

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

*Выпуск 117*

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

SIBERIAN BRANCH

TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

*Volume 117*

G. V. POLYAKOV

---

THE PALEOZOIC MAGMATISM  
AND THE IRON MINERALIZATION  
OF THE SOUTHERN OF MIDDLE SIBERIA



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»

MOSCOW 1971



Г. В. ПОЛЯКОВ

---

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ  
И ЖЕЛЕЗООРУДЕНЕНИЕ  
ЮГА СРЕДНЕЙ СИБИРИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1971

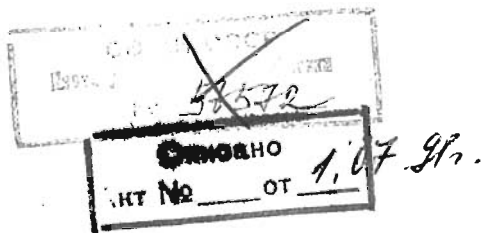
Палеозойский магматизм и железоруденение юга Средней Сибири. Поляков Г. В. М., «Наука», 1970 г.

В работе на основе формационного анализа палеозойских магматических комплексов каледонид центральной части Алтае-Саянской области выявляются особенности каледонского магматизма этого региона и отдельных структурных его элементов. Установлено и охарактеризовано три группы железосных интрузий, принадлежащих разным формациям: раннеорогенные базитовые комплексы; позднеорогенные тоналит-гранодиоритовые интрузии; посторогенные субвулканические интрузии гранитов и сиенитов. Рассматриваются вопросы связи железоруденения с магматизмом, закономерности размещения различных видов метасоматических магнетитовых месторождений и принципы выделения железорудных провинций, зависимость характера месторождений от типов рудосных интрузий, источники и условия формирования рудного вещества.

Таблиц 52. Иллюстраций 56. Библ. 373 назв.

Ответственный редактор  
академик Ю. А. КУЗНЕЦОВ

Editorial board  
academician Ju. A. KUZNETZOV



## ВВЕДЕНИЕ

---

Металлогенические исследования последних лет характеризуются новой постановкой ряда важных проблем. Это относится, в частности, к развитию и совершенствованию принципов выделения и систематики рудно-петрографических провинций и эндогенных рудных формаций, что в значительной степени связано с широким использованием в практике геологических исследований методов формационного анализа.

В настоящее время большинство геологов при изучении металлогении отдельных регионов исходит не только из стадийности магматизма и металлогении, но также и из общих особенностей их геологического развития, литологии и магматизма, определяющих в целом геохимический профиль регионов. На этой основе предлагается выделять разные типы металлогенических провинций (Захаров, 1959; Радкевич, 1959; Г. А. Соколов; А. И. Семенов, 1963; В. А. Кузнецов, 1963; Шаталов, 1964; Гвалчрелидзе, 1967, и др.). В. И. Смирнов (1959, 1962), рассматривая общие вопросы металлогении геосинклиналей, подчеркивает, что при их изучении выявляется вполне определенная зависимость в формировании и распределении месторождений не только от стадий развития подвижных зон, но и от особенностей их внутреннего строения, которые определяются типом геосинклиналей. При этом выделяются разные типы геосинклиналей и основные элементы внутреннего их строения, причем каждый из этих типов и структурных элементов характеризуется специфическими особенностями геологического развития, литологии, магматизма и эндогенной металлогении.

Понятно, что при таком подходе к выделению и изучению металлогенических провинций особенно возрастает значение формационного метода при анализе свойственной им геологической обстановки. В первой книге многотомного сборника «Закономерности размещения полезных ископаемых» Н. П. Херасков (1958) писал: «... несомненно, что учение о связях месторождений с изверженными породами не может развиваться самостоятельно, оно может развиваться лишь как неразрывная часть учения о формациях». В 1967 г., определяя основные задачи в области металлогении на будущее, В. И. Смирнов уже подчеркивал традиционность формационного метода при изучении региональных закономерностей в размещении рудных месторождений. «Исследование условий локализации рудных масс,—отмечает он,—пойдет по линии совершенствования традиционных работ в области изучения природных связей рудообразования с формациями горных пород и их фациями, с геологическими структурами и региональными геолого-историческими элементами как на широких территориях рудных провинций, так и в более узких рамках рудных районов» (Смирнов, 1967).

Столь быстрое внедрение формационного метода в металлогенические исследования обусловлено интенсивным развитием в этот период работ в области геологических и особенно магматических формаций. Метод формационного анализа, разработка которого связана с трудами

Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, Ю. А. Билибина, Ю. А. Кузнецова, Г. Д. Афанасьева, Е. К. Устиева, В. С. Коптева-Дворникова и многих других советских ученых, получил в настоящее время широкое распространение и применение в петрологических и региональных геологических исследованиях. Появилось первое крупное обобщение с классификацией главных типов магматических формаций (Ю. А. Кузнецов, 1964), содействующее выработке теоретических и методологических основ этого учения.

Успехи в изучении эндогенной металлогении геосинклиналей и в развитии формационного метода в магматической геологии обеспечивают условия для более полного совмещения этих направлений. Назрела необходимость в формационном анализе магматических комплексов подвижных зон не вообще, а их определенных металлогенических типов, с акцентом на профилирующие для этих зон виды эндогенных месторождений. Выявление на этом фоне типов рудоносных интрузий, выяснение особенностей их размещения и формирования должно способствовать не только установлению общих закономерностей в локализации связанных с ними месторождений, но и решению таких важных вопросов, как обоснование разных генетических типов эндогенных месторождений, выделение рудных формаций, определение источников, условий и путей миграции и концентрации рудного вещества и т. п.

Именно в таком плане построена настоящая работа, в которой на основе формационного анализа палеозойских магматических комплексов каледонид центральной части Алтае-Саянской складчатой области предпринята попытка определить формационные типы, закономерности размещения и формирования интрузий, продуктивных в отношении профилирующих для этого региона метасоматических месторождений железа<sup>1</sup>. В работе выясняются специфические черты этих месторождений и обосновываются разные их генетические типы, рассматриваются некоторые общие вопросы размещения и формирования магнетитовых месторождений в связи с магматизмом подвижных зон.

Надо сказать, что такому исследованию в значительной степени благоприятствовал ряд обстоятельств, обусловленных особенностями геологического строения и состоянием изученности данного региона. Это, во-первых, четко обозначенная железорудная специализация ранних каледонид Алтае-Саянской области, представляющих собой прекрасный пример провинций фемического типа. Во-вторых, достигнутые в последнее время значительные успехи в общем структурно-металлогеническом районировании этой области (В. А. Кузнецов, 1954, 1963, 1967) и в изучении скарново-магнетитовых месторождений, играющих в металлогении региона ведущую роль. Обобщающие работы, посвященные алтае-саянским железорудным месторождениям, опубликованы Г. Л. Поспеловым, В. А. Вахрушевым, В. В. Богацким, А. С. Калугиным и др. Кроме того, в многочисленных статьях других исследователей, которые упоминаются в последующих главах, рассматриваются различные аспекты геологического строения, состава и происхождения скарново-магнетитовых месторