р. Тугояковки на расстояние 1,5–2 км (рис. 51). Впервые эта дайка детально охарактеризована К. В. Ивановым [1956*], позднее изучена Г. М. Ивановой [1968] и сопоставлена с другими дайками региона.

Ларинская дайка описана К. В. Ивановым [1956а,б] как классический пример системы «дайка в дайке». Вмещающая (главная) и секущая дайки имеют сходный минеральный состав и отчетливые зоны закалки. Уменьшение зернистости в эндоконтактовых породах сопровождается одновременным их потемнением и некоторым увеличением количества темноцветных минералов. Поэтому макроскопически породы становятся похожими на долериты.

Для центральной, наиболее раскристаллизованной части главной дайки характерна матрацевидная отдельность. Дайка сложена среднезернистыми монцодиоритами, состоящими в основном из серицитизированного андезина (№ 30–45), таблитчатые зерна которого окружены каймами пелитизированного калишпата. Короткостолбчатые зерна низкодвуупреломляющего моноклинного пироксена составляют не более 10%; бурого и зеленого амфибола — до 5%. Биотит (1–2%) имеет красноватый оттенок, содержит обильные межспайные линзочки интенсивно окрашенного эпидота и подвержен частичной хлоритизации. В интерстициях располагается микропегматит, реже кварц. Специфической особенностью являются сравнительно высокие содержания титанита (5–7 зерен на шлиф) и апатита (1–2%). Последний встречен во всех породообразующих минералах, а в биотите и микропегматитах иногда наблюдаются повышенные его скопления. На долю рудного минерала приходится до 1–2%.

В пределах дайки отмечены меланократовые (эндоконтактовые) разности монцодиоритов, состоящие (%): из андезин-лабрадора — 50–54,5, калинатового полевого шпата — 8,1–12,6, кварца — 5,5–6,5, моноклинного пироксена —

7,2–9,3, роговой обманки — 1,2–3,5, биотита (хлорита) — 9,7–13,2, титаномагнетита, ильменита, пирита и титанита — 7,5–10,6 [Иванов, 1956*].

В всياчем эндоконтакте установлены обильные мелкие розовые ксенолиты — «горошины», напоминающие миндалины, выполненные калишпатом. Это впечатление усиливается при изучении поперечных сколов «миндалин»: в центральных их частях нередко имеются пустоты, содержащие сульфиды. Более того, иногда можно различить строение, похожее на концентрически-зональное. По мнению К. В. Иванова [1956*], «горошины» имеют ассимиляционную природу (захвачены на глубине). Аналогичные породы наблюдались нами в карьере Мирный. Оказалось, что бледно-розовые микроксенолиты представлены не калишпатом, а кислым плагиоклазом. Обычными являются кварц, амфибол, биотит (часто хлоритизированный) и ильменит. Вокруг микроксенолитов отмечены тонкие плагиоклаз-пироксен-магнетитовые оторочки.

Породы внутренней дайки отличаются меньшим содержанием пироксена, но повышенным — биотита и амфиболов. Висячий эндоконтакт дайки более меланократовый (до 30 % биотита и роговой обманки), содержание кварца при этом несколько уменьшается. Широко развиты микропегматиты, заполняющие интерстиции и контактирующие с альбитовыми (помутневшими, «пелитизированными») каемками вокруг лейст плагиоклаза. Апатит концентрируется в калиевом полево шпате, но отдельные его кристаллы имеются также и в пироксене.

В экзоконтактной зоне Ларинской дайки, среди углеродистых сланцев с брахиоподами, располагается маломощная дайка (около 2 м), представленная специфическими мелкозернистыми монцодиоритами с многочисленными ксеногенными зернами кварца [Иванов, 1956*]. Макроскопически эти микроксенолиты производят впечатление бипирамидальных и округлых фенокристов в «рубашках». Однако под микроскопом отчетливо устанавливается не только мономинеральное, но и поликристаллическое строение этих микроксенолитов и обязательные реакционные пироксеновые оторочки гранобластовой структуры. Плагиоклаз серицитизирован, пироксен (10–15 %) хлоритизирован, в интерстициях находятся калинатровый полевой шпат и кварц. Рудного минерала 2–3 %.

Для пород Ларинской дайки определен абсолютный возраст в 243–244 млн лет (К-Аг) и установлены геохимические особенности — повышенные содержания щелочей, цветных металлов, фосфора и стронция. В зальбандах некоторых даек зафиксированы пирит, халькопирит, магнетит, галенит и сфалерит [Иванова, 1968].

Мирнинская дайка располагается в правом борту р. Ушайки, в 0,5 км ниже слияния Малой и Большой Ушайки, обнажаясь в стенке карьера Мирный. Она имеет мощность 20–22 м, северо-западное (300°) простираение и залегает среди полевошпат-кварцевых песчаников, алевролитов и сланцев, падающих на юго-восток (азимут 105°) под углом 45°. Центральная часть дайки представлена среднезернистыми монцодиоритами ларинского типа. В северо-восточном контакте монцодиориты становятся мелкозернистыми, приобретают темно-серую окраску и легко могут быть приняты за долериты бойцовского типа.

Монцодиориты состоят из пренитизированного и серицитизированного плагиоклаза (50–60 %), клинопироксена (7–10 %), крупные зерна которого иног-

да имеют зональное строение, и биотита (до 5 %), хлоритизированного на 50–70 %. В небольших количествах присутствуют пелитизированный калиевый полевой шпат, микропегматиты, кварц, титанит, бурый амфибол и эпидот. Апатит (1–2 %) представлен шестоватыми кристаллами (до 2–3 мм по длине). Рудного минерала — от 2–3 до 5 %. В приконтактных частях развиты породы с округлыми микроксенолитами розового альбита.

Заварзинская дайка разведывалась на каменное сырье в 1954 г. [Незабытовская, 1954*]. При петрографическом анализе, проведенном нами по полевым материалам В. А. Кутолина (1966 г.) и А. И. Глотова (1982 г.), установлено, что оба контакта дайки осложнены маломощными зонами микрогаббро и долеритов бойцовского типа. Именно эти породы, имеющие слабовыраженную порфиривидную структуру, при выветривании дают десквамационные шары, в изобилии встречающиеся в делювии. Фенокристы пироксена и зонального плагиоклаза составляют 5–10 %. В небольших количествах присутствуют кварц и биотит. Судя по продуктам замещения, первоначально в породе имелось немного оливина или ромбического пироксена. По биотиту (содержание около 10 %) развит хлорит.

Отметим, что наиболее крупные дайки этого типа имеют сложное строение: либо это обычные сходные по составу «дайка в дайке» (рис. 52, а), либо дайки монцодиоритов с «зонами закалки» [Иванов, 1956*], слагающиеся породами, внешне похожими на долериты бойцовского типа (см. рис. 52, б). Установить непосредственные взаимоотношения между эндоконтактными зонами и внутренними частями для Заварзинской и Мирнинской даек в обнажениях пока не удалось. Ясно только одно, что этот переход не является резким и осуществляется в интервале не более 0,4 м. В то же время следует

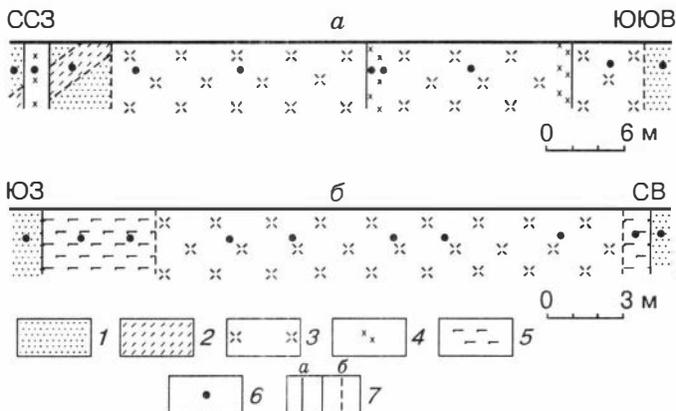


Рис. 52. Схематические разрезы Ларинской (а) и Заварзинской (б) даек (по К. В. Иванову [1956*] и полевым материалам А. И. Глотова, 1982 г.):

1 — аркозовые тонкозернистые песчаники с карбонатным цементом (лагерносадская свита); 2 — прослои черных сланцев с фауной; 3 — среднезернистые монцодиориты; 4 — мелко- и тонкозернистые монцодиориты в зонах закалки внутренней дайки; 5 — монцодолериты; 6 — точки отбора образцов; 7 — контакты: а — установленные; б — предполагаемые.

отметить, что породы из центра и эндоконтакта (зоны закалки) даек петрографически различны.

Степановский тип более известен как «гибридизированные дайки» [Иванов, 1956*]. Для этого типа характерна повышенная обогащенность даек ксенолитами кварца и вмещающих пород. Имея в виду слабую ассимиляционную способность маломощных даек основного состава, авторы склонны считать, что повышенное содержание кремнезема (табл. 20) является собственной (а не приобретенной) характеристикой пород этого типа даек. Добавим, что кварцевые ксенолиты и микроксенолиты встречаются также и в дайках других типов, но заметных признаков ассимиляции при этом не наблюдается. Пока изучены лишь единичные представители данного типа даек (Степановская и Аптекарская).

Степановская дайка (азимут простирания 305°, мощность 20–25 м) вскрыта двумя карьерами на Толстом мысе в правом борту р. Ушайки. Представлена она сиенит-диорит-порфиритами (монцодиорит-порфирами), содержащими в основном серицитизированный андезин (№ 34–39), раскисляющийся в периферических частях зерен до альбита [Иванов, 1956*]. Основная масса гипидиоморфная и состоит из плагиоклаза, биотита, бурого и зеленого амфиболов с небольшим количеством пироксена. Породы характеризуются повышенным содержанием кварца (5–10 %) и наличием графита. В них мало пироксена, но много ксенолитов и микроксенолитов вмещающих пород и автолитов. Главными темноцветными минералами являются бурый и зеленый амфиболы. В этих породах практически всегда присутствует неравновесная фаза ксеногенной природы — кварц (часто бипирамидального габитуса) и округлые включения кварцкалишпатового состава, а также ксенолиты роговиков с графитом и магнетитом, микросиенитов, гнейсовидных пород и микродолеритов. Обилие разнообразных ксенолитов и специфика минерального состава даек позволили высказать предположение о глубинном гибридизме базальтовой магмы при формировании пород этого типа [Иванов, 1956*].

Несколько маломощных даек **ярского типа**, прорывающих алевролиты и глинистые сланцы девона–нижнего карбона (ярская свита) в 5,5 км выше с. Ярское по р. Томи, описаны как лампрофировый тип [Чистяков и др., 1990]. В литературе они иногда фигурируют под названием Афонинская дайка ввиду пространственной сближенности даек в пределах единого обнажения. Слагающие дайки породы относятся к ряду оливин-пироксеновых минетт [Магматические... породы..., 1987]. Они характеризуются порфиroidной структурой: во вкрапленниках находятся оливин (полностью замещенный идингситом) и зональный моноклиновый пироксен. В основной (существенно калишпатовой) массе содержатся высокожелезистый титанистый флогопит и клинопироксен (табл. 21). Пироксен основной массы (в сравнении с фенокristовым) обогащен Ti, Al, P, Sr и обеднен Si, Mn и Mg. Железистость, кальциевость и щелочность при этом практически не меняются.

По петрохимическим особенностям — недосыщенность кремнеземом, резкое преобладание калия над натрием — лампрофиры соответствуют щелочным габброидам-базальтоидам, что позволяет предполагать не только петрохимическую, но и возрастную их самостоятельность. По глиноземистости и титанистости флогопита они сопоставляются с лампроитами и мончикитами.

Химический состав пород томского комплекса, мас. %

Номер		Авт.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П.п.п.	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма
п/п	обр.																
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	82-159е	Чс	49,2	1,21	20,04	3,85	5,39	0,14	5,38	9,05	3,19	0,99	0,96	2,18	0,09	Н.о.	101,67
2	82-159и	»	49,2	1,17	17	4,99	3,59	0,17	7,88	9,7	4,17	0,33	0,82	1,48	0,08	»	100,58
3	82-159е(1)	»	49,11	0,91	20,54	4,59	3,77	0,17	6,01	8,25	2,75	1,49	0,6	2,08	0,33	»	100,6
4	82-159в	»	49	1,06	16,75	3,99	6,47	0,21	8,84	5,85	2,82	1,22	1,56	4,08	0,06	»	101,91
5	82-159б	»	48,92	1,04	18,7	5	4,31	0,14	7,17	7,45	2,9	2,21	0,56	2,52	0,08	»	101
6	82-159г	»	48,9	1,03	17	1,19	6,65	0,13	7,97	9,63	2,54	1,24	0,58	2,4	0,06	»	99,32
7	Г14/4	Гл	48,78	1,26	14,38	2,77	5,77	0,12	9,15	9,67	2,37	1,33	0,26	1,9	0,69	0,18	98,63
8	82-159	Чс	48,75	1,05	22,64	3,39	5,03	0,11	5,14	4,15	3,86	1,34	1,24	4,16	0,09	Н.о.	100,95
9	81-3	Ив	48,64	0,4	14,87	7,66	4,44	0,76	7,06	9,27	3,12	0,99	0,8	0,6	0,27	»	98,88
10	82-159д	Чс	48,37	1,1	18,98	4,19	5,21	0,2	10,5	3,55	1,61	1,14	2,59	2,76	0,04	»	100,24
11	Г14/12	Гл	48,34	1,2	16,6	4,06	4,44	0,14	6,91	7,35	1,82	1,96	0,6	3,36	0,64	0,23	97,65
12	82-159з	Чс	48	1,31	19,22	5	3,95	0,2	8,2	8,5	1,85	2,43	0,78	1,88	0,04	Н.о.	101,36
13	82-162	»	48	1,31	20,14	3,39	4,85	0,3	8,2	8,45	3,01	1,3	0,98	1,84	0,04	»	101,81
14	82-159н	»	47,9	1,31	20,64	4,79	4,49	0,16	7,06	7,86	2,83	1,84	0,72	2,4	0,07	»	102,07
15	82-159а	»	47,79	1,25	20,83	3,99	4,39	0,17	6,27	7,46	2,83	1,84	0,96	1,66	0,04	»	99,48
16	86-155(II)	»	47,64	1,32	15,8	5,89	4,85	0,12	9,64	9,45	3,58	0,1	0,3	1,58	0,08	»	100,35
17	86-155(III)	»	47,29	1,15	17,15	5,99	4,75	0,15	8,48	9,55	3,54	0,14	0,54	1,84	0,07	»	100,64
18	82-159м	»	47,2	1,23	19,45	4,39	4,85	0,23	8,45	8,9	3,2	1,49	1,22	1,7	0,14	»	102,45
19	82-159ж	»	47,18	0,82	15	3,6	7,2	0,28	9,6	6,6	1,76	1,32	1,5	5,1	0,15	»	100,11
20	82-159к	»	47,08	1,34	17,66	4,39	5,03	0,24	8,58	9,35	3,27	0,76	1,34	1,74	0,07	»	100,85
21	Г14/9	Гл	47,13	0,84	13,19	4,73	7,07	0,2	9,63	6,49	1,68	1,44	0,79	5,28	0,69	0,15	99,31
22	86-153а	Чс	44,92	1,21	15,02	5,59	6,38	0,47	10,39	7,7	2,8	1,2	2,6	3,42	0,1	Н.о.	101,8
23	870-4	Ив	56,76	1,34	17,38	4,68	3,33	Н.о.	3,8	4	3,18	1,41	Н.о.	2,72	Н.о.	»	98,6
24	904-1	»	54,76	2,33	15,05	6,65	4,08	»	3,4	5,6	3,8	1,48	»	0,92	0,74	»	98,81
25	Г10/4	Гл	52,59	1,8	14,91	5,45	5,23	0,24	4	5,94	3,37	2,38	0,23	0,86	1,29	0,13	98,42
26	Г10/8	»	51,82	2,34	14,73	5,05	5,59	0,18	3,79	6,45	3,15	2,22	0,19	1,5	1,29	0,27	98,57
27	Г10/7	»	51,4	1,8	14,93	5,68	5,41	0,15	4,31	6,41	3,15	2,04	0,36	1,49	1,44	0,18	98,75
28	89-175а	Чс	49,83	1,46	12,21	9,58	4,67	0,11	7,1	4,69	5,35	0,2	0,42	3,3	1,26	Н.о.	100,18

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
29	82-175г	Чс	49,1	1,36	16,4	7,59	4,31	0,53	7,1	5,63	6,15	0,2	0,12	1,7	1,01	Н.о.	101,2
30	363а	Ив	52,64	2,51	15,4	4	10	Н.о.	2,64	5,4	3,14	1,74	Н.о.	1,16	0,01	»	98,64
31	36-1	»	52,14	0,27	14,93	9,26	2,66	0,23	4,37	8,07	3,85	2,08	»	2,48	0,18	»	100,52
32	870-8	»	51	2,47	15,71	3,28	6,69	Н.о.	4,02	6	3,73	2,06	»	2,08	0,92	»	97,96
33	870-1	»	50,16	2,31	14,82	7,46	5,51	»	3,83	7	5,56	Н.о.	0,38	Н.о.	1,9	»	98,99
34	Г15/7	Гл	51,82	1,91	14,55	4,71	5,32	0,22	4,63	6,3	2,97	2,24	0,21	1,89	1,29	0,26	98,32
35	Г15/9	»	51,72	1,81	14,4	5,16	5,23	0,26	4,11	6,03	2,89	2,33	0,43	2,79	1,1	0,24	98,5
36	ТМ-806	Фд	51,61	1,95	13,99	10,39	Н.о.	0,22	5,25	6,52	3,73	2,56	Н.о.	2,12	1,1	0,11	99,55
37	Г15/10	Гл	50,61	1,19	14,03	4	5,05	0,15	6,54	9,4	2,37	1,44	0,39	2,49	0,69	0,23	98,58
38	82-138	Чс	48,3	1,41	19,43	8,18	4,31	0,09	7	3,33	5,1	0,19	0,68	1,6	0,89	Н.о.	100,51
39	94-13	»	63	0,62	14,66	3,4	3,39	0,32	3,64	2,8	3,22	1,85	0,68	2,66	0,13	»	100,37
40	Г17/7	Гл	61,49	1,26	14,7	1,94	5,94	0,1	1,57	2,49	2,87	3,3	0,01	1,69	0,37	0,13	97,86
41	Г16/3	»	61,23	1,15	14,52	1,96	6,48	0,12	1,47	3,22	2,76	2,79	0,02	1,59	0,37	0,17	97,85
42	94-11	Чс	60,51	0,92	15,11	3,19	5,79	0,12	3,03	2,8	3,57	2,55	0,16	2,3	0,17	Н.о.	100,22
43	94-15	»	60	0,96	14,52	2,8	8,38	0,23	2,83	3,36	4,29	1,89	0,05	0,98	0,05	»	100,34
44	Г17/5	Гл	58,98	1,26	15,62	2,17	6,31	0,16	1,68	3,8	2,71	2,65	0,11	2,28	0,34	0,21	98,28
45	94-2	Чс	56,02	0,86	13,15	4,99	8,98	0,28	3,46	4,48	3,45	2,2	0,62	2,44	0,17	Н.о.	101,1
46	94-8	»	55,52	1,63	15,18	7	4,68	0,35	2,83	2,8	3,76	2,42	0,17	3,12	0,18	»	99,64
47	94-12	»	54,11	1,93	15	3,6	7,98	0,18	3,24	4,76	4,01	1,83	0,14	2,14	1,65	»	100,57
48	85-330е	»	62	1,2	18,61	3,6	2,51	0,26	1,12	2,95	6	Н.о.	0,6	0,88	0,11	»	99,84
49	89	Ив	61,96	1,64	15,34	2,29	6,85	Н.о.	1,74	3,3	2,92	2,94	Н.о.	1,6	Н.о.	»	100,58
50	85-330а	Чс	59,1	1,1	16,77	4,59	5,21	0,26	1,28	2	5,9	Н.о.	0,74	3,46	0,1	»	100,51
51	94-20	»	58,64	1,24	13,97	4,39	6,79	0,16	3,03	3,64	3,61	2,86	0,2	2,22	0,58	»	101,33
52	85-83а	»	58,4	0,9	17,65	3,4	3,65	0,14	2,35	3,37	7	Н.о.	0,44	3,45	0,21	»	100,96
53	94-25в	»	58,17	1,48	13,09	4,59	6,39	0,23	3,23	4,2	4,14	2,34	0,24	1,72	1	»	100,82
54	85-330б	»	58,03	1,25	16	2,2	8,6	0,28	2	3,6	5,83	Н.о.	0,28	2,14	0,23	»	100,44
55	94-25б	»	58	1,35	13,77	4,79	7,19	0,46	3,64	4,2	3,16	1,89	0,2	1,5	0,17	»	100,32
56	85-330д	»	56,9	1,38	17,6	4,59	5,83	0,2	1,42	3,8	5,21	Н.о.	0,68	2,84	0,12	»	100,57
57	94-23	»	56,54	0,73	16	4,98	3	0,12	3,03	2,8	4,37	3,65	0,38	4,5	0,16	»	100,26
58	85-83а(І)	»	56,23	1,24	19	4,79	4,5	0,17	1,45	3,85	5,81	Н.о.	0,58	2,52	0,06	»	100,2
59	85-330ж	»	53,03	1,86	15,9	3,8	8,17	0,14	3,64	3,64	3,34	3,14	0,48	2,4	0,8	»	100,34

60	88-11	Чт	47,11	1,38	15,09	4,39	3,95	0,15	9,53	7,3	2,2	3,8	3,08	1,28	Н.о.	»	99,26
61	88-13в	»	45,83	1,32	12,24	6,47	4,88	0,16	9,89	7,89	1,42	4,2	3,91	1,66	»	»	99,87
62	88-11а	»	45,78	1,4	11,88	6,36	4,39	0,16	8,62	8,47	0,75	5,5	3,83	1,54	»	»	98,68
63	88-121	Чт	45,76	1,4	10,98	4,66	5,35	0,2	11,54	7,29	0,54	4,5	4,27	Н.о.	»	»	96,49
64	88-13	»	45,56	1,32	14,35	4,58	4,49	0,1	9,92	8,6	1,41	3,82	2,96	1,64	1,7	»	100,45
65	88-13а	»	44,98	1,19	14,15	5,16	4,13	0,18	10,46	8,37	1,91	3,34	2,78	1,35	1,54	»	99,54
66	88-11в	»	44,45	1,38	15,27	4,39	4,31	0,13	8,63	9,25	0,75	5,5	3,38	1,47	1,94	»	100,85
67	88-14	»	44,36	1,22	11,76	4,13	5,21	0,25	11,97	8,6	1,42	4,2	4,56	1,43	1,64	»	100,75
68	88-122	»	44,25	1,26	13,81	5,19	4,49	0,23	11,52	8,6	0,54	4,5	3,3	1,64	1,76	»	101,09
69	Г13/3	Гл	49,27	1,26	16,2	4,63	5,23	0,16	6,21	8,82	2,61	1,49	0,35	1,93	0,64	0,25	99,05
70	Г13/5	»	49,02	1,19	16,03	4,64	5,42	0,15	5,86	8,45	2,68	1,53	0,43	1,64	0,69	0,29	98,02
71	85-142	Чс	51,03	1,32	17,09	4,49	6,09	0,21	6	7,8	2,62	1,39	0,54	2,72	0,31	Н.о.	101,61
72	85-82Б(І)	»	51	1,36	18,4	3,99	5,39	0,2	7,41	5,65	4,79	Н.о.	0,54	2,74	0,06	»	101,53
73	85-82Б(ІІІ)	»	50,7	1,3	17,75	3,79	6,45	0,1	5,72	7,2	4,21	0,39	0,54	2,74	0,09	»	100,98
74	85-82Б(ІІ)	»	50,6	1,32	17,9	4,39	5,75	0,12	6,68	7,6	3,1	0,95	0,14	2,84	0,05	»	101,44
75	85-82Б	»	50,3	1,34	17,6	2,99	6,3	0,26	5,88	8	3,64	Н.о.	0,54	3,24	0,13	»	100,22
76	ТМ-70	Фд	49,34	1,37	16,05	9,72	Н.о.	0,21	6,45	8,14	2,93	1,96	Н.о.	3,12	0,74	0,11	100,14
77	17к/27	Шн	53,5	Н.о.	12,06	14,75	6,01	Н.о.	2,18	7,8	2,42	1,28	»	Н.о.	Н.о.	Н.о.	100
78	304	Ив	51,16	2,47	16,07	8,12	4,14	»	4,89	6,5	3	1,27	»	1,92	»	»	99,54
79	145/60	Шн	50,22	Н.о.	15,01	13,44	7,01	»	1,65	8,52	2,32	1,73	»	Н.о.	»	»	99,9
80	98-2	Ив	48,64	1,5	17,58	3,5	5,75	»	6,62	9,6	2,73	0,53	2,04	1,55	0,6	»	100,64
81	ТМ-76	Фд	53,38	1,14	15,6	9,41	Н.о.	0,25	5,15	6,56	3,14	1,99	Н.о.	3,09	0,42	0,06	100,19
82	ТМ-77	»	53,15	2,32	13,24	14,93	»	0,31	3,67	5,51	3,22	2,22	»	1,3	0,84	0,08	100,79
83	920-1	Ив	49,68	2,1	15,56	7,85	3,72	Н.о.	3,7	7,8	3,52	1,88	0,28	2,06	Н.о.	Н.о.	98,15
84	71-5	»	50,12	1,54	17,38	5,94	5,49	»	5,21	7,2	2,33	0,77	Н.о.	3,72	0,01	»	99,71
85	ТМ-79а	Фд	56,45	1,83	13,62	12,01	Н.о.	0,24	3,09	4,59	2,86	3,02	»	1,62	0,53	0,1	99,94

Примечание. Бойцовская дайка: 1–21 — долериты порфиоровидные, 22 — долерит оливиновый; Ларинская дайка: 23–29 — монцодиориты, 30–33 — монцодиориты кварцевые; Заварзинская дайка: 34–38 — монцодиориты; Степановская дайка: 39–47 — диорит-порфириты; Аптекарская дайка: 48–59 — микродиориты и диорит-порфириты; афонинские дайки: 60–68 — лампрофиры. Породы прочих даек: 69–76 — долериты; 69, 70 — Аникинская дайка, 71 — Иткарская дайка, 72–75 — дайка Киргизская-1, 76 — Усть-Басандайская дайка; 77–80 — Ушайская дайка; 81–83 — монцодиориты: 81, 82 — дайка Копыловская-1, 83 — Березовская дайка; 84 — долерит порфиоровидный, дайка, р. Томь; 85 — диорит-порфирит, Сычевская дайка.

Авторы анализов: Ив — Иванов [1956*], Шн — Шнелль [1915], Чт — Чистяков и др. [1990], Чс — Чистяков (анализы, предоставленные В. К. Чистяковым). Остальные обозн. см. табл. 8, 9.

**Состав моноклинного пироксена и флогопита из лампрофиров
(по В. К. Чистякову и др. [1990], сбp. 88-3), мас. %**

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O	Сумма
1	51,59	0,84	2,60	6,45	0,16	15,03	22,00	0,40	0,02	0,18	0,03	Н.о.	99,30
2	50,30	0,95	3,11	6,32	0,13	14,48	22,15	0,49	0,02	0,36	0,21	»	98,52
3	36,67	5,44	13,90	9,18	0,05	18,09	0,04	0,57	8,83	0,03	0,00	4,50	97,30

Примечание. Пироксен: 1 — из вкрапленников ($n = 3$), 2 — из основной массы ($n = 3$); 3 — флогопит из основной массы ($n = 2$).

Породы формируются при высокой активности калия в обстановке достаточной «прогретости» вмещающих пород, о чем свидетельствуют высокая степень раскристаллизованности и практическое отсутствие явлений закалки в контактах даже наиболее маломощных (несколько десятков сантиметров) даек [Чистяков и др., 1990].

Породы Томского ареала обнаруживают достаточное петрохимическое разнообразие (рис. 53): несколько групп намечается на диаграмме Де ля Роше и TAS-диаграмме. На диаграмме Л. С. Бородина они занимают три центральных поля: известково-щелочное, субщелочное и щелочно-базальтовое. В основном породы относятся к умеренно калиевым, однако отмечаются и калиевые, и натриевые разности, при этом в поле пород с повышенной щелочностью попадают только лампрофиры.

О последовательности формирования томских даек (при отсутствии геохронологических датировок) можно говорить пока только по отрывочным наблюдениям. Наиболее ранними, как нам представляется, являются дайки бойцовского типа с локальным развитием дополнительных фаз долеритов, обогащенных оливином. Дайки ларинского типа, судя по наличию единичных прожилков монцодиоритов в Бойцовской дайке, формировались несколько позже. Дайки ярского типа считаются наиболее поздними образованиями пока условно. Неопределенность возрастного положения даек степановского типа связана с полным отсутствием контактовых взаимоотношений с дайками других типов. Учитывая существенную обогащенность слагающих их пород кремнеземом (по сравнению с долеритами), можно предположить «постдолеритовый», но «долампрофировый» возраст этих даек.

Отличительная особенность спектров РЗЭ (рис. 54) дайковых пород — независимость их конфигурации от петрографического состава, что свидетельствует о генетическом родстве большинства из установленных петрохимических типов. По характеру спектра РЗЭ томские дайки сходны с лампрофирами новосибирского комплекса. Из базитовых пород по РЗЭ к ним близки горловские и кузбасские долериты, несколько отличающиеся повышенным содержанием тяжелых лантаноидов и наличием слабого европиевого минимума. В Северо-Западном Салаире аналогов томским дайкам авторами не установлено ни по петрографическому составу, ни по спектрам РЗЭ. Дайки Томского ареала и новосибирского комплекса близки по содержаниям Sc, Cr, Co и Sr, а по

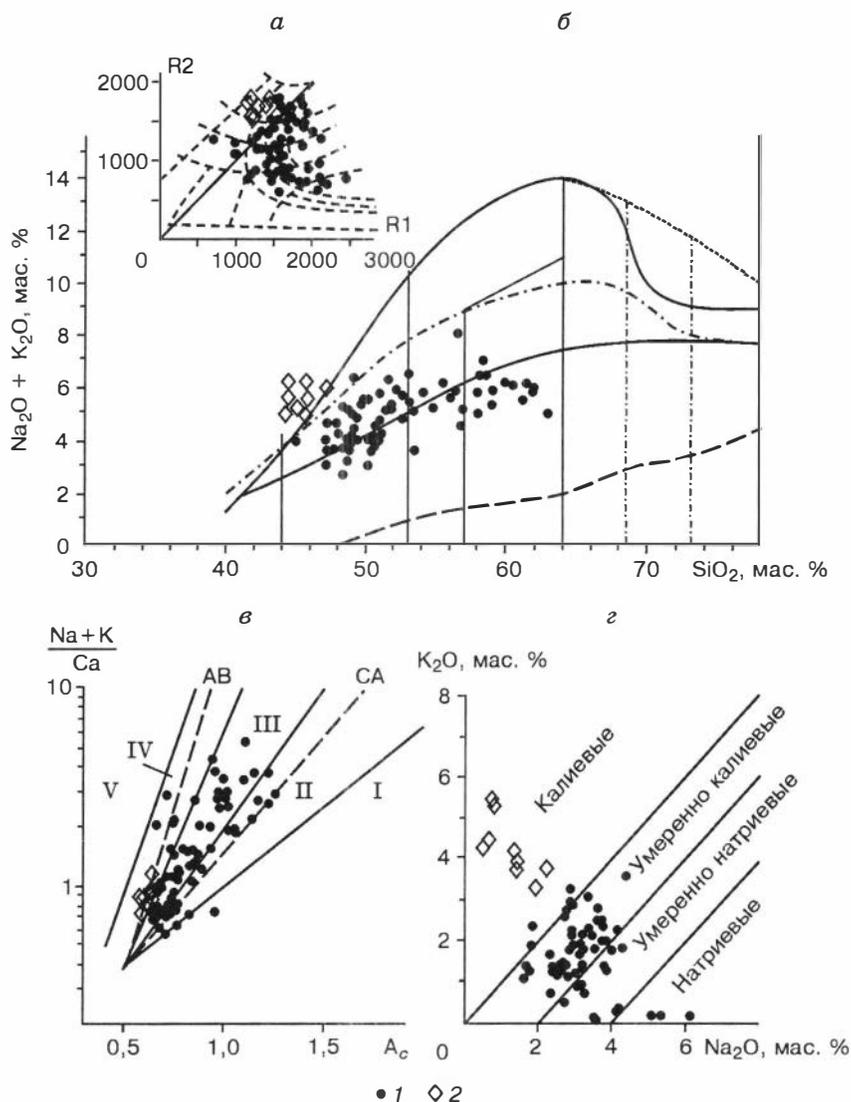


Рис. 53. Горы томского комплекса на диаграммах Де ля Роше (а), TAS-диаграмме (б), Л. С. Бородина (в) и щелочности (г):

1 — долериты, монцодолериты, монзониты, диорит-порфириты; 2 — слюдяные лампрофиры. Остальные усл. обозн. см. на рис. 6.

Ta, Th и U практически неразличимы. Специфической особенностью ларинских монцодиоритов является низкое содержание хрома, а ярких лампрофиров — резкая обогащенность цезием, что, наряду с петрографическими и петрохимическими признаками, указывает на определенную самостоятельность последних.

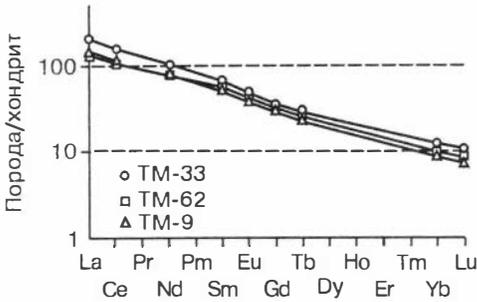


Рис. 54. Распределение РЗЭ в породах томского комплекса.

Обр. ТМ-33 — монцодиорит (Ларинская дайка); обр. ТМ-62 — лампрофир (дайка Ярская-1); обр. ТМ-9 — порфиroidный долерит (Бойцовская дайка).

Таким образом, по одним признакам (состав, пространственная ориентировка, независимое проявление от гранитов, практически линейные, бездефицитные по европию спектры РЗЭ и др.) дайки Томского ареала в первом приближении могут быть сопоставлены с дайками новосибирского комплекса, что обязывает предполагать «добарлакский» их возраст. В то же время крупные дайки обладают зональным внутренним строением, а некоторые разности — несколько повышенной щелочностью, что сближает их с кузбасскими дайками и силлами [Шахов, 1994].

4.4. МАГМАТИТЫ НЕЯСНОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ

К данной категории отнесены лейкодиориты Иневского тела и нефелин-содержащие породы, вскрытые скважиной в пределах южной части КТСЗ.

Иневское тело обнажено небольшим придорожным карьером в 2 км юго-западнее д. Инской (Черепановский район). По данным Е. И. Домниковой и Э. И. Большакова [1968], оно залегает среди отложений укропской свиты и имеет форму дайки северо-восточного простирания мощностью около 200 м. В другом карьере, находящемся в д. Инской, этими авторами отмечены мелкошестоугольные тела и дайки диоритовых порфиритов, в порфиroidных выделениях которых находится олигоклаз-андезин. Основная масса в этих породах, состоящая из плагиоклаза и кварца, обладает гипидиоморфно-зернистой или микролитовой структурой. В подчиненных количествах в ней наблюдаются калиевый полевой шпат, амфибол, замещенный хлоритом, и редко пироксен.

Породы Иневского тела по петрографическому составу наиболее похожи на породы небольших даек, секущих Гусинобродскую дайку и Мочищенский шток. Нами они определены как порфиroidные кварцсодержащие лейкодиориты, фенокристы (15–20 %) в которых представлены олигоклазом. В центральных частях некоторых зерен развит обильный эпидот. Структура основной массы — аплитовая; наряду с преобладающим плагиоклазом в ней установлен калинатриевый полевой шпат. Разновеликие плагиоклазовые выделения равномерно серицитизированы и деанортитизированы. Полисинтетические двойники очень тонкие (листоватые), поэтому двойниковая структура в мелких зернах обычно не видна. Кварц (5–10 %) и интенсивно пелитизированный калинатриевый полевой шпат (3–5 %) развиты в интерстициях. Содержание биотита в породах не превышает 2–3 %, в большинстве случаев он полностью хлоритизирован. В некоторых его зернах видны линзовид-

Химический состав пород Иневской дайки, мас. %

Номер		Авт.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
п/п	обр.															
1	T-18	Фд	65,31	0,40	16,18	4,04	Н.о.	0,25	0,96	2,07	7,27	2,45	Н.о.	1,54	0,18	100,65
2	T-19	»	66,33	0,39	16,18	3,97	»	0,28	0,95	1,14	6,90	2,56	»	1,70	0,17	100,57
3	1	ДБ	64,76	0,4	16,12	2,59	3,47	0,2	1,11	1,39	5,94	2,41	0,58	Н.о.	0,17	99,14
4	2	»	64,86	0,6	15,52	3,84	2,17	0,11	1,67	1,46	5,13	2,53	0,85	»	0,24	98,98

Примечание. 1, 2 — лейкодиориты кварцевые, Иневский карьер; 3, 4 — диорит-порфиры кварцевые, д. Инская.

Авторы анализов: ДБ — Домникова, Большаков [1968]. Остальные пояснения см. табл. 8, 9.

ные включения рудного минерала и кварца, а также единичные плеохроичные дворики. Имеются реликты бурого амфибола. Акцессорные — магнетит (3–4 %) и апатит.

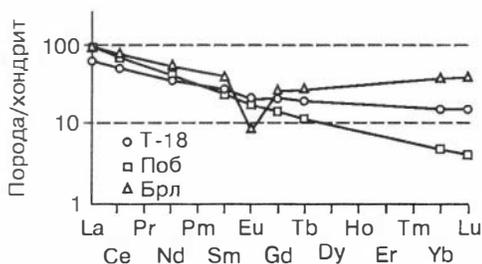
Особенностью химического состава является повышенное содержание натрия и умеренная насыщенность кремнеземом, что сближает эти породы с гранодиоритами (табл. 22). Спектр РЗЭ кварцевых лейкодиоритов занимает промежуточное положение по отношению к спектрам гранитоидов приобского и барлакского комплексов (рис. 55).

В настоящее время, ориентируясь на вмещающую толщу, можно говорить только о послеверхнедевонском возрасте иневских лейкодиоритов.

По данным Г. М. Афанасьева и др. [1984], в районе пос. III Интернационал среди верхнедевонских отложений скв. 521 вскрыто тело щелочных пород площадью (оцененной по геофизическим данным) около 2 км². В верхней части тела (на глубине 26 м) описан нефелиносодержащий трахитовый порфир — буровато-серая тонкозернистая порода с массивной текстурой и трахитовой структурой. Основная масса содержит тонкие лейсты калиевого полевого шпата и «пятна» либнерита, развитого по нефелину. Слабые аутометасоматические изменения выражены в серицитизации, хлоритизации и альбитизации. Цеолитизированный нефелиновый сиенит, отмеченный на глубине 138,5 м, состоит из нефелина (25 %), эгирина и эгирин-авгита (25 %), калиевого полевого шпата и цеолита (50 %) и незначительного количества альбита. Шлихи из протолок сиенитов содержат флюорит, сфалерит, галенит, циркон, в единичных зернах встречены киноварь, анатаз, апатит, пирит, дистен, титанит, лейкоксен.

Рис. 55. Распределение РЗЭ в кварцевых лейкодиоритах Иневской дайки (обр. T-18).

Для сопоставления приведены усредненные спектры по приобскому (Поб) и барлакскому (Брл) комплексам.



Химический состав нефелиновых сиенитов довольно устойчив (исключение составляет содержание закисного железа), %: SiO_2 — 55,86–56,82; TiO_2 — 0,04–0,09; Al_2O_3 — 18,09–18,45; Fe_2O_3 — 4,75–5,21; FeO — 0,6(?)–11,00; MnO — 0,66–1,06; MgO — 0,14–0,21; CaO — 3,28–5,26; Na_2O — 7,7–8,3; K_2O — 2,58–3,5; п.п.п. — 2,95–3,22; P_2O_5 — 0,11–0,13. В скважине установлены радоновые воды.

Нам представляется, что нефелинсодержащие породы находятся в структуре, уже не принадлежащей КТСЗ. Косвенным подтверждением сказанному служит то, что в 15 км южнее тела щелочных пород, в районе с. Мыски скв. 543 на глубине 140 м вскрыты метагаббро, располагающиеся среди кембрийско-ордовикских отложений, которые, как известно, не свойственны структурам КТСЗ. Метагаббро состоят из серицитизированного плагиоклаза (55 %), слабозеленоватого пироксена (35 %) и 10 % рудных минералов (лимонит по магнетиту и иголки ильменита). Отмечены единичные иголки апатита и вторичные агрегаты — цеолит-пелитовый (по плагиоклазу) и биотит-серпентиновый (по клинопироксену) [Афанасьев и др., 1984].

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

В пределах КТСЗ достаточно широко проявлено разнотипное эндогенное оруденение: ртутное, флюоритовое, сурьмяное, золотое, редкометалльное (Mo, Sn, W), медно-никелевое, колчеданно-полиметаллическое и др. В подавляющем большинстве оруденение представлено рудопроявлениями и точками минерализации. Лишь некоторые участки с медно-никелевой (Седовозаимский), сурьмяной (Семилуженский) и золоторудной (Батурицкий) минерализацией могут рассматриваться в качестве мелких месторождений. Большая часть проявлений оруденения слабо изучена, неясна их формационная принадлежность, генезис, не выявлены основные закономерности размещения. Это связано со значительной перекрытостью территории молодыми мезо-кайнозойскими отложениями.

В то же время КТСЗ многими исследователями рассматривается как весьма перспективный регион для обнаружения золотого, полиметаллического, редкометалльного и медно-никелевого оруденения [Гусев, 1934; Кузьмин, 1961, 1970; Колпакова и др., 1966*; Левашов, Паршин, 1968; Дергачев и др., 1980; Кривенко и др., 1983; Росляков и др., 1987*; Осинцев, Росляков, 1990; и др.], что вызывает необходимость проведения металлогенического анализа этого района с обобщением новых материалов, накопившихся в последние годы. Основой такого анализа является установление формационной принадлежности развитого здесь оруденения, выделение рудных формаций, выяснение их пространственно-временных связей с магматизмом, геодинамических условий образования и закономерностей размещения.

Обобщение имеющихся данных по эндогенному оруденению КТСЗ и сопряженных с ней структур Северо-Западного Салаира позволяет выделить проявление по меньшей мере 16 рудных формаций (табл. 23). Степень обособленности их выделения различна. Так, выделение медно-никелевой магматической, ртутной, колчеданно-полиметаллической и редкометалльных грейзеновых рудных формаций достаточно очевидно. Другие же (медно-молибден-порфировая, золото-сурьмяная, золото-ртутная) требуют специального рассмотрения и дополнительного анализа.

К наиболее древним типам оруденения в КТСЗ относятся проявления полиметаллической и колчеданно-полиметаллической минерализации. Среди множества известных в этом районе таких рудопоявлений и точек минерализации достаточно определенно выделяется колчеданно-полиметаллический вулканогенно-гидротермальный формационный тип.

Рудные формации Колывань-Томской

Возраст	Рудные формации	Колывань-Томская зона			
		Форма проявления	Минеральный состав	Геохим. особен.	Место проявления
MZ?	Редкоземельно-флюоритовая	Жильное	Флюорит, кварц, цеолиты	F, Ce, La, Y, Nb	Верхнеаллакское
MZ	Ртутная	Минерализованные зоны дробления	Киноварь, пирит, антимонит	Hg, Sb	?
	Золото-ртутная	»	Антимонит, пирит, киноварь, арсенопирит, золото	Au, Hg, Sb	Семилуженское, Каменское, р. Пустынка
	Флюоритовая	Жильное	Флюорит, кальцит, кварц, барит	F	Мозжухинское
	Золото-сурьмяная	—	—	—	?
	Серебро-свинцовая	Жильное	Галенит, сфалерит, пирит, кварц, карбонат, тетраэдрит	Ag, Pb, (Au?)	Мочишенское
T ₂₋₃	Редкометалльная Sn-W грейзеновая	»	Касситерит, вольфрамит, арсенопирит, висмутин, топаз, кварц, флюорит	Sn, W, Bi, As	Колыванский, Барлакский массивы
	Оловоносных пегматитов	»	Касситерит, топаз, кварц, полевой шпат	Sn	То же
P-T?	Золото-кварцевая малосульфидная и золото-сульфидно-кварцевая; галенит-сфалеритовый тип (Au-Pb-Zn)	»	—	—	?
P ₂ -T ₁	Медно-молибден-порфировая	—	—	Mo, Cu	Новосибирский массив ?
	Редкометалльная Mo-W грейзеновая	Штокверки	Молибденит, халькопирит, шеелит, пирит, флюорит	—	?
P	Медно-никелевая магматическая	—	Халькопирит, пентландит, виоларит	Cu, Ni, C	Ташаринское, Седовозаимское
	Золото-кварцевая малосульфидная; арсенопиритовый тип (Au-As)	Жильное	Золото, арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, кварц	Au, As	Батуринское, Ларинское, Мотковское
P ₂₋₃	Колчеданно-полиметаллическая (вулканогенно-гидротермальная); барит-полиметаллический тип	Прожилково-вкрапленное, метасоматическое	Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, барит	Pb, Zn, Cu, Ba	Щербаковская зона, Барановское, Михайловское, Тарасовское
	Пирротин-полиметаллический тип	Зоны метасоматических и прожилково-вкрапленных руд	Пирротин, пирит, галенит, сфалерит	Fe, Pb, Zn	Елбашинский участок
	Железорудная гематитовая (вулканогенно-гидротермальная)	Метасоматические залежи	Гематит	Fe	Буготакское и Ордынское поднятия

складчатой зоны и Северо-Западного Салаира

Северо-Западный Салаир			
Форма проявления	Минеральный состав	Геохим. особен.	Место проявления
—	—	—	—
Минерализованные зоны дробления	Киноварь, барит, Hg-блеклая руда, флюорит, кварц	Hg, Sb, Ba, F	Мавринское, Орлиногорское, Малиновое
»	Пирит, киноварь, арсенопирит, золото, антимонит, барит	Au, Hg, Sb, Ba, Tl	Уксунайское, Егорьевский рудный узел
Жильное	Флюорит, кальцит, кварц	F	Красулин лог Суенгинское
»	Антимонит, арсенопирит, ауристибит, пирит, золото, кварц, кальцит	Sb, As, Au, W	Легостаевское
—	—	—	?
—	—	—	—
—	—	—	—
Жильное	Золото, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, шеелит, теллуриды	Au, Pb, Zn, Cu, W (Mo, Bi, Te)	Егорьевское (Жила № 13), Басалаевское, Осиновское
Штокверк, прожилково-вкрапленное	Молибденит, пирит, халькопирит, шеелит	Mo, Cu, Au	Егорьевское
Жильное	Вольфрамит, молибденит, шеелит, висмутин, кварц, флюорит	W, Mo, Bi	Вьдрыхинский массив
—	—	—	—
Жильное	Арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, сульфосоли, золото	Au, As	Легостаевское
Прожилково-вкрапленное метасоматическое	Пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, барит	Pb, Zn, Cu, Ba	Огневозаимское, Романовское
Зоны метасоматических и прожилково-вкрапленных руд	Пирротин, пирит, галенит, сфалерит	Fe, Pb, Zn, Cu, Ag	Легостаевское
—	—	—	?

Примечание. Здесь и далее прочерк — не известно; ? — достоверно не установлено.

5.1. КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ ВУЛКАНОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ

Оруденение этого типа проявилось в пределах КТСЗ и прилегающих к ней структур Северо-Западного Салаира на двух возрастных уровнях: кембрийском и среднедевонском. Его формирование соответствует двум возрастным эпохам развития вулканизма. Оруденение первого возрастного уровня развито в основном в структурах Салаира, где известно несколько промышленных объектов этого типа (Салаирское, Урское, Каменушинское) и множество мелких месторождений, рудопроявлений и точек минерализации (рис. 56).

В зоне сочленения Салаира с КТСЗ также имеется ряд подобных рудных проявлений [Колпакова и др., 1966*; Домникова, Большаков, 1968; Колпакова, Вавилихин, 1973; и др.]. Они локализуются среди эффузивно-осадочных отложений кембрия и представлены метасоматическими залежами, минерализованными зонами дробления, вкрапленностью рудных минералов в зонах интенсивного рассланцевания и гидротермального изменения пород. Иногда отмечаются кварцево-жильные зоны с полиметаллическим оруденением. Породы в оруденелых зонах интенсивно гидротермально изменены: основные разности — хлоритизированы и серицитизированы, кислые — серицитизированы и окварцованы иногда до вторичных кварцитов. К главным рудным минералам относятся пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, образующие вкрапленность и прожилки, в меньших количествах встречаются блеклые руды, пирротин, борнит, иногда — барит и другие минералы. В рудах отмечаются повышенные содержания Au и Ag. Проявления этого типа установлены среди кембрийских отложений в Легостаевском и Коуракском районах Северо-Западного Салаира (Еловское, Смирновское, Кузнечихинское и др.). Содержание Cu, Pb, Zn в рудах этих проявлений достигает нескольких процентов, Au до 1,5 г/т, Ag от 20–39 до 600 г/т [Митропольский, Паренаго, 1931; Колпакова, Вавилихин, 1973; и др.].

Ближние по типу проявления колчеданно-полиметаллической минерализации развиты среди эффузивно-осадочных отложений среднего девона в пределах КТСЗ: Омутнинское и др. (Омутнинское поднятие); Барановское, Яшкинское (Митрофановское поднятие); Пермское, Михайловское (Буготакское поднятие); Кузнецовские 1 и 2 (Ордынское поднятие), а также прилегающих структур Северо-Западного Салаира — Огневское, Романовское, Ракиты, район Легостаево и др. [Митропольский, Паренаго, 1931; Дербилов, 1937; Домникова, Большаков, 1968; Левашов, 1970; и др.]. Они расположены среди интенсивно рассланцованных, раздробленных эффузивно-осадочных образований, сильно гидротермально измененных. Преобладает прожилково-вкрапленное и метасоматическое вкрапленное оруденение, представленное пиритом, сфалеритом, халькопиритом и галенитом, реже отмечаются пирротин, арсенопирит, борнит, гематит, самородное золото и сульфосоли. Для многих участков характерен барит. Вмещающие породы сильно серицитизированы, окварцованы, а местами превращены в кварциты. Полиметаллические руды такого типа часто сопровождаются кварцево-жильным оруденением с существенно медной серебро-содержащей минерализацией (р. Бердь, район Легостаево). Важно отметить, что колчеданно-полиметаллическое оруденение является комплексным: Pb, Cu, Zn,

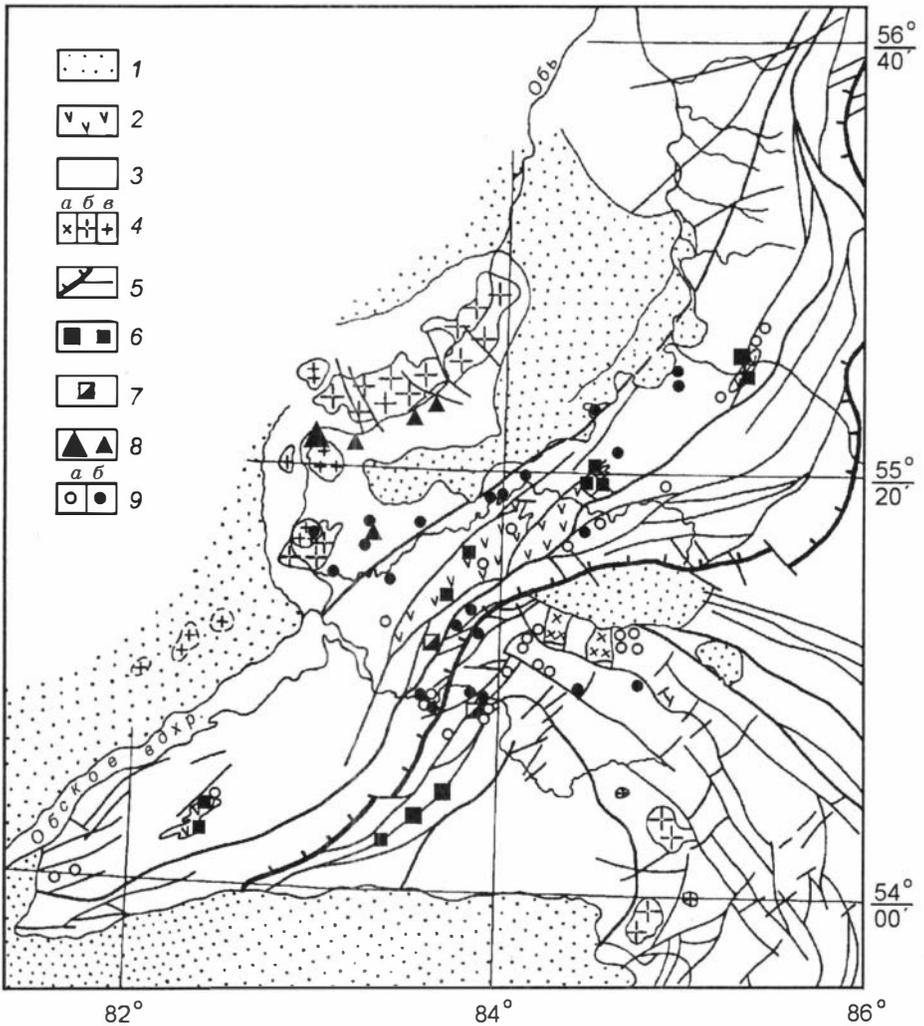


Рис. 56. Схема размещения полиметаллического и медно-никелевого оруденения Кольвань-Томской складчатой зоны и прилегающих структур Салаира:

1 — мезо-кайнозойские отложения; 2 — среднедевонские эффузивно-осадочные толщи; 3 — палеозойские отложения; 4 — гранитоиды Салаира (а), приобского (б) и барлакского (в) комплексов; 5 — тектоническая граница КТСЗ и прилегающих структур Салаира и Кузбасса; 6, 7 — типы колчеданно-полиметаллического оруденения: 6 — барит-полиметаллический, 7 — пирротин-полиметаллический; 8 — медно-никелевое оруденение; 9 — проявления медной (а) и полиметаллической (б) минерализации неясной формационной принадлежности.

Ag, Au, барит. Его формирование связывается с проявлением девонского вулканизма вдоль юго-восточного обрамления Кольвань-Томской зоны.

В КТСЗ наиболее значимым и хорошо изученным является Барановское месторождение, располагающееся на правом берегу Томи в пределах Митрофа-

новского поднятия [Левашов, Паршин, 1968; Левашов, 1970 и др.]. Рудовмещающие вулканогенно-осадочные породы (кварцевые альбитофиры, туфы, песчаники) среднедевонского возраста интенсивно рассланцованы, брекчированы и гидротермально изменены: серицитизированы, окварцованы, пропицитизированы. Прожилковое и прожилково-вкрапленное гидротермально-метасоматическое оруденение приурочено к крутопадающим зонам дробления и рассланцевания. К главным минералам руд относятся сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, кварц, кальцит и барит, к второстепенным и редким — арсенопирит, пирротин, магнетит, гематит, золото, флюорит, пренит, серицит, хлорит. Золото тонкое (<0,05 мм), низкопробное, тесно связанное с сульфидами. Содержание основных компонентов (%): Pb до 1,92, Zn 0,1–6,2, Cu до 0,15, Au 0,1–10 г/т.

В пределах Северо-Западного Салаира аналогичным объектом является Огневское месторождение, которое расположено среди интенсивно рассланцованных кварцевых порфиров и их туфов, претерпевших интенсивную серицитизацию и окварцевание (вплоть до образования кварцитов). Среди измененных пород выявлена рудная зона мощностью 4,9 м, представленная бедным прожилково-вкрапленным оруденением (пирит, галенит, халькопирит, сфалерит, гематит, вторичные минералы), кварц-баритовыми линзами и жилами мощностью до 2 м. Содержание рудных компонентов (%): Pb 0,01–4,0, Zn 0,02–5,68, Cu 0,02–0,49, Au 0,1–*n* · 1 г/т.

Таким образом, для рассматриваемого колчеданно-полиметаллического оруденения этого возрастного уровня характерны пространственная связь с субвулканическими интрузиями кварцевых альбитофиров, пирит-сфалерит-галенитовый состав руд, присутствие в них значительных количеств барита, повышенная золотоносность.

Кроме вышеописанного среди среднедевонских и более молодых отложений КТСЗ и Северо-Западного Салаира проявлен другой тип колчеданно-полиметаллического оруденения, который имеет несколько иные геологическую обстановку формирования и минералого-геохимические особенности руд. Типичным примером является Легостаевское месторождение, располагающееся в структурах сочленения КТСЗ и Северо-Западного Салаира [Нечаев, Свиридов, 1996]. Оно приурочено к прогибу, заложенному на каледонском фундаменте и выполненному вулканогенно-осадочными (D_2) и углеродистыми терригенно-карбонатными (D_3) отложениями. Эти толщи прорваны дайкообразными телами рассланцованных, березитизированных диабазов и мусковитизированных аплитовидных плагиогранит-порфиров. По геофизическим данным выделяются два не выходящих на поверхность тела ($4,5 \times 5,5$ и $3,2 \times 1,0$ км) гранитоидов, различающихся по характеру геофизических полей и глубине залегания.

Колчеданное оруденение, вскрытое скважинами, представлено мощными (до 140 м) секущими зонами вкрапленных, прожилково-вкрапленных и массивных пиритовых или пирротиновых руд, локализованных среди осветленных березитизированных терригенных пород и диабазов. Вертикальный размах оруденения по данным бурения превышает 600 м. На месторождении выделяются три типа руд: существенно пирротиновые (пирротина до 70–90 %), пиритовые (пирита до 60 %) и пирит-халькопирит-пирротиновые. Пирротиновые руды массивной, послойно-вкрапленной и брекчиевой текстуры, кроме преобладающего

пирротина, содержат пирит, халькопирит, вторичный марказит и более редкие сфалерит, борнит, висмутин и самородный висмут. В рудах установлены повышенные содержания Cu (до 1,25), Zn и Pb (0,1 %), а также Au (0,05–0,6) и Ag (до 14 г/т). Существенно пиритовые руды вкрапленной, прожилково-вкрапленной и массивной текстуры состоят из пирита (главный минерал), пирротина, галенита, сфалерита и халькопирита. В них отмечаются Cu до 0,3, Zn, Pb до 0,4 %, Au до 1,9, Ag до 2,2 г/т. Пирит-халькопирит-пирротиновые руды обычно брекчиевой или прожилково-вкрапленной текстуры отличаются более сложным составом: пирит (крупнокристаллический), халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, арсенопирит, блеклая руда (фрейбергит), полибазит, золото. Для этого типа характерен широкий спектр рудных элементов: Cu, Pb, Zn, а также As, Sb до 0,08, Mo до 0,003, Bi до 0,01 %, Au до 1,9, Ag до 24,6 г/т. Содержание золота в мономинеральных пробах пирита, арсенопирита и пирротина достигает 22 г/т. Иногда в протолочках встречаются выделения золота размером до 0,2 мм.

Другой участок развития подобной минерализации выявлен в последние годы сотрудниками Новосибирской геолого-поисковой экспедиции в бассейне р. Елбаш. Оруденение приурочено к разломам, обрамляющим с севера-запада Горловский прогиб, и локализовано среди верхнедевонских-нижнекарбонных отложений. Здесь по геофизическим данным выделяется залегающий на глубине гранитоидный интрузив. Для участка характерны геохимические ореолы As, Sb, Pb, Zn, Ag, Cu и Mo, присутствие в шлихах киновари и золота. Скважинами вскрыты тела пирит-пирротиновых руд. На этом участке (по архивным данным) ранее установлены свалы подобных руд с высоким содержанием Au.

Более мелкие рудные проявления такого типа известны и в других районах КТСЗ. К ним, возможно, относятся пирит-пирротиновая минерализация с Cu, Pb, Zn в экзоконтактах даек диабазов в Томском и Инском рудных узлах, а также многочисленные участки развития бурых железняков с повышенным содержанием Zn, Pb и Cu среди терригенных отложений D_3-C_1 .

Генезис этого оруденения во многом спорный, но совершенно очевидно, что оно существенно отличается от колчеданной барит-полиметаллической минерализации, локализованной в пределах среднедевонских отложений.

5.2. МЕДНО-НИКЕЛЕВАЯ СУЛЬФИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

В пределах КТСЗ к настоящему времени установлено несколько проявлений медно-никелевого сульфидного оруденения, связанного с интрузией ташаринского пикрит-габбро-долеритового комплекса (проявления Седовозаимское, Ташаринское, Алферовское). Рассеянная сульфидная минерализация имеется в шумихинских и гусинобродских дайках долеритов [Гусев, 1934; Дергачев и др., 1980; Глотов, 1981, 1984*; Кривенко и др., 1983; и др.]. Интрузивы, в которых отмечено оруденение такого типа, сложены долеритами, габбро-долеритами, пикритовыми долеритами, плагиоклазовыми перидотитами, диабазами. Эти породы прорваны дайками аплитов и гранит-порфиров и в разной степени изменены под воздействием контактового метаморфизма гранитоидов приобского и барлакского комплексов.

Оруденение представлено вкрапленностью, гнездами, прожилками и реже массивными залежами сульфидных руд, среди которых преобладают пирротин

и халькопирит, в меньших количествах отмечаются пентландит, виоларит, пирит, магнетит, хромшпинелиды. Количество сульфидов в породах колеблется от долей (шумихинские, алферовские и гусинобродские дайки) до десятков процентов (Седовозаимский интрузив, Ташаринское проявление). Наиболее высокие содержания сульфидов установлены в глубоких частях Седовозаимского интрузива (40–50 % объема породы). В рудах этого интрузива преобладает пирротин, содержащий 0,2–0,7 Ni и 0,0n % Co. Пентландит более характерен для вкрапленных руд, в его составе 5–19 Co и до 28–35 % Ni. В рудах Седовозаимского участка обычен виоларит (1,0–2,5 Co, 30–35 % Ni). Содержание кобальта и никеля в рудах достигает 0,3–0,5 %, в редких случаях — более высоких значений. Основная рудная залежь участка приурочена к горизонту метаморфизованных пикритовых долеритов мощностью 40–50 м. Более локальные скопления сульфидов установлены среди метаморфизованных габбро-долеритов.

Медно-никелевые руды Седовозаимского и Ташаринского участков сильно изменены более поздними контактово-метасоматическими и гидротермальными процессами [Дергачев и др., 1980; Готов, 1984*]. Эпигенетические преобразования выразились в переотложении рудного вещества, развитии прожилковых и брекчиевых текстур, широком распространении более позднего виоларита, общей (местами сильной) измененности рудовмещающих габбро-долеритов и пикритовых долеритов. Представляется, что при воздействии гранитоидных расплавов и связанных с ними гидротермальных растворов произошли преобразование и переотложение первично-магматических сульфидов и дополнительный привнос Ni и Co за счет извлечения их из силикатных минералов. Воздействие гранитоидной магмы на медь-никеленосные базиты сопровождается также привнесом Sn, Pb, Zn, Ag, As и других элементов. Н. А. Росляковым и др. [1987*] среди габброидов Седовозаимского интрузива установлены зоны гидротермального изменения с повышенными содержаниями Pb и As (до 1 %), Sn и Zn (до 0,1 %), Ag (13 г/т), характерными для оловянных руд Барлакского массива. Это согласуется с данными о догранитном (по крайней мере, добарлакском) возрасте базитов ташаринского комплекса.

5.3. РЕДКОМЕТАЛЛЬНАЯ МОЛИБДЕН-ВОЛЬФРАМОВАЯ ГРЕЙЗЕНОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Формация выделена в этом регионе достаточно условно. Ее проявления известны в пределах Новосибирского массива, относящегося к приобскому гранитоидному комплексу (рис. 57). Они представлены маломощными (1–5 см) кварцевыми прожилками с вкрапленностью молибденита, халькопирита, пирита, флюорита и Li-слюды [Васютинская, Михайловский, 1963]. В протолочках отмечается топаз. Вмещающие граниты серицитизированы или мусковитизированы. Содержание Mo, W, Ag, Au в пробе (0,5 т), отобранной из обогащенного такими прожилками участка, составило 0,02, 0,1 %, 0,8, 0,1 г/т соответственно. В штучных пробах из прожилков количество Mo достигало 0,3–1 %. Жилы с молибденовой минерализацией в Новосибирском массиве имеют субширотное простирание и крутое северное падение. Молибденит изредка встречается также в составе рудопроявлений редкометалльной олово-вольфрамовой грейзеновой рудной формации в Кольванском и Барлакском массивах. Редкометалль-

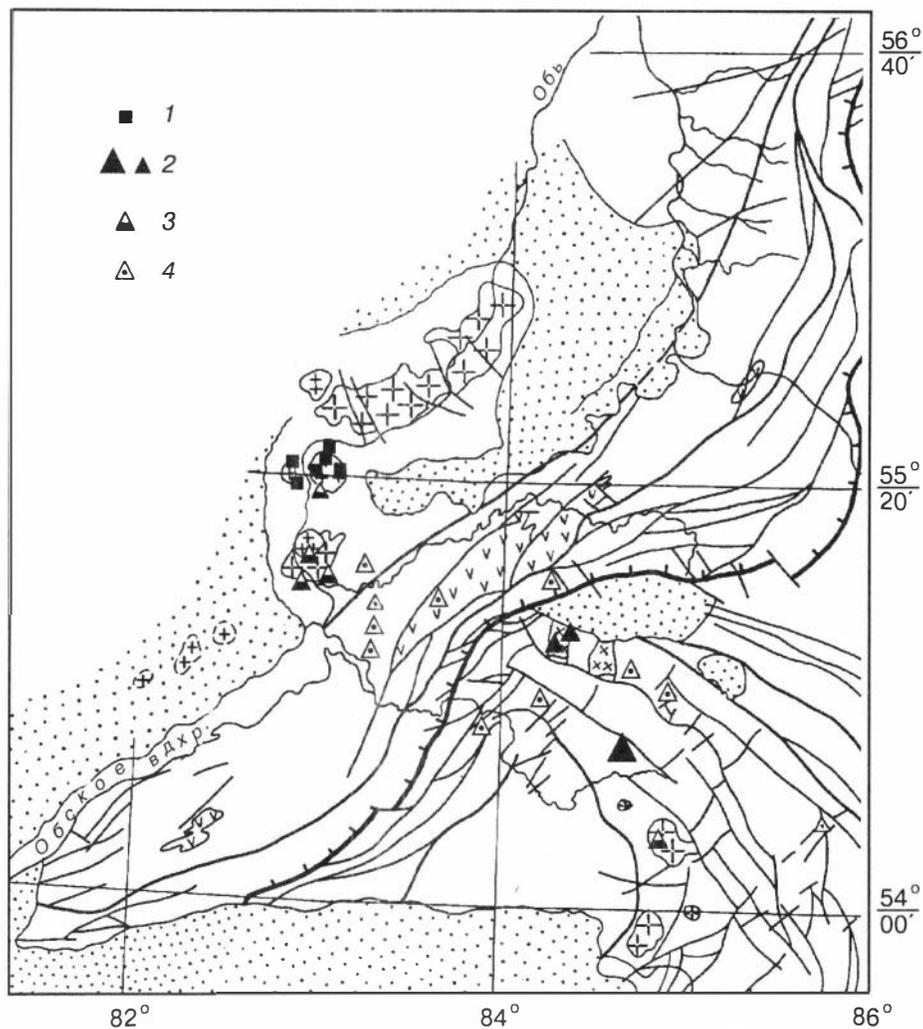


Рис. 57. Схема размещения редкометалльного оруденения Кольвань-Томской складчатой зоны и Северо-Западного Салаира:

1-3 — месторождения и рудопроявления рудных формаций: 1 — олово-вольфрамовой грейзеновой, 2 — медно-молибден-порфировой, 3 — медно-вольфрамовой грейзеновой; 4 — проявления молибдена неясной формационной принадлежности. Остальные усл. обозн. см. на рис. 56.

ное молибден-вольфрамовое оруденение известно и среди гранитов Выдрихинского массива на Салаире, где молибденит отмечается совместно с шеелитом, вольфрамитом и минералами висмута среди грейзенизированных гранитов.

Другие участки молибденовой минерализации в КТСЗ относятся к проявлениям с неясной формационной принадлежностью. Они представлены свалами кварцевых жил и ожелезненных, омарганцованных песчаников и сланцев верхнего девона с повышенными содержаниями (0,01–0,03 %) молибдена (речки Медведерка, Березовка, Мал. Издревая и др.).

5.4. МЕДНО-МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Обширный геохимический ореол молибдена зафиксирован в районе Новосибирского гранитоидного массива. В карьере Борок постоянно отмечалась слабая молибденитовая минерализация (редкие прожилки, вкрапленность пирита и молибденита) в самих гранитоидах и слабо скарнированных вмещающих породах. Установлено также проявление сульфидной минерализации с молибденитом и редким халькопиритом в зонах пирит-серицитового изменения в участках развития дайкообразных тел гранит- и плагиосиенит-порфириров. Имеются признаки, позволяющие предполагать наличие здесь минерализации молибден-порфирирового типа. Этот вопрос представляет интерес в связи с тем, что в соседнем Северо-Западном Салаире (район Жилы № 13 и район Улантовского гранитоидного массива) известно молибден-порфирировое и медно-молибден-порфирировое оруденение.

Выявленная при разведке кварц-золоторудной Жилы № 13 молибденитовая минерализация находится в тесной пространственной ассоциации с золото-сульфидно-кварцевым оруденением. При этом намечается характерная для аналогичных рудных узлов в других регионах эндогенная зональность: в южном направлении устанавливается последовательная смена молибденитовой (с наложенной золото-кварцевой) минерализации золоторудной и далее к югу — сурьмяной и флюоритовой. По периферии рудного узла отмечены проявления ртутной минерализации и шлиховые ореолы киновари.

Молибден-порфирировое оруденение представлено зонами прожилково-вкрапленной минерализации (с редкими маломощными кварц-молибденитовыми жилами) среди гидротермально преобразованных (альбитизация, слабая калишпатизация, окварцевание, серицитизация, пиритизация, карбонатизация) плагиогранитов не выходящего на поверхность массива и вмещающих его пород (иногда скарнированных в ближайшем экзоконтакте). В зонах развития рудно-метасоматических образований проявлены дайки плагиогранит-порфириров, диоритовых порфириров, спессартитов, фельзит-порфириров. Отмечается прямая корреляция интенсивности рудной минерализации со степенью гидротермального изменения гранитоидов.

Наибольшие концентрации молибдена характерны для востоко-северо-восточной части профилей 3 и 4 (рис. 58). К югу (профиль 2) содержание молибдена снижается, а рудоносная зона распадается на ряд локальных участков концентрации Mo. В северном направлении (профиль 5) также отмечается затухание рудоносной зоны.

В пределах профилей 3 и 4 оруденение локализуется в основном среди плагиогранитового массива на различном расстоянии от его контакта. Внутреннее строение рудоносной зоны определяется сочетанием субпараллельных пологозалегающих (иногда кулисообразных) зон относительно повышенных концентраций Mo (на уровне 0,001–0,03 %). По проведенным построениям можно заключить, что рудоносная зона продолжается к востоку от скважин 17 и 22 на расстояние, сопоставимое с рудоносным интервалом, выявленным по профилям 3 и 4. Данный участок наиболее интересен для дальнейших исследований.

Золото-сульфидно-кварцевая минерализация рудного узла представлена кварцевыми жилами субширотного и северо-западного простираний, что соответ-

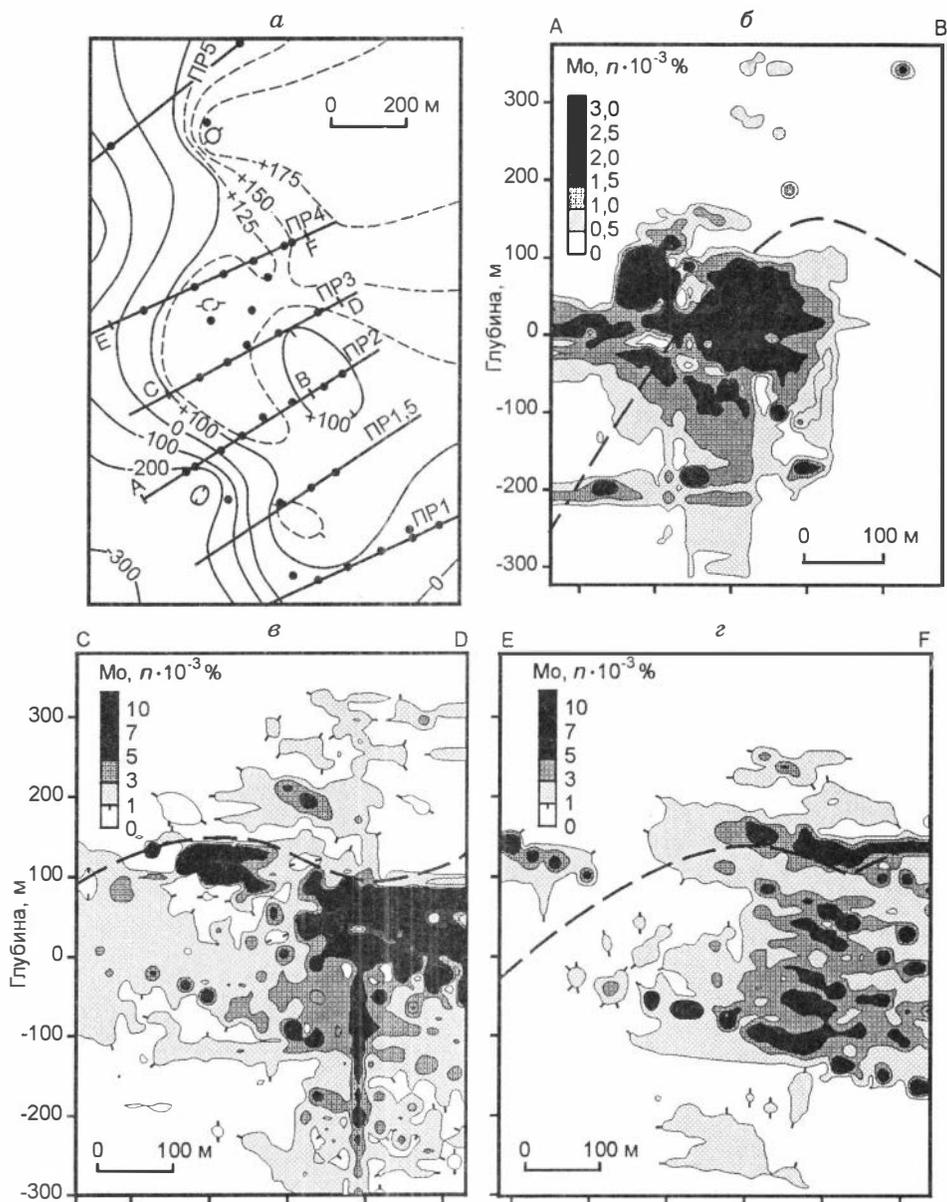


Рис. 58. Погребенная поверхность Новолушниковского плагиогранитного массива (а) и изоконцентраты (г/т) молибдена по профилям 2 (б), 3 (в) и 4 (г) участка Жила № 13. Изолинии, м. Пунктирной линией на разрезах показан контакт массива.

ствует «салаирской» кварцево-жильной системе. Сульфидная минерализация в кварцевых жилах имеет медно-свинцово-цинковый (халькопирит, галенит, сфалерит, пирит) или свинцово-цинковый профиль (пирит, галенит, сфалерит).

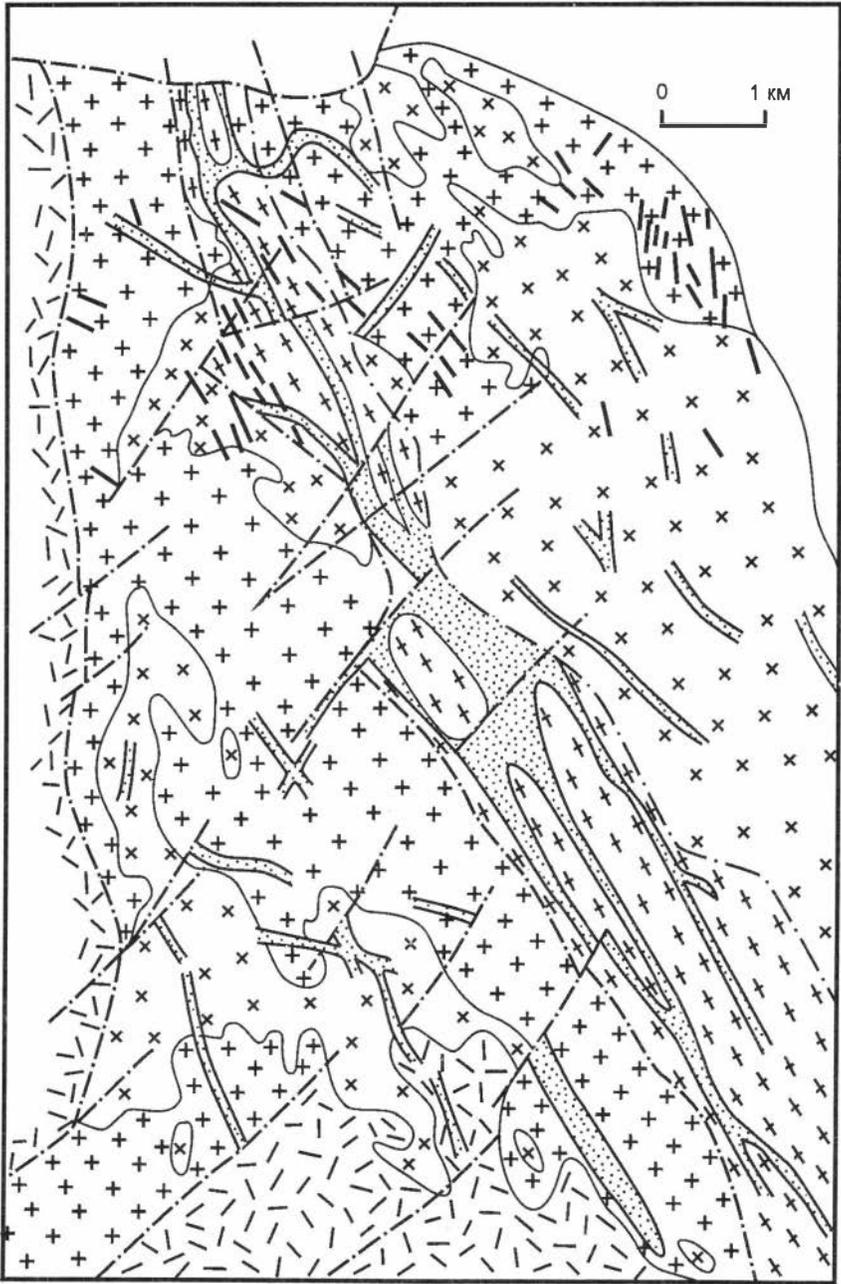


Рис. 59. Схема размещения зон гидротермально измененных пород с медно-молибденовой минерализацией в пределах Улантовского массива, Северо-Западный Салаир (по материалам В. В. Нечаева (1998 г.) с упрощениями авторов):

1 — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты (J_1); 2 — дайки долеритов, гранит-порфиоров (MZ); 3 — вулканогенно-осадочные образования (D_{2-3}); 4, 5 — гранитоиды: 4 — граниты, лейкограниты, 5 — тоналиты, диориты, плагиограниты; 6 — зона разломов; 7 — катаклазированные и окварцованные гранитоиды, создающие отрицательные магнитные поля; 8 — гидротермально измененные породы.

Кроме этих преобладающих минералов, отмечаются шеелит, теннантит, незначительные количества арсенопирита, молибденита и др. Геохимический профиль руд весьма типичен для золоторудных месторождений золото-молибденового рудного комплекса — Au, Pb, Zn, Cu (Ag, Bi, Te, W, Mo).

Медно-молибденовая минерализация порфирового типа среди гранитоидов Улантовского массива (рис. 59) проявлена в пределах Северо-Западной тектонической зоны, закартированной по сложно построенному магнитному полю. В этой зоне (протяженностью около 12 км при ширине от 0,5 до 1,8 км) гранитоиды катаклазированы и в разной степени калишпатизированы, альбитизированы, окварцованы, эпидотизированы, сульфидизированы, хлоритизированы, аргиллизированы и карбонатизированы. При общей измененности гранитоидов в указанной тектонической структуре выделяются отдельные зоны максимального метасоматического преобразования пород (практически до монокварцитов в центральных частях) мощностью от первых до 100–150 м (в случае слияния нескольких зон). В целом в тектонической структуре северо-западного простирания устанавливается стержневая сложно построенная метасоматическая зона с неравномерным распределением вкрапленной, гнездообразной и прожилковой сульфидной минерализации (пирит, халькопирит, молибденит, реже галенит, сфалерит, блеклая руда). По характеру гидротермального изменения пород и развитию прожилково-вкрапленной рудной минерализации, тяготеющей преимущественно к тектоническим зонам северо-западной и северо-восточной ориентировки, уже на ранней стадии изучения рассматриваемое рудное проявление было отнесено к медно-молибденовому штокверковому типу.

По результатам геолого-поисковых работ здесь выделено два рудных проявления — Верх-Чемское и Улантовское. Верх-Чемское медно-молибденовое рудопоявление, выявленное в 1953 г. И. Ф. Каховским, расположено в южной части Северо-Западной тектонической зоны в 4 км южнее горы Улантовой. Среди гранитоидов установлена зона окварцевания с простиранием $320\text{--}340^\circ$ и падением на северо-восток под углом 75° , прослеженная на расстоянии до 2,5 км при мощности 5–150 м. В этой зоне с перерывами отмечаются отдельные кварцевые жилы (мощностью до 15 м), участки брекчий с кварц-карбонатным цементом, сгущения кварцевых прожилков различной ориентировки. По отдельным интервалам скважин содержание Mo колеблется от 0,01 до 0,2 %, Cu — от 0,1 до 1 %. Присутствует Au (до 0,1 г/т). Прогнозные ресурсы (при средних содержаниях Cu 0,5 и Mo 0,05 % и мощности штокверка 60 м) до глубины 300 м оценены в 560 тыс. т Cu и 56 тыс. т Mo.

Улантовское молибденовое рудопоявление локализовано среди брекчированных гранитоидов взброшенного блока Северо-Западной тектонической зоны

и находится в 1 км к северо-западу от горы Улантовой. Рассеянная вкрапленная и мелкогнездовая молибденитовая (с халькопиритом) минерализация установлена по двум скважинам среди гранитов и микрогранит-порфиров и их метасоматически преобразованных разностей [Минаева, 1979*]. Вскрыты две зоны повышенной молибденоносности мощностью по 30–35 м с содержанием Mo 0,006–0,12 %. По простиранию оруденение прослежено до 60 м, по падению — на 140 м. Среднее содержание Cu оценено на уровне 0,1 %.

На основании общегеологических данных, глубинных геохимических поисков в комплексе ГГК-50 [Нечаев и др., 1988*], геохимических исследований по поверхности, а также оценки типа выявленной рудной минерализации В. В. Нечаевым в пределах Улантовского массива прогнозируется крупномасштабное рудное поле медно-молибденового (с золотом) оруденения.

5.5. ЗОЛОТО-КВАРЦЕВАЯ МАЛОСУЛЬФИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (АРСЕНОПИРИТОВЫЙ ИЛИ ЗОЛОТО-МЫШЬЯКОВЫЙ ТИП)

Прежде чем перейти к характеристике этого формационного типа золотого оруденения, следует кратко остановиться на существующих классификационных схемах золоторудных месторождений рассматриваемого региона. Наиболее полно они рассмотрены Н. А. Росляковым с соавторами [1987*]. Ими на территории КТСЗ и Северо-Западного Салаира выделены рудные формации собственно золоторудных и золотосодержащих месторождений. К первым относятся золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая и золото-сульфидная формации, ко вторым — медно-колчеданная, полиметаллическая, колчеданно-полиметаллическая, золотоносные кварциты, золото-скарновая и ряд других. Проведена разбраковка множества известных в этом регионе рудопроявлений, мелких месторождений и точек минерализации, определена их формационная принадлежность, намечены закономерности размещения и поисковые критерии. Важным моментом явилось также обоснование разновозрастности золоторудных формаций этого региона.

Учитывая эти разработки и накопившийся к настоящему времени фактический материал, авторы предлагают следующую формационную систематику золотого оруденения КТСЗ и Северо-Западного Салаира (табл. 24). В ней учтены только реально существующие (без прогнозируемых) проявления золота. Использована аналогия рассматриваемого региона с близкими по геологическому строению, геодинамике и металлогении золоторудными провинциями (Южное Верхоянье, Рудный Алтай и др.). На территории КТСЗ и прилегающей к ней части Северо-Западного Салаира, на наш взгляд, можно выделить четыре рудные формации собственно золоторудных месторождений, формирующихся в следующей последовательности: золото-кварцевая малосульфидная (арсенопиритовый тип), золото-сульфидно-кварцевая (галенит-сфалеритовый тип), золото-сурьмяная и золото-ртутная. Такой комплекс золотого оруденения весьма характерен для регионов, подобных КТСЗ по геологическому строению (прогибы, выполненные мощными толщами черносланцевых отложений), магматизму (гранитоидные комплексы, до- и постргранитные диоритовые и базитовые комплексы) и металлогении ($Sn-W$, $Mo-W$, $Au-Sb$, $Au-As$, Hg). Типовым в этом отношении может служить Южно-Верхоянский золоторудный район, который мы рассматриваем как эталон.

Рудные формации золоторудных месторождений Колывань-Томской складчатой зоны и Северо-Западного Салаира

Рудные формации	Минеральный состав руд (в порядке распространенности)	Геохим. особен.	Форма проявления	Вмещающие породы	Типовые примеры	
					КТСЗ	СЗ Салаир
Золото-кварцевая малосульфидная; арсенопиритовый (Au-As) тип	Арсенопирит, пирит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, сульфосоли, золото, кварц	Au, As	Жилы, жильные зоны, минерализованные зоны дробления	Углистые терригенные отложения	Батуриновское, Ларинское, Издревое (?), Мотковское	Легостаевское
Золото-сульфидно-кварцевая; галенит-сфалеритовый тип	Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, сульфосоли, молибденит, шеелит, минералы В ₁ , кварц	Au, Pb, Zn, Cu (Bi, Te, W, Mo)	Жилы, жильные зоны, штоковёрки	Терригенно-карбонатные и эффузивно-осадочные отложения	?	Егорьевское (Жила № 13), золоторудный штоковёрк Салаирского м-ния, Басалаевское и др.
Золото-сурьмяная	Антимонит, арсенопирит, пирит, сфалерит, сульфосоли, ауристобит, золото, кварц, карбонаты	Au, Sb, As	Жилы, жильные зоны	Углистые терригенные отложения	?	Легостаевское
Золото-ртутная	Антимонит, пирит, арсенопирит, халькопирит, киноварь, сфалерит, золото, кварц, карбонаты, барит	Au, Sb, Hg, Ag, Ba, Tl	Минерализованные зоны дробления	То же	Каменское, Семилужское	Уксунайское, Егорьевский рудный узел
Золотосодержащая колчеданно-полиметаллическая	(Золото), пирит, галенит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, борнит	(Au), Pb, Zn, Ag	Метасоматические залежи	Эффузивно-осадочные отложения D ₂ и С	Барановское, Михайловское, Щербакновское	Салаирское, Урское, Огневозаимское, Романовское
Золотосодержащая медно-колчеданная	(Золото), пирит, халькопирит, теннантит, галенит, сфалерит, пирротин	(Au), Cu, Pb, Zn	Залежи вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд	Эффузивно-осадочная толща	?	Каменушинское, Ускандинское

Комплекс данных об условиях развития и закономерностях размещения золотого оруденения в Южном Верхоянье, соотношении его с магматизмом и метаморфизмом, природе гидротермальных растворов и источников рудного вещества, стадийности и этапности образования кварцево-жильной минерализации и физико-химических условиях ее образования позволил исследователям [Кокин, 1984; Силичев, Белозерцева, 1984*; Фирсов, 1985; Гамянин, 1991; и др.] сформулировать следующую генетическую модель формирования золотого оруденения.

Образование золото-кварцевого оруденения явилось следствием магматических, метаморфических и гидротермальных процессов, связанных с мезозойским коллизионным этапом развития Южно-Верхоянского синклинория. Последовательность их развития представляется в следующем виде: зарождение очагов магматических расплавов и термальных куполов → проявление процессов зонального метаморфизма, формирование фронта метаморфогенных и магматических флюидов → образование метаморфогенно-гидротермальной кварцево-жильной минерализации с арсенопиритом и золотом → продвижение вверх фронта метаморфизма и магматизма, развитие системы секущих кварцевых жил и догранитных даек диоритов и лампрофиров (преобразование ранней кварцево-жильной минерализации с золотом, укрупнение и дополнительный привнос золота) → внедрение гранитоидных интрузий, контактовый метаморфизм (в том числе и золоторудных жил), кристаллизация, возникновение магматогенных флюидов → образование постгранитового золотого оруденения.

Такой генетический подход хорошо объясняет развитие всего последовательного ряда золоторудных формаций: догранитных (подвергающихся впоследствии контактовому метаморфизму), син- и постгранитных золото-кварцевых жил (арсенопиритовый тип) и позднего постгранитного и постдайкового золото-сульфидно-кварцевого (золото-редкометалльного) и еще более поздних золото-сурьмяного и золото-ртутного, связанных с проявлениями базитового и щелочно-базитового магматизма. Представляется, что подобная последовательность формирования золотого оруденения имела место и в КТСЗ.

Золото-кварцевое оруденение в пределах КТСЗ проявлено в трех обособленных рудных узлах: Томском (Батуриновское, Ларинское, Томское, Копыловское), Инском (Мотковское, Петрушихинское, Шебанихинское, Издревое и др.) и Легостаевском (Легостаевский участок и ряд более мелких точек минерализации) (рис. 60). Кроме того, в юго-западной части КТСЗ в архивных материалах упоминается Вагайцевский прииск, хотя его существование до сих пор никем не подтверждено. Обособленно расположено и рудное проявление Родиха [Росляков и др., 1987*] в Искитимском районе.

Золоторудные проявления Томского рудного узла локализованы среди углистых терригенных отложений нижнего карбона [Кузьмин, 1961, 1970; Иванова, Ильенок, 1970; Коробейников и др., 1976; Осинцев, Росляков, 1990; Ахмадшин и др., 1997*]. Здесь выделяется несколько систем золотоносных кварцевых жил: кварц-арсенопиритовые, кварц-полисульфидные (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит) и кварц-карбонатные с антимонитом и киноварью. К золото-кварцевой малосульфидной формации мы относим лишь жилы, жильные и минерализованные зоны дробления кварц-арсенопиритового состава. Они раз-

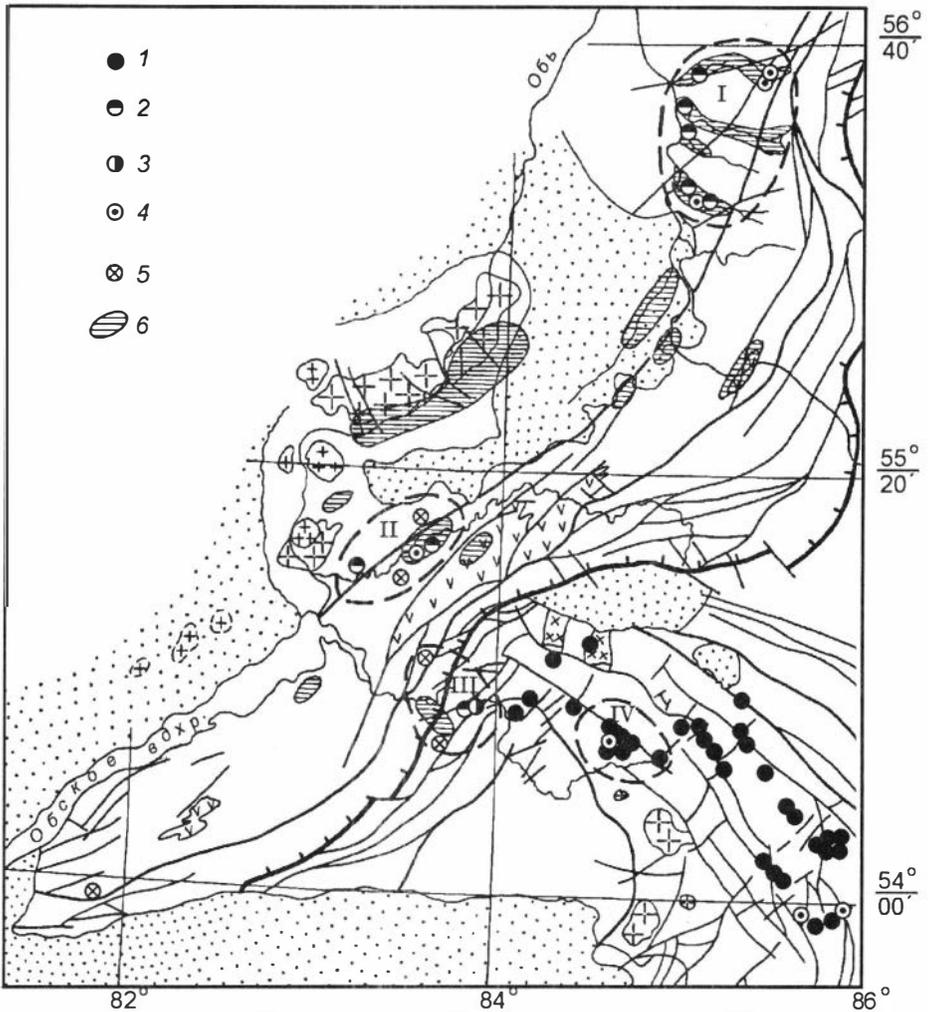


Рис. 60. Схема размещения золотого оруденения Кольвань-Томской складчатой зоны и Северо-Западного Салаира:

1-4 — месторождения и рудопоявления рудных формаций: 1 — золото-сульфидно-кварцевой, 2 — золото-кварцевой малосульфидной (арсенопиритовый тип), 3 — золото-сурьмяной, 4 — золото-ртутной; 5 — проявления золота неясной формационной принадлежности; 6 — основные шлиховые ореолы золота. Золоторудные узлы: I — Томский, II — Инской, III — Легостаевский, IV — Егорьевский. Остальные усл. обозн. см. на рис. 56.

виваются параллельно сланцеватости пород (СВ простирание) и реже занимают секущее положение (субширотное или ССЗ простирание). Жилы имеют переменную мощность, которая, как правило, не превышает 1,0 м. Минеральный состав руд достаточно прост: главные рудные минералы — крупнокристаллический арсенопирит и пирит; второстепенные — галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, гематит, золото; жильные — кварц, карбонаты, альбит, серицит,

хлорит, флюорит. Рудные жилы сопровождаются зонами гидротермально измененных пород (березитов) с вкрапленностью пирита и арсенопирита.

Ареал коренных проявлений золота, находок свалов кварца с золотом и шлиховых ореолов золота в целом вытянут в субмеридиональном или ССВ направлении согласно простиранию вмещающих толщ и контролируется, по мнению Г. М. Ивановой и С. С. Ильенка [1970], крупным разломом. Жилы кварца формировались, вероятнее всего, до внедрения даек диабазов и монцодиоритов [Коробейников и др., 1976]. По наблюдениям этих авторов, жилы, залегающие согласно сланцеватости пород, срезаются дайками диабазов, а в последних часто отмечаются обломки кварцевых жил, в том числе и золотоносных. В свою очередь, на диабазы явно наложены более поздние кварц-полисульфидные и кварц-антимонитовые жилы.

Наиболее значимым и хорошо изученным объектом этого типа является Батуриновское месторождение [Кузьмин, 1961; Булытников, 1963; Баженов, Добнер, 1995], расположенное на правом берегу р. Тугояковки, в районе с. Батурино. На этом участке среди углистых терригенных отложений нижнего карбона выявлена система разноориентированных кварцевых жил мощностью до 30 см. Они содержат незначительное количество олигоклаза, карбонатов, пренита, апатита, барита. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и золотом. Последнее тесно ассоциирует с пиритом и арсенопиритом, образуя тонкую вкрапленность, дендритовидные образования или октаэдрические кристаллы. Пробность золота варьирует в пределах 860 до 930 [Осинцев, Росляков, 1990; Баженов, Добнер, 1995]. По нашим данным, золото, ассоциирующее с пиритом и арсенопиритом, имеет пробность 875–915, в ассоциации с халькопиритом и блеклой рудой — 840–900, а более позднее ртутистое золото — 900–910. Золото отмечается как в кварцевых жилах, так и среди измененных (березитизированных) сланцев в зальбандах жил, а также в зонах рассланцевания и сульфидизации пород. В одной из таких зон установлены кварц-кальцит-диккитовые прожилки с пиритом, галенитом, сфалеритом, тонкозернистым арсенопиритом, блеклой рудой (Hg 1,85 %), киноварью и ртутистым золотом (Hg 2,38 %), баритом.

Такого же типа прожилки субширотного простирания встречены и в эндоконтакте Ларинской дайки. Эта минерализация является более поздней по отношению к кварц-арсенопиритовым жилам и относится к другому формационному типу — золото-ртутному. Среднее содержания Au в рудах Батуриновского месторождения составляет 5,3 г/т, Ag — до 6,8. Запасы, подсчитанные до глубины 200 м, оцениваются в несколько тонн [Баженов, Добнер, 1995].

К другому аналогичному, хотя и слабее изученному рудному узлу, где проявилось подобного типа золото-кварцевое орудование, относится Инской. Здесь известно большое количество кварцевых жил среди углистых терригенных отложений верхнего девона и карбона (табл. 25). Достаточно часто в них отмечаются повышенные содержания Au, как правило 0,01–0,1 г/т. В трех точках содержание Au превышало 1 г/т: Мотковское (8,4 г/т), Петрушихинское (1,6 г/т), Шебанихинское (1,1 г/т). В арсенопирите из жилы в устье р. Издревой содержание Au составило 8 г/т. В большинстве известных случаев жилы имеют СВ направление, согласное с простиранием вмещающих толщ. Мощность жил колеблется от 10–15 см до 10 м (чаще около 1 м).

Типы кварцево-жильной минерализации Колывань-Томской складчатой зоны

Тип	Условия залегания	Форма проявления; мощность, м	Минеральный состав; количество сульфидов, %	Околосильные метасоматиты	Соотношение с магматизмом	Золотоносность, г/т; геохимические особенности	Место проявления
I	Северо-восточное или субмеридиональное простирание, согласно сланцеватости	Мощные жилы (1-8) или жильные зоны	Сливной молочно-белый кварц с редкой крапленностью сульфидов (1-2), пирит (преобладает), галенит, халькопирит, сфалерит	Слабая карбонатизация	Догранитные (метаморфизм) пересекаются дайками долеритов, часто будинированы	Слабозолотоносные (до 0,1)	Реки Каменушка, Издревая, Шибаниха, Плющиха, Ниж. Ельцовка, с. Красная Нива, устье р. Коен
II	Северо-восточное или северо-западное простирание	Жилы (0,1-1), жильные зоны	Сливной молочно-белый, иногда полосчатый кварц с сульфидами (до 5): пирит, арсенопирит, (главные) галенит, сфалерит, халькопирит, золото, альбит, серицит, карбонаты, углистое вещество	Березиты	Пересекаются дайками долеритов; возможно, догранитные (устье р. Издревой)	Золотоносные (до 10), Au, As, Pb	Батуринское, Ларинское, Томское, Мотковское, Легостаевское, устье р. Издревой
III	Северо-западное субширотное простирание	Жилы (до 0,5), жильные зоны, минерализованные зоны дробления	Кварцевые, кварц-карбонатные жилы с сульфидами (до 10), пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, шеелит	Березиты, кварц-серицитовые метасоматиты	Наложены на граниты, граниты барлакского комплекса и дайки долеритов	Золотоносные (до 1), Pb, Zn, Cu, Ag, Mo, As, W	Мочищенское, села Гусиный Брод, Жеребцово
IV	Северо-западное	Минерализованные зоны дробления, кварцевые жилы (до 0,3)	Кварц-карбонатные прожилки и жилы в минерализованных зонах дробления сульфиды (до 20), пирит, антимонит, киноварь, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, золото, барит, флюорит	Аргиллизированные породы	Наложены на дайки долеритов	Золотоносные (до 1), As, Sb, Hg, Ba, Ta	Семилуженское, Каменское, реки Тугояковка, Пустынка

Рудные минералы в большей части окислены, хотя в виде реликтов среди них достоверно установлены арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит и халькопирит. Количество сульфидов, судя по текстурам окисленных жил, изменялось от 1 до 10 %. Иногда в жилах отмечаются карбонаты, альбит, шеелит. С разрушением таких кварцевых жил связаны шлиховые ореолы золота по р. Ине и притокам р. Оби в Мошковском и Болотнинском районах, по речкам Лебяжья и Искитим, а также золотоносность кайнозойских (?) существенно кварцевых конгломератов (Ярское проявление) [Гусев, 1934]. Следует отметить, что не все кварцевые жилы этого рудного узла можно отнести к потенциально золотоносным. Жилы являются разновозрастными и гетерогенными образованиями. Среди них присутствуют ранние догранитные жилы, соскладчатые и постгранитные и даже более молодые, чем дайки долеритов.

Особо следует упомянуть рудопроявление Вагайцевский прииск в Сузунском районе. Здесь установлены (архивные данные) лимонитизированные кварцевые жилы в поле развития отложений укрупской свиты, содержащие 20,6 Au и 24 г/т Ag [Митропольский, Паренаго, 1931].

Близкой к вышеописанной является золото-кварцевая минерализация Легостаевского рудного узла, где также среди углистых терригенных отложений отмечены многочисленные выходы и развалы сильно окисленных кварцевых жил (см. табл. 25), отличающихся повышенной золотоносностью. Скважинами вскрыты неизмененные жилы, состоящие из кварца, арсенопирита, пирита, сфалерита, галенита, пирротина, халькопирита, фрейбергита, полибазита, висмутина, золота. Руды отличаются повышенной серебронасностью из-за присутствия в них серебряных и серебросодержащих минералов: галенита (до 0,2 % Ag), фрейбергита (до 25 %) и полибазита. В этом рудном узле золото-сульфидно-кварцевое оруденение, как и в Томском, пространственно ассоциирует с более поздней сурьмяной (золото-сурьмяной) и полиметаллической минерализацией.

В КТСЗ развита также и другая система кварцевых жил в разной степени золотоносных. Для них характерно СЗ простирание, преобладание среди рудных минералов — пирита, халькопирита, галенита, сфалерита при отсутствии или слабом развитии арсенопирита (карьер Мочище, речка Каменушка, р. Иня и др.). Такие жилы и прожилки часто устанавливаются в экзоконтактах даек диабазов и долеритов, также имеющих СЗ простирание. Содержание золота в них редко превышает 1 г/т.

Более широко такая система кварцевых жил развита на Салаире, где к ней относятся рудные проявления Жилы № 13, Осиповское, Кубалдинское, Бирюлинское и др. Среди рудных минералов в жилах преобладают пирит, галенит, халькопирит, сфалерит и блеклы руды, присутствуют также шеелит, молибденит, теллуриды Au и Ag. Эти жилы считаются позднепалеозойскими или ранне-мезозойскими, что доказывается наложением их на дайки габбро-диабазов и гранитоиды пермского возраста [Рослякова и др., 1983; Бортникова, 1989].

Все это свидетельствует о том, что в КТСЗ и Северо-Западном Салаире проявились два различных по минералого-геохимическим особенностям и возрасту типа золото-кварцевой минерализации: арсенопиритовый и галенит-сфалеритовый или халькопирит-галенитовый.

5.6. ФОРМАЦИЯ ОЛОВОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Эта формация выделяется также условно, так как значимых ее рудопроявлений среди гранитоидных массивов КТСЗ пока не установлено. Точки минерализации выявлены в пределах Колыванского и Барлакского массивов [Гусев, 1934; Верхоланцев, 1936*; Пивень, 1957*; и др.], где представлены маломощными пегматитовыми жилами, сложенными крупнокристаллическими кварцем, калишпатом и мусковитом. Они содержат берилл, топаз и редкую вкрапленность касситерита. Масштабы проявления этой минерализации невелики, хотя из-за сильной закрытости района их детально изучить не удалось. Оловоносные пегматиты и касситеритсодержащие грейзены явились источниками касситеритовых россыпей Новосибирского Приобья.

5.7. РЕДКОМЕТАЛЛЬНАЯ ОЛОВО-ВОЛЬФРАМОВАЯ ГРЕЙЗЕНОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Рудопроявления формации тесно связаны с гранитоидными массивами барлакского комплекса (в основном Колыванским и Барлакским) (см. рис. 57). Здесь в зонах грейзенизированных гранитов установлены кварцевые жилы (до 60 см мощностью) субширотного простирания, содержащие топаз, флюорит, вольфрамит, касситерит, арсенипирит, молибденит и ильменит. Содержание Sn колеблется от 0,27 до 10–12,5, Вi — до 0,136, WO_3 — 0,27–0,52 % [Васютинская, Михайловский, 1963; Вериги, 1969; Геология СССР..., 1982; и др.]. Эти проявления представляют собой источники оловоносных россыпей Новосибирского Приобья (Подгорской, Чаусской, Навозного лога, Калугинской, Июньской, Глубокой и др.).

Мощность зон грейзенизации около кварцевых оловоносных жил до 1,0 м, их простирание 260–285°, падение под углом 70–85° к северу. К этой же системе трещин в Колыванском и Барлакском массивах приурочены жилы аплитов. Характерно, что такие же прожилки субширотного простирания отмечены и среди интенсивно ороговикованных вмещающих пород. Они состоят из кварца, касситерита, флюорита и вольфрамита. В зальбандах прожилков развит крупнокристаллический мусковит.

Н. А. Росляковым и др. [1987*] установлено наложение зон полиметаллической с оловом и серебром (Ag до 13 г/т, Pb и As до 1 %, Zn до 0,1 %) минерализации на габброиды седовозаимского комплекса. В Колыванском гранитном массиве на Подгорском участке отмечены ильменит-сульфидные прожилки, содержащие пирротин, пирит, сфалерит и редко галенит, касситерит и вольфрамит.

Коренные проявления редкометалльной олово-вольфрамовой грейзеновой рудной формации в Барлакском и Колыванском массивах дали обширный шлиховой ореол касситерита, вытянутый вдоль р. Оби в СВ направлении. Возможно, этому способствовали и зоны грейзенизации, отмечающиеся среди гранитов Обского массива, хотя характер его рудоносности пока не выяснен. В качестве предположения можно заключить, что оловоносной является северная кулиса гранитоидных массивов (Колыванский, Барлакский, Обской), что фиксируется обширным шлиховым (касситерит) и геохимическим (олово) ореолами. Значительная мощность перекрывающих четвертичных отложений не позволи-

ла пока более детально изучить оловоносность этих массивов и точнее определить закономерности размещения оловорудных проявлений данного формационного типа.

5.8. ЗОЛОТО-СУРЬМЯНАЯ ФОРМАЦИЯ

Типовым объектом данного формационного типа является Легостаевский участок с сурьмяным оруденением [Нечаев, Свиридов, 1996]. Его геологическое строение описано в разделе 5.1. На участке выявлены многочисленные кварцевые жилы с повышенными содержаниями золота. При его оценке среди терригенно-карбонатных отложений девона вскрыты кварцевые и кварц-карбонатные жилы с сульфидами.

Достаточно четко выделяются два типа жил: кварц-арсенопиритовые и кварц-карбонатные с антимонитом. В составе кварц-арсенопиритовых жил установлены пирит, галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит, фрейбергит, полибазит, висмутин. В протолочках встречается золото. Сфалерит железистый (Fe до 10 %), фрейбергит содержит до 25 Ag и до 0,4 % Cd. Количество Au в жилах достигает до 10–15 г/т, Sb — до 0,01 %, Ag — до 100 г/т, отмечены следы Bi.

Вскрытые скважинами три кварц-карбонатные жилы общей мощностью около 3 м, кроме преобладающего антимонита, содержат арсенопирит (Sb до 1 %), маложелезистый сфалерит (< 3,3 % Fe), пирит, самородную сурьму, ауристибит и золото. Антимонит в кварц-карбонатных жилах проявлен в виде вкрапленности, прожилков, отдельных кристалликов от 1–2 до 5 мм гнезд массивной текстуры. В минерале наблюдаются следы динамометаморфизма, выразившиеся в искривлении плоскостей спайности и полисинтетических двойников. Антимонит содержит редкую, тонкую до (n мкм) вкрапленность самородной сурьмы и ауристибита. Кроме того, самородная сурьма отмечается по тонким трещинкам в этом минерале. Ауристибит в большей мере тяготеет к вкрапленникам сфалерита в антимоните, где образует тонкую сыпь или мельчайшие прожилки (иногда с тонкодисперсным золотом). Арсенопирит встречается в виде двух генераций: ранней, образующей относительно крупные (от 1 до 15 мм) кристаллы, ассоциирующие с железистым сфалеритом, и поздней в виде мелких кристалликов, приуроченных к антимониту и маложелезистому сфалериту. Поздний арсенопирит является сурьмяносодержащим. Этот минерал в сурьмяных рудах Легостаевского участка преобладает над пиритом. Сфалерит в антимонитовых жилах также двух генераций — ранней (железистость до 10 %) и поздней (маложелезистый). В сфалерите ранней генерации отмечается тонкая вкрапленность халькопирита и пирротина, являющаяся результатом распада твердых растворов. Содержание Au в антимонитовых жилах по штуфным пробам достигает 20 г/т, Ag — до 250 г/т, Hg — до $1 \cdot 10^{-4}$ %, Sb до нескольких процентов. Высокие содержания серебра связаны с тонкой вкрапленностью в антимоните сульфосолей Ag, Cu и Pb, малые размеры которых не позволили их надежно диагностировать даже на микрозонде.

Антимонитовая ассоциация явно наложена на кварц-арсенопиритовую. Однако трудно сказать, являются ли они разноэтапными или разностадийными образованиями. Общая последовательность формирования руд этого участка может быть выражена в следующем виде: кварц+арсенопирит+пирит → сфале-

Минерал	Этап минерализации			
	колчеданный	золото-кварцевый	золото-антимонитовый	гипергенный
Кварц	■	■	■	
Серицит	■		■	
Кальцит	■	■	■	
Хлорит	■			
Пирротин	■	■		
Пирит	■	■	■	
Халькопирит		■	■	
Сфалерит	■	■	■	
Арсенопирит		■	■	
Борнит		■		
Галенит		■	■	
Висмутин		■		
Фрейбергит		■	■	
Висмут сам.			■	
Полибазит			■	
Золото		■	■	■
Гудмундит			■	
Ауростибит			■	
Сурьма сам.			■	
Антимонит			■	
Кермезит				■
Стибиконит				■
Ярозит				■
Гетит				■
Гидрогетит				■
Малахит				■
Азурит				■

Рис. 61. Схема последовательности формирования руд Легостаевского участка (по материалам А. А. Боровикова и Н. К. Морцева).

рит (халькопирит+пирротин)+галенит+сульфосоли Cu, Ag, Pb+золото → кварц+арсенопирит (Sb)+пирит → сфалерит+халькопирит+сульфосоли → антимонит → сурьма+ауростибит+золото (рис. 61).

Оба типа жил сопровождаются ореолами березитизации (кварц-карбонат-серицит с вкрапленностью пирита и арсенопирита). Мощность таких ореолов достигает нескольких метров.

Кварцевые жилы, судя по развалам кварца на поверхности и по пересечениям в скважинах, имеют мощность до 1–2 м, общее простирание их северо-восточное. На месторождении, по данным опробования скважин, выделено рудное тело мощностью 5,5 м (со средним содержанием Sb 4,29 %), а в его пределах — золоторудная зона мощностью 1,9 м (со средним содержанием Au 4,5 г/т).

При разведке Легостаевского участка в ряде скважин подсечены интенсивно сульфидизированные углистые сланцы с линзами или густой вкрапленностью пирротина и пирита. В пирротине содержатся редкие выделения пирита, марказита (вторичного), халькопирита, сфалерита. В таких сульфидизированных породах отмечается повышенное содержание Cu, Pb, Zn, а также Au (до 2 г/т), Ag и Bi. Среди руд встречаются тонкие прожилки кварцевого и кварц-карбонатного состава с пиритом, арсенопиритом, висмутином, самородными висмутом и серебром, аргентитом, гудмундитом и халькопиритом. В таких участках фиксируются повышенные количества Au, Ag и Sb.

На Легостаевском участке имеются дайки кварцевых порфиров и диабазов СВ простираения, однако их соотношение с кварцево-жильной минерализацией не установлено. Севернее, в долине р. Елбаши, намечается еще один участок, сходный по геологическому строению, характеру геохимических аномалий и геофизических полей с Легостаевским.

В целом формационный тип золото-сурьмяной минерализации, проявленной на Легостаевском месторождении, определяется достаточно однозначно. Для нее характерна приуроченность к углистым терригенным отложениям, обогащенным сульфидами, наличие предшествующей более ранней кварцево-жильной золотоносной минерализации, своеобразный минеральный состав, низкие содержания Hg и другие признаки. Некоторое своеобразие вносит локализация антимонитовых жил среди карбонатных прослоев, что обусловило высокое содержание кальцита в жилах.

Вероятно, к этому же типу сурьмяной минерализации следует отнести и проявление сурьмы по р. Каменке, в 4 км к северу от с. Бухариха (северо-восточнее Легостаевского участка), представленное пористыми обохренными кварцитами с содержанием Sb и As 0,3–1 % [Колпакова, Вавилихин, 1973]. Проявления сурьмы в виде геохимических и гидрохимических ореолов зафиксированы в районе среднего течения р. Ини, по р. Тарсьме у с. Юрты, в районе с. Завьялово [Колпакова, Вавилихин, 1973; Росляков и др., 1987*]. Все это свидетельствует о более широком распространении сурьмяной и, вероятно, золото-сурьмяной минерализации в районе.

5.9. РТУТНАЯ И ЗОЛОТО-РТУТНАЯ ФОРМАЦИИ

В структурах КТСЗ и прилегающих районах Салаира известны многочисленные проявления ртутной и сурьмяной минерализации, которые традиционно относились к ртутной рудной формации мезозойского возраста [Кузнецов и др., 1978]. Однако накопившийся к настоящему времени фактический материал и выявление ряда новых рудопроявлений сурьмы и ртути в этих и соседних регионах позволяют с современных позиций подойти к их формационной систематике и анализу закономерностей размещения.

Основные проявления ртутной и сурьмяной минерализации рассматриваемого региона развиты главным образом в Томь-Яйском междуречье (Томский рудный узел) и в структурах Северо-Западного Салаира (Егорьевский и Легостаевский рудные узлы) (рис. 62). Анализ имеющихся материалов показывает, что они представлены оруденением трех формационных типов: золото-сурьмяным (Легостаевское), золото-ртутным (Семилуженское, Каменское, Басандай-

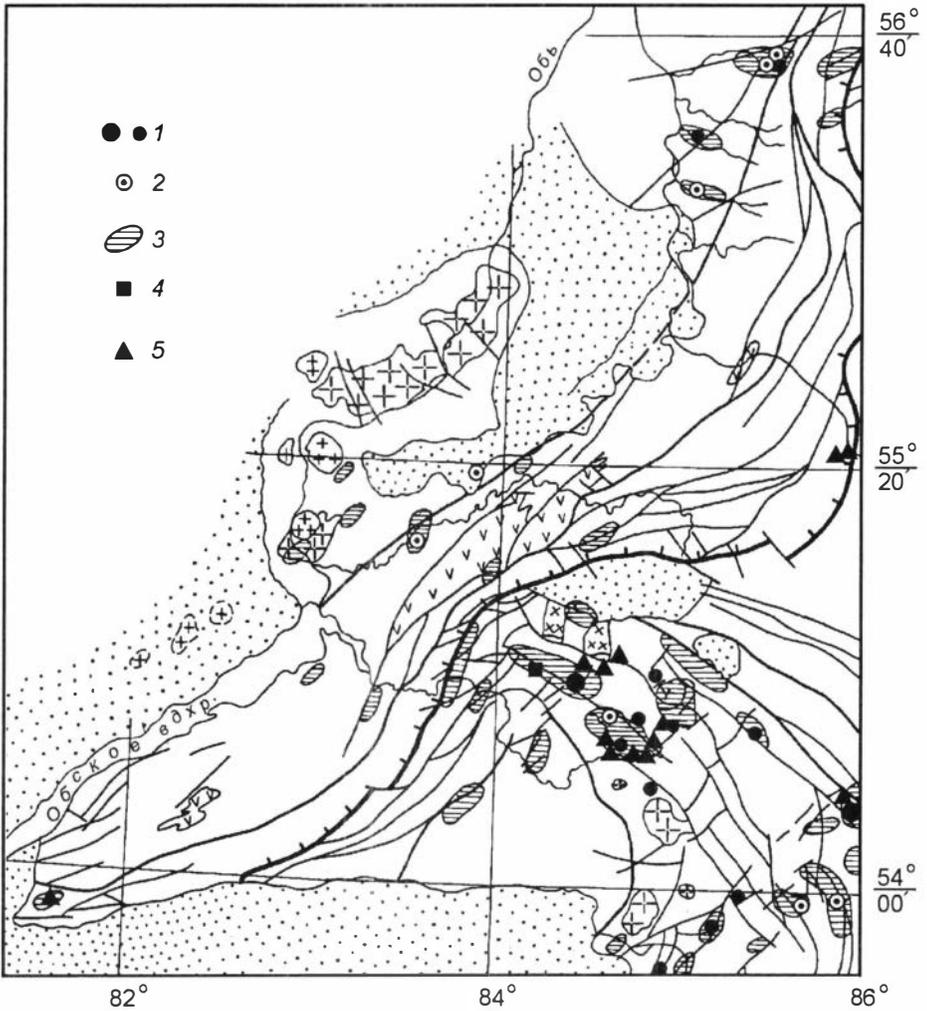


Рис. 62. Схема размещения низкотемпературного гидротермального оруденения Кольвань-Томской складчатой зоны и Северо-Западного Салаира:

1, 2 — месторождения и рудопроявления рудных формаций: 1 — ртутной, 2 — золото-ртутной; 3 — основные шлиховые ореолы киновари; 4, 5 — проявления минерализации: 4 — мышьяковой (реальгар-аурипигментовой), 5 — флюоритовой. Остальные усл. обозн. см. на рис. 56.

ское, Егорьевский рудный узел) и ртутным (Мавринское, Матвеевское, Орлиногорское и др.). Как известно, проявления этих формаций существенно отличаются по ряду минералого-геохимических особенностей руд и околорудных метасоматитов [Бергер, 1978; В. А. Кузнецов и др., 1978; Степанов, Моисеенко, 1993; и др.] (табл. 26). Если золото-сурьмяная и ртутная рудные формации достаточно хорошо изучены, описаны и принципы их выделения общеизвестны, то золото-ртутная формация для многих регионов, в том числе и рассматривае-

Минеральный состав руд ртутных, золото-ртутных и золото-сурьмяных рудопроявлений Кольвань-Томской складчатой зоны и Салаира

Характеристика	Ртутные		Золото-ртутные	Золото-сурьмяные
	барит-киноварный тип	диккиит-киноварный тип		
Минеральный состав руд: главные	Киноварь, Hg-блеклые руды, пирит, барит, кварц	Киноварь, антимонит, пирит, кварц, диккиит, кальцит	Пирит, антимонит, киноварь, арсенопирит, кварц, кальцит	Антимонит, пирит, арсенопирит, кальцит, серицит
второстепенные	Халькопирит, галенит, сфалерит, метациннабарит, гематит, железистые карбонаты, гидрослюда	Пирротин, сфалерит, халькопирит, гидрослюда	Халькопирит, сфалерит, золото, диккиит, барит, гидрослюда	Сфалерит, пирротин, халькопирит, золото
редкие	Сульфосоли свинца, антимонит, флюорит, турмалин	Марказит, галенит, пирротин, флюорит	Пирротин, галенит, флюорит, шеелит	Фрейбергит, полибазит, висмутин, сурьма самородная, ауристобит, гудмундит, галенит
Геохимическая специфика руд	Hg, Sb, Ba, Cu, Pb, Zn	Hg, Sb±As	Au, Hg, Sb, As, Ag, Ba, Tl	Au, Sb, As, Zn
Околорудные метасоматиты	Аргиллизированные породы			Березиты
Типовые объекты	Мавринское, Орлиногорское	Томский рудный узел, Малиновое	Уксунайское, Семилуженское	Легостаевское

мого нами, является относительно новым, нетрадиционным типом оруденения и поэтому следует кратко остановиться на его основных особенностях.

Золото-ртутные месторождения — это самый низкотемпературный тип месторождений золота [Radtke, 1985; Степанов, Моисеенко, 1993; Karlin-type..., 1997; и др.]. Их руды сложены своеобразными парагенезисами тонкого, часто ртутистого (0,5–18,0 % Hg) золота с киноварью, игольчатым арсенопиритом, антимонитом, реальгаром, аурипигментом, минералами Tl, баритом. В ряде случаев характерны шеелит, молибденит, сульфосоли Cu, Pb, Ag, Hg, амальгамы Au (Hg > 18 %), углистое вещество и битумы. Среди жильных минералов преобладают кварц (часто халцедоновидный), карбонаты, барит, диккиит, глинистые минералы. Околорудные метасоматиты в зависимости от состава вмещающих пород представлены аргиллизитами каолинитовой или гидрослюдистой фаций, окварцованными известняками, лиственитами и реже березитами. Руды комплексные, многокомпонентные — Au, Hg, Sb, As, Tl (±Ba, ±Mo, ±W). В целом они весьма близки к рудам сурьмяно-ртутных месторождений, но отличаются развитием весьма характерной для этого типа таллиевой минерализацией (иногда лишь на геохимическом уровне), а также ранней, несколько более высокотемпературной (до 280–300 °C), чем на ртутных месторождениях, пирит-арсенопиритовой ассоциацией, проявленной среди гидротермально измененных пород.

Месторождения представлены крупнообъемными залежами относительно бедных руд (1–5 г/т Au), связанных с минерализованными зонами дробления и гидротермального изменения пород, в которых сосредоточены основные запасы золота. Для многих золото-ртутных месторождений (Карлин, Воронцовское, Ключос, Тас-Юрях и др.) характерно развитие мощных зон окисления и кор выветривания, при формировании которых происходит обогащение золотом гипергенных уровней.

Несмотря на сходство минерального состава руд золото-ртутных месторождений, их, на наш взгляд, следует рассматривать как конвергентную группу объектов, являющихся производными разных рудообразующих систем: вулканогенно- и плутоногенно-гидротермальных золоторудных, ртутнорудных и др.

Анализ имеющихся материалов показал, что этот тип месторождений золота достаточно широко развит в пределах Алтае-Саянской складчатой области [Борисенко и др., 1998а,б], особенно на Салаире и Северном Алтае (см. рис. 62, 63). В этом регионе известно несколько золото-ртутных месторождений и рудопоявлений (Мурзинское, Каларское, Сагсайское, Крест, Сийское), а также многочисленные проявления и точки минерализации (Малосуеткинское, Березовское, Уксунайское, Чибитское, Светлинское и др.).

В КТСЗ оруденение данного типа проявлено в Томском рудном узле. К нему относятся Семилуженское, Межовское, Каменское, Басандайское и ряд проявлений по р. Тугояковке. Наиболее хорошо изученным из них является Семилуженское месторождение [Иванова, Ильенок, 1970; Геология СССР..., 1982; Баженов, Добнер, 1995; и др.]. Оно приурочено к углистым терригенным отложениям нижнего карбона, прорванным дайками долеритов, и связано с мощной зоной дробления субширотного (280–290°) простирания. В ее пределах оконтурено рудное тело мощностью 15–20 м, протяженностью более 200 м, представленное минерализованной зоной дробления с жильной и прожилково-вкрапленной кварц-антимонитовой минерализацией. Выделено три типа руд: кварц-антимонитовые жилы, брекчиевые сурьмяные руды (брекчированные пиритизированные сланцы с кварц-антимонитовым цементом) и прожилково-вкрапленные. Минеральный состав руд относительно прост: преобладают антимонит и пирит, в качестве второстепенных и редких установлены арсенопирит, пирротин, халькопирит, блеклая руда, киноварь, галенит, сфалерит, золото. Среди жильных минералов доминирует кварц, отмечаются также кальцит, анкерит, серицит, диккит. Вмещающие породы гидротермально изменены и сложены кварцем, серицитом, анкеритом, углистым веществом, а также вкрапленностью пирита и реже арсенопирита, что позволяет отнести их к березитам. Содержание Sb в рудах колеблется от 1,0 до 21,4 %, Au — до 2 г/т. Антимонитовая минерализация прослежена до глубины 180 м, промышленное оруденение — до 75 м.

В Томском рудном узле известен еще ряд аналогичных по геологическому строению и минеральному составу проявлений золото-ртутной минерализации. По р. Тугояковке такого типа минерализация установлена на Батурином золото-рудном месторождении и в эндоконтакте Ларинской дайки монцодиоритов (пробы В. К. Чистякова). Минерализация представлена рассланцованными углистыми сланцами, содержащими прожилки кварц-диккит-кальцитового состава. В них встречены пирит, халькопирит, тонкозернистый арсенопирит, галенит, сфалерит, блеклая руда (Hg 1,85 %), киноварь, самородное золото (Hg 2,38 %). Среди

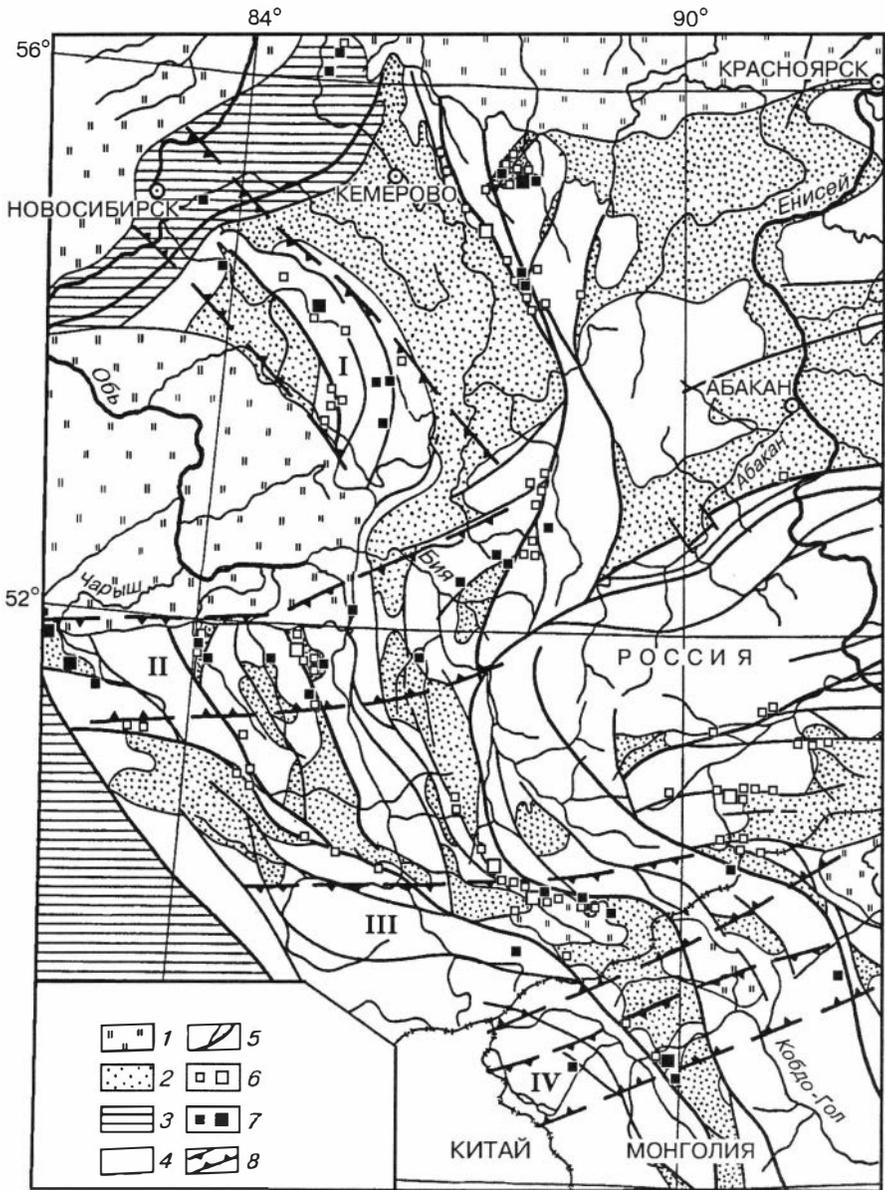


Рис. 63. Схема размещения золото-ртутного оруденения западной части Алтае-Саянской складчатой области:

1 — мезо-кайнозойские отложения; 2 — прогибы, выполненные девонскими отложениями; 3 — герцинские структуры Рудного Алтая и Кольвань-Томской складчатой зоны; 4 — отложения нижнего палеозоя и докембрия; 5 — разломы; 6, 7 — месторождения: 6 — ртутные, 7 — золото-ртутные; 8 — рудные зоны с золотым и редкометалльным Mo-W оруденением: I — Салаирско-Инская, II — Северо-Алтайская, III — Юстыдско-Калугинская, IV — Уланульская.

жильных минералов отмечены кварц, диксит, кальцит, барит. Анализом штучных проб, кроме Cu, Pb и Zn, установлены As и Sb (0,1 %), Tl (50 г/т), Cd (0,05 %).

Проявления золото-ртутной, как и собственно ртутной (Корнилово, Коларово и др.) минерализации, а также шлиховые ореолы киновари и геохимические ореолы Hg, Sb пространственно тяготеют к зоне Коларовского надвига, который рассматривается в качестве основной структуры, контролирующей размещение Hg, Hg-Au и Sb-минерализации в Томском рудном узле. Золото-ртутное оруденение здесь явно наложено на дайки диабазов и монцодиоритов томского комплекса и имеет мезозойский (постраннетриасовый) возраст [Коробейников и др., 1976], что согласуется с данными о возрасте аналогичной минерализации на участке Кундельский в Кузбассе [В. А. Кузнецов, 1972] и Горной Шории [Дмитриев и др., 1963]. Этим оно отличается от жильного золото-кварцевого оруденения (Батуриновское, Томское, Ларинское и др.), имеющего доайсковый возраст [Коробейников и др., 1976].

Золото-ртутное оруденение может быть выявлено в пределах Инского рудного узла, где известны золотоносные кварцевые жилы (Петрушихинское, Мотковское, р. Издревая), шлиховые ореолы золота и киновари, а также многочисленные дайки диабазов (по р. Издревой, речкам Пустынке, Мосихе, Крутихе). По речке Пустынке в экзоконтакте дайки диабазов отмечаются пиритизированные песчаники, при промывке дресвы которых установлены единичные знаки киновари. Содержание Au в них до 0,4 г/т.

Более широко золото-ртутное оруденение развито на Салаире (Уксунайское, Таловское, Егорьевский рудный узел и др.), где имеются предпосылки выявления и новых объектов данного типа (см. рис. 62, 63). Об этом свидетельствуют находки ртутистого золота в россыпях (Иродов лог, реки Уксунай, Звончиха, Таловка и др.), наличие многочисленных совмещенных шлиховых ореолов золота и киновари, широкое развитие низкотемпературной гидротермальной минерализации: ртутной (Мавринское, Матвеевское, Орлиногорское, Малиновское и др.), реалгар-аурипигментовой (Аштак), золото-сурьмяной (Легостаевское), присутствие киновари, ртутистого золота и амальгам золота в ряде золотоносных кварцевых жил (Басалаевское, Жила № 13 и др.).

На Южном Салаире выявлен ряд золото-ртутных объектов лиственитового типа. Примером может служить Уксунайское проявление, где в плотике россыпи установлены пиритизированные сланцы и апосерпентинитовые листвениты, содержащие киноварь и золото (в протолочках). Количество Au по штучным пробам достигает 2,7 г/т. В лиственитах помимо киновари отмечены пирит, халькопирит, фуксит, реликтовый хромит. В россыпи по р. Уксунай и логам № 3 и 4 присутствует ртутистое (до 9,22 % Hg) золото, часто «в рубашке» более позднего высокопробного (960–1000 %), киноварь, пирит, галенит, барит, иридоосмин, ферроплатина.

В Егорьевском рудном узле наличие золото-ртутного оруденения прогнозировалось в свое время Н. А. Росляковым с соавторами [1987*]. Здесь широко проявлены разновозрастное оруденение и метасоматиты: медно-молибденовое порфиоровое (золотосодержащее), золото-сульфидно-кварцевое, ртутное, флюоритовое, а также скарны, березиты, аргиллизированные и серицитизированные породы. В кварцевых жилах (Жила № 13), березитах и золотоносных корах выветривания установлены ртутистое золото, амальгамы Au, киноварь [Золотонос-

ность..., 1995]. Их образование явно связано с низкотемпературными гидротермальными процессами, наложившимися на ранние более высокотемпературные образования. Продуктами таких процессов являются сульфидизированные и окварцованные известняки, а также березиты и аргиллизиты, развивающиеся по породам алюмосиликатного состава, по которым и образуются золотоносные коры выветривания с ртутистым золотом, амальгамами золота и киноварью. Предпосылки выявления золото-ртутного оруденения имеются и в других участках Северо-Западного Салаира.

Оруденение **ртутной формации** в КТСЗ представлено мелкими проявлениями киновари и ореолами повышенных содержаний Hg, сосредоточенных в основном в Томском рудном узле [Иванова, Ильенок, 1970; Баженов, Добнер, 1995; и др.]. К ним относятся проявления ртути в районе Омутнинской площади, сел Корнилово и Коларово. Они представлены зонами дробления и гидротермального изменения пород (аргиллизация, пиритизация), содержащих ртуть (до 0,3 %) и редкую вкрапленность киновари, антимонита и пирита.

Более широко ртутное оруденение проявлено на Салаире (Мавринское, Орлиногорское, Малиновское, Матвеевское, Уксунайское и др.). Оно относится к барит-киноварному (Мавринское) и барит-блеклорудному минеральным типам ртутной рудной формации [В. А. Кузнецов и др., 1978] и представлено минерализованными зонами дробления, отдельными кварц-барит-карбонатными жилами и зонами аргиллизированных пород с повышенными содержаниями ртути. Типовыми для этого района являются Мавринское и Орлиногорское месторождения, неоднократно описанные многими исследователями. Отличие минерального состава ртутного оруденения заключается в широком развитии барита, железистых карбонатов и ртутьсодержащей блеклой руды — швацита. Последняя содержит также до 2,2 % серебра (Орлиногорское месторождение). Характерен комплексный состав руд — Hg, Sb, Cu, Ba, Ag. Другие участки с ртутной минерализацией на Салаире представлены зонами гидротермально измененных пород с повышенными содержаниями ртути или вкрапленностью киновари.

5.10. ФЛЮОРИТОВАЯ ЭПИТЕРМАЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ

Рассматриваемая формация в пределах КТСЗ развита весьма ограниченно. Ее проявления известны в Кемеровской области (Мозжухинское и Больше-Мозжухинское), где представлены прожилками фиолетового флюорита в карбонатных отложениях карбона. Кроме того, в качестве редкого минерала флюорит отмечается на ртутных и золоторудных проявлениях Томского района, а также в ассоциации с цеолитом среди измененных нефелиновых сиенитов (Верхне-аллакское проявление, скв. 521). В последнем случае флюорит в протолочках встречается с киноварью, галенитом и сфалеритом.

Более широко флюоритовая минерализация развита на Салаире, где известно небольшое месторождение (Суенгинское) и ряд более мелких участков и точек минерализации (Южно-Мостовское, Покровское, Сухоложское, Матренковское и др.). Они представлены кварц-карбонат-флюоритовыми и карбонат-флюоритовыми жилами, гнездами и тонкими прожилками среди карбонатных отложений кембрия и ордовика. Кроме того, флюорит отмечается в составе руд

Мавринского ртутного месторождения, что еще раз подчеркивает связь флюоритовой и ртутной минерализации и их молодой, вероятно, мезозойский возраст [Оболенский, 1985].

В целом же по имеющемуся материалу перспективы КТСЗ на флюорит оцениваются весьма ограниченно, за исключением Верхнеаллакского участка, где могут быть обнаружены значимые проявления флюоритовой минерализации. Здесь скважиной в районе пос. III Интернационал (юго-западная часть КТСЗ) вскрыты фонолиты и нефелиновые сиениты, содержащие прожилки темно-фиолетового флюорита. В сиенитах установлены повышенные количества Nb (0,03–0,1), Се (до 0,1), Y (0,003), La (0,01–0,1 %). В протолочках из этих пород зафиксированы циркон, титанит, ильменит, галенит, сфалерит, киноварь. Сиениты изменены, в них широко развит цеолит. Вероятно, постмагматическая минерализация в сиенитах представлена разноэтапными образованиями: ранней высокотемпературной флюорит-редкоземельной и более поздней низкотемпературной сульфидно-флюоритовой (галенит, сфалерит, киноварь, флюорит, цеолит) минеральными ассоциациями. В основном минерализация близка к флюорит-редкоземельному оруденению Дункельдыкского щелочного массива на Памире [Дмитриев, 1976]. Возраст этого оруденения на основании радиологических данных по вмещающим их сиенитам считается мезозойским [Врублевский, Амшинский, 1974].

РУДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И СООТНОШЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ

Выделенные в пределах КТСЗ рудные формации, как и в других регионах, проявились в составе закономерных сообществ или генетических рядов этих формаций, связанных генетически или парагенетически с определенными магматическими образованиями [В. А. Кузнецов, 1972; Оболенская, 1983; Оболенский, 1985; Борисенко и др., 1988, 1992]. Конкретное проявление генетического ряда рудных формаций в связи с определенным магматическим комплексом в том или ином регионе рассматривается нами как рудный комплекс. Таких рудных комплексов в КТСЗ несколько (см. табл. 27).

6.1. КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ РУДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Наиболее древние в КТСЗ — это колчеданно-полиметаллические рудные комплексы, связанные с проявлениями вулканической деятельности в кембрии (структуры Салаира) и среднем девоне (Буготакское, Митрофановское и другие конседиментационные поднятия). Первому отвечают месторождения колчеданно-полиметаллической, медно-колчеданной и марганцевой гидротермально-метасоматической рудных формаций, локализованных среди эффузивно-осадочных пород кембрия, преимущественно печеркинской свиты. Колчеданно-полиметаллическое оруденение представлено гидротермально-метасоматическими залежами и реже жильными зонами или минерализованными зонами дробления [Дербигов, 1937; Жабин и др., 1961*; Ковалев, 1969; Лапухов, 1975; Дистанов, 1977; Геология СССР..., 1982; и др.] Руды этих месторождений сложены пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, теннантитом, баритом и другими относительно редкими минералами. Вмещающие породы интенсивно гидротермально изменены и превращены в кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы или вторичные кварциты.

Золотоносность руд отчасти связана с более поздней наложенной золоторудной минерализацией, представленной кварцевыми жилами и штокверковыми зонами с галенитом, сфалеритом, теллуридами Au, Ag, Pb, блеклой рудой, золотом и др. [Рослякова и др., 1983; Бортникова, 1989]. Как известно, существуют различные взгляды на возрастное положение полиметаллического оруденения Салаира. Одни исследователи считают его кембрийским [Усов, 1933; Дербигов, 1937; Домарев, 1956; Дербигов, Нуварьева, 1967; и др.], другие — герцинским [Поспелов, 1955; Дистанов, 1963; Дистанов, Ковалев, 1964; Дистанов и др., 1964; Лапухов, 1964, 1972] (табл. 27).

Таблица 27

Рудные комплексы Колывань-Томской складчатой зоны и Северо-Западного Салаира

Время проявления	Рудные комплексы	Рудные формации	Магматические комплексы
T-J	Комплекс низкотемпературного гидротермального оруденения	Флюоритовая эпитермальная, ртутная, золото-ртутная	Щелочно-базитовый
T ₂₋₃	Олово-редкометалльный	Серебро-свинцовая, редкометалльная Sn-W грейзеновая	Барлакский лейкогранитный
P ₂ -T ₁	Золото-молибденовый	Золото-сурьмяная, золото-сульфидно-кварцевая, медно-молибденовая порфировая, редкометалльная Mo-W грейзеновая	Приобской гранитоидный
P?	Золото-кварцевый малосульфидный	Золото-кварцевая малосульфидная (арсенопиритовый тип)	?
P	Медно-никелевый сульфидный	Медно-никелевая магматическая	Ташаринский пикрит-габбро-долеритовый
D ₂₋₃	Колчеданно-полиметаллический	Колчеданно-полиметаллическая вулканогенно-гидротермальная	Субвулканический метабазит-риодацитовый

Время формирования второго колчеданно-полиметаллического комплекса КТСЗ более определено. Он проявляется в тесной связи с полями развития среднедевонских эффузивно-осадочных отложений (Буготакское, Ордынское, Митрофановское и другие поднятия, Легостаевский узел и др.) и генетически ассоциированы с субвулканическими интрузиями кварцевых альбитофиров, диабазов, порфиритов. Среди более молодых отложений (D₃-C₁) известны лишь незначительные проявления жильной свинцово-цинковой минерализации неясной формационной принадлежности (см. рис. 56).

Девонский колчеданно-полиметаллический комплекс включает колчеданно-полиметаллическое вулканогенно-гидротермальное (барит-полиметаллическое в эффузивно-осадочных породах), колчеданно-полиметаллическое пирит-пирротинное (метасоматическое в осадочных терригенно-карбонатных толщах живетского возраста), железорудное (гематитовое) вулканогенно-гидротермальное и, возможно, существенно баритовое оруденение, представленное самостоятельными линзами и жилами барита среди гидротермально измененных эффузивов среднего девона. Такой набор формационных типов оруденения характерен для многих районов развития колчеданного оруденения, в том числе и герцинских структур Рудного Алтая, Западной Монголии и других регионов.

К этому же комплексу мы относим колчеданное и пирит-пирротинное оруденение Легостаевского и Елбашинского участков, которое проявлено несколько обособленно от эффузивных образований и располагается среди углистых терригенных и терригенно-карбонатных отложений в виде густой послонной вкрапленности и массивных, часто полосчатых, пирит-пирротинных залежей, текстурно весьма напоминающих гидротермально-осадочные руды (например, Горевского месторождения). Возможно, таковым оно и является, но интенсивно преобразовано процессами термального и гидротермального метаморфизма, связанными с залегающей на глубине гранитоидной интрузией, которая выявляется на этих участках по геофизическим данным [Нечаев, Свиридов, 1996].

Условия для формирования этих руд могли достигаться в придонной части замкнутых осадочных бассейнов, примыкающих к ареалам среднедевонского вулканизма.

Такого же типа минерализация, возможно, проявлена и среди верхнедевонских углистых терригенных отложений пачинской и юргинской свит. В их разрезе нередко отмечаются послонные зоны интенсивного ожелезнения, развивающегося за счет окисления сульфидов. В таких зонах отмечаются повышенные содержания Pb, Zn, Cu и других элементов.

Колчеданно-полиметаллические месторождения характеризуются комплексным составом руд — Pb, Zn, Cu, Ag, Au, Ba, что позволяет относить их к Au- и (или) Ag-содержащим формационным типам.

6.2. МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЙ СУЛЬФИДНЫЙ КОМПЛЕКС

Достаточно ясным представляется выделение рудного комплекса, связанного с базитовыми интрузиями (Седовозаимской, Ташаринской, Алферевской и др.). Он представлен одной рудной формацией — медно-никелевой сульфидной. Других формационных типов оруденения (хромитового, платиноидного и др.) в этом комплексе пока не установлено. Следует отметить значительную преобразованность первично-магматических медно-никелевых руд в этих интрузивах в связи с процессами контактового метаморфизма [Дергачев и др., 1980; Глотов, 1984*]. С последними, возможно, связано дополнительное обогащение первичных руд за счет Ni, Cu и Co, извлеченных из базитов при их изменении. Отметим также факт выявления в золотоносных россыпях по р. Томи у г. Томска минералов платиновой группы: платина, осмиридистая платина, ферроплатина, осмирид, иридосмирутен и другие [Гринев и др., 1996], которые встречаются в сростках с золотом, в том числе ртутистым (до 0,85 % Hg), характерным для золоторудных проявлений Томского рудного узла. Предполагается, что источником платиноидов могут быть базитовые интрузивы и развивающиеся в них метасоматиты, широко проявленные в пределах Томь-Яйского междуречья.

6.3. ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫЙ МАЛОСУЛЬФИДНЫЙ КОМПЛЕКС

Как уже отмечалось, в пределах КТСЗ и прилегающих структур Северо-Западного Салаира развиты разные по условиям залегания и минералого-геохимическим особенностям системы золотоносных кварцевых жил: «салаирская» система северо-западного простиранья (золоторудные проявления Салаира и часть жил Томского и Инского рудных узлов) и «колывань-томская» северо-восточного простиранья (золоторудные жилы Инского, Томского и Легостаевского рудных узлов) (см. рис. 60). Золото-кварцевые жилы северо-западного направления накладываются на дайки долеритов и монцонитов (Томский район), жилы же северо-восточного простиранья сами пересекаются дайками долеритов и диабазов (Инской узел). В золото-молибденовый рудный комплекс (который характеризуется ниже), как нам представляется, определенно входят жилы «салаирской» ориентировки (типовой пример — Егорьевский рудный узел). Вероятно, такой же комплекс проявляется и в пределах Новосибирского массива: молибденитовая минерализация в зонах субширотного простиранья и более позд-

ние золото- и золото-серебросодержащие жилы (Мочищенский карьер), также имеющие «салаирскую» ориентировку. Для золотого оруденения золото-молибденового рудного комплекса характерно присутствие в рудах, кроме Au, Pb, Zn и Cu, таких характерных элементов, как Mo, W, Bi и Te.

«Колывань-томская» система кварцевых жил отличается золото-мышьяковым геохимическим профилем (кварц, пирит, арсенопирит — главные, галенит, сфалерит, халькопирит — второстепенные и редкие). Геологический возраст кварцевых жил «колывань-томской» системы достоверно пока не определен. Однозначно установлен лишь их додолеритовый возраст, по пересечению их дайками долеритов и диабазов северо-западного простирания и находкам в дайках обломков кварца, в том числе и золотоносного [Коробейников и др., 1976 и др.]. Не исключено, что эти жилы являются до- или сингранитными. Они не установлены среди гранитоидов приобского комплекса, хотя такая система трещин субширотного и северо-восточного простирания в последних достаточно хорошо проявлена и к ней приурочены дайки гранит-порфиров и лампрофиров [Бельштерли, 1933; Гусев, 1934]. В экзоконтакте Новосибирского гранитоидного массива безрудные кварцевые жилы северо-восточной ориентировки явно подверглись контактовому метаморфизму: кварц перекристаллизован, местами гранулирован, ассоциирует с биотитом, актинолитом, пирротинном. Заметно преобразованы и жилы кварца с золотосодержащим арсенопиритом на правом берегу р. Ини, ниже устья р. Издревой. Кварц в них перекристаллизован, содержит магнетит; в нем отсутствуют флюидные включения, характерные для таких же жил на удалении от гранитоидного массива (проявления Мотковское, Петрушихинское и др.).

Обломки кварцевых жил неясного происхождения установлены среди догранитных габброидов Седовозаимского интрузива. Кроме того, в различных участках КТСЗ отмечаются согласные кварцевые жилы, испытавшие совместно с терригенными отложениями складчатость и гофрировку [Гусев, 1934]. Не исключено, что эти жилы имеют метаморфогенно-гидротермальное происхождение и связаны с процессами гранитообразования и метаморфизма углистых терригенных толщ, выполняющих Новосибирский прогиб. Такие процессы, как известно, сопровождаются интенсивным перераспределением рудного вещества, в том числе S, Ag, Au и других элементов. Характерно, что отложения пачинской и юргинской свит (D_3) заметно обогащены мышьяком [Васютинская, Михайловский, 1963], а пиритизированные и ожелезненные (возможно, за счет окисления сульфидов) разности пород — золотом [Осинцев, Росляков, 1990]. С этим, вероятно, может быть связан золото-арсенопиритовый профиль рудной минерализации в кварцевых жилах северо-восточного простирания.

Таким образом, малосульфидные золото-кварцевые жилы обособляются в самостоятельный (золото-мышьяковый) тип золотого оруденения, отличающийся от более поздней по времени формирования золоторудной минерализации, относимой к золото-молибденовому рудному комплексу.

6.4. ЗОЛОТО-МОЛИБДЕНОВЫЙ КОМПЛЕКС

На рассматриваемой территории золото-молибденовый комплекс представлен последовательно формирующимся генетическим рядом рудных формаций:

Mo-W-редкометалльная грейзеновая → Cu-Mo-порфировая → золото-сульфидно-кварцевая → золото-сурьмяная (предположительно) (см. рис. 60). Данный ряд тесно связан пространственно и, по-видимому, генетически с массивами позднепермских гранитов приобского комплекса и их возрастных аналогов на Салаире (Выдрихинский, Коуракский и др.). Их становление происходило, как правило, многоэтапно: гранитоиды нескольких фаз, гранит-порфиры, дайки лампрофиров и основных пород. С разными магматитами ассоциировано разноэтапное оруденение золото-молибденового рудного комплекса.

Незначительные проявления молибден-вольфрамовой редкометалльной рудной формации отмечены среди гранитоидов Новосибирского массива, где они представлены редкими кварцевыми жилами с мусковитом, молибденитом, флюоритом, халькопиритом и минералами вольфрама. В Выдрихинском массиве кварц-шеелитовые жилы и прожилки выявлены среди грейзенизированных гранитов с повышенными содержаниями W и Mo .

Значительно полнее в рассматриваемом регионе проявлено медно-молибденовое порфировое оруденение. Оно, очевидно, более позднее, чем редкометалльное молибден-вольфрамовое, и связано в КТСЗ с постгранитными («постприобскими») дайками плагиогранит-порфиров, диоритовых порфиров и фельзит-порфиров. Более определенно оруденение этого типа выражено на Северо-Западном Салаире в районе Жилы № 13 в Егорьевском рудном узле и Улантовском массиве, где оно сопровождается дайками порфиров и explosивными брекчиями. В Новосибирском массиве отмечаются лишь зоны серицитизации и калишпатизации гранитов с повышенными содержаниями молибдена. Характерно, что здесь также установлены дайки плагиогранит-порфиров. Проявления молибденовой минерализации золотосодержащие и сопровождаются жильным золото-сульфидно-кварцевым оруденением. Причем эти жилы имеют северо-западную ориентировку, чем отличаются от золото-кварцевых малосульфидных жил (арсенопиритовый тип), простирающихся на северо-восток. Золото-сульфидно-кварцевые жилы отличаются от последних и по минеральному составу. Для них типичны пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, шеелит, молибденит, а арсенопирит наблюдается в незначительных количествах. Следует также отметить, что блеклые руды золото-сульфидно-кварцевых жил представлены в основном теннантитом [Рослякова и др., 1983; Бортникова, 1989], а малосульфидных жил с арсенопиритом — тетраэдритом. Связь золото-сульфидно-кварцевого оруденения с медно-молибденовым порфировым и редкометалльным молибден-вольфрамовым отражается в их геохимической общности (Cu, Mo, W, Bi, Te) и присутствии общих минералов, таких как халькопирит, молибденит, шеелит и др.

Возможно, к этому комплексу относится и золото-сурьмяное оруденение (Легостаевское месторождение), завершающее золото-молибденовый генетический ряд формаций в других рудных районах (Восточное Забайкалье, Енисейский кряж и др.). Однако надежных данных в пользу этого пока нет, в виду малочисленности проявлений золото-сурьмяного оруденения в рассматриваемом регионе. Не ясным остается также его возрастное положение, в частности, соотношение с гранитоидами барлакского комплекса и мезозойскими дайками долеритов.

6.5. ОЛОВО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС

Рассматриваемый комплекс в типовых оловоносных провинциях обычно представлен последовательным рядом рудных формаций: оловоносные скарны → оловоносные пегматиты → редкометалльная олово-вольфрамовая грейзеновая → оловоносные сульфидные (оловосодержащие свинцово-цинковая и серебро-свинцовая). Они связаны со становлением разных фаз оловоносных гранитоидных массивов и с более поздними дайковыми комплексами гранит-порфиров, онгонитов и лампрофиров.

В пределах КТСЗ оруденение этого типа проявлено в тесной пространственной и генетической связи с гранитами барлакского комплекса, ареал развития которого объединяет Барлакский, Кольванский и Орловский массивы, также Мочищенский шток и прогнозируемые в основном по геофизическим данным Сенчанский, Верхне-Чикский и Томский массивы. Как уже отмечалось, граниты барлакского комплекса по петрохимическим особенностям в большей мере отвечают оловоносным, что согласуется со своеобразием флюидного режима их формирования. Изучение флюидных включений в кварце гранитоидов Кольванского массива показало, что отделяющиеся при их кристаллизации постмагматические флюиды характеризовались азотно-метановой или азотной газовой фазой, что свойственно для оловоносных гранитоидов многих оловорудных провинций [Борисенко и др., 1996].

К олово-редкометалльному рудному комплексу в КТСЗ относятся мелкие проявления оловоносных пегматитов и грейзенов, обнаруженные в пределах Кольванского и Барлакского массивов. С их выветриванием связано формирование оловоносных россыпей и обширного шлихового ореола касситерита, протягивающегося вдоль р. Оби от Кольванского массива до с. Кругликово и далее. В других массивах барлакского комплекса проявлений оловянной минерализации пока не найдено, так как они перекрыты мощным чехлом мезо-кайнозойских отложений и вскрыты лишь единичными скважинами.

К этому же комплексу может быть приурочено серебро-свинцовое и серебро-сурьмяное оруденение, весьма характерное для многих оловорудных провинций мира (Якутия, Боливия, Памир, Рудные горы, Корнуолл и др.) и представленное в них кварц-сидеритовыми жилами или жильными зонами с сульфосолями Ag, Cu, Pb, (Ag-тетраэдрит, бурнонит), галенитом, халькопиритом, минералами висмута, сульфоарсенидами Ni, Co и Fe [Борисенко и др., 1992]. Геохимический профиль руд определяется Ag, Bi, Sb, Cu, Pb (главные), Ni, Co, Hg, As (второстепенные). Основную промышленную ценность руд составляют Ag, Bi, Sb, Cu и иногда Hg. Сереброносные сидеритовые жилы локализируются среди углистых терригенных отложений (часто метаморфизованных) по периферии ареалов развития оловорудной минерализации. Причем интенсивность развития последней находится в обратной зависимости от интенсивности проявления серебряного оруденения. В крупных оловорудных узлах серебряные руды сложены небольшими по масштабу месторождениями и рудопоявлениями (Депутатский рудный узел, Рудные горы, Корнуолл и др.). И наоборот, в крупных серебрянорудных узлах оловянное оруденение представлено мелкими объектами (Юстыдский, Базардаринский, Мангазейский и другие рудные узлы).

Эти типы серебряного оруденения относятся к числу трудно открываемых, особенно в таких районах, как КТСЗ, где интенсивно проявлены процессы окисления и развиты коры выветривания. Минералы серебро-сурьмяных руд (сидерит, сульфиды и сульфосоли) в подобных условиях сильно окислены, а сами руды превращены в агрегат гидроксидов Fe и Mn с трудно распознаваемой первичной текстурой.

Признаки, указывающие на возможность обнаружения оруденения подобного формационного типа в КТСЗ, следующие: 1) проявление серебро-свинцовой минерализации в гранитоидах Мочищенского карьера (Ag до 150 г/т) [Осинцев, 1988] и олово-полиметаллической с Ag до 13 г/т в зонах изменения Седовозаимского базитового массива, метаморфизованного барлакскими гранитами [Росляков и др., 1987*]; 2) находки серебросодержащих кварцевых жил с обильным лимонитом (проявления Ояшское, Петрушихинское и др.); 3) наличие гидрохимических ореолов Ag и Cu (левобережье р. Оби, в северо-восточной части Обского массива), Pb и Sb (район с. Завьялово), Ag, Ni и Co (верховье р. Изылы) и др.

6.6. КОМПЛЕКС НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Этот рудный комплекс является наиболее молодым (мезозойским) и включает три рудные формации: золото-ртутную, ртутную и флюоритовую эпитермальную. В КТСЗ он проявлен в основном в Томском (золото-ртутное и ртутно-сурьмяное) и Инском (золото-ртутное) рудных узлах и на крайнем юго-западе структуры (флюоритовое с киноварью среди нефелиновых сиенитов). Более широко комплекс низкотемпературного оруденения представлен на Северо-Западном Салаире, где известен ряд мелких ртутных месторождений и рудопроявлений в основном барит-киноварного типа (Мавринское, Орлиногорское), золото-ртутных (Егорьевский рудный узел, Уксунайское, Таловское и др.), флюоритовых (Красулин лог, Верхне-Матренковское, Ирэновское, Мостовское и др.), а также мышьяковое, реальгар-аурипигментовое оруденение (Аштакское). Его геологический возраст достаточно уверенно определяется как мезозойский по наличию золото-ртутной минерализации на дайки триасовых долеритов и монцодиоритов в Томском и Инском рудных узлах, траппы Кузбасса [В. А. Кузнецов, 1972], по проявлению золото-барит-флюорит-киноварного оруденения среди юрских отложений в Горной Шории [Дмитриев и др., 1963], а также по наличию флюоритовой минерализации с киноварью (киноварь в протолочках) — на мезозойские(?) нефелиновые сиениты и фонолиты в юго-западной части КТСЗ [Врублевский, Амшинский, 1974; Афанасьев и др., 1984].

Общность указанных типов оруденения заключается в минералого-геохимических особенностях, пространственном совмещении ареалов их развития, близости структурных условий минерализации. Вместе с тем следует отметить, что ртутная минерализация в виде ртутистого золота, его амальгам, ртутьсодержащих блеклых руд, сфалерита встречается в рудах колчеданно-полиметаллических и золоторудных месторождений разного возраста: кембрийского, девонского и мезозойского.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Особенности металлогении КТСЗ обусловлены геодинамическими комплексами, сформированными на ее территории, и, как отмечалось выше, последовательными этапами их тектонического развития — островодужным (образования задугового прогиба), коллизионным и постколлизионным (внутриплитовым), которым соответствуют определенные металлогенические эпохи: герцинская, охватывающая первые два этапа, и мезозойская, включающая этап проявления внутриплитного рифтогенеза.

Наиболее важными элементами структуры КТСЗ, контролирующими размещение эндогенного оруденения, являются следующие:

— наличие четырех геодинамических комплексов (структурно-формационных зон): Новосибирского задугового прогиба, выполненного мощной толщей терригенных отложений: девона и карбона; Буготакско-Митрофановского поднятия, сложенного эффузивно-осадочными образованиями среднего девона; Горловско-Зарубинского прогиба — узкой линейной синклиальной структуры, протягивающейся вдоль зоны сочленения КТСЗ и Салаира; окраинных структур каледонского континента — северо-западная часть Салаира, переработанная герцинскими коллизионными процессами;

— торцевое сочленение северо-западных структур Салаира и северо-восточных структур КТСЗ, оказавших взаимное влияние на характер разрывных нарушений и складчатости, на особенности размещения ареалов магматизма и локализацию оруденения в обоих регионах;

— единопавленность складчатости, разрывных структур и сланцеватости, совпадающих с северо-восточным простираем вулканогенно-осадочных толщ КТСЗ;

— развитие линейной и брахиформной складчатости в пределах Новосибирского прогиба;

— проявление разнотипного и разновозрастного магматизма, размещение которого контролируется разными структурами. Ареал развития гранитоидного магматизма КТСЗ представлен двумя (или, возможно, тремя) кулисами северо-восточной ориентировки. Общий ареал постгранитного мезозойского базитового магматизма состоит из систем диабазовых, габбро-диабазовых и долеритовых даек северо-западного простираения.

Эти структурные особенности строения определили поясовый характер распределения эндогенного оруденения КТСЗ. Анализ закономерностей размещения оруденения позволяет выделить два рудных пояса: Салаирско-Инской золото-молибденовый и Ордынско-Митрофановский полиметаллический (рис. 64).

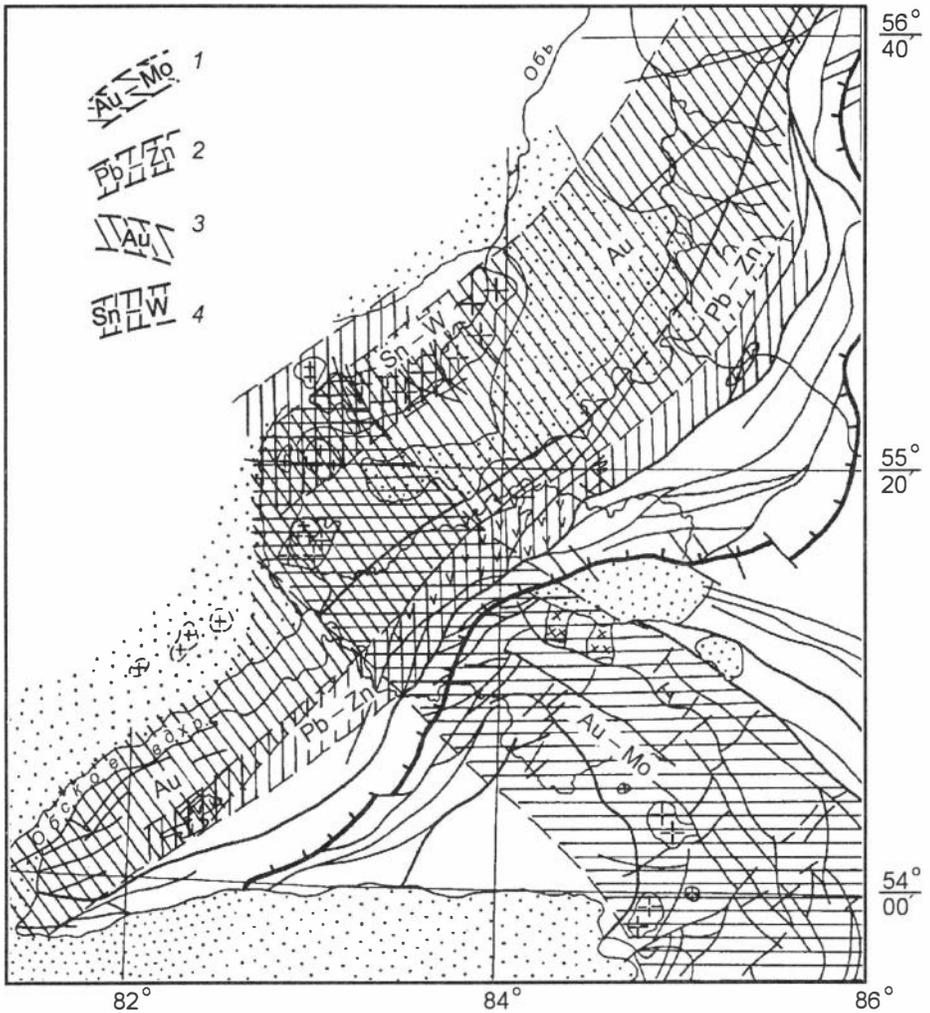


Рис. 64. Металлогеническое районирование Колывань-Томской складчатой зоны. Рудные пояса: 1 — Салаирско-Инской золото-молибденовый, 2 — Ордынско-Митрофановский полиметаллический, 3 — Приобский золоторудный, 4 — Барлакский оловорудный. Остальные усл. обозн. см. на рис. 56.

Кроме того, намечаются еще два потенциальных рудных пояса — Приобский золоторудный и Барлакский оловорудный (олово-редкометалльный), а также Седовозаимско-Ташаринская медь-никеленосная зона.

7.1. ОРДЫНСКО-МИТРОФАНОВСКИЙ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЙ ПОЯС

Рассматриваемый пояс пространственно совпадает с системой конседиментационных поднятий (Ордынское, Буготакское, Тогучинское, Митрофановское), объединяемых в одну структурно-формационную зону (субтеррейн) — Буготак-

ско-Митрофановскую, которая сложена вулканогенно-осадочной толщей среднего девона (буготакская свита). Вулканические породы выполнены туфами и лавами андезит-базальтового и риолит-дацитового состава и субвулканическими телами габбро-диабазов и риодацитов (альбитофиров). В пределах вулканогенно-осадочной толщи в тесной пространственной связи с телами риодацитов широко проявлено рассеянное колчеданно-полиметаллическое оруденение, представленное гидротермально-метасоматическими залежами прожилково-вкрапленных руд.

Наиболее значимыми участками с таким оруденением являются Барановский в пределах Митрофановского поднятия, Михайловский и Пермский — в Буготакском поднятии. Известны проявления аналогичной минерализации и в пределах Ордынского поднятия. Кроме того, среди вулканогенно-осадочной толщи среднего девона установлены многочисленные проявления медной и свинцово-цинковой минерализации неясной формационной принадлежности. Особо следует отметить повышенную золотоносность колчеданно-полиметаллического оруденения этой структурно-формационной зоны [Левашов, 1970]. В целом же масштабы проявления полиметаллического оруденения в пределах Ордынско-Митрофановского пояса невелики, а перспективы обнаружения новых промышленных объектов в свете имеющейся к настоящему времени информации оцениваются нами как незначительные.

В пределах КТСЗ и прилегающих структур Салаира можно выделить еще несколько более мелких рудоносных структур. К ним в первую очередь можно отнести *Огневозаимскую полиметаллическую зону*, включающую Легостаевский участок со стратиформным колчеданно-полиметаллическим, Огневозаимский, Романовский, Дикуша и другие с колчеданно-полиметаллическим вулканогенно-гидротермальным оруденением, а также медно-колчеданные проявления — Мотковский, Слатинский и другие, ряд точек с медной и свинцово-цинковой минерализацией неясной формационной принадлежности. Большинство из них локализовано среди сильно дислоцированных гидротермально измененных эффузивно-осадочных образований среднего девона и кембрия. Огневозаимская зона прослеживается в северо-восточном направлении от с. Ракиты через верховья речек Тальменки и Ульберди до долины р. Берди у с. Легостаево. Перспективы этой зоны еще во многом неясны из-за ее слабой изученности.

7.2. БАРЛАКСКИЙ ОЛОВОРУДНЫЙ ПОЯС

Пояс выделен условно, так как основные закономерности размещения оловянного оруденения в Новосибирском Приобье недостаточно исследованы. Практически все коренные проявления олова редкометалльной олово-вольфрамовой грейзеновой формации и формации оловоносных пегматитов локализованы среди гранитов Кольванского и Барлакского массивов. Слабые признаки оловорудной минерализации известны в Орловском массиве. Эти проявления в целом образуют вытянутый в субмеридиональном направлении ареал. Однако шлиховой ореол касситерита прослеживается далеко на северо-восток по обоим берегам р. Оби и ее правым притокам. Обособленные шлиховые ореолы касситерита отмечаются и на удалении от р. Оби (район г. Юрги, притоки р. Ини). Последнее может указывать на возможное продолжение в этом направлении коренных проявлений олова, связанных с северной кулисой гранитоидных мас-

сивов. В этом плане заслуживают внимания гидрогеохимические ореолы Ag в восточной части Обского массива. Отмеченные высокие содержания Ag (до 20 мкг/л) соответствуют предельным концентрациям этого элемента для пресных вод. Их возникновение, несомненно, связано с наличием в этом участке коренных проявлений серебряной минерализации. В качестве таковых может явиться серебро-сурьмяное или серебро-свинцовое оруденение, весьма характерное для многих оловорудных провинций мира и приуроченное к периферии оловорудных узлов [Борисенко и др., 1992].

7.3. ПРИОБСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ ПОЯС

Размещение коренных проявлений золоторудной минерализации Новосибирского прогиба, шлиховых ореолов золота и интенсивность развития в его пределах кварцево-жильной минерализации позволяют выделять региональную потенциально рудоносную структуру — Приобский золоторудный пояс. Реальность его существования подтверждается приуроченностью к структурам Новосибирского прогиба (правобережье р. Оби) коренных проявлений золота (Томский и Инской рудные узлы, участок Родиха и др.) и, особенно, протяженных шлиховых ореолов золота, маркирующих эту структуру от бассейна р. Томи (Томский узел, ореолы по рекам Лебязьей и Искитим — притока р. Томи) через Новосибирское Приобье (ореолы по р. Ояш и другим правым притокам р. Оби) и Инской рудный узел до юго-западного окончания КТСЗ (ореолы по рекам Мильтюши и Каракан, речке Крутишке — левому притоку р. Оби, выше г. Камняна-Оби). Ясно, что такой характер золотоносности Новосибирского прогиба не связан с Салаирско-Инским золотоносным поясом, а обусловлен проявлением самостоятельного линейного ареала развития золоторудной минерализации.

Вопрос о золотоносности прогиба неоднократно поднимался многими исследователями [Гусев, 1934; Кузьмин, 1961, 1970; Росляков и др., 1987*; Осинцев, Росляков, 1990], положительно оценивавшими эту структуру, что основывалось не только на широком развитии шлиховых ореолов золота и наличии коренных его проявлений, но и на особенностях геологического строения (углеродистые отложения, широкое развитие гранитоидного и базитового магматизма и т. д.) и геохимии терригенных толщ, выполняющих прогиб.

В пределах данного прогиба известно два типа золоторудной минерализации: золото-ртутная (Каменское, Семилуженское и др.) и золото-сульфидно-кварцевая арсенидного типа (Мотковское, Издревское, Петрушихинское и др.). Кроме того, в пределах Томского рудного узла широко проявлена сурьмяная минерализация в виде кварц-антимонитовых жил, шлиховых ореолов антимонита и гидрогеохимических ореолов сурьмы, что позволяет предполагать возможность обнаружения здесь золото-антимонитового оруденения. Следует отметить, что золото-ртутная и золото-антимонитовая минерализация не относится к числу хороших россыпеобразующих источников золота. Даже вблизи крупных объектов такого типа (Карлин в США; Удерей, Сарылах в России) россыпная золотоносность проявлена слабо и, как правило, связана с другими типами коренной золоторудной минерализации (золото-кварцевый тип). Это объясняется преобладанием в рудах тонкодисперсного золота. Таким образом, отсутствие в пределах Новосибирского прогиба богатых россыпей не исключает возможности обнаружения здесь заслуживающих внимания коренных проявлений золота.

Решение проблемы золотоносности Приобского пояса неразрывно связано с изучением золотосодержащей кварцево-жильной и сурьмяно-ртутной минерализации. Как отмечалось, широко развитая в Новосибирском Приобье кварцево-жильная минерализация является разновозрастной и разнотипной. К первоочередным задачам по оценке данного оруденения относятся: формационная типизация кварцево-жильной минерализации с выделением золотоносных разностей, разработка минералого-геохимических и геолого-структурных критериев поиска золотоносных жил и разбраковка их по рудоносности, выделение структур, контролирующих золото-кварцевое оруденение, и выявление перспективных участков.

Из анализа имеющихся к настоящему времени данных следует, что среди всего многообразия кварцевых жил, развитых в пределах терригенных отложений Новосибирского прогиба, золотоносными оказываются кварцевые жилы с арсенопиритом и другими сульфидами. Они имеют северо-восточное (Инской рудный узел) или северо-западное (Томский рудный узел) простирание. Однако характер их золотоносности (первичный или наложенный), как и закономерности размещения, остаются пока неясными.

Особого внимания заслуживает сурьмяно-ртутная минерализация в связи с возможностью обнаружения в КТСЗ проявлений золото-ртутного и золото-сурьмяного типов. В этой связи следует отметить совмещенность шлиховых ореолов золота и киновари и наличие геохимических ореолов сурьмы в различных участках Новосибирского прогиба.

В Приобском поясе выделяется два рудных узла — Томский и Инской. В пределах *Томского узла* известны проявления золото-ртутной (Семилуженское, Каменское) и золото-сульфидно-кварцевой (Батуриновское, Ларинское и др.) минерализации. Проявлены также полиметаллическое оруденение, шлиховые ореолы золота, киновари и антимонита, геохимические и гидрохимические аномалии Sb и Hg. В пределах *Инского узла*, возможно, проявились два типа золото-кварцевой минерализации в виде «салаирской» и «колывань-томской» систем жил. Необходимо дальнейшее изучение кварцево-жильной минерализации этого узла с целью оценки ее золотоносности, выяснения условий и закономерностей локализации оруденения. В целом Приобский пояс можно рассматривать как потенциально золотоносный.

7.4. САЛАИРСКО-ИНСКОЙ ЗОЛОТО-МОЛИБДЕНОВЫЙ РУДНЫЙ ПОЯС

Салаирско-Инской рудный пояс представляет собой вытянутый в северо-западном направлении ареал проявлений медно-молибден-порфировой, золото-сульфидно-кварцевой и золото-сурьмяной формаций, объединяемых в золото-молибденовый рудный комплекс (см. рис. 60, 64). В пределах пояса сосредоточены практически все известные участки молибденовой минерализации, включая молибден-порфировое (район Жилы № 13), а также рудопроявления, точки минерализации и геохимические ореолы молибдена в восточном экзоконтакте Новосибирского массива и в Северо-Западном Салаире. Здесь же локализованы основные проявления золото-сульфидно-кварцевой формации, золото-сурьмяной, сурьмяной, кварцево-жильной и другой минерализации. К этому поясу приурочены дайки гранит-порфиров (Егорьевский район, Новосибирский массив, район Улантовского и Коуракского массивов), долеритов и диабазов (бассейн р. Ини, Северо-Западный Салаир).

На Северо-Западном Салаире золото-молибденовый пояс протягивается согласно директивному направлению основных структур региона, а в пределах КТСЗ он занимает секущее положение. Таким образом, в Колывань-Томской зоне этот пояс как бы маркирует структуры Северо-Западного Салаира, перекрытые отложениями Новосибирского и Горловского прогибов. Следует отметить, что секущий характер размещения рудных поясов с молибденовым оруденением относительно герцинских структур характерен и для других районов Алтае-Саянской складчатой области (Северный и Южный Алтай) и Монголии (см. рис. 63).

Представляется, что формирование золото-молибденового комплекса происходило в постколлизийный (внутриплитовый) этап развития региона и связано с проявлением магматизма в процессе рифтогенеза.

Размещение оруденения в пределах Салаирско-Инского золото-молибденового пояса носит ясно выраженный узловый характер. Наиболее четко обособляются три рудных узла: Егорьевский, Легостаевский и Инской, в которых с различной полнотой проявлено молибденовое, золото-сульфидно-кварцевое и сурьмяное оруденение.

Егорьевский рудный узел в этом плане является эталонным. Здесь достаточно полно развито молибден-порфировое и золото-сульфидно-кварцевое оруденение, имеются признаки сурьмяной минерализации, а по периферии отмечаются флюоритовое и ртутное оруденение. При этом намечается эндогенная зональность, характерная для аналогичных рудных узлов в других регионах. Она развивается асимметрично (в южном направлении) относительно молибденового оруденения и выражается в последовательной смене молибденовой (с наложенной золото-сульфидно-кварцевой) минерализации золоторудной и далее к югу сурьмяной и флюоритовой. По периферии узла проявлены ртутная минерализация и шлиховые ореолы киновари. Таким образом, оруденение более поздних этапов локализуется на удалении от «центра» рудного узла, фиксируемого проявлением молибден-порфировой минерализации и интрузией плагиогранит-порфиров.

Золото-сульфидно-кварцевое оруденение узла представлено кварцевыми жилами субширотного и северо-западного простирания, что соответствует «салаирской» системе кварцевых жил. Сульфидная минерализация в кварцевых жилах имеет медно-свинцово-цинковый (халькопирит, галенит, сфалерит, пирит) или свинцово-цинковый (пирит, галенит, сфалерит) профиль. Отмечаются шеелит, теннантит, незначительное количество арсенопирита и молибденита. Геохимический профиль руд весьма типичен для золоторудных месторождений золото-молибденового рудного комплекса — Au, Pb, Zn, Cu (Ag, Bi, Te, W, Mo). Характерно, что в золото-кварцевых жилах центральной части узла содержание серебра невысокое (до $n \cdot 10$ г/т), а на удалении от центра достигает 100 г/т и более. Оруденение относится к золото-сульфидно-кварцевой рудной формации галенит-сфалеритовому или золото-редкометалльному типу по Г. Н. Гамянину [1991].

Проявленное по периферии узла более позднее оруденение представлено кварц-флюоритовыми и кварц-карбонатно-флюоритовыми жилами и гнездами среди окварцованных карбонатных пород нижнего кембрия.

Легостаевский рудный узел выделен по данным, полученным в последние годы сотрудниками Новосибирской геолого-поисковой экспедиции ГП «Ново-

сибирскгеология», и материалам более ранних исследований [Митропольский, Паренего, 1931; Домникова, Большаков, 1968; и др.]. Здесь установлены сульфидно-кварцевое, золото-сурьмяное оруденение, проявления молибденовой, полиметаллической и мышьяковой минерализации. В отличие от предыдущего узла золоторудная минерализация представлена арсенопиритовым (золото-мышьяковым) типом золото-сульфидно-кварцевой формации. Золото-кварцевые жилы имеют северо-восточное простирание («колывань-томской» ориентировки). Главные минералы — арсенопирит, пирит, второстепенные — галенит, сфалерит, золото, сульфосоли серебра и висмута.

Золото-сурьмяная минерализация в этом узле проявлена более полно и представлена кварц-антимонитовыми жилами с арсенопиритом, сфалеритом, пиритом, ауристибнитом, золотом и самородной сурьмой. Особенностью золото-сурьмяных и золото-мышьяковых руд Легостаевского рудного узла является их высокая сереброносность, что, вероятно, связано с широким развитием среди вмещающих терригенных отложений девона колчеданно-полиметаллического оруденения и рассеянной сульфидной минерализации с повышенными содержаниями серебра. Таким образом, рудный узел отличается существенно мышьяково-сурьмяным профилем золотых руд, повышенными концентрациями серебра, пространственным совмещением разновозрастных типов минерализации (золоторудной и полиметаллической), «колывань-томской» ориентировкой золотоносных кварцевых жил.

Судя по интенсивности и полноте проявления разнотипного оруденения, широкому развитию кварцево-жильной минерализации, находкам в шлихах золота по рекам Выдрихе, Ине, Елбаши, Чем и Китерне, наличию в свалах по р. Елбаши окисленных пирит-пирротиновых руд с высоким содержанием золота (устное сообщение В. В. Нечаева), Легостаевский рудный узел весьма перспективен для обнаружения новых участков золото-сурьмяного и золото-сульфидно-кварцевого (золото-мышьякового) оруденения. Рудный узел в первом приближении может быть ограничен по линии рек Выдрихи — низовья Елбаши — Чем — Китерни — Кинтереп. В геологическом отношении узел совпадает с прогибом, примыкающим с юго-востока к Чемскому крупному разлому, отделяющему его от Горловского прогиба. Площадь рудного узла сложена интенсивно дислоцированными отложениями среднего и верхнего девона и карбона, в большей части перекрытых мощным чехлом четвертичных отложений.

Инской рудный узел расположен в низовьях р. Ини, ее правых и левых притоках (р. Издревая, речки Ора, Петрушиха, Крушиха, Березовая и др.), в пределах Новосибирского прогиба, восточнее Новосибирского гранитоидного массива. Район сложен терригенными отложениями верхнего девона (пачинская и юргинская свиты) и карбона, образующими сложную брахиантиклинальную складку, нарушенную системой разрывных дизъюнктивов и зонами интенсивного расслаивания (Орская и Ярская тектонические зоны).

В рудном узле минерализация представлена жилами (до 2–3 м и более) и жильными зонами, как правило, «колывань-томской» ориентировки. В жилах в переменных количествах отмечаются арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, которые сильно окислены. Устанавливаются повышенные содержания Au — от 0,1 до 8,4 г/т [Гусев, 1934; Росляков и др., 1987*; устное сообщение И. Н. Широких]. Эти проявления, судя по широкому развитию в них арсе-

нопирита, относятся к арсенипиритовому (золото-мышьяковому) типу кварц-золото-сульфидной формации. Подобные золотоносные жилы послужили, вероятно, источником для небольшой россыпи у с. Ярское [Гусев, 1934].

Помимо кварцево-жильной золоторудной минерализации в Инском рудном узле известны молибденовые, мышьяковые, сурьмяные и полиметаллические проявления, а также ореолы киновари, золота и шеелита. В целом типы оруденения в узле практически такие же, как и в ранее описанных, что позволяет говорить о развитии здесь золото-молибденового рудного комплекса. Однако, как отмечалось ранее, вопрос о полигенности кварцево-жильной минерализации этого рудного узла и времени ее формирования остается пока открытым.

Инский рудный узел, несомненно, является одним из перспективных в отношении золотоносности кварцево-жильной минерализации, на что указывал еще А. И. Гусев [1934]. Здесь возможно выявление золото-сульфидно-кварцевого, золото-сурьмяного и золото-ртутного оруденения. Причем последние два типа, как известно, не относятся к числу россыпеобразующих, чем, возможно, и обусловлена слабая россыпная золотоносность данной площади.

В целом же Салаирско-Инской пояс — весьма перспективная рудоносная структура, которую можно рекомендовать для постановки специализированных поисково-ревизионных работ на коренное золото.

7.5. СЕДОВОЗАИМСКО-ТАШАРИНСКАЯ МЕДЬ-НИКЕЛЕНОСНАЯ ЗОНА

Рассматриваемая зона выделена в достаточной степени условно по наличию на правом берегу р. Оби медно-никелевых рудопоявлений (Седовозаимского, Шумихинского, Алферовского, Ташаринского) и далее к северо-востоку гидрогеохимических ореолов меди и проявлений медной и никелевой минерализации в кварцевых жилах (Ояшского). Пространственная ориентировка зоны, вероятно, определяется, с одной стороны, размещением интрузивов ташаринского комплекса, а с другой — приуроченностью к экзоконтактам Барлакского и Обского массивов, оказавших определенное влияние на перераспределение Cu и Ni в первично-магматических рудах.

Никель-кобальтовая минерализация неясной формационной принадлежности установлена также в обрамлении Горловского прогиба. Возможно, часть этих проявлений относится к никель-кобальтовой арсенидной формации.

Оценивая сырьевой потенциал КТСЗ в целом, отметим, что наибольшие перспективы в этом регионе имеет золотое оруденение Салаирско-Инского золото-молибденового и Приобского золоторудного поясов. Наиболее интересны в плане выявления промышленного золотого оруденения Легостаевский и Инской рудные узлы. Определенные перспективы имеет в рассматриваемом регионе и медно-молибден-порфирировое оруденение, которое также связано с Салаирско-Инским золото-молибденовым рудным поясом. Следует особо отметить проявления флюорит-редкоземельной и флюоритовой эпитермальной минерализации, установленной в юго-западной части КТСЗ, в связи с возможностью обнаружения здесь промышленного флюоритового оруденения. Перспективы других типов эндогенной минерализации либо не ясны из-за слабой изученности, либо на данном этапе оцениваются отрицательно.

КОРРЕЛЯЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В настоящее время в результате развития тектоники литосферных плит и теории террейнового анализа в применении к корреляции магматических комплексов таких крупных регионов, как Салаир, Кузнецкий Алатау, Горный Алтай и им подобных, намечился новый подход. Каждая из этих структур, составляющих современную Алтае-Саянскую область, прошла самостоятельный путь развития, который может отличаться от геологической истории других структур своим типом (например, островодужный или окраинно-континентальный для КТСЗ и Рудного Алтая соответственно) или временем формирования (например, в Западном Саяне островодужная стадия закончилась в раннем кембрии, в Кузнецком Алатау и Горном Алтае — в амгинском веке среднего кембрия, а на Салаире она продолжалась до раннего ордовика). Имеющиеся различия между структурами в типе или времени их развития позволяют выделять самостоятельные составляющие их структурно-формационные зоны или террейны.

Начиная со времени аккреции, террейны развиваются как единые структуры (супертеррейны) соответственно с синхронными однотипными магматическими так называемыми сшивающими и перекрывающими комплексами. Установление данного периода очень важно для геодинамических построений, так как позволяет различать доаккреционный, аккреционный и постаккреционный этапы развития. Эта задача напрямую решается путем корреляции магматических комплексов и сопровождающих их процессов рудообразования.

Кольвань-Томская складчатая зона и Салаир существенно отличаются от смежных регионов по геологическому строению, набору структурно-вещественных комплексов и истории геодинамического развития, что в определенной мере затрудняет корреляцию развитых на этой территории магматических образований (табл. 28). Структуры КТСЗ в плане геоисторического развития близки к герцинидам Рудного Алтая, хотя и заметно отличаются от них по интенсивности и полноте проявления разновозрастных магматических комплексов. Магматизм этих регионов сопоставим лишь с коллизионного этапа их развития. В таком же плане магматизм Салаира может быть сопоставлен с магматизмом Горного Алтая, особенно его северной части. Хотя и для этих регионов имеются существенные различия в геологическом строении, истории развития и характеру проявления магматических комплексов.

При корреляции магматических комплексов рассматриваемых регионов, кроме приведенных выше данных, использовался обширный фактический материал, опубликованный в разное время В. С. Кузевным [1975], Н. Н. Амшинским [1972], Н. Н. Амшинским и др. [1978], П. В. Ермоловым и др. [1983],

Схема корреляции магматических комплексов Колывань-Томской

Диапазон	Рудный Алтай				
	Комплекс	Массив, тело	Порода	Возраст	
				млн лет	метод
T ₃ -J ₁	Рудно-Алтайский (гранит-лейкогранитный)	—	Граниты, лейкограниты	Н.о.	Н.о.
T ₂ -J ₁	—	—	—	»	»
	Луговой (диабаз-долеритовый)	Дайки, силлы	Долериты, диабазы	230–220	U-Pb Rb-Sr
T	—	—	—	Н.о.	Н.о.
	Монастырский (гранит-лейкогранитный)	Калбинский	Граниты, лейкограниты, аляскиты	239–225	U-Pb Rb-Sr
P ₂ -T ₁	Теректинский (габбро-долеритовый)	Мохнатинское дайковое поле	Габбро, керсантиты	244	U-Pb
	Позднекалбинский (гранодиорит-гранит-лейкогранитный)	Калбинский, Прииртышский и др.	Гранодиориты, граниты, лейкограниты	251–243	U-Pb Rb-Sr
P ₁₋₂	—	—	—	Н.о.	Н.о.
	Максутский (пикрит-диабазовый)	Максутский	Пикриты, габбро, диабазы	240 250–240	Rb-Sr K-Ar
P ₁	—	—	—	Н.о.	Н.о.
	Раннекалбинский (гранодиорит-гранит-лейкогранитный)	Пролетарский, Чебундинский, Прииртышский	Гранодиориты, граниты	285–274 (264)	U-Pb Rb-Sr
C ₂	Волчихинский (габбро-диорит-натриево-гранитный)	Волчихинский, Межовский	Габбро, диориты, плагиограниты, граниты натриевые	308–301	U-Pb
C ₁₋₂	Калгутинский (гранодиорит-гранитный)	Калбинский, Прииртышский	Гранодиориты, граниты	324–315	U-Pb
C ₁	Календарский (габбро-плагиогранитный)	Календарский	Габбро, плагиограниты биотит-роговообманковые	333	U-Pb
D ₃	Устьянский (гранит-лейкогранитный)	Тела Прииртышского ареала	Граниты, лейкограниты	355	U-Pb
	Усть-Беловский (габбро-диорит-гранодиорит-гранитный)	Шемонаихинский	Габбро, диориты, гранодиориты, граниты натриевые	365–369	U-Pb
	Белорецко-Маркакольский (габбро-долеритовый)	—	Габбро, долериты	Н.о.	Н.о.
D ₂	Змеиногорский (габбро-диорит-гранодиорит-гранитный)	Пихтовский, Синюхинский	Габбро, диориты, гранодиориты, граниты	384–362	U-Pb
	Берцовско-Осиновский (риолит-дацитовый)	Змеиногорский, Золотушинский, Рубцовский ареалы	—	Н.о.	Н.о.
S ₂ -D ₁	—	—	—	»	»
O ₁	—	—	—	»	»
C ₃ -O ₁	—	—	—	»	»
C ₂₋₃	—	—	—	»	»
Є ₁	—	—	—	»	»
	—	—	—	»	»
V-Є ₁	—	—	—	»	»

складчатой зоны и Северо-Западного Салаира

Колывань-Томская зона

Комплекс	Массив, тело	Порода	Возраст	
			млн лет	метод
—	—	—	Н.о.	Н.о.
Томь-Колыванский (?) (фоидитовый)	—	Нефелиновые сиениты, фонолиты	228–180 (?)	K-Ar
Изылинский (долерит- базальтовый)	Изылинский силл	Долериты, порфириды	Н.о.	Н.о.
Томский (лампрофир-доле- ритовый)	Дайки	Долериты, монцодиориты, лампрофиры	»	»
Барлакский (гранит-лейко- гранитный)	Барлакский, Колыванский	Граниты, лейкограниты	232 236–233	Rb-Sr Ar-Ar
Новосибирский (габбро- диорит-лампрофировый)	Послеприобские дайки	Габбро-долериты, диорит- порфириды, спессартиты	244–235	K-Ar
Приобской (гранодиорит- граносиенит-гранитный)	Обской, Новосибирский	Гранодиориты, граносие- ниты, граниты	245 252–249	Rb-Sr Ar-Ar
—	—	—	Н.о.	Н.о.
Ташаринский (пикрит- габбро-долеритовый)	Ташаринский, Седовозаимский	Габбро-долериты, пикрит- долериты, апоперидотиты	255–253	Ar-Ar
—	Малетинское-1	Метагаббро, амфиболиты	269	Ar-Ar
—	—	—	Н.о.	Н.о.
—	—	—	»	»
—	—	—	»	»
—	Силлы района пос. Горный	Плагиориолиты, порфири- ды авгитовые	334	Rb-Sr
—	—	—	Н.о.	Н.о.
—	—	—	»	»
Укропский (андезит- базальтовый)	Казанские дайки	Порфириды авгитовые	»	»
—	—	—	»	»
Буготакский (плагиорио- лит-базальтовый)	Буготакский, Митро- фановский ареалы	Порфириды, плагиорио- литы	385±13 378	K-Ar K-Ar
—	—	—	Н.о.	Н.о.
—	—	—	»	»
—	—	—	»	»
—	—	—	»	»
—	—	—	»	»
—	—	—	»	»
—	—	—	»	»

Диапазон	Салаир				
	Комплекс	Массив, тело	Порода	Возраст	
				млн лет	метод
T ₃ -J ₁	—	—	—	Н.о.	Н.о.
T ₂ -J ₁	—	—	—	»	»
	Изылинский (базальт-долеритовый)	Изылинский силл, дайки	Долериты, дайково-силловые базальты	»	»
T	—	—	—	»	»
	—	Дайки в Выдрихинском массиве	Спессартиты, микродиориты, керсантиты	»	»
P ₂ -T ₁	Залесовский (диорит-тоналит-гранодиорит-гранитный)	Выдрихинский	Диориты, тоналиты, гранодиориты, граниты, лейкограниты	251 260-247	Rb-Sr Ar-Ar
P ₁₋₂	—	—	—	Н.о.	Н.о.
	—	—	—	»	»
P ₁	—	—	—	»	»
	—	Новолушниковский, Марьинский, Елбанский	—	274 273 273 259	Ar-Ar Ar-Ar Ar-Ar Rb-Sr
C ₂	—	Серебренниковское	Габбро-диабазы	315	Ar-Ar
C ₁₋₂	—	—	—	Н.о.	Н.о.
C ₁	—	—	—	»	»
D ₃	—	—	—	»	»
	—	—	—	»	»
	—	—	—	»	»
	—	—	—	»	»
D ₂	Сафоновский (габбро-диабаз-андезит-базальтовый)	Старогутовское-2, Скакунское	Метаандезит-базальты, габбро-диабазы	382±17 340-330	K-Ar K-Ar
S ₂ -D ₁	Улантовский (диорит-гранит-лейкогранитный)	Улантовский, Коуракский	Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, лейкограниты	412 423	Ar-Ar Rb-Sr
O ₁	Новолушниковский (диорит-плагиогранитный)	Колтыракский, Мокрушинский	Плагиограниты, кварцевые диориты	Н.о.	Н.о.
C ₃ -O ₁	Чебурино-краснянский (риолит-трахибазальтовый)	Покровы, силлы, дайки	Базальты, андезиты, трахиандезиты, риолиты, габбро-диабазы	»	»
E ₂₋₃	Орлиногорско-ариничевский (трахиандезит-базальт-базальтовый)	Егорьевское-2, Хмелевские, Верхне-Тайлинские	Метаандезиты, метагабброиды, габбро-диориты, конга-диабазы	»	»
E ₁	Старогутовский (плагиогранитный)	Старогутовский-1, дайки	Плагиограниты бластопорфировидные	»	»
	Печеркинский (метаплагиориодацитовый)	Покровы, силлы, дайки	Порфириды, метадиориты, плагиориодациты	»	»
V-C ₁	Верхнеаламбайский (ультрамафитовый)	Протрузии	Серпентиниты, метапироксениты	»	»

Примечание. Сводка материалов по абсолютным возрастам магматических горский, П. В. Ермолов, В. Б. Дергачев, Р. В. Оболенская, А. Г. Владимиров, Н. С. Козлов,

Горный Алтай

Комплекс	Массив, тело	Порода	Возраст	
			млн лет	метод
Горно-Алтайский, Чиндага- туйский (редкометалльно- гранитный с карбонатами)	Орочагский, Бело- убинский, Алахин- ский, Чиндага-туйский	Граниты, лейкограниты сподуменовые, гранит- порфиры, онгониты	212–183	U-Pb Rb-Sr
«Эдельвейс» (сиенит-габ- бровый)	Северо-Чуйский ареал	Сиениты, габбро-пироксен- иты	207–205	K-Ar
Чуйский (лампрофировый)	Южно-Алтайский ареал	Минетты, керсантиты, бостониты, вогезиты	183 230–190 237	U-Pb K-Ar Rb-Sr
—	—	—	Н.о.	Н.о.
Айский (граносиенит-лей- когранит-алескитовый)	Айский	Монцодиориты, граносие- ниты, алескиты	227 235	U-Pb Rb-Sr
Теректинский (гранит-пор- фир-спессартит-диабазовый)	Дайки	Диабазы, долериты, спес- сартиты, гранит-порфиры	237–233	K-Ar
Синюшинский, Белокуру- хинский (гранит-лейкогра- нитный)	Синюшинский, Савушкинский, Белокурухинский	Гранодиориты, граниты, лейкограниты	251–244 243	U-Pb Rb-Sr
Позднекалбинский (гранит- лейкогранитный)	Черневинский	Граниты, лейкограниты	257–244	U-Pb
—	—	—	Н.о.	Н.о.
—	—	—	»	»
Раннекалбинский (грано- диорит-гранит-лейкогра- нитный)	—	Гранодиориты, граниты, лейкограниты	280–270	U-Pb
—	Караулкинский	Габбро-диориты	306	U-Pb
Юстыдский (гранит-лейко- гранитный)	Юстыдский, Богутинский	Граниты	317–321	Rb-Sr
Караоукский (долерит- диорит-риолитовый)	Юстыдский ареал	Долериты, порфиры диабазовые, риолиты	Н.о.	Н.о.
Боровлянский (гранит- лейкогранитный)	Боровлянский, Кольванский, Поспелихинский	Граниты, лейкограниты	360 362	Rb-Sr U-Pb
Усть-Беловский (габбро- диорит-гранодиорит- гранитный)	Усть-Беловский, Бацелаковский, Майорский	Габбро, диориты, грано- диориты, граниты натрие- вые	364 365–360	U-Pb Rb-Sr
Урскульский (габбро-доле- ритовый)	Урскульский	Габбро, долериты, диабазы	Н.о.	Н.о.
—	—	—	»	»
Саганский (трахибазальт- риодацитовый)	Уйменский, Каракокшинский, Лебедской ареалы	Трахибазальты, трахианде- зиты, риолиты, дациты	»	»
Югалинский (габбро-мон- цодиорит-гранодиорито- вый)	Югалинский, Элекмонарский	Граниты, монцодиориты, лейкограниты	»	»
—	—	—	»	»
—	—	—	»	»
Усть-Семинский (трахи- базальт-базальтовый)	Усть-Семинский, Чебуракский ареалы	Базальты, трахибазальты, андезитбазальты	»	»
Саракокшинский (габбро- диорит-плагиогранитный)	Саракокшинский, Бозлинский	Плагиограниты, диориты, метагаббро	»	»
Сарысазский (плагиорио- лит-андезит-базальтовый)	Сийский, Сарысазский ареалы	Базальты, метариолиты, дациты	»	»
Чаган-Узунский (дунит- гарцбургитовый)	Чаган-Узунский, Курайский	Дуниты, гарцбургиты, серпентиниты	»	»

ных пород составлена с учетом авторских и литературных (В. С. Кузбный, Н. Н. Амшин-С. П. Шокальский, В. Н. Токарев и др.) данных.

В. Б. Дергачевым и др. [1980], Р. В. Оболенской [1971, 1983], а также в последние годы А. Г. Владимировым и др. [1981, 1995, 1997], Н. С. Козловым и др. [1991], С. П. Шокальским и др. [1997], В. Н. Токаревым и др. [1996] и многими другими исследователями. Учитывая, что по Северо-Западному Салаиру нами получены довольно многочисленные изотопные датировки (в основном ^{40}Ar - ^{39}Ar методом), которые не опубликованы, авторы сочли целесообразным привести их в этой главе.

Наиболее древние магматические образования примитивной островной дуги (Є_{1-2}) проявлены в Северо-Западном Салаире и Кузнецком Алатау. Они представлены ниже-среднекембрийскими вулканитами пестрого состава, относимыми к печеркинской и единисской свитам. С вулканогенными образованиями этих свит связан комплекс субвулканических интрузий среднего и основного состава, представленных диоритами, габбро-диоритами и габбро (печеркинский комплекс). К этим же древним магматитам относятся гнейсовидные плагиограниты и плагиогранит-порфиры старогутовского комплекса.

Магматизм в Северо-Западном Салаире на стадии зрелой островной дуги (Є_2 - O_1) представлен средне-основными эффузивами и интрузиями габбро-диабазов и габбро-диоритов (орлиногорско-ариничевский, чебуринско-краснянский комплексы). Такого же типа вулканические образования широко развиты и в других регионах Алтае-Саянской складчатой области, они детально описаны во многих работах. С ниже-среднекембрийским вулканизмом в западной части Алтае-Саянской складчатой области ассоциирует марганцевое и колчеданно-полиметаллическое оруденение. Некоторые исследователи [Усов, 1933; Зеркалов, 1962; Дербигов, Нуварьева, 1967; и др.] связывают с ним колчеданно-полиметаллические месторождения Салаира. Э. Г. Дистанов и др. [1963, 1964, 1977] обосновывают более молодой герцинский возраст оруденения этого типа.

Отличительной особенностью Салаира в сравнении с другими кембрийскими островодужными структурами является отсутствие крупных гранитоидных массивов, сложенных породами известково-щелочного (типа мартайгинского комплекса в Кузнецком Алатау) и толеитового (типа саракочшинского комплекса в Горном Алтае, кундустуольского в Кузнецком Алатау, маинского в Западном Саяне) рядов. Гранитоиды иного типа на Салаире предполагаются по данным космодешифрирования. В качестве подтверждения последнего обычно указывается вскрытый скважинами (на глубине 250–300 м) Новолушниковский массив диорит-плагиогранитового состава. Однако отнесение к кембрийским образованиям пород этого массива не подтверждается полученными авторами ^{40}Ar - ^{39}Ar датировками по слабосерицитизированному плагиоклазу плагиогранитов. С учетом содержания избыточного аргона изохронный возраст составляет 274 ± 11 млн лет (рис. 65).

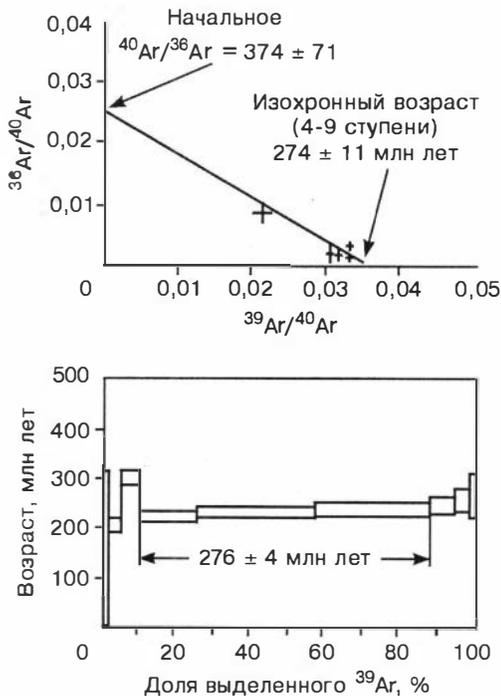
Среди комплексов пассивной окраины, переработанных последующими коллизионными процессами, проявился улантовский диорит-тоналит-лейкогранитовый комплекс, представленный на Салаире Улантовским и Коуракским массивами. Следует отметить, что относительно геологического возраста гранитоидов этого комплекса существуют довольно противоречивые представления. А. А. Арапов [1960] нижнюю возрастную границу Коуракского массива определял по контактовому метаморфизму нижеживетских отложений, а верхнюю — по трансгрессивному налеганию на гранитоиды фаменских образований. Позд-

Рис. 65. Ar-Ar возрастные спектры полевого шпата из плагиопорфиров Новолушниковского массива (обр. Е-3).

нее Б. В. Голошейкин [1965] в южной части Улантовского массива установил трансгрессивное налегание позднеживецких отложений на гранитоиды комплекса, которые стали считаться додевонскими. На геологической карте западной части Алтае-Саянской складчатой области (1973 г.) возраст гранитоидов Улантовского массива принят силурийским. Наконец, Н. Н. Амшинский и др. [1978] относил эти магматиты к послекарбоневым образованиям, сопоставляя их с гранитоидами приобского комплекса. В 1988 г. В. В. Нечаевым было высказано предположение о полихронности Улантовского массива. Авторами для кварцевых диоритов Улантовского массива получен (рис. 66, табл. 29) изохронный Rb-Sr возраст — $423 \pm 8,7$ млн лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. Аналогичная датировка получена при построении Rb-Sr изохроны по породе и породообразующим минералам кварцевых диоритов и лейкогранитов — $423 \pm 8,4$ млн лет $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. По амфиболу из этой же пробы кварцевых диоритов Ar-Ag датировка составляет $411,7 \pm 4,7$ млн лет (рис. 67, а). Вероятными аналогами улантовского комплекса являются тельбеский и ольгинский комплексы Кузнецкого Алатау, имеющие силурийской возраст и петрохимически сходные с ним. По возрастному положению ($428,9 \pm 1,8$ млн лет по Rb-Sr методу) лейкограниты Улантовского массива сопоставимы с магматитами тигертышского комплекса Кузнецкого Алатау [Сотников и др., 1995].

Изотопным датированием подтверждается полихронность Улантовского массива. Для дайки гранит-порфиров, прорывающих в Лебедевском карьере лейкократовые граниты, по плагиоклазу получена $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ датировка — $258,7 \pm 5,0$ млн лет (см. рис. 33, б). Характерно, что в этом районе проявлена золотоносная медно-молибденовая минерализация (Верх-Чемское проявление), сопоставимая по типу и возрасту с оруденением в Новолушниковском массиве (участок Жилы № 13).

Следует подчеркнуть, что проявление гранитоидного магматизма в обстановке пассивной окраины обычно не характерно. В данной ситуации можно предполагать либо более молодой возраст улантовского комплекса и его связь с магматизмом в задуговом бассейне в среднедевонское время (что не согласуется с изотопными датировками), либо первоначальную его принадлежность к структурам Кузнецкого Алатау с последующим отрывом вмещающего массивы блока и тектоническим совмещением его с северной окраиной Салаира. Второй вариант, по-видимому, более предпочтителен.



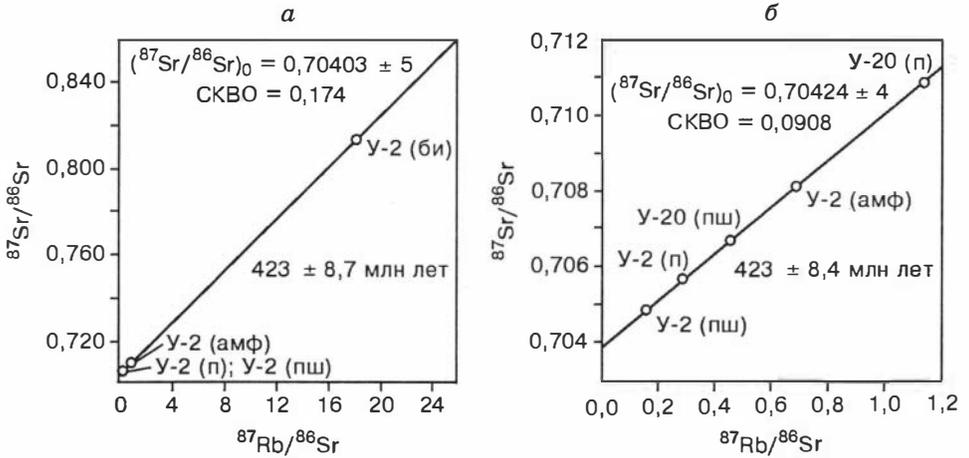


Рис. 66. Rb-Sr изохрона для кварцевых диоритов (а) и лейкогранитов (б) Улантовского массива:

а — порода, полевой шпат, амфибол, биотит (обр. У-2); б — порода, полевой шпат, амфибол (обр. У-2); обр. У-20 — порода, полевой шпат (см. табл. 29).

Наиболее ранними проявлениями магматизма в КТСЗ в поднятиях задугового бассейна (Буготакское, Митрофановское и Ордынское) являются среднедевонские вулканогенные образования буготакской свиты [Кунгурцев и др., 1998]. Они представлены базальтовыми, андезибазальтовыми и андезитовыми порфиритами, дацитовыми и риолитовыми порфирами и туфами основного состава, а также комагматическими с ними субвулканическими интрузивами кислого состава. На Салаире вулканогенные породы девонского возраста достоверно не установлены. Однако возможно, что часть диабазов, относимых к сафоновскому андезит-базальт-габбро-диабазовому комплексу, может иметь среднедевонский возраст. По крайней мере, есть K-Ar датировки таких пород, отвечающие значениям 382 ± 17 млн лет. Среднедевонскому вулканизму КТСЗ соответствует широко и достаточно полно проявленный девонский вулканизм в смежных регионах (Рудный и Горный Алтай, Кузнецкий Алатау), своеобразии которого определялось конкретными геологическими обстановками и особенностями геологического строения этих регионов [Елкин и др., 1994].

С проявлением девонского вулканизма в западной части Алтае-Саянской складчатой области связано формирование полиметаллического и колчеданно-полиметаллического оруденения (наиболее интенсивно развитого в островодужных комплексах

Таблица 29

**Rb-Sr характеристики пород и минералов
Улантовского массива**

Проба	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm \sigma$)
У-2 (п)	47,4	514,4	0,267	0,70559 \pm 13
У-2 (пш)	40,9	807,7	0,147	0,70491 \pm 13
У-2 (би)	237,8	36,3	19,126	0,82073 \pm 42
У-2 (амф)	9,93	42,9	0,669	0,70791 \pm 15
У-20 (п)	61,9	160,2	1,118	0,71065 \pm 9
У-20 (пш)	36,1	249,9	0,418	0,70654 \pm 6

Примечание. Усл. обозн. см. табл. 7, 13.

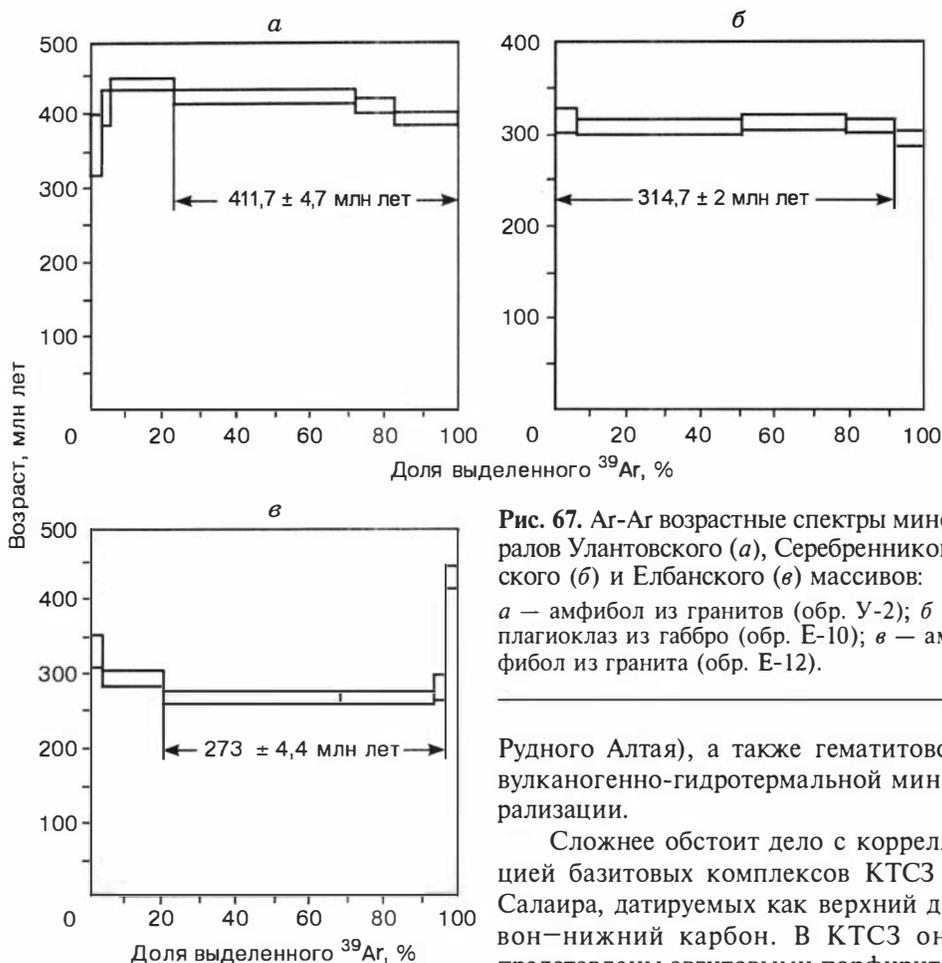


Рис. 67. Ar-Ar возрастные спектры минералов Улантовского (а), Серебрянниковского (б) и Елбанского (в) массивов:

а — амфибол из гранитов (обр. У-2); б — плагиоклаз из габбро (обр. Е-10); в — амфибол из гранита (обр. Е-12).

Рудного Алтая), а также гематитовой вулканогенно-гидротермальной минерализации.

Сложнее обстоит дело с корреляцией базитовых комплексов КТСЗ и Салаира, датируемых как верхний девон—нижний карбон. В КТСЗ они представлены авгитовыми порфиритами, габброидами и амфиболитами ук-

рупского комплекса, прямых аналогов которому в пределах Салаирского кряжа пока не установлено [Токарев и др., 1996]. В Рудном Алтае по времени формирования им наиболее близок алейский габбро-диабазовый комплекс. Вместе с тем проявления ранних габброидов имеют место и в составе позднедевонских-раннекаменноугольных усть-беловского и календарского габбро-гранитовых комплексов. К сожалению, достаточно надежных определений абсолютного возраста базитов укрупского и буготакского комплексов получить не удалось, что затрудняет их сопоставление с близкими по составу магматическими образованиями Горного и Рудного Алтая.

Палеозойский магматизм на Северо-Западном Салаире завершается внедрением габбро-диабазов, типичным представителем которых является Серебрянниковский массив — $314,7 \pm 2$ млн лет (^{40}Ar - ^{39}Ar , по плагиоклазу, см. рис. 67, б). По времени формирования эти магматиты близки к габбро-диоритам горы Караулки и других интрузий в Горном Алтае (306 млн лет, U-Pb)

и габбро-диорит-гранитовым интрузиям волчихинского комплекса в Рудном Алтае (301–308 млн лет, U-Pb).

Как отмечалось выше, полученная нами датировка по Новолушниковскому массиву Северо-Западного Салаира (274 ± 11 млн лет, ^{40}Ar - ^{39}Ar) не согласуется с геологически предполагаемым раннеордовикским возрастом диорит-плагиогранитового новолушниковского комплекса [Нечаев, Хубльдикова, 1996*]. Если это действительный возраст изученных пород, то тогда новолушниковский комплекс можно сопоставить с калбинским комплексом южной части Горного Алтая (270–280 млн лет, U-Pb) и раннекалбинским Рудного Алтая (284–285 млн лет, U-Pb), для которых характерна слабо проявленная молибденовая или молибден-вольфрамовая металлогеническая специализация. В противном случае полученные молодые датировки необходимо отнести на счет наложенных гидротермально-метасоматических изменений. Аналогичные с новолушниковскими датировки определены по находящемуся в том же районе Елбанскому диорит-тоналит-плагиогранитовому массиву ($273 \pm 4,4$ млн лет, ^{40}Ar - ^{39}Ar , по амфиболу — см. рис. 67, в; $258,8 \pm 4,6$ млн лет, Rb-Sr — рис. 68, табл. 30), что нам представляется более вероятным. Слабые корреляционные связи магматизма КТСЗ и Салаира с соседними структурами подчеркивают самостоятельность их развития в доколлизийный период. Более определенно коррелируются магматические образования коллизийного этапа КТСЗ и сопредельных регионов. Наиболее ранние из них — базиты ташаринского пикрит-габбро-долеритового комплекса, для которого получены достаточно надежные ^{40}Ar - ^{39}Ar датировки 252,6–255 млн лет. Имеющиеся ранее K-Ar и Rb-Sr определения абсолютного возраста (235–244 млн лет), скорее всего, соответствуют времени их метаморфизма гранитоидными интрузиями приобского и барлакского комплексов, что достаточно уверенно обосновывается по ряду геологических и минералого-геохимических признаков. В Рудном Алтае аналогом ташаринского является, очевидно, максутский комплекс, для которого имеются лишь K-Ar и Rb-Sr определения возраста. Эти комплексы сходны не только по геологической позиции, соотношению с другими магматическими образованиями, набору слагающих их породных ассоциаций, но и по металлогеническим особенностям — для них характерно медно-никелевое оруденение. На Салаире и в Горном Алтае интрузии такого типа достоверно не установлены.

Более поздние интрузии приобского гранодиорит-граносиенит-гранитового комплекса достаточно уверенно датируются как пермо-триасовые: по данным Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar методов 245,5–251,5 млн лет. Их возрастными аналогами на Салаире являются Выдрихинский массив залесовской серии — 247,2–260,0 (^{40}Ar - ^{39}Ar) и $251,0 \pm 5,8$ (Rb-Sr) млн лет (см. рис. 45, 46), интрузии позднекалбинского комплекса в Рудном Алтае — 243–251 млн лет (U-Pb), синюшинского (белокурихинского) и позднекалбинского комплексов Горного Алтая — 243–257 млн лет (U-Pb, Rb-Sr). Эти комплексы, хотя и несколько отличаются по составу и петрохимическим особенностям, весьма сходны по металлогенической специализации — для них характерно редкометалльное молибден-вольфрамовое оруденение, с разной интенсивностью проявленное практически во всех массивах.

В пермо-триасовых гранитоидах и независимо от них в рассматриваемых регионах широко проявлены дайки базитового и щелочно-базитового состава,

Рис. 68. Rb-Sr изохрона для гранитоидов Елбанского массива.

Обр. E-12 — порода, полевой шпат;
обр. E-11 — полевой шпат, амфибол (см. табл. 30).

которые отсутствуют в интрузивах более поздних барлакского и монастырского гранит-лейкогранитовых комплексов. Возраст даек по данным K-Ar метода оценивается в 254–235 и 244 млн лет — U-Pb методом. Как и пермо-триасовые гранитоиды, такие дайковые комплексы базитов распространены в Рудном Алтае (в пределах Орловского, Калбинского и других массивов), на Салаире (в Выдрихинском массиве) и в Горном Алтае, где они объединены в теректинский комплекс [Михалева, 1963, 1989]. В КТСЗ такие дайки, представленные габбро-долеритами, диоритовыми порфиритами и спессартитами, входят в состав новосибирского комплекса. По ряду минералого-геохимических признаков они существенно отличаются от даек криптодолеритов и лейкомикродиоритов, секущих гранитоиды барлакского комплекса (карьер Мочище), а также томских даек, Изылинского и Горловского силлов и траппов Кузбасса. В целом же вопрос об объеме и ареале развития новосибирского дайкового комплекса еще во многом остается открытым.

Проявление однотипного и разновозрастного магматизма на обширных территориях в пределах различных геологических структур, а также характеристики этого магматизма как коллизионного свидетельствуют, что, начиная с позднего карбона, в западной части Алтае-Саянской складчатой области преобладала геодинамическая обстановка коллизии и объединения разновозрастных террейнов

К образованиям мезозойского внутриплитового этапа развития в КТСЗ относятся магматиты барлакского гранит-лейкогранитового, изылинского долерит-базальтового и, возможно, томского лампрофир-долеритового комплексов, а также предположительно щелочные породы слабоизученного «томь-колыванского» комплекса. Выделяемый нами барлакский гранит-лейкогранитовый комплекс, имеющий возраст 232–235,9 млн лет (Rb-Sr, ^{40}Ar - ^{39}Ar), хорошо сопоставляется по возрасту, минералого-геохимическим особенностям и металлогенической специализации с монастырским комплексом Рудного Алтая (225–239 млн лет,

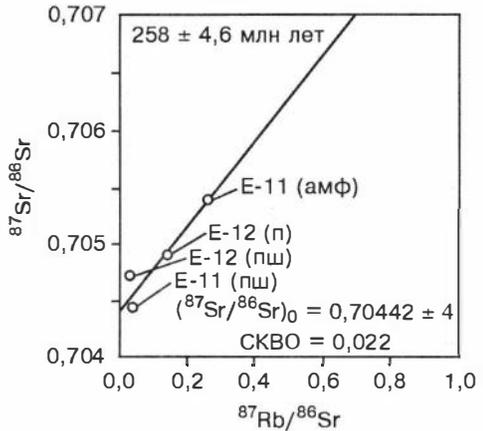


Таблица 30

Rb-Sr характеристики пород и минералов Елбанского массива

Проба	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm \sigma$)
E-12 (би)	347,6	30,0	33,889	0,82920 \pm 23
E-12 (пш)	23,5	2081,6	0,033	0,70474 \pm 12
E-12 (п)	44,4	1067,8	0,120	0,70485 \pm 8
E-11 (пш)	24,3	1957,4	0,036	0,70432 \pm 11
E-11 (амф)	9,71	114,4	0,245	0,70534 \pm 40

Примечание. Усл. обозн. см. табл. 7, 13.

U-Pb) и поздними фазами синюшинского (белокурухинского) комплекса Горного Алтая (232–240 млн лет, Rb-Sr, U-Pb). Последние в настоящее время выделяются С. П. Шокальским и др. [1997] в качестве самостоятельного редкометалльно-гранитового комплекса. Для всех гранитоидных массивов этого типа характерно редкометалльное олово-вольфрамовое оруденение, что резко отличает их от пермо-триасовых гранитоидов приобского-позднекалбинского возрастного уровня с молибден-вольфрамовой металлогенической специализацией. По редкометалльным характеристикам граниты барлакского комплекса четко соответствуют внутриплитовым образованиям (см. рис. 5).

Изылинский комплекс, представленный силлами и дайками долеритов, диабазов, плагиоклазовых порфиритов, является аналогом траппов Кузбасса. Это типичные платформенные образования, возраст которых оценивается как среднетриасовый. В Рудном Алтае силлы диабазов, сходные с траппами Кузбасса, известны в угленосном карбоне Луговской мульды [Кузубный, 1975]. Их возраст также рассматривается как ранне-среднетриасовый, но по последним данным Рудно-Алтайской ГРЭ такие же породы установлены и среди юрских отложений, что повышает их возраст как минимум до среднеюрского.

Более спорным является положение «томь-колыванского» комплекса щелочных пород, которые были вскрыты скважиной в юго-западной части КТСЗ. Они представлены нефелиновыми сиенитами и фонолитами [Врублевский, Амшинский, 1974]. Имеющиеся данные об их абсолютном возрасте (180–228 млн лет, K-Ar) малонадежны в виду сильной измененности пород. Геологический возраст этого уникального для данного региона комплекса рассматривается как постверхнедевонский по прорыванию ими осадочных отложений верхнего девона. Возможным аналогом этого комплекса в Горном Алтае является комплекс «Эдельвейс» [Оболенская, 1983]. Не исключено, что «томь-колыванский» комплекс при более детальном изучении и воспроизведении с помощью буровых работ каменного материала по нему можно будет сопоставить и с аналогичными щелочными породами Кузнецкого Алатау. На настоящий момент такие материалы отсутствуют.

Вопрос корреляции метаморфических образований палеозойского фундамента для исследованной территории относится к числу наиболее сложных, поскольку типичные комплексы регионально-метаморфизованных горных пород, являющиеся предметом традиционных корреляционных сопоставлений, практически отсутствуют в обнаженных и вскрытых скважинами участках региона.

Развитые в пределах КТСЗ и Северо-Западного Салаира осадочные и осадочно-вулканогенные отложения испытали низкотемпературный региональный метаморфизм начальных стадий, корректная фациальная диагностика которого осложняется отсутствием критических минеральных парагенезисов. О незначительных глубинах проявления метаморфизма в первом приближении можно, по-видимому, судить по интенсивной «объемной» рассланцовке вулканогенно-осадочных пород и тектоническому «расчешуиванию» толщ. Можно констатировать также, что в сложно построенных вулканогенно-осадочных толщах признаки метаморфизма выражены более отчетливо у вулканитов.

Преобладающие разности изученных пород региона, хотя и имеют палеотипный облик, относятся к разряду метаморфизованных [Петрографический кодекс..., 1995]. При этом наряду с несомненно проявленным региональным ме-

таморфизмом локально развиты контактово-метаморфические (роговики, мраморы) и тектонометаморфические (брекчии, катаклазиты) образования. Можно заметить также, что с удревнением возраста пород степень их метаморфического преобразования повышается. Это наблюдается в пределах Полдневской полосы Северо-Западного Салаира, где породы печеркинской свиты превращены в катаклазированные породы, приближающиеся местами по многим характеристикам к кристаллическим сланцам, в которых тем не менее обычно устанавливаются вещественные признаки исходных пород. Однако отложения кембрийского возраста, широко развитые в пределах Северо-Западного Салаира, совершенно отсутствуют в Кольвань-Томской зоне, и вопрос о сопоставлении метаморфизованных образований на данном стратиграфическом уровне может быть поставлен только в плане внутрирегиональной корреляции.

Породы пренит-пумпеллиитовой фации широко распространены в Урском и Салаирском рудных полях Северо-Восточного Салаира [Фомичев, Казаринов, 1947*; Фомичев, Алексеева, 1961]. Предполагается также, что вся территория КТСЗ и большая часть Северо-Западного Салаира сложены комплексами пород, в той или иной степени метаморфизованными в условиях пренит-пумпеллиитовой фации и частично фации зеленых сланцев [Лепезин, 1978]. Последнее предположение относится прежде всего к центральной полосе Салаира, имеющей северо-восточное простирание [Лепезин, 1976].

Можно также предположить, что температура региональных преобразований не превышала 400 °С. Во всяком случае интенсивность регионального метаморфизма, очевидно, не поднималась выше фации зеленых сланцев. При этом верхние части разреза можно считать слабо метаморфизованными, несмотря на то, что они в главной своей массе интенсивно рассланцованы, хлоритизированы и эпидотизированы, а пронизывающие их кварцевые жилы большей частью будинированы. В подобной ситуации не представляется возможным достоверно отделить регионально-метаморфические преобразования от аутометаморфических и от изменений, связанных со сдвиговыми зонами.

В пределах изученной площади и территориях, непосредственно примыкающих к ней, интенсивно метаморфизованные толщи известны в трех районах — северо-западном фазе Кузнецкого Алатау, граничащем с северным окончанием КТСЗ, Центральном (Аламбайский район) и Южном Салаире (Ангурепский и Бехтемирский тектонические блоки). Приведенные в схеме единисская свита и киргислинский метаморфический комплекс (табл. 31), строго говоря, также не должны участвовать при выполняемых сопоставлениях, поскольку являются кузнецко-алатаускими образованиями. Аналогами киргислинского комплекса можно условно считать аламбайскую и кивдинскую свиты и отнести их к эпидот-амфиболитовой фации [Классификация и номенклатура..., 1992]. Как показал С. А. Каргополов [Владимиров и др., 1994*], ангурепский полиметаморфический комплекс в пределах рассматриваемой территории аналогов не имеет.

Для территории Новосибирской области, когда информация об интрузивных телах ограничивается единичными обнажениями и скважинами и когда практически невозможно сориентировать геологов на так называемые эталонные массивы магматических комплексов, при уточнении серийной легенды к картам м-ба 1 : 200 000 важное значение приобретают корректные изотопно-гео-

Схема корреляции палеозойских метаморфизованных и метаморфических образований Колывань-Томской складчатой зоны и Салаирского кряжа (с условной оценкой фаций регионального метаморфизма)

Система	Отдел	Колывань-Томская складчатая зона		Салаир		Фация
		Северная часть	Центральная и южная части	Северо-западная часть	Центральная и южная части	
P	P ₂	—	Кузнецкая	—	—	Пр-Пм
	P ₁		Верхнебалахонская			
C	C ₃	Нижебалахонская	—	—	—	
	C ₂					
	C ₁					
D	D ₃	Подонинская, юргинская, косотесовская, пачинская, глубокинская, пожарищевская, стрельнинская	Пачинская, юргинская, укропская	Маслянинская толща	Мозжухинская серия	
	D ₂	Лебедянская	Буготакская, митрофановская	Соболевская, горяевская, мамонтовская	Сафоновская, керлегешская, мамонтовская	
	D ₁	Омутнинская				
S	S ₂	—	—	—	Потаповская	
	S ₁	—	—	Баскусанская, оселкинская	Юрманская, баскусанская, оселкинская	
O	O ₃	—	—	Бобровская	Урская, веберовская	
	O ₂	—	—	Веберовская (александровская)	Карастунская	
	O ₁	—	—	Карастунская, татарская зайчихинская	Иловатская, краснянская	
€	€ ₃	—	—	Матюжихинская	Чебуринская, толсточихинская	
	€ ₂	—	—		Ариничевская	Каменнобродская, орлиногорская
	€ ₁	Единиская (Кз)	—	Сафатовская	Бачатская, горскинская	
V-€ ₁	Киргислинский метаморфический комплекс (Кз)	—	—	Печеркинская, суенгинская, кинтерепская	Анчешевская, печеркинская, гавриловская, мартыновская	Зл
PR-R	—	—	—	—	Кивдинская, аламбайская, кедровская, сунгайская, мишихинская	Эп-Ам
		—	—	—	Ангурепский полиметаморфический комплекс	Эк или Гр(?)

Примечание. Пунктиром показаны условные границы метаморфических фаций, двойной линией — тектонические контакты. Фации метаморфизма: Пр-Пм — пренит-пумпеллитовая, Эл — фация зеленых сланцев, Эл-Ам — эпидот-амфиболитовая, Эк или Гр — эклогитовая или гранулитовая (?), Кз — кузнецко-алагауские образования.

При составлении схемы использованы материалы В. Н. Токарева, А. Г. Мамина и др. [1988]; Н. Ю. Ахматшина и др. [1997*]; С. А. Каргалолова [1994*]; Н. В. Григорьева и др. [1982]; Г. Г. Лелезина [1976, 1978]; Э. Г. Дистанова [1963, 1977]; А. Б. Гинцингера и др. [1973] и объяснительные записки ГК-200, Кузбасская серия [1959—1988 гг.].

хронологические данные. Особенно отчетливо это проявилось в результате изотопного датирования магматитов в соседних регионах Горного и Рудного Алтая, которые по своей обнаженности далеко превосходят КТСЗ и Северо-Западный Салаир и для которых в результате проведенных исследований в значительной степени изменилось традиционное представление о возрастной последовательности магматических комплексов.

Хотя полученные при выполнении настоящей работы изотопные датировки могут характеризовать только самую общую последовательность развития магматизма в КТСЗ и Северо-Западном Салаире, тем не менее и они ставят ряд вопросов. С учетом этих датировок в некоторых случаях, повидимому, целесообразна определенная «ревизия» исходных геологических данных, которые легли в основу представлений о возрастном положении интрузивов. Это касается, например, Улантовского массива, для которого исторически высказывались предположения о геологическом возрасте в очень широком временном диапазоне, а также периодически ставился вопрос о его полихронности. Для таких «спорных» ситуаций, конечно, необходимы расширение и детализация изотопно-геохронологических исследований, возможно, с привлечением нескольких изотопных методов (в частности, U-Pb, Sm-Nd и др.).

Представленная корреляционная схема магматизма (см. табл. 28) учитывает в основном результаты изотопного датирования с ориентировкой для КТСЗ и Северо-Западного Салаира преимущественно на ^{40}Ar - ^{39}Ar метод. В связи с различной геотектонической историей анализируемых регионов, более или менее четко коррелируемые уровни магматизма можно, очевидно, выделять начиная с намюра, когда КТСЗ и Северо-Западный Салаир (и прилегающие территории) развиваются в одинаковой обстановке коллизионных процессов, связанных с образованием единого континента Евразии. До этого времени магматизм Салаира во многом имел свою историю.

Наиболее четкий возрастной уровень развития магматизма во всех представленных регионах характерен для приобских гранитоидов, корреляционные аналоги которых имеются на других территориях. Достаточно отчетливо (за исключением Северо-Западного Салаира, где этот магматический импульс не зафиксирован) прослеживается гранит-лейкогранитовый уровень «барлакского» типа. Такие корреляционные уровни могут служить хорошими возрастными реперами при геохронологической разбраковке многих магматитов, особенно широко проявленных в исследуемых регионах дайковых образований.

Анализ возрастного положения последних, как и их соотношений с гранитоидными массивами, представляет особую проблему. В первую очередь это касается даек, выделяемых в качестве новосибирских и томских. Следует отметить, что четких аналогов томских даек среди новосибирских авторами не было зафиксировано.

Во многих случаях дискуссионным остается возрастное положение (и генетические соотношения) выделяемых в пределах некоторых массивов так называемых даек «второго этапа». Опыт изучения подобных дайковых образований среди многих гранитоидных массивов Кузнецкого Алатау, Восточного Забайкалья, Монголии и других регионов часто свидетельствует о существовании заметного возрастного разрыва между комплексом даек и вмещающими их гранитоидами и о петрогенетической самостоятельности этих магматических проявлений. Важность этой проблемы возрастает в силу того, что с подобными дайковыми комплексами часто бывает связана наиболее значимая рудная минерализация. Такие исследования требуют специального методического подхода и имеют самостоятельное значение [Оболенская, 1983].

Неясности с возрастным положением (с отнесением к конкретному магматическому комплексу) могут возникнуть и в отношении малых тел лейкогранитов в связи с тем, что все гранитоидные комплексы обычно завершаются проявлением ультракислых разностей пород. В частности, с такой ситуацией авторы столкнулись в северной части Новосибирского массива и в пределах Новобибеевского карьера в Обском массиве. При широком проявлении разнообразных форм лейкократовых и аплитовидных гранитов и пространственной сближенности гранитоидов приобского и барлакского комплексов возрастная разбраковка этих пород без привлечения дополнительных характеристик затруднительна.

Привлечение межрегиональной корреляции магматитов может оказаться полезным в случае «необычных» датировок. Примером могут служить габбро-диабазы Серебренниковского тела, для которых получена датировка 314,7 млн лет, что соответствует карбону. Таких возрастов магматитов в Северо-Западном Салаире не было известно, но в то же время в Горном Алтае имеются близкие датировки габбро-диоритов Караулкинского массива (306 млн лет), а в Рудном Алтае — Волчихинского (308—301 млн лет). В районе Белокурихинского массива зафиксированы карбоновые метаморфические ядра (устное сообщение А. Г. Владимирова).

При недостаточной обнаженности территории актуальным является вопрос о более или менее четко фиксируемых признаках, свидетельствующих о принадлежности объекта исследования к конкретной породной ассоциации (комплекс). Визуальных наблюдений для этого часто недостаточно, требуется привлечение признаков, базирующихся на количественной основе. Последние в большинстве случаев, очевидно, могут быть предложены в результате специальных петрогеохимических и других исследований.

Частично эту работу провели авторы, когда возникла необходимость дополнительного обоснования (к изотопно-геохронологическим данным) самостоятельности приобского и барлакского комплексов. В результате петрогеохимических, физико-химических и изотопных исследований, на наш взгляд, выявлены достаточно четкие дискриминантные признаки, которые вполне

уверенно позволяют различать магматиты этих двух комплексов. В практике геологических работ, конечно, нет необходимости привлекать весь набор указанных дискриминантных признаков и вполне можно обойтись отдельными из них, наиболее легко выявляемыми. В частности, в данном случае можно, очевидно, ориентироваться на радиометрические данные, особенно в сочетании с исследованием анионного состава (фтор, хлор) темноцветных минералов. Это доступно, экспрессно и практически не отразится на стоимости геологических работ.

Подобные дискриминантные признаки (возможно, в иных вариантах) безусловно могут быть выявлены и для других магматических комплексов.

В целом при геолого-съёмочных работах (особенно на уровне м-ба 1 : 200 000) в условиях слабой обнаженности, очевидно, наиболее целесообразно комплексирование изотопно-геохронологических исследований и относительно дешёвых экспрессных аналитических методов, позволяющих определить наиболее характеристические признаки естественных породных ассоциаций.

В результате проведенных исследований показано, что Кольвань-Томская складчатая зона как самостоятельная структура сформирована в среднепалеозойское время и сложена в основном геодинамическими комплексами обширного задугового бассейна, образованного в тылу крупной островодужной системы, слагающей фундамент юго-востока Западно-Сибирской плиты.

Важную роль в формировании современной структуры КТСЗ играли разломы надвиговой морфологии. Такой кинематике разломов соответствует и общая структура зоны, представленная двумя крупными дугообразными сегментами, как бы обтекающими жесткие структуры Салаира и Кузнецкого Алатау и надвинутые на них.

В геодинамическом развитии КТСЗ выделяются три этапа: островодужный (D_2-C_1), коллизионный (C_2-T_1) и внутриплитовый (T_2-Q).

Ранний этап связан с развитием системы островных дуг, слагающих фундамент Центрально-Западносибирской складчатой области. Время развития островодужной системы оценивается по возрасту слагающих ее комплексов со среднего девона до визейской эпохи включительно. С этим этапом в эйфель-живетское время связано заложение глубоководных впадин спредингового типа, представленных в современной структуре области Новосибирским и Горловско-Зарубинским прогибами. На разделяющем эти впадины Буготакско-Митрофановском поднятии, имеющем в основании додевонский сиалический фундамент, островодужный этап проявился буготакским контрастным магматическим комплексом с преобладанием вулканогенной составляющей.

Коллизионный этап начался с намюра в связи с аккрецией упомянутой островной дуги к каледонскому континенту в результате закрытия Зайсанского океана. Для данного этапа характерны интенсивные процессы скучивания и гранитообразования, приведшие к формированию достаточно мощной сиалической коры в рассматриваемых структурах, которые начиная со среднего триаса выступают в роли фундамента молодой Западно-Сибирской платформы.

Внутриплитовый (платформенный) этап характеризуется снижением активных тектонических процессов и локализацией магматизма в узких зонах рифтогенеза, поперечных к простиранию основных структур КТСЗ.

Сложное и длительное геологическое развитие КТСЗ обусловило формирование разнообразных магматических породных ассоциаций, различающихся по возрастному положению, геодинамическим обстановкам проявления, петрогеохимическим характеристикам и рудоносности. Степень изученности магма-

тических образований КТСЗ, определяющая достоверность выделения комплексов, далеко не одинакова. Во многом это связано с крайне незначительной обнаженностью территории, когда информация о магматических телах ограничивается единичными обнажениями и отдельными скважинами. В этих условиях авторы сочли целесообразным при корреляции магматических образований (комплексов) шире использовать результаты изотопного датирования Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar методами.

Такой подход позволил, в частности, уточнить возрастное положение таширинского пикрит-габбро-долеритового комплекса (который, очевидно, следует рассматривать в качестве базитового предшественника приобского гранитоидного комплекса), обосновать разделение гранитоидов Новосибирского Приобья на два петрогенетически автономных комплекса: ранний коллизионный — приобской и более поздний внутриплитовый — барлакский, каждый из которых сопровождается своим типом рудной минерализации (молибденовой и оловорудной соответственно). Самостоятельность данных магматических комплексов (выделенных из ранее принятого единого обского) подтверждается их разной петрогеохимической и металлогенической спецификой, различиями в составе флюидных фаз и соотношением мантийных и коровых источников вещества. Полученные авторами изотопные датировки могут характеризовать только самую общую последовательность развития магматизма КТСЗ и прилегающего Северо-Западного Салаира, тем не менее и они ставят ряд вопросов. С учетом этих датировок в некоторых случаях (особенно для Северо-Западного Салаира), по-видимому, необходима определенная «ревизия» исходных геологических данных.

Корреляционная схема магматизма КТСЗ, Северо-Западного Салаира и смежных регионов во многом учитывает результаты изотопного датирования. Принимая во внимание различную геотектоническую историю анализируемых регионов, более или менее четко коррелируемые уровни магматизма можно, очевидно, выделять (начиная с намюра), когда эти структуры развиваются в одинаковой обстановке коллизионных процессов, связанных с образованием единого континента Евразии. Наиболее четкий возрастной уровень развития магматизма характерен для гранитоидов типа приобских, аналоги которых имеются во всех рассматриваемых регионах. Достаточно отчетливо (за исключением Северо-Западного Салаира, где этот магматический импульс не зафиксирован) прослеживается гранит-лейкогранитовый «барлакский» уровень. Подобные корреляционные уровни могут служить возрастными реперами при геохронологической разбраковке других магматитов, особенно широко проявленных дайковых образований. Анализ возрастного положения даек, как и их соотношений с гранитоидными массивами, представляет особую проблему. В первую очередь, это касается даек, выделяемых как новосибирский и томский комплексы.

В пределах КТСЗ известны довольно многочисленные рудопроявления и точки минерализации разнообразного геохимического профиля, хотя промышленно значимых рудных месторождений пока не выявлено. По имеющимся в настоящее время данным в КТСЗ и прилегающих районах Северо-Западного Салаира с разной степенью обоснованности можно выделить проявления следующих рудных формаций: колчеданно-полиметаллической вулканогенно-гидротермальной, медно-никелевой сульфидной, медно-молибден-порфировой,

золото-кварцевой малосульфидной, оловоносных пегматитов, редкометалльной олово-вольфрамовой грейзеновой, редкометалльной молибден-вольфрамовой грейзеновой, золото-сурьмяной, ртутной и золото-ртутной, флюоритовой эпитеpмальной. С учетом выявленных закономерностей размещения оруденения в структурах КТСЗ достаточно определенно выделяются два рудных пояса: Салаирско-Инской золото-молибденовый и Ордынско-Митрофановский полиметаллический. Кроме того, намечаются потенциальные рудные пояса: Приобский золоторудный и Барлакский оловоносный, а также Седовозаимско-Ташаринская медно-никелевая рудоносная зона.

Наибольшие перспективы в КТСЗ имеет золотое оруденение Салаирско-Инского и Приобского поясов, в пределах которых возможно выявление промышленной золоторудной минерализации в Легостаевском и Инском рудных узлах. Определенный интерес в КТСЗ и Северо-Западном Салаире представляет медно-молибден-порфировое (с золотом) оруденение, которое заслуживает дальнейшего изучения.

- Абдуллаев Х. М.* Дайки и оруденение. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 231 с.
- Амшинский Н. Н.* Основные проблемные вопросы магматизма Горного Алтая // Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1972. С. 4–6.
- Амшинский Н. Н.* Преобразованные магматические породы и реконструкция процессов преобразования // Эпигенетические преобразования пород и руд Сибири. Новосибирск: Наука, 1987. С. 3–11.
- Амшинский Н. Н., Врублевский В. А., Кононов А. Н. и др.* Состояние изученности и расчленения магматических пород Алтая, Салаира и Томь-Кольванской складчатой зоны на комплексы // Региональные схемы магматизма Алтае-Саянской складчатой области. Л.: Недра, 1978. С. 11–19.
- Анфилогов В. Н., Бушляков И. Н., Вилисов В. И., Брагин Г. И.* Распределение фтора между биотитом, амфиболом и расплавом гранитов при температуре 780 °С и давлении 1000 атм // Геохимия. 1977. № 3. С. 471–475.
- Арапов А. А.* Новые данные о возрасте гранитоидных интрузий Северного Салаира // Некоторые итоги геологического изучения Салаирского кряжа. Новосибирск: НТО Горное, Зап.-Сиб. упр., 1960. С. 5–6.
- Афанасьев Г. М., Адаменко Л. М., Никифорова Т. К.* Геологическая и гидрогеологическая карты СССР м-ба 1:200 000. Сер. Кулундино-Барабинская. Лист N-44-XXII: Объясн. зап. М.: ЦСПх/рО «Союзгеолфонд», 1984. 189 с.
- Баженов В. А., Добнер Г. А.* Минеральные ресурсы Томской области // Природо-комплекс Томской области. Т. 1. Геология и экология. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1995. С. 122–130.
- Баженов М. Л., Моссаковский А. А.* Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 1986. № 1. С. 59–69.
- Бельштерли М. К.* Граниты Новосибирска // Труды Петрограф. ин-та АН СССР. 1933. Вып. 3. С. 13–19.
- Бергер В. И.* Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978. 295 с.
- Берзин Н. А., Кунгурцев Л. В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
- Бенедиктова Р. Н.* О сибирских представителях рода *Torynifer* // Труды ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1960. Вып. 1. С. 129–138.
- Бетехтина О. А.* Палеобиогеография неморских двустворок в позднем палеозое // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобиогеография и палеоэкология. Новосибирск: Наука, 1983. С. 98–107.

Биль О. И. Разведка на железные руды и каменный уголь по притокам рек Берди и Ини в Алтайском округе // Вестн. золотопром-сти и горного дела. Томск, 1895. № 17–19.

Богатиков О. А., Косарева Л. В., Шарков Н. В. Средние химические составы магматических горных пород. М.: Недра, 1987. 152 с.

Большаков Э. И., Васильев И. П., Мисюк В. Д. Условия применимости и методика геохимических поисков эндогенного оруденения в закрытых районах Салаира и Кольвань-Томской складчатой зоны // Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1980. С. 59–69.

Большаков Э. И., Штыренков Ю. А., Гоян В. В. Геологическая и гидрогеологическая карты СССР м-ба 1 : 200 000. Сер. Кулундинско-Барабинская. Лист N-44-XXIII: Объясн. зап. М.: ЦСПХ/рП объединения «Союзгеолфонд», 1988. 155 с.

Борисенко А. С., Скуридин В. А., Лебедев В. И. и др. Металлогения рудного района юго-востока Горного Алтая и северо-запада Монголии // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XV. Металлогения Сибири. М.: Наука, 1988. С. 131–139.

Борисенко А. С., Павлова Г. Г., Оболенский А. А. и др. Серебро-сурьмяная рудная формация. Новосибирск: Наука, 1992. 189 с.

Борисенко А. С., Сотников В. И., Боровиков А. А. и др. Углерод в редкометалльных рудно-магматических системах // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1996. С. 147–149.

Борисенко А. А., Оболенский А. А., Шаров Г. Н. и др. Золото-ртутное оруденение западной части Алтае-Саянской складчатой области: условия образования, закономерности размещения // Материалы II Всерос. металлогенич. совещ. Иркутск: ИГХ СО РАН, 1998а. С. 198–200.

Борисенко А. С., Росляков Н. А., Калинин Ю. А. и др. Перспективы золотоносности кор выветривания нового для Алтае-Саянской складчатой области золото-ртутного оруденения // Проблемы золотоносности кор выветривания Сибири. Красноярск, 1998б. С. 29–31.

Бородин Л. С. Эволюция петрохимических трендов и оценка состава верхней континентальной коры // Геохимия. 1986. № 1. С. 5–14.

Бородин Л. С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1997. 261 с.

Бортникова С. Б. Минералого-геохимические особенности золотого оруденения в полиметаллических полях северо-восточного Салаира: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1989. 16 с.

Бульниников А. Я. Генетические типы и формации золотооруденения Кузнецкого Алатау и Салаира // Труды Том. ун-та. Сер. геол. 1963. Т. 164. С. 75–85.

Васютинская Т. Ф., Михайловский Д. В. Геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000. Сер. Кузбасская. Лист N-44-XII: Объясн. зап. М.: ГНТИ лит.-ры по геологии и охране недр, 1963. 116 с.

Вериго Е. К. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Сер. Кузбасская. Лист N-44-XI: Объясн. зап. М.: Недра, 1969. 82 с.

Владимиров А. Г., Ермолаев П. В., Кузубный В. С. и др. Петрология пикрит-диабазовой формации Зайсанской складчатой системы // Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981. С. 263–288.

Владимиров А. Г., Шокальский С. П., Пономарева А. П. Позднепалеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм и проблема рифтового этапа тектогенеза в Горном Алтае // Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской области. Новокузнецк, 1995. С. 186–189.

Владимиров А. Г., Пономарева А. П., Шокальский С. П. О рифтогенно-сдвиговой природе позднепалеозойских раннемезозойских гранитоидов Алтая // Докл. РАН. 1996. Т. 350, № 1. С. 83–86.

Владимиров А. Г., Пономарева А. П., Шокальский С. П. и др. Позднепалеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 4. С. 715–730.

Врублевский В. А., Амшинский Н. Н. Проявление щелочного магматизма в Колывань-Томской складчатой зоне // Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. II. Петрология. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1974. С. 93–94.

Врублевский В. А., Нагорский М. П., Рубцов А. Ф., Эрвье Ю. Ю. Геологическое строение области сопряжения Кузнецкого Алатау и Колывань-Томской складчатой зоны. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1987. 96 с.

Гамянин Г. Н. Минералогические аспекты формационно-генетического анализа золоторудных месторождений Верхояно-Калымской складчатой области: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1991. 50 с.

Геологическая изученность СССР (Омская, Новосибирская и Томская области). Период 1951–1955. Т. 18, вып. I–II (опубл. и рукоп. работы) / Отв. ред. С. Г. Бейром, гл. ред. Д. В. Наливкин. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1964. 311 с.

Геологическая изученность СССР (Томская, Омская и Новосибирская области). Период 1946–1950. Т. 18, вып. II (рукоп. работы) / Отв. ред. С. Г. Бейром, гл. ред. В. В. Тихомиров. М.: Недра, 1965. 116 с.

Геологическая изученность СССР (Омская, Новосибирская и Томская области). Период 1918–1945. Т. 18, вып. II (рукоп. работы) / Отв. ред. С. Г. Бейром, гл. ред. В. В. Тихомиров. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1968. 215 с.

Геологическая изученность СССР (Томская, Омская и Новосибирская области). Период 1918–1949. Т. 18, вып. II (рукоп. работы) / Отв. ред. С. Г. Бейром, гл. ред. Д. В. Наливкин. М.: Недра, 1968. 362 с.

Геологическая изученность СССР (Новосибирская, Омская и Томская области). Период 1941–1955. Т. 18, вып. I (опубл. работы) / Отв. ред. С. Г. Бейром, гл. ред. В. В. Тихомиров. М.: Наука, 1969. 143 с.

Геологическая изученность СССР (Омская, Новосибирская и Томская области). Период 1961–1965. Т. 18, вып. II (рукоп. работы) / Отв. ред. С. Г. Бейром, гл. ред. В. В. Тихомиров. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1971. 646 с.

Геологическая изученность СССР (Томская, Омская и Новосибирская области). Период 1956–1960. Т. 18, вып. I (опубл. работы) / Отв. ред. С. Г. Бейром, гл. ред. Д. В. Наливкин. Новосибирск: Наука, 1977. 374 с.

Геологическая изученность СССР (Томская, Омская и Новосибирская области). Период 1966–1970. Т. 18, вып. II (рукоп. работы) / Отв. ред. С. Г. Бейром, гл. ред. В. В. Тихомиров. М.: Недра, 1978. 487 с.

Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири (Новосибирская, Омская, Томская области). Т. II. Полезные ископаемые / Под ред. Н. А. Рослякова, В. Г. Свиридова. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998. 254 с.

Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири (Новосибирская, Омская, Томская области). Т. I. Геологическое строение / Под ред. А. В. Каньгина, В. Г. Свиридова. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 228 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Алтай-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. Кн. I. Алтай, Саяны, Енисейский кряж / Под ред. П. С. Матросова, Г. Н. Шапошникова. Л.: Недра, 1988. 300 с.

Геология СССР. Т. XIV. Западная Сибирь (Алтайский край, Кемеровская, Новосибирская, Омская, Томская области). Полезные ископаемые. Кн. 1 / Под ред. В. А. Кузнецова. М.: Недра, 1982. 196 с.

Глотов А. И. Некоторые особенности геологии, петрографии и рудоносности Седовозаимского габбро-перидотитового массива (Новосибирское Приобье) // Маг-

матические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования. Новосибирск: Наука, 1981. С. 199–200.

Глотов А. И. Никеленосная пикрит-долеритовая формация Новосибирского Приобья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1985. 17 с.

Глотов А. И., Кривенко А. П. Пермотриасовые габброиды Новосибирского Приобья // Медь-никеленосные габброидные формации складчатых областей Сибири. Новосибирск: Наука, 1990. С. 146–172.

Голошейкин Б. В. О возрасте Улантовского массива гранодиоритов в Северо-Западном Салаире // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области. Новосибирск: НТО Горное, Зап.-Сиб. упр., 1965. С. 31–33.

Государственная геологическая карта СССР. М-6 1:1 000 000 (нов. сер.). Лист N-(44) 45. Новосибирск: Объясн. зап. Л.: Недра, 1987. 96 с.

Государственная геологическая карта СССР. М-6 1:1 000 000 (нов. сер.). Лист O-(44) 45. Томск: Объясн. зап. СПб: ВСЕГЕИ, 1992. 59 с.

Григорьев Н. В. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Сер. Кузбасская. Лист O-45-XXXII: Объясн. зап. М.: ВСЕГЕИ, 1964. 66 с.

Григорьев Н. В., Алабин Л. В., Карелин И. Н. и др. Геологическая карта СССР. Лист N-(44),45. Новосибирск. М-6 1:1 000 000 (нов. сер.): Объясн. зап. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 134 с.

Гринев О. М., Поздняков Н. М., Сазонов А. М. и др. Первая находка платиноидов в золотоносной россыпи окрестностей г. Томска и проблема поиска их коренного источника // Проблемы геологии Сибири. Т. II. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1996. С. 110–113.

Гусев А. И. Геологическое строение и полезные ископаемые района г. Новосибирска. Томск: Изд. ЗСГГГТ, 1934. 101 с.

Дербигов И. В. Ново-Урское полиметаллическое месторождение Салаира. Томск, 1937. 58 с. (Матер. по геологии Западно-Сибирского края; Вып. 42).

Дербигов И. В. Сульфидная минерализация в Колывань-Томской складчатой зоне в свете двух гипотез генезиса гидротермального полиметаллического оруденения // Изв. Вост. фил. АН СССР. 1957. № 7. С. 3–14.

Дербигов И. В., Нуварьева Ю. А. Паравулканическая зональность в вулканогенно-осадочных месторождениях // Сов. геология. 1967. № 9. С. 33–48.

Дергачев В. Б., Глотов А. И., Терехов В. Н., Брюзгин Л. А. Седовозаимский габбро-перидотитовый массив и связанное с ним сульфидное медно-никелевое оруденение // Геология и геофизика. 1980. № 11. С. 133–137.

Дергачев В. Б., Аникова И. Ю., Гимон В. О. и др. Эндеогенный эпигенез базитовых интрузий и медно-никелевых руд Новосибирского Приобья // Эпигенетические преобразования пород и руд Сибири. Новосибирск: Наука, 1987. С. 11–29.

Державин А. Н. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных летом 1893 г. в Томской губернии // Горн. журн. 1895. Т. 1. С. 25–41.

Державин А. Н. Геологические наблюдения между Обью и Томью в пределах железнодорожной полосы // Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги. Т. 1. СПб, 1896. С. 75–99. (Тр. / Геол. ком.; Вып. 1).

Державин А. Н. Геологическое описание юго-восточной четверти листа 13 VII ряда и северо-восточной четверти листа 13 VIII ряда 10-верстной топографической карты Томской губернии (лист «Колывань и Бердское») // Тр. Геол. части Кабинета. СПб, 1898. Т. III, вып. 1. С. 1–29.

Дистанов Э. Г. О возрасте полиметаллических месторождений Салаира и некоторых закономерностях их локализации // Геология и геофизика. 1963. № 8. С. 38–54.

Дистанов Э. Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 349 с. (Тр. / ИГиГ СО АН СССР; Вып. 367).

Дистанов Э. Г., Кляровский В. М., Ковалев К. Р., Перцева А. П. О возрасте полиметаллического оруденения Салаирского рудного поля // Геология руд. месторождений. 1964. № 5. С. 94–97.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. О метаморфизме руд полиметаллических месторождений Северо-Восточного Салаира // Геология и геофизика. 1964. № 3. С. 21–36.

Дмитриев А. Н. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1976. 192 с.

Дмитриев А. Н., Зыков С. И., Кляровский В. М., Щербаков Ю. Г. Новые данные о мезозойском магматизме и оруденении в Горном Алтае и Кузнецком Алатау // Докл. АН СССР. 1963. Т. 153, № 4. С. 903–905.

Добрецов Н. Л. Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек // Докл. РАН. 1997. Т. 357, № 6. С. 797–800.

Домарев В. С. Формация метасоматических сульфидных и сульфидно-баритовых залежей в эффузивно-осадочных толщах и положение ее в ходе развития подвижных зон // Информ. сб. ВСЕГЕИ. Л.: Госгеолтехиздат, 1956. № 4. С. 89–95.

Домникова Е. И., Иванова Т. С., Костицина Н. М., Трутнева Л. Н. Геологическая и гидрогеологическая карты СССР м-ба 1:200 000. Сер. Кулундинско-Барабинская. Лист N-44-XVI: Объясн. зап. М.: ЦСПх/рП объединения «Союзгеолфонд», 1988. 186 с.

Домникова Е. И., Большаков Э. И. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Сер. Кузбасская. Лист N-44-XVIII: Объясн. зап. М.: Недра, 1968. 76 с.

Елкин Е. А., Сенников Н. В., Буслов М. М. и др. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 118–144.

Епифанов В. А., Родин Р. С. Перспективы алмазности юго-востока Новосибирской области // Геология и минералогия Сибири. Новосибирск, 1997. С. 205–222.

Ермолов П. В., Владимиров А. Г., Изох А. Э. и др. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 207 с.

Ефремова С. В. Дайки и эндогенное оруденение. М.: Недра, 1983. 224 с.

Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород: Справ. пособие. М.: Недра, 1985. 511 с.

Зайцев А. М. К вопросу о месторождениях полезных ископаемых в районе Сибирской железной дороги (по данным исследований 1894–1895 гг.) // Вестн. золотопром-сти и горного дела. Томск, 1896. № 20–23.

Зеркалов В. И. Минералогия и геология колчеданных медно-свинцово-цинковых месторождений Северо-Восточного Салаира. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск, 1962. 20 с.

Золотоносность кор выветривания Салаира / А. Н. Росляков, Г. В. Нестеренко, Ю. А. Калинин и др. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1995. 170 с.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 1. М.: Недра, 1990. 327 с.

Иванкин П. Ф. К вопросу об эффузивной и интрузивной гипотезах генезиса полиметаллических руд // Изв. СО АН СССР. Геология и геофизика. 1958. Вып. 1. С. 113–117.

Иванов К. В. Геология и петрография нижнекаменноугольных и дайковых пород окрестностей г. Томска: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск, 1956а. 17 с.

Иванов К. В. Некоторые вопросы петрографии дайковых пород окрестностей г. Томска // Труды Том. ун-та. Сер. геол. 1956б. Т. 135. С. 48–58.

Иванов К. В., Чернышев Г. А., Смоленцев Ю. К. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Сер. Кузбасская. Лист O-45-XXXI: Объясн. зап. М.: Недра, 1969. 60 с.

Иванова Г. М. Дайковая интрузия северной части Колывань-Томской складчатой зоны и связанные с ней рудопроявления // Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1968. С. 152–154. (Тр. / СНИИГГиМСа; Вып. 70. Сер.: Закономерности размещения и образования полезных ископаемых).

Иванова Г. М., Ильенко С. С. Эндогенная золоторудная минерализация юга Томской области // Вопросы геологии месторождений золота. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1970. С. 318–321 (Изв. ТПИ; Т. 239).

Иванова Т. С., Домникова Е. И. Геологическая карта СССР. М-6 1:200 000. Сер. Кулундинско-Барабинская. Лист N-44-V: Объясн. зап. М., 1976. 93 с.

Индолев Л. Н. Дайки рудных районов Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 155 с.

Иностранцев А. А. Геологическое описание северо-западной четверти 14 листа VIII ряда 10-верстной топографической карты Томской губернии (лист «ст. Мосты») // Тр. Геол. части Кабинета. СПб, 1898. Т. II, вып. 3. С. 1–117.

Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справ. пособ. / О. А. Богатилов, В. И. Гоньшакова, С. В. Ефремова и др. М.: Недра, 1981. 160 с.

Классификация и номенклатура метаморфических горных пород: Справ. пособие / Отв. ред. Н. Л. Добрецов, О. А. Богатилов, О. М. Розен. Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО РАН, 1992. 205 с.

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов: Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Междунар. союза геол. наук / Пер. с англ. М.: Недра, 1997. 248 с.

Ковалев А. А., Леоненко Е. И. Методика глубинного прогнозно-геодинамического картирования. М.: Изд-во МГУ, 1992. 151 с.

Ковалев К. Р. Особенности формирования руд колчеданно-полиметаллических месторождений Северо-Восточного Салаира и Восточной Тувы: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1969. 32 с.

Козлов А. М. Петрогеохимические особенности позднегерцинских гранитоидов Новосибирского Приобья и некоторых массивов калбинского комплекса Горного Алтая: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Томск, 1971. 19 с.

Козлов М. С., Халилов В. А., Стасенко Н. В., Тимкин В. И. Юрская лейкогранит-гранитовая формация Алтая // Геология и геофизика. 1991. № 8. С. 44–52.

Кокин А. В. Геохимические особенности золотого оруденения Восточной Якутии: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1984. 16 с.

Колпакова Р. Ф. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Сер. Кузбасская. Лист N-45-I: Объясн. зап. М.: Недра, 1964. 99 с.

Колпакова Р. Ф., Вавилихин Г. А. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Сер. Кузбасская. Лист N-45-VII: Объясн. зап. М.: Недра, 1973. 104 с.

Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 4. С. 63–80.

Коробейников А. Ф., Плотников Б. В., Кузьмин А. М. Золото из района г. Томска // Изв. ТПИ. Томск, 1976. Т. 289. С. 47–50.

Коровин М. К. Очерк геологического строения и полезных ископаемых Томского округа // Труды О-ва изучения Томского края. 1927. Вып. 1. С. 28–59.

Коровин М. К. Новая позднепалеозойская Обь-Енисейская складчатая зона Западной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 6. С. 134–147.

Коровин М. К. О геотектонической природе палеозойского фундамента Западно-Сибирской равнины // Вопросы геологии Азии. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 19–56.

Краснов В. И., Исаев Г. Д., Асташкина В. Ф. и др. Региональная стратиграфическая схема палеозойских образований нефтегазоносных районов Западно-Сибирской

равнины // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск, 1993. С. 47–78.

Кривенко А. П., Глотов А. И., Казеннов А. И., Мисюк В. Д. Петрология никеленосного пикрит-долеритового комплекса в Новосибирском Приобье // Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 5–48.

Кузбный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, АН КазССР, 1975. 342 с.

Кузнецов В. А. Рудные формации // Геология и геофизика. 1972. № 6. С. 5–15.

Кузнецов В. А., Оболенский А. А., Васильев В. И. Опыт систематики ртутных месторождений Сибири и Дальнего Востока на формационной основе // Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966. С. 197–202.

Кузнецов В. А., Васильев В. И., Оболенский А. А. и др. Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1978. 294 с.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

Кузьмин А. М. Верхнепалеозойское золотое оруденение в окрестностях г. Томска // Геология руд. месторождений. 1961. № 2. С. 130–131.

Кузьмин А. М. О верхнепалеозойском золоте в Томской и соседних с ней областях // Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1970. С. 124–126.

Кузьмин А. М., Паршин П. Н. О геолого-структурном положении Обского гранитоидного массива // Изв. ТПИ. Томск, 1976. Т. 289. С. 51–58.

Кунгурцев Л. В., Федосеев Г. С., Широких В. А. и др. Геодинамические комплексы и этапы развития Кольвань-Томской складчатой зоны (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 1. С. 26–37.

Кунгурцев Л. В., Широких В. А., Оболенский А. А. и др. Геодинамические комплексы Кольвань-Томской складчатой зоны и ее положение в структуре Центрально-Западносибирской складчатой области // Проблемы геологии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1996. Т. 1. С. 71.

Кутолин В. А. О стратиграфии Кольвань-Томской складчатой зоны // Вестн. ЗСГУ и НГУ. 1959. Вып. 4. С. 28–32.

Кутолин В. А. Средний девон северо-западной окраины Салаира // Вестн. ЗСГУ и НГУ. 1960. Вып. 2. С. 34–39.

Кутолин В. А. Об интрузии долеритов в районе Новосибирска // Геология и геофизика. 1962. № 4. С. 76–81.

Кутолин В. А. Трапповая формация Кузбасса. Новосибирск: Наука, 1963. 117 с.

Лапухов А. С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 263 с. (Тр. / ИГиГ СО АН СССР; Вып. 247).

Левашов Б. М. О самородном золоте в первичных сульфидных рудах Барановского рудопоявления Кольвань-Томской складчатой зоны // Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1970. С. 121–123.

Левашов Б. М., Паршин П. Н. О золотоносности Кольвань-Томской складчатой зоны // Вопросы геологии месторождений золота. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1968. Т. 134. С. 166–171 (Изв. ТПИ; Т. 134).

Лепезин Г. Г. Карта метаморфических фаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1976.

Лепезин Г. Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 231 с. (Тр. / ИГиГ СО АН СССР; Вып. 398).

Лоскутов В. Ф. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Сер. Кузбасская. Лист N-45-II: Объясн. зап. М.: Недра, 1965. 81 с.

Лоскутов Ю. И., Даргевич В. А. Алмазы Томской области и их вероятные источники // Геология и минералогия Сибири. Новосибирск, 1997. С. 110–123.

Луцицкий В. И. Петрография. Т. 2. Горные породы. М.; Л.: Госгеолиздат, 1949. 438 с.

Магматизм складчатых и платформенных регионов СССР (Алтае-Саянской и Верхояно-Чукотской складчатых областей и Русской платформы) / Н. Н. Амшинский, Г. В. Поляков, П. С. Антонов и др. Л.: Недра, 1981. 215 с.

Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы / Е. Д. Андреева, О. А. Богатиков, А. М. Борсук и др. М.: Наука, 1985. 486 с.

Магматические горные породы. Т. 4. Кислые и средние породы / О. А. Богатиков, С. В. Богданова, А. М. Борсук и др. М.: Наука, 1987. 374 с.

Матвеевская А. Л. К вопросу о генезисе третично-меловых россыпей Колыванского месторождения касситерита в Западной Сибири. Новосибирск, 1954. 50 с.

Матвеевская А. Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М.: Наука, 1969. 286 с.

Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской области. М.: Недра, 1988. 195 с.

Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1986. 149 с.

Миронов Ю. В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314, № 6. С. 1484–1487.

Мисюк В. Д., Казеннов А. И. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Сер. Кузбасская. Лист N-44-XVII: Объясн. зап. М.: Недра, 1979. 99 с.

Митропольский Б. С., Паренаго М. К. Полиметаллические месторождения Алтая и Салаира. Новосибирск: ОГИЗ, 1931. 461 с.

Михайловский Д. В. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Сер. Кузбасская. Лист N-44-VI: Объясн. зап. М.: Недра, 1979. 89 с.

Михалева Л. А. Малые интрузии Теректинского хребта в Горном Алтае и их роль в металлогении // Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1963. С. 155–242. (Тр. / ИГиГ СО АН СССР; Вып. 13).

Михалева Л. А. Мезозойская лампрофир-диабазовая формация юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1989. 167 с. (Тр. / ИГиГ СО АН СССР; Вып. 711).

Моисеенко Ф. С., Пучков Е. П., Бороздин Ю. Г. О морфологии гранитных массивов Новосибирского Приобья по геофизическим данным // Геология и геофизика. 1966. № 5. С. 130–137.

Нестеренко Г. В., Евдокимов Е. И. Распределение титаносодержащих минералов и циркона в палеозойских породах Колывань-Томской складчатой зоны // Геология россытей юга Западной Сибири. М.: Наука, 1969. С. 160–176.

Нечаев В. В., Свиридов В. Г. Легостаевское золото-сурьмяное месторождение // Проблемы геологии Сибири. Т. II. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1996. С. 161–162.

Нуварьева Ю. А. О фациях глубинности и металлогенических особенностях гранитоидных массивов Колывань-Томской складчатой зоны // Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1968. С. 155–159. (Тр. / СНИИГиМСа; Вып. 70. Сер.: Закономерности размещения и образования полезных ископаемых).

Об открытии золотоносных россыпей в Томской губернии // Горн. журн. 1829. Ч. 1, кн. II. С. 298.

Оболенская Р. В. Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1971. 146 с.

Оболенская Р. В. Мезозойский магматизм Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1983. 48 с. (Препр. / ИГиГ СО АН СССР; № 2).

Оболенский А. А. Генезис месторождений ртутной рудной формации. Новосибирск: Наука, 1985. 194 с.

Обручев В. А. Геологический обзор золотоносных районов Сибири // Золото и платина. 1909. № 4. С. 88–92.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период первый (XVII и XVIII века). Л.: Изд-во АН СССР, 1931. 153 с.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период второй (1801–1850 гг.). Л.: Изд-во АН СССР, 1933. 257 с.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период третий (1851–1888 гг.). Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 354 с.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период четвертый (1889–1917 гг.). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 573 с.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918–1940 гг.). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1944. Вып. IV. 239 с.

Осинцев С. Р. Мочищенское полиметаллическое проявление в Новосибирском Приобье (Кольвань-Томская складчатая зона) // Актуальные вопросы геологии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988. С. 87–90.

Осинцев С. Р., Росляков Н. А. О золотоносности Кольвань-Томской складчатой зоны // Геологические и геохимические критерии золотого оруденения. М.: Наука, 1990. С. 34–44.

Палеозой юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Наука, 1984. 232 с.

Петрографический кодекс: Магматические и метаморфические образования. СПб: Изд. ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.

Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 336 с.

Петрохимические исследования при геодинамических реконструкциях: Метод рекомендации / И. И. Абрамович, Л. С. Гельтман, В. Г. Засеев и др. Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1991. 99 с.

Петц Г. Г. Геологические исследования в области юго-западной четверти 14-го листа VIII ряда 10-верстной топографической карты Томской губернии (лист «Ояш») / Труды Геол. части Кабинета. СПб, 1896. Т. 1, вып. 3. С. 97–192.

Пискунов Б. Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 238 с.

Попов В. С. Полезные ископаемые окрестностей г. Томска // Разведка недр. 1939. № 18.

Поспелов Г. Л. О явлениях замещения при образовании эффузивных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканогенных комплексов Западной Сибири // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 345–371.

Природокомплекс Томской области. Т. 1. Геология и экология / Ред. А. И. Гончаренко. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1995. 296 с.

Родин Р. С., Епифанов В. А., Неволько А. И., Васильев И. П. Прогноз алмазонасности западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геология и минералогия Сибири. Новосибирск, 1997. С. 62–76.

Рослякова Н. В., Бортникова С. Б., Радостева Н. Е., Цимбалист В. Г. Геохимические индикаторы при поисках и прогнозной оценке золотого оруденения // Геохимические поиски по первичным ореолам. Новосибирск: Наука, 1983. С. 57–63.

Ротай А. П. Нижний карбон и острогская свита Кузнецкого бассейна // Вопросы геологии Кузбасса. Т. 1. М.: Углетехиздат, 1956. С. 138–151.

Ротараш И. Л., Самыгин С. Г., Гредюшко Е. А. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–59.

Сотников В. И., Травин А. В., Берзина А. П., Пономарчук В. А. Геохронологические этапы магматизма Сорского медно-молибден-порфирового рудного узла,

Кузнецкий Алатау (К-Аг, Аг-Аг и Rb-Sr метод) // Докл. РАН. 1995. Т. 343, № 2. С. 225–228.

Сотников В. И., Федосеев Г. С., Пономарчук В. А. и др. Гранитоидные комплексы Колывань-Томской складчатой зоны (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1999. (В печати).

Сотников В. И., Федосеев Г. С., Оболенский А. А. и др. Магматические и рудные комплексы Колывань-Томской складчатой зоны // Проблемы геологии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1996. Т. 2. С. 189–190.

Сперанский Б. Ф. Геологический очерк Новосибирского округа // Статистический бюл. Новосиб. окружного статистического отд. Новосибирск, 1926–1927. № 3. С. 1–35.

Сперанский Б. Ф. Структуры палеозойских формаций Обско-Томского междуречья // Сб. по геологии Сибири, посвящен. юбилею проф. М. А. Усова. Томск: Изд. ЗСГРТ, 1933. С. 224–267.

Сперанский Б. Ф. Вулканизм и метаморфизм Колывань-Томской зоны // Геология СССР. Т. XIV. Западная Сибирь. М., 1948а. Ч. 1. С. 475–480.

Сперанский Б. Ф. Геологическая карта СССР. М-6 1:1 000 000: Объясн. зап. к листу N-44 (Новосибирск). М.; Л.: Госгеолгиздат, 1948б. С. 3–4.

Сперанский Б. Ф. Тектоника Колывань-Томской зоны // Геология СССР. Т. XIV. Западная Сибирь. М., 1948в. Ч. 1. С. 577–582.

Степанов В. А., Моисеенко В. Г. Геология золота, серебра и ртути. Владивосток: Дальнаука, 1993. 227 с.

Токарев В. Н., Дергачев В. Б., Нечаев В. В. и др. Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Салаира и Колывань-Томской зоны. Новосибирск, 1996. 25 с.

Травин А. В. Геохронологические этапы развития медно-молибден-порфировых рудно-магматических систем (юг Сибири, Монголия): Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1994. 21 с.

Усов М. А. Формации месторождений полезных ископаемых Салаира // Вестн. ЗСГГТ. 1933. Вып. 6. С. 1–26.

Усов М. А. Структурное обоснование северного продолжения Кузбасса // Вестн. ЗСГГТ. 1934. Вып. 4.

Фирсов Л. В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. Новосибирск: Наука, 1985. 217 с. (Тр. / ИГиГ СО АН СССР; Вып. 582).

Фомичев В. Д., Алексеева Л. Э. Геологический очерк Салаира. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 216 с. (Тр. / ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 63).

Ххлов В. А., Рагозин Л. А. О киноварном оруденении в районе г. Томска // Уч. зап. ТГУ. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1946. № 4. С. 92–97.

Ххлов В. А., Рагозин Л. А. Объясн. зап. к Государственной геологической карте листа О-45. Томск: ЗСГУ, 1949. 96 с.

Хитрунов А. Т. Петрогенетическое значение глиноземистости и К/Na отношения в гранитоидах // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, № 3. С. 711–714.

Хэмичев В. Л., Алабин Л. В., Курмей А. Е. Центральный массив — эталон мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1994а. 158 с.

Хэмичев В. Л., Мазуров М. П., Хомичева Е. С. Кордовско-Канзыбинский эталон бельжского комплекса (Восточный Саян). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1994б. 196 с.

Чистяков В. К. Некоторые вопросы петрографии дайковых пород окрестностей г. Томска // Тр. Том. гос. ун-та. 1956. Т. 135. С. 48–58.

Чистяков В. К. Новые данные по дайковым породам окрестностей г. Томска // Природокомплекс Томской области. Т. 1. Геология и экология. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1995а. С. 104–110.

Чистяков В. К. Опал-железо-марганцевые рудопроявления в окрестностях г. Томска // Там же. 1995б. С. 131–139.

Чистяков В. К., Небера Т. С., Михалева Л. А. Породы лампрофирового типа из окрестностей г. Томска // Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Сибири. Томск, 1990. Вып. 1. С. 160–169.

Чистяков В. К., Федосеев Г. С. Петрохимические типы даек томского комплекса // Магматизм и геодинамика Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1996. С. 97–99.

Чистяков В. К., Филимонова И. А. Вопросы магматизма и люминесценции дайковых пород северо-восточной части Колывань-Томской складчатой зоны // Проблемы геологии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1996. Т. 2. С. 203–204.

Чистяков В. К., Небера Т. С., Зырянова Л. А. Геология, минералогия и условия образования проявлений опала в южной части Колывань-Томской складчатой области // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1998. Т. 3. С. 176–178.

Шахов Ф. Н. Магматические породы Кузнецкого бассейна // Магмы и руды. Избр. статьи. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. С. 157–210. (Тр. / ОИГГМ СО РАН; Вып. 820).

Шнелль Ф. И. Петрографическое исследование выходов диабазов в окрестностях города Томска // Изв. Том. технологич. ин-та. 1915. № 37. 11 с.

Шокальский С. П., Зыбин В. А., Сергеев В. П. и др. Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Алтая. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1997. 40 с.

Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В., Лебедев Ю. Н., Дошльницын Е. Ф. Полихронность и геохимические особенности Салаирского рудного поля // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1987. С. 82–98. (Тр. / ИГиГ СО АН СССР; Вып. 690).

Экогеохимия Западной Сибири. Тяжелые металлы и радионуклиды / Н. А. Росляков, В. П. Ковалев, Ф. В. Сухоруков и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 248 с.

Яшевский М. Э. Глинистые сланцы, выступающие около г. Томска // Тр. Геол. ком. Нов. сер. 1915. Вып. 107. 98 с.

Ячевский Л. А. О золотосодержащем слюдяном сланце из Томской губернии // Изв. Геол. комитета. СПб, 1904. Вып. 23. С. 3–5.

Balashov Yu. A., Mitrofanov F. P., Balagansky V. V. New geochronological date on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of the Kola-Karelian Region and Finland / Eds. V. V. Balagansky, F. P. Mitrofanov. Apatity, 1992. P. 13–34.

Batchelor R. A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chem. Geol. 1985. V. 48. P. 43–55.

Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Geochemical discrimination between ocean and island-arc tholeiites // Ofioliti. 1979a. V. 4, No 1. P. 67–74.

Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Geochemical discrimination between ocean floor and island-arc tholeiites – application to some ophiolites // Can. J. Earth Sci. 1979b, V. 16, No 9. P. 1874–1882.

De la Roche H., Letterier J., Grand Claude P., Marchal M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagrams and major element analysis – its relationships with current nomenclature // Chem. Geol. 1980. No 29. P. 183–210.

Karlin-type gold deposits field conference // Guidebook series. 1997. V. 28. 287 p.

Kungurtsev L. V. Geodynamic complexes and formations of northern structure of Altai-Sayan area // Report No 4 of the IGCP Project 283: Fourth International Symposium on Geodynamic evolution of Paleasian ocean: Abstracts. 15–24, June, 1993. Novosibirsk, 1993. P. 93–96.

Miyashita S., Yoshida A. Geology and petrology of the Shimokawa ophiolite (Hokkaido, Japan): ophiolite possibly generated near R-T-T triple junction // Proc. 29th Int'l. Geol. Congr., Pt D, VSP, 1994. P. 163–182.

Mullen E. D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62, No 1. P. 53–62.

Munoz J. L. F-OH and Cl-OH exchange in micas with application by hydrothermal ore deposits // Rev. in Mineralogy / Micas. 1984. V. 13. P. 469–493.

Munoz J. L., Ludington S. D. Fluorine-hydroxyl exchange in biotite // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. P. 396–413.

Fearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock // J. Petrol. 1984. V. 25, No 4. P. 956–983.

Radtke A. S. Geology of the Carlin gold deposit, Nevada. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1267. 1985. 124 p.

Simonov V. A., Kungurtsev L. V. Geochemistry and geodynamics of ophiolines from the north-eastern margin of Sino-Korean Platform // Report No 4 of the IGCP Project 283: Fourth International Symposium on Geodynamic evolution of Paleasian Ocean: Abstracts. 15–24, June, 1993. Novosibirsk, 1993. P. 128–129.

Wones D. R., Eugster H. P. Stability of boitite: Experiment, theory and application // Amer. Mineral. 1965. V. 50. P. 1228–1272.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Основные фондовые работы по геологии, магматизму и металлогении Колывань-Томской складчатой зоны

№ п/п	Автор	Название работы	Основные результаты
1	2	3	4
1	Аброскин Д. В.	Отчет Колыванской геофизической партии по работам 1952–1954 гг. Новосибирск, 1955. 146 с.	Изучены формы россыпей касситерита и погребенная поверхность гранитных массивов
2	Амшинский Н. Н., Дергачев В. Б.	Отчет о научно-исследовательской работе «Оценка перспектив рудоносности основных вольфрамово-рудных районов Горного Алтая и медно-никелевого оруденения Томь-Колыванской складчатой зоны на основе вещественной и структурной зональности». Тема 40-1/255. Кн. I. Новосибирск, 1985. 302 с.	Установлен многофазный характер редкометаллового магматизма южных районов Горного Алтая, в пределах КТСЗ изучен догранитоидный базитовый магматизм, отмечены металлогеническая зональность и наложенный характер кобальт-никелевого оруденения
3	Ахмадшин Н. Ю., Бернатонис В. К., Боярко Г. Ю. и др.	Анализ и обобщение геологической, геофизической, гидрогеохимической информации и составление программы геологического изучения и развития минерально-сырьевой базы Томской области. Т. 3. Благородные и цветные металлы Томского района: Отчет по теме № 35-96-4/1 ТГУ. Томск, 1997. 78 с.	Дана оценка современному состоянию геологической изученности региона. Разработана долгосрочная программа комплексного геолого-геофизического и геохимического изучения минеральных ресурсов Томской области
4	Боговаров Н. А.	Материалы к геологии и стратиграфии Приобья: Отчет Каменской геологической партии по работам 1934 г. Новосибирск, 1935. 84 с.	Разработана стратиграфическая схема фанерозоя Камень-Новосибирского Приобья
5	Большаков Э. И., Мисюк В. Д., Штыренков Ю.А., Шевчук И. Ф.	Материалы к государственной геологической и гидрогеологической картам СССР (среднего масштаба). Геологическое строение, гидрогеология и полезные ископаемые территории листа N-44-XXIII: Отчет Сузунской геологической партии по работам 1964–1965 гг. Новосибирск, 1966. 420 с.	Впервые для Барнаул-Каменского Приобья установлены серпентиниты и проявления хрома и никеля, показано изменение простирания Горловского прогиба в южном фазе КТСЗ с юго-западного на субширотное
6	Борзенко П. И., Мареев С. К., Петриловская Н. А., Тимофеев В. А.	Геологическое строение, полезные ископаемые, гидрогеологические и инженерно-геологические условия восточной окраины г. Новосибирска: Отчет Пашинской партии о результатах комплексной геолого-гидрогеологической съемки м-ба 1:50 000, проведенной на площади листа N-44-35-B в 1961–1962 гг. Новосибирск, 1963. 826 с.	Рекомендовано изучить северо-восточный контакт Новосибирского гранитоидного массива с целью оценки оловоносности, отмечено широкое развитие мел-палеогеновой коры химического выветривания на палеозойских образованиях

7	Борисенко А. С., Сотников В. И., Федосеев Г. С. и др.	Металлогенический анализ магматических комплексов крупных разрывных структур Кольвань-Томской складчатой зоны с составлением прогнозно-металлогенической карты м-ба 1:500 000 и рекомендациями на проведение поисковых работ: Отчет по хоз. договору 19/94, тема 36. Новосибирск, 1995. 169 с. (Фонды Новосибирскприродресурсов)	Выявлены закономерности размещения рудных полезных ископаемых в пределах КТСЗ и СЗ Салаира, выделены перспективные площади на Ас, Мо, W и Hg, разработаны рекомендации для проведения геолого-поисковых работ
8	Бухмастов А. Ф., Клочков В. М., Лохова Л. Н. и др.	Отчет о работе Ояшинской электроразведочной партии № 37–38/62 за 1962 г. в районе Буготакских сопок и Приобья севернее г. Новосибирска. Новосибирск, 1963. 134 с.	Определены глубины залегания и размеры тел диабазовых порфиритов и альбитофиров, установлены контуры южного контакта Обского массива на Дубровинском участке
9	Бухмастов А. Ф., Грязев И. Е.	Результаты геофизических исследований на северных погружениях Кольвань-Томской складчатой зоны и Кузнецкого Алатау: Отчет Сурановской геофизической партии № 38/64, 65 за 1964–1965 гг. Томск, 1966. 186 с.	Описаны дайки основного и среднего состава, приуроченные к разломам северо-западного простирания, песчано-сланцевые отложения разделены на пять горизонтов
10	Васютинская Т. Ф.	Геолого-экономический очерк Томской области: Отчет о ревизии месторождений и рудопроявлений цветных и редких металлов, проведенной особой ревизионной партией ЗСГУ в 1951 г. Томск, 1952. 60 с.	Исучено более 30 рудопроявлений цветных и редких металлов и даны рекомендации на проведение дальнейших работ на некоторых из них
11	Васютинская Т. Ф., Первицкая Н. И., Филиппов В. А. и др.	Материалы к государственной геологической карте СССР среднего масштаба: Геологический отчет Обской геологосъемочной партии 1956 г. Листы N-44-V (южная половина), N-44-VI, XI, XII (западная половина). Новосибирск, 1957. 425 с.	Установлено сходство Приобской и Предалтайской равнин, расчленена инская серия, получены новые данные по прорывающим их гранитоидам, детально описаны третичные долериты
12	Васютинская Т. Ф., Куголин В. А., Михайловский Д. В. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-44-XII: Окончательный геологический отчет Обской партии по работам 1956–1958 гг. Материалы к государственной геологической карте СССР м-ба 1:200 000. Кн. 5. Новосибирск, 1959. 2098 с.	Проведена кондиционная геологическая съемка территории, составлена стратиграфическая схема, изучены магматические образования и месторождения полезных ископаемых
13	Вериге Е. К.	Геологическая карта СССР среднего масштаба, серия Кузбасская, лист N-44-XI: Объясн. зап. Новосибирск, 1963. 76 с.	Описаны элементы структуры фундамента: Усть-Луковская синклиналь, Мильтюшинский прогиб и Томско-Каменский выступ
14	Вериге Е. К., Мареев С. К.	Отчет Боярской геолого-съемочной партии за 1963–1964 гг. Новосибирск, 1965. 371 с.	Исучена Паутовская тектоническая зона и гранитоидные массивы КТСЗ, впервые выделен паутовский базитовый комплекс

1	2	3	4
15	Верхоланцев П. А.	Молибденовое и вольфрамовое оруденение в районе г. Новосибирска. Новосибирск, 1936. 3 с.	Сделана первая заявка о находках молибденитовой и вольфрамитовой минерализации в Новосибирских каменоломнях
16	Виниченко В. И.	Новобибеевское месторождение строительного камня в Болотнинском районе Новосибирской области: Отчет о результатах детальной разведки с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.83. Новосибирск, 1983. 523 с.	Исследованы свойства горных пород Новобибеевского и других карьеров с целью использования для строительной промышленности
17	Виниченко В. И.	Отчет о результатах поисков месторождений строительного камня для производства облицовочных изделий и щебня, выполненных в Новосибирском, Тогучинском, Искитимском и Маслянинском районах Новосибирской области (Елбанская площадь). Новосибирск, 1987. 683 с.	Определены технологические свойства разнообразных горных пород, добываемых в карьерах Новосибирской области для строительной промышленности
18	Владимиров А. Г., Гибшер А. С. Есин С. В. и др.	Промежуточный отчет по проекту «Петролого-геохронологическое исследование магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области». Кн. 1. Томский и Аламбайский опорные участки. Новосибирск, 1994. 410 с.	Рассмотрены вопросы геологии, магматизма, метаморфизма и геохронологии для северной части Колывань-Томской складчатой зоны и Южного Салаира
19	Врачинская М. М.	Предварительный отчет о работе Чингисской геолого-поисковой партии за летний период 1932 г. Новосибирск, 1933. 12 с.	Изучена стратиграфия юго-западной части КТСЗ, выделены чингисская, спиринская, ордынская и караганская свиты
20	Гилев А. А., Лапа А. М., Брюзгин А. Л. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части Колывань-Томской складчатой зоны: Отчет Ташаринской партии о результатах групповой геологической съемки м-ба 1:50 000 на площади листов N-44-12-В, Г; N-44-23-А, Б, В-а, б, Г; N-44-24-А, Б, В, проведенной в 1981–1988 гг. Новосибирск, 1988. 946 с.	Выделены палеозойские (буготакские альбитофиры и габбро-диабазы, паутовский и обской комплексы) и мезозойские (новосибирский комплекс) магматиты, установлена двухфазность обского комплекса со сложными отношениями пород в каждой фазе
21	Глотов А. И.	Никеленосная пикрит-долеритовая формация Новосибирского Приобья: Дис. ...канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1984. 247 с.	Изучен ташаринский (седовозаимский) комплекс и Ni-Co-Cu оруденение
22	Григорьев Н. В.	Геология палеозоя Томь-Яйского междуречья: Дис. ...канд. геол.-мин. наук. Томск, 1970. 222 с. (Фонды ТГУ)	Исследовано геологическое строение и стратиграфия северо-восточной части КТСЗ

23	Грицюк Я. М., Ашурков В. А., Гусев Н. И. и др.	Составление космогеодинамической карты территории ПГО «Запсибгеология» м-ба 1:500 000 на основе геологической интерпретации результатов дешифрирования аэро- и космических съемок: Отчет Методической аэрокосмической партии о результатах работ, проведенных в 1986–1988 гг. Новокузнецк, 1988. 192 с. (Фонды ЗСГУ)	Воспроизведены геодинамические обстановки для КТСЗ, Салаира и других районов. Составлена геодинамическая карта западной части Алтае-Саянской складчатой области и сопредельных регионов. Используются современные мобилистские концепции. Излагается новый взгляд на историю тектонического развития и металлогению, иллюстрированный схемами палеотектонического и геодинамического районирования
24	Грязнова В. И., Голодняк Г. Г., Ударцева Л. Е. и др.	Месторождение строительного камня (гранитоидов, роговиков) «Борок» в Октябрьском районе г. Новосибирска: Отчет о детальной разведке с подсчетом запасов по состоянию на 01.11.76 г. Новосибирск, 1976. 421 с.	Изучены физические характеристики (блочность, прочность, поляруемость и др.) гранитоидов, оценены запасы и гидрогеологические условия добычи в пределах горного отвода под карьер
25	Дербилов И. В.	Об аналогии структур и металлогении Томь-Колыванской складчатой зоны и Северо-Западного Алтая. Томск, 1952. 9 с.	Отмечено сходство тектонического строения и олово-цинкового оруденения КТСЗ и СЗ Алтая
26	Домникова Е. И., Мисюк В. Д., Шеходанов В. И. и др.	Промежуточный геологический отчет Огневской геологосъемочной партии 1959 г. (лист N-44-XVIII, северная половина). Новосибирск, 1960. 148 с.	Описаны тектонические структуры в зоне сочленения КТСЗ, СЗ Салаира и Горловского прогиба, кратко характеризуются полезные ископаемые (уголь, полиметаллы и др.)
27	Домникова Е. И., Большакова Ж. И., Мисюк В. Д., Шеходанов В. И.	Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа N-44-XVIII: Окончательный геологический отчет Огневской геологосъемочной партии по работам 1959–1960 гг. Новосибирск, 1962. 546 с.	Уточнена стратиграфическая схема палеозоя, описаны фазы и циклы тектогенеза, впервые в Горловском прогибе выделены юрские отложения
28	Евдокимов Е. И.	Краткий обзор магнитного поля, месторождений и рудопроявлений железа Колывань-Томской складчатой зоны. Томск, 1961. 19 с.	Установлена связь положительных магнитных аномалий с базитовыми дайками и буготакскими эффузивами
29	Евдокимов Е. И., Кулаков Б. А., Костенко Г. Т.	Отчет Усть-Каменской поисковой партии по работам 1961 г. (Результаты предварительной оценки сульфидных рудопроявлений в ЮЗ и ЮВ частях КТСЗ). Новосибирск, 1962. 143 с.	Изучена сульфидная минерализация в пирогенно-осадочных отложениях буготакской свиты (Михайловский, Лушниковский Усть-Каменский и Болтовский участки)
30	Жабин В. В., Оносовская А. А., Нуварьева Ю. А. и др.	Геология месторождений цветных металлов и золота Алтае-Саянской складчатой области и карты прогнозов (Объединенные работы по темам 58 и 46). Т. II. Основные закономерности размещения цветных металлов АССО (КТСЗ, Кузнецкий Алатау и Салаир). Новосибирск, 1961. 397 с.	Составлена регистрационная карта месторождений и рудопроявлений Cu, Pb и Zn, дана новая классификация эндогенных месторождений, высказано предположение о сходстве структур КТСЗ и Рудного Алтая

1	2	3	4
31	Заблоцкая М. А., Осотских Т. П.	Отчет Новосибирской комплексной партии о геолого-поисковых работах на граниты в районе г. Новосибирска в 1937 г. Новосибирск, 1938а. 87 с.	Уточнены контуры гранитных массивов и глубина залегания погребенной поверхности
32	Заблоцкая М. А., Осотских Т. П.	Отчет Новосибирской комплексной партии о геофизических работах на Мостовском и Гусинобродском месторождениях протеробазов в 1937 г. Новосибирск, 1938б. 65 с.	Оконтурены Мостовская и Гусинобродская дайки, установлены их мощности и элементы залегания
33	Залипухин М. И., Смирнов Н. М.	Отчет об аэромагнитной съемке крупного масштаба, проведенной в области тектонического сопряжения северо-западной окраины Салаира, Колывань-Томской складчатой зоны, Присалаирской депрессии и Горловского прогиба. Томь-Колыванская партия № 46/63. Томск, 1964. 182 с.	Установлено зональное строение магнитного поля, выделено пять аномалийных областей, в пределах которых охарактеризованы многочисленные аномалии, соответствующие структурам III порядка
34	Иванов Е. Н.	Берега Оби от г. Камня до г. Новосибирска: Отчет о работах летом 1931 г. Новосибирск, 1933. 44 с.	Изучено геологическое строение ложа четырех четвертичных террас
35	Иванов К. В.	Геология и петрография нижнекаменноугольных и дайковых пород окрестностей г. Томска: Дис. ...канд. геол.-мин. наук. Томск, 1956. 320 с.	Исследованы породы томского комплекса и вмещающие их отложения лагерносадской и басандайской свит, осуществлена типизация даек
36	Иванов К. В., Юдин М. И.	Геология и полезные ископаемые Томь-Яйского междуречья: Отчет о работах Томской геологической партии Томской комплексной экспедиции ЗСГУ за 1949 г. Томск, 1950. 482 с.	Проведена среднемасштабная геологическая съемка, получены новые данные по стратиграфии (от D ₁ до Q), тектонике и литолого-петрографической характеристике пород
37	Казаринов В. П.	Геология палеозоя и мезо-кайнозоя южной части Колывань-Томской складчатой зоны: Отчет о летних работах 1940 г. Каменско-Ордынской геолого-съемочной партии. Новосибирск, 1941. 347 с.	Выделены Ельцовская синклиналь и Ключевская антиклиналь, в рельефе палеозойского фундамента отмечено наличие древних речных долин
38	Казеннов А. И., Мисюк В. Д., Тимофеев В. Л. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Горловского каменноугольного бассейна и его обрамления: Отчет Горловской партии по результатам опытно-производственной групповой геологической съемки м-ба 1:50 000 на площади листов N-44-59-B; N-69-Г; N-70-А,Б,В; N-81-А,Б; N-82-А, проведенной в 1972–1978 гг. Новосибирск, 1978. 658 с.	Установлена динамометаморфическая природа образования антрацитов Горловского бассейна и блоково-пластинчатый (чешуйчатый) характер строения большинства участков, найдены фрагменты юрских отложений, отмечено сходство кузбасской и горловской флоры

39	Калугин А. С.	Основные краткие сведения о железных рудах на территории Алтая, Салаира, КТСЗ и Западно-Сибирской низменности и направление дальнейших работ в этих районах по железным рудам на 1956–1960 гг. Томск, 1954. 32 с.	Обобщен материал по изученности железорудных месторождений, описаны наиболее крупные из них, в том числе Колпашевское месторождение
40	Калугин А. С., Корель В. Г.	Геология железорудных месторождений и перспективы развития железорудной базы Западной Сибири. Ч. I. Перспективная оценка и геология железорудных районов и месторождений южной части Сибири. Новосибирск, 1960. 320 с. (Фонды СНИИГТиМСа).	Описаны закономерности размещения основных типов железорудных месторождений, дана геолого-экономическая оценка состояния железорудной базы Западной Сибири
41	Калугина Т. С., Черненко Ю. Я., Мишин В. П. и др.	Геология борной и бериллиевой минерализации АССО. Геология эндогенной борной минерализации АССО (Алтай, Салаир, КТСЗ и Кузнецкий Алатау). Томск, 1961. 495 с.	Выделено более 30 структурно-формационных зон (по геологическим факторам и бороносности); часть из них отнесена к перспективным
42	Козлов А. М.	Петрогеохимические особенности позднегерцинских гранитоидов Новосибирского Приобья и некоторых массивов калбинского комплекса Горного Алтая: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск, 1970. 303 с.	Проведено детальное изучение гранитоидов Новосибирского Приобья, различия в составах которых объяснены глубиной эрозионного среза разнофациальных массивов
43	Колобков Ю. В.	Отчет по переоценке Буготакского месторождения альбитофиров (сопки № 14, 15) на пригодность в качестве щебня для производства струнобетонных шпал и железобетонных напорных труб. Красноярск, 1972. 481 с.	Составлен разрез буготакской толщи (D ₂), показано налегание на нее пачинской и юргинской свит (D ₃), установлено высокое качество щебневого альбитофира
44	Колобков Ю. В., Кривоносов Н. М.	Отчет о доразведке диабазов «Сопки 12» Буготакской группы месторождений по площади и на глубину, проведенной Алтайской партией в 1969–1972 гг. Красноярск, 1978. 319 с.	Изучен девонский комплекс диабазов и диабазовых порфириров; помимо широко известных даек в Буготакском районе к нему отнесены тела у поселков Шарчино и Кроковское
45	Колпакова Р. Ф., Мареев С. К., Федосеев М. В.	Объяснительная записка к металлогенической карте Колывань-Томской складчатой зоны: Отчет геохимической партии по теме 37 «Обобщение и анализ материалов по рудным полезным ископаемым территории работ НТГУ и выбор наиболее рациональных геохимических методов поисков за 1964–1966 гг.». Новосибирск, 1966. 151 с.	Составлены карты геохимической и шлиховой изученности, металлогеническая карта для КТСЗ, выделено четыре тектономагматических этапа развития, каждый из которых характеризуется специфической тектоникой, магматизмом и металлогенией
46	Колпакова Р. Ф., Суродина Л. Н.	Геологическая карта палеозоя и мезо-кайнозоя без плиоцен-четвертичного чехла для области горного обрамления Западно-Сибирской низменности в пределах территории деятельности НТГУ (в мелком масштабе): Объясн. зап. Томск, 1968. 201 с.	Охарактеризованы разновозрастные сопряженные структуры Кузнецкого Алатау, Салаира, Горловского прогиба, Доронинской впадины и КТСЗ, выделены магматические комплексы и металлогенические регионы

1	2	3	4
47	Краевская Л. Н., Демурова Н. Н.	Отчет по титулу 1956–1957 гг. «Палеонтологическое обоснование палеозоя томских листов». Томск, 1958. 89 с.	Описано четыре фаунистических комплекса, обоснована региональная палеонтологическая схема палеозойских толщ
48	Краснополов В. М.	Отчет о работах Болотнинской гравиметрической партии № 51/55-56, проведенных в Ояшинском и Кольванском районах Новосибирской области и Кожевниковском районе Томской области в 1955–1956 гг. Томск, 1956. 243 с.	Изучено глубинное строение палеозойских отложений, установлена погребенная поверхность гранитоидных массивов в центральной и северной частях КТСЗ
49	Кривоносов В. М.	Отчет по переоценке месторождения спилитов «Сопка 29» на пригодность их для производства напорных железобетонных труб по материалам ранее проведенных работ. Красноярск, 1972. 154 с.	Среди буготакских альбитофиров, спилитов, кератофиров и туфов (D ₂) отмечены дайки диабазовых микропорфиров (D ₃)
50	Крылов С. В., Рудницкий А. Л., Мишенькин Б. П. и др.	Отчет о работах ГСЗ Томской сейсморазведочной партии № 22/66. Томск, 1967. 175 с.	Прослежен методом точечных зондирований раздел Мохововичича по маршруту Колпашево–Томск–Новокузнецк–Таштагол
51	Кузнецов Ю. А.	Геология и полезные ископаемые г. Новосибирска. Новосибирск, 1935. 354 с.	Дано геологическое описание Северо-Западного Салаира, Приобья и Горловского прогиба, выделены каледонские диабазы, варисские граниты и мезозойские протеробазы
52	Кугашов И. Н.	Отчет о работах Верхне-Ирменской электроразведочной партии № 39/62 в юго-западной части Кольвань-Томской складчатой зоны. Новосибирск, 1963. 96 с.	Определена мощность рыхлых отложений методом ВЭЗ, выявлены эрозионные ступени в рельефе до-мезозойского фундамента
53	Лапа А. М., Гилев А. А., Петрова М. Н. и др.	Отчет о результатах общих поисков медно-никелевого оруденения на Ташаринско-Шумихинской площади и детальных поисков на Седовозаимском участке в центральной части КТСЗ. Новосибирск, 1986. 450 с.	Показано различие барлакских («однородны, однофазны») и обских («типично автохтонные») гранитоидов, медно-никелевое оруденение считается эпигенетическим
54	Лукьяшко В. Н., Михайловский Д. В.	Месторождение гранитоидов «Борок»: Отчет о результатах детальной разведки с подсчетом запасов бортового камня по состоянию на 01.01.84. Новосибирск, 1984. 215 с.	Выполнены технологические испытания гранитов в качестве сырья для брусковых монолитов среднего размера, оценены запасы и гидрогеологические условия добычи
55	Ляхницкий В. М.	Описание Гусинобродского месторождения диабазов. Новосибирск, 1935. 25 с.	Разведаны и оконтурены дайковые диабазы, дана оценка их декоративных свойств

56	Мареев С. К.	Отчет о результатах ревизии каменных карьеров Новосибирской области на металлические полезные ископаемые за 1967–1968 гг. Новосибирск, 1969. 93 с.	Проведено металлометрическое опробование, установлена молибденовая минерализация в Новосибирском и олово-вольфрамовая — в Колыванском массивах
57	Мартынов В. А., Борзенко Е. И., Кой Г. М., Хубльдинов Г. И.	Геологическая карта и карта полезных ископаемых с элементами прогноза Новосибирской, Омской и Томской областей (мелкого масштаба): Объясн. зап. Томск, 1966. 239 с.	Изучено геологическое строение центральной части КТСЗ и СЗ Салаира, дана стратиграфическая схема, указаны проявления сурьмы, цинка, олова
58	Марус А. И., Моисеева З. К., Федяника Н. К. и др.	Результаты поисковых работ в центральной части Горловского антрацитового бассейна: Отчет Шадринской ГРП за 1973–1978 гг. Новосибирск, 1978. 558 с.	Установлено сложное пликвативно-дислокационное строение антрацитомещающих толщ и силловый характер тел долеритов
59	Матвеевская А. Л.	Среднемасштабная геологическая карта горнопромышленных областей Западной Сибири. Лист N-44-XII (Буготакский): Отчет о работах Буготакской геолого-съемочной партии в 1940 г. Новосибирск, 1941. 79 с.	Выделено несколько палеозойских формаций: зелено-фиолетовая (O), легостаевская (S), буготакская (D ₂), красноцветная (D ₃), инская (D ₃ -C ₁), иковская (Є ₂) и др.
60	Матвеевская А. Л.	Отчет Колыванской поисково-разведочной партии за 1950 г. Новосибирск, 1951. 83 с.	Установлена касситеритоносность рыхлых отложений, выполняющих депрессии на Барлакском и Бибеевском участках
61	Матвеевская А. Л.	Геологическое строение Колывань-Томской дуги в области стыка с Салаиром: Дис. ...канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1952. 240 с.	Доказана принадлежность дубровинских гнейсов (прежде считавшихся архейскими) к нижнекаменноугольным шиферным слоям
62	Минаева Р. П.	Отчет о результатах специализированных работ на Северном Салаире. Новосибирск, 1979.	Детально описано Верх-Чемское медно-молибденовое рудопроявление
63	Мисюк В. Д., Казеннов А. И., Большаков Э. И. и др.	Геологическое строение, полезные ископаемые и подземные воды листа N-44-XVII: Окончательный отчет Верх-Ирменской партии по работам 1962–1963 гг. Т. 1. Новосибирск, 1964. 565 с.	Уточнено геологическое строение и стратиграфическая схема юго-западной части КТСЗ, на площади листа впервые установлены палеоген-неогеновые отложения
64	Михайловский Д. В., Горовой Н. Л., Иванов В. А. и др.	Геологическое строение, полезные ископаемые и подземные воды листа N-44-VI: Окончательный отчет Ояшинской партии по работам 1961–1963 гг. Новосибирск, 1964. 401 с.	Проведено структурно-геологическое районирование региона, впервые выделен крупный Обской гранитоидный массив
65	Мясников А. А.	Семилуженское месторождение сурьмы: Отчет по геологоразведочным работам 1948 г. и I кв. 1949 г. на Семилуженском месторождении сурьмы. Томск, 1949. 79 с.	Изучено геологическое строение месторождения и минералогия руд, выделено три типа руд сурьмяного блеска

1	2	3	4
66	Нагорский М. П.	Геологическое строение и главные полезные ископаемые Томской области: Объясн. зап. к геологической карте Томской области. Томск, 1963. 223 с.	Выделена синклиналичная герцинская структура, восточное крыло которой осложнено Коларово-Семилуженской зоной разломов
67	Незабытовская О. П.	Отчет Заварзинской геологоразведочной партии за 1953 г. по участку строительного камня. Томск, 1954. 89 с.	Разведаны две дайки в районе пос. Заварзино, дана отрицательная оценка слагающих их пород как строительного материала
68	Незабытовская О. П.	Отчет по детальной разведке Ларинского месторождения монзонитов. Томск, 1956. 232 с. (ОФ ПГО)	Уточнено строение Ларинской дайки, показано, что она представлена серией тел, залегающих среди песчано-глинистых толщ
69	Нечаев В. В., Неволько А. И., Валуев А. В. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые Егорьевского золотоносного района: Отчет Салаирской партии о результатах глубинного геологического картирования м-ба 1:50 000, проведенного в 1983–1988 гг. Новосибирск, 1988. 332 с.	Изучены строение Новолушниковского гранитного массива и распределение золото-молибденового оруденения на участке Жила № 13
70	Нечаев В. В., Хубльдикова Н. И.	Магматические комплексы Северо-Западного Салаира, их метаморфизм и гидротермально-метасоматические преобразования. Новосибирск, 1996. 102 с.	Уточнена схема магматизма Северо-Западного Салаира и описаны магматические комплексы
71	Оносовская А. А.	Отчет о разведочных работах Новосибирской геологоразведочной партии на кристаллические породы в районе г. Новосибирска, произведенных летом 1930 г. Новосибирск, 1931. 16 с.	Разведаны Бугринское и Кривошековское месторождения гранитов в левобережье р. Оби, дана петрографическая характеристика Новосибирского массива
72	Осотских Т. П.	Изверженные породы района г. Новосибирска (петрографический очерк). Новосибирск, 1936. 141 с.	Установлено многофазное строение Новосибирско-Кольванского массива
73	Парамонов В. А.	Отчет о геолого-поисковых исследованиях на правом берегу р. Оби, произведенных Каменско-Чингисской геологоразведочной партией в 1921 г. Новосибирск, 1922. 19 с.	Выполнены маршрутные исследования по речкам Ельцовке, Каменке, Бол. и Мал. Чингис, установлено геологическое строение участков
74	Петренко Н. Л., Терехов В. Н., Неволько А. И.	Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-44-22-Б, Г и N-44-23-В: Отчет Чаусского участка геолого-съёмочной партии о результатах ГК м-ба 1:50 000 за 1977–1982 гг. Кн. 3. Новосибирск, 1982. 565 с.	Изучены базитовые массивы Паутовской тектонической зоны и гранитоиды Обского и Орловского массивов, дана петрографическая и металлогеническая их характеристика
75	Петрусевич М. Н.	Кольванское месторождение касситерита: Геологоразведочный отчет по Кольванской партии за период с 01.01.44 г. по 01.05.45 г. Новосибирск, 1945. 40 с.	Установлено неравномерное распределение касситеритовой минерализации в пределах Кольванского гранитного массива (в жилах и зонах грейзенизации)

76	Пивень Н. М.	Отчет по работам за 1951–1953 гг. с подсчетом запасов по россыпям Подгорской, Североподгорской, Чаусской и лога Навозного по состоянию на 01.05.53 г. Новосибирск, 1954. 583 с.	Изучено пять оловоносных россыпей, установлена значительная мощность вскрыши и неравномерное распределение касситерита
77	Пивень Н. М.	Барлакское месторождение олова: Отчет Колыванской поисково-разведочной партии за 1950–1954 гг. Кн. 10. Новосибирск, 1957. 1877 с.	Проведены поиски оловянной минерализации в пределах Барлакского, Батурино-Бибеевского и Новосибирского массивов
78	Писцов А. Д.	Отчет № 3 Новосибирской геологоразведочной партии № 1 по разведке Мочищенской гранитной сопки в 1930 г. Новосибирск, 1931. 11 с.	Отмечено однообразие мелко- и среднезернистых биотитовых гранитов, описана локальная их каолинизация и грейзенизация
79	Плотникова Д. Е., Аникина Н. Е. и др.	Отчет о доразведке Мочищенского месторождения гранитов. Новосибирск, 1975. 150 с.	Подсчитаны запасы бутового камня в пределах земельного отвода под месторождение
80	Попов В. С.	Отчет о поисково-разведочных работах, произведенных в 1939 г. на Семилуженском месторождении стибнита. Томск, 1939. 52 с.	Доказана приуроченность гнездово-прожилковой стибнитовой минерализации к зонам окварцевания и карбонатизации
81	Порхал П. С., Казеннов А. И., Шевчук И. В. и др.	Отчет Бердской партии о результатах комплексной геолого-гидрогеологической съемки м-ба 1:50 000 на площади листов N-44-47-A и N-44-47-B (по работам в 1960–1962 гг.). Новосибирск, 1962. 287 с.	Установлены триасовые долериты и долеритовые порфириды в пачинской и юргинской свитах, на листе N-44-XII впервые выделены отложения визейского яруса
82	Роенко В. П., Казеннов А. И., Дагаев Ю. Г. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-44-48-B и N-44-60-A: Окончательный отчет Елбашинской геолого-съёмочной партии по работам 1964–1967 гг. в северной части Горловского бассейна. Новосибирск, 1968. 429 с.	Изучены палеозойские отложения в области сочленения КТСЗ, СЗ Салаира и Горловского прогиба, К-Ar методом определен возраст горловских долеритов
83	Росляков Н. А., Осинцев С. Р., Нестеренко Г. В. и др.	Золотоносность северо-западной части Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны: Отчет по теме Б.11.1/(12)-19/58 «Обобщение и анализ материалов по золотоносности палеозойских образований северо-западной части Салаира и центральной части Колывань-Томской складчатой зоны». Кн. 1. Новосибирск, 1987. 545 с.	Составлены разномасштабные прогнозные карты на золото, по геолого-геохимическим критериям с помощью математической обработки оценены перспективы отдельных участков КТСЗ и СЗ Салаира
84	Рубцов А. Ф.	Геологическое строение и полезные ископаемые листов О-45-112-B и Г: Отчет Бороковской партии о результатах геолого-съёмочных работ м-ба 1:50 000, проведенных в 1986–1991 гг. Томск, 1991.	Исследованы базальтовые порфириды омутнинской свиты и «дискордантные» пояса даек томского комплекса, определен их химический состав и К-Ar возраст

1	2	3	4
85	Рубцов А. Ф., Врублевский В. А., Либина В. Ф.	Геологическое строение и полезные ископаемые планшета О-45-125-А: Окончательный отчет Яйской партии по геологической съемке крупного масштаба за 1964–1967 гг. Томск, 1967. 238 с.	Выявлены Турунтаевская и Барнашевская зоны минерализации, среди палеозойских отложений выделены основные эффузивы, кератофиры и кварцевые кератофиры
86	Рубцов А. Ф., Врублевский В. А.	Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части Томской области: Окончательный отчет Центральной партии по глубинному геолого-геофизическому изучению палеозойского фундамента за 1966–1970 гг. Томск, 1970. 192 с.	Исследован фундамент северной части КТСЗ, в альбитофирах и порфиритах Турунтаевской зоны установлена вкрапленность сфалерита, а в песчаниках и известняках Коларово-Семилуженской зоны — проявления сурьмы, меди и цинка
87	Рубцов А. Ф., Артемьева Н. П.	Отчет дайковой партии по поискам месторождений каменных строительных материалов в районе г. Томска за 1984–1985 гг. Томск, 1985.	Охарактеризованы дайки долеритов, монзонитов, диабазов и гибридизированных пород в бассейнах Басандайки, Ушайки, Бол. Киргизки; установлена приуроченность роев даек к разломам северо-западного простирания
88	Силичев М. К., Белозерцева Н. В.	Отчет о результатах структурных и минералогических работ Юрско-Бриндакитского золоторудного узла в 1982–1983 гг. (Южно-Аллахская партия). АЮГРЭ, пос. Хандыга, 1984. 335 с.	Изучено золото-кварцевое оруденение в черносланцевых толщах Южно-Верхоянского синклинория, выделены до- и постгранитные типы кварцево-жильной минерализации, рассмотрены минералогеохимические критерии их золотоносности, соотношение с магматизмом и метаморфизмом
89	Смолин А. П.	Доклад Томскому совету народного хозяйства о геологических исследованиях бурых углей в окрестностях г. Томска летом 1920 г. Томск, 1920. 20 с.	Установлено, что промышленный интерес представляют бурые угли Реженского месторождения
90	Сотников В. И.	Экспертное заключение о формационном типе молибденовой минерализации в районе участка Жила № 13 (Маслянинский район Новосибирской области). Новосибирск, 1994. 2 с.	Сделан вывод о проявлении оруденения медно-порфирового типа, описан комплекс характерных признаков
91	Тарабукин А. К., Тарабукина И. С., Рязанов П. Д., Парфеньева Л. И.	Геологический отчет по детальной разведке карьера Горловского-1 месторождения и предварительной разведке Круглоозерского карьерного участка в Горловском каменноугольном бассейне с подсчетом запасов антрацита по состоянию на 01.01.70 г. Т. 1. Новосибирск, 1970. 209 с.	Доказано блоково-чешуйчатое строение месторождений антрацита и пригодность его для электродной промышленности, указано на возможность разработки многих антрацитовых пластов открытым способом
92	Тарасенко Э. В., Коршунков А. Н., Иванова Г. М.	Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев р. Ушайки: Окончательный отчет Плотниковской геолого-съемочной партии по работам за 1964–1966 гг. Томск, 1966. 223 с.	Установлена приуроченность базитовых даек к разломам северо-западного простирания, в дайках отмечены вышекларковые содержания Zn, P и Sr

93	Третьяков В. Е.	Отчет о геологоразведочных работах на месторождении протеробазов «Гусиный Брод» в Новосибирском районе Новосибирской области. М., 1952. 176 с.	Определены размеры и форма дайки, обращено внимание на возможную попутную добычу протеробазов (наряду с тугоплавкими глинами и суглинками)
94	Тригубов А. В., Рудницкая Д. И., Михелев И. П., Рудницкий А. Л.	Отчет о сейсморазведочных работах тематической партии № 26/64 в Колыванском, Коченевском и Новосибирском районах Новосибирской области летом 1964 г. Новосибирск, 1965. 127 с.	Пройден профиль Кругологово–Бибиха–Галинский в районе Барлакско-Колыванского массива, указана глубина залегания границ Конрада и Моховорвичича
95	Тыжнов А. В.	Материалы к обзорной карте N-45-A. Новосибирск, 1940. 41 с.	Обобщены материалы по стратиграфии, тектонике и полезным ископаемым КТСЗ
96	Тюменцев К. Г.	О геолого-поисковых работах 1930 г. Новосибирской геологоразведочной партии № 3. Новосибирск, 1931. 31 с.	Описаны граниты в карьерах Мочищенский, Борок, Бутринский, Колыванский и Кривощекровский
97	Удодов П. А., Паршин П. Н., Копылова Ю. Г. и др.	Гидрогеохимия Колывань-Томской складчатой зоны: Окончательный отчет гидрогеохимической партии за 1964–1966 гг. по теме «Изучение условий миграции микроэлементов в водах полузакрытых геологических структур и оценка площадей, перспективных для постановки специальных работ на руды цветных и редких металлов в Колывань-Томской складчатой зоне». Томск, 1966. 412 с.	Составлена прогнозная гидрогеохимическая карта, выделено несколько участков, приуроченных к тектоническим зонам субширотного простирания, и перспективных на полиметаллическое, ртутное и редкометалльное оруденение; предполагается металлогеническая зональность
98	Фомичев В. Д., Казаринов В. П.	Геологическое строение и полезные ископаемые южной половины листа N-45-VII (Тогучин): Отчет Тогучинской геолого-съёмочной партии по работам 1942 г. Новокузнецк, 1947. 346 с.	Выявлены новые точки с признаками марганцевого, кобальтового и киноварного оруденения. Рекомендованы поиски на золото, полиметаллы, ртуть, кобальт и др.
99	Федосеев Г. С., Сотников В. И., Борисенко А. С. и др.	Корреляция магматических и метаморфических комплексов Колывань-Томской складчатой зоны и северо-западной части Салаира, как основа серийной легенды геологической карты м-ба 1:200 000: Отчет по теме № 60, договор № 19/94. Новосибирск, 1998. 338 с.	Изучены закономерности размещения магматитов КТСЗ и СЗ Салаира, описаны магматические комплексы, получены их изотопно-геохронологические датировки, обосновано выделение приобского и барлакского комплексов
100	Хахлов В. А., Рагозин Л. А.	Отчет о летних работах 1944 г. Нарымской геолого-съёмочной партии (планшет О-45). Томск, 1945. 165 с.	Выявлены признаки ртутной и золото-сурьмяной минерализации в районе г. Томска
101	Хубльдинов Г. И., Говорунов В. В., Козлов А. М. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые южной половины листов N-44-22-Г и N-44-23-В в центральной части Колывань-Томской складчатой зоны: Окончательный отчет Барлакской партии по поисково-съёмочным работам м-ба 1:50 000, проведенным в 1959–1961 гг. 1962. 367 с.	Выделены Скалинская синклиналь и Алферовская антиклиналь, в пределах которых располагаются Колыванский и Барлакский массивы соответственно
102	Чернышева Н. Н.	Геологическое строение верховьев р. Оби (от г. Камня до пристани Батурино). Новосибирск, 1937.	Описан геологический разрез палеозойских и мезокайнозойских отложений, изучен Обской гранитоидный массив

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
Глава 1. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ	8
Глава 2. ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ	23
2.1. Региональные тектонические структуры	—
2.2. Разрывные нарушения	26
2.3. Положение Колывань-Томской зоны в складчатых системах Западной Сибири	28
Глава 3. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ЭТАПЫ ГЕОДИНАМИ- ЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	30
3.1. Геодинамические комплексы	—
3.2. Этапы геодинамического развития	37
Глава 4. МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ	39
4.1. Комплексы островодужного этапа	45
4.1.1. Буготакский плагиориолит-метаандезит-метабазальтовый комплекс	—
4.1.2. Укропский порфирит-метагаббро-диабазовый комплекс	49
4.2. Комплексы коллизионного этапа	52
4.2.1. Ташаринский пикрит-габбро-долеритовый комплекс	56
4.2.2. Приобской гранит-граносиенит-гранодиоритовый комплекс	80
4.2.3. Новосибирский лампрофир-долеритовый комплекс	93
4.3. Комплексы внутриплитового (платформенного) этапа	100
4.3.1. Барлакский лейкогранитовый комплекс	101
4.3.2. К обоснованию петрогенетической автономности при- обского и барлакского комплексов	110
4.3.3. Изылинский долеритовый комплекс	119
4.3.4. Монцодиорит-долеритовый комплекс Томского магмати- ческого ареала	121
4.4. Магматиты неясной геодинамической позиции	134
Глава 5. РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ	137
5.1. Колчеданно-полиметаллическая вулканогенно-гидротермаль- ная формация	140
5.2. Медно-никелевая сульфидная формация	143

5.3.	Редкометалльная молибден-вольфрамовая грейзеновая формация	144
5.4.	Медно-молибден-порфирировая формация	146
5.5.	Золото-кварцевая малосульфидная формация (арсенопирито- вый или золото-мышьяковый тип)	150
5.6.	Формация оловоносных пегматитов	157
5.7.	Редкометалльная олово-вольфрамовая грейзеновая формация . .	—
5.8.	Золото-сурьмяная формация	158
5.9.	Ртутная и золото-ртутная формации	160
5.10.	Флюоритовая эпитеpмальная формация	166
Глава 6.	РУДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И СООТНОШЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ	168
6.1.	Колчеданно-полиметаллические рудные комплексы	—
6.2.	Медно-никелевый сульфидный комплекс	170
6.3.	Золото-кварцевый малосульфидный комплекс	—
6.4.	Золото-молибденовый комплекс	171
6.5.	Олово-редкометалльный комплекс	173
6.6.	Комплекс низкотемпературного гидротермального оруденения	174
Глава 7.	ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕ- НИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ	175
7.1.	Ордынско-Митрофановский полиметаллический пояс	176
7.2.	Барлакский оловорудный пояс	177
7.3.	Приобский золоторудный пояс	178
7.4.	Салаирско-Инской золото-молибденовый рудный пояс	179
7.5.	Седовозаимско-Ташаринская медь-никеленосная зона	182
Глава 8.	КОРРЕЛЯЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ	183
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	200
	ЛИТЕРАТУРА	203
	ПРИЛОЖЕНИЕ. ОСНОВНЫЕ ФОНДОВЫЕ РАБОТЫ ПО ГЕОЛОГИИ, МАГМАТИЗМУ И МЕТАЛЛОГЕНИИ КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ	215

CONTENTS

PREFACE	5
Chapter 1. BRIEF HISTORY OF GEOLOGIC STUDY OF PALEOZOIC FORMATIONS	8
Chapter 2. GEOLOGOTECTONIC STRUCTURE OF THE KOLYVAN-TOMSK FOLD ZONE	23
2.1. Regional tectonic structures	—
2.2. Dislocations with a break of continuity	26
2.3. Position of the Kolyvan-Tomsk fold zone in the fold systems of Western Siberia	28
Chapter 3. GEODYNAMIC COMPLEXES AND STAGES OF GEODYNAMICAL DEVELOPMENT	30
3.1. Geodynamic complexes	—
3.2. Stages of geodynamic development	37
Chapter 4. MAGMATIC COMPLEXES	39
4.1. Complexes of island-arc stage	45
4.1.1. Bugotak plagiophyolite-metaandesite-metabasalt complex	—
4.1.2. Ukrop porphyrite-metagabbro-diorite complex	49
4.2. Collisional stage complexes	52
4.2.1. Tashara picrite-gabbro-dolerite complex	56
4.2.2. Priobskoy granite-granosyenite-granodiorite complex	80
4.2.3. Novosibirsk lamprophyre-dolerite complex	93
4.3. Intraplate (platform) stage complexes	100
4.3.1. Barlak leucogranite complex	101
4.3.2. On the problem of justification of petrogenetic independence of Priobskiy and Barlak complexes	110
4.3.3. Izylin dolerite complex	119
4.3.4. Monzodiorite-dolerite complex of the Tomsk magmatic region	121
4.4. Magmatites of unclear geodynamic setting	134
Chapter 5. ORE FORMATIONS	137
5.1. Massive-sulfide volcanogenic-hydrothermal formation	140
5.2. Copper-nickel sulfide formation	143
5.3. Rare-metal molybdenum-tungsten greisen formation	144
5.4. Copper-molybdenum porphyry formation	146

5.5. Gold-quartz low-sulfide formation (arsenopyrite or gold-arsenical type)	150
5.6. Tin-carrous pegmatites formation	157
5.7. Rare-metal tin-tungsten greisen formation	—
5.8. Gold-antimonial formation	158
5.9. Mercury and gold-mercury formation	160
5.10. Fluorite epithermal formation	166
Chapter 6. ORE COMPLEXES AND THE RELATIONSHIP BETWEEN ORE OCCURRENCE AND MAGMATISM	168
6.1. Massive-sulfide ore complexes	—
6.2. Copper-nickel sulfide complex	170
6.3. Gold-quartz low-sulfide complex	—
6.4. Gold-molybdenum complex	171
6.5. Tin-rare metal complex	173
6.6. Complex of low-grade hydrothermal ore occurrence	174
Chapter 7. REGULARITIES OF LOCATION OF THE ENDOGENIC ORE OCCURRENCE AND METALLOGENIC ZONATION	175
7.1. Ordinsko-Mitrofanovsk polymetallic belt	176
7.2. Barlak tin-bearing belt	177
7.3. Priobskiy gold-ore belt	178
7.4. Salair-Inskoi gold-molybdenum ore belt	179
7.5. Sedova Zaimka — Tashara copper-nickeliferous zone	182
Chapter 8. CORRELATION BETWEEN THE MAGMATIC AND METAMORPHIC COMPLEXES	183
CONCLUSION	200
REFERENCES	203
APPENDIX. THE MAIN ARCHIVE WORKS ON GEOLOGY, MAGMATISM AND METALLOGENY OF THE KOLYVAN-TOMSK FOLD ZONE	215

Научное издание

**ГЕОДИНАМИКА, МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ**

Научный редактор
доктор геол.-мин. наук *Олег Павлович Иванов*

Утверждено к печати
Институтом геологии СО РАН

Редактор *З. В. Белоусова*
Художник обложки *В. И. Шумаков*
Художественный редактор *О. М. Вараксина*
Технический редактор *О. М. Вараксина*
Корректор *И. А. Абрамова*
Компьютерная верстка *В. Д. Ахметовой*

ЛР № 020909 от 01.09.94. Подписано к печати 27.09.99. Формат 70×100/16.
Гарнитура NewtonС. Печать офсетная. Бумага офсетная.
Усл. печ. л. 18,7. Уч.-изд. л. 17,4. Тираж 350 экз. Заказ № 17

Типография НИЦ ОИГГМ СО РАН
630090, Новосибирск, просп. акад. В. А. Коптюга, 3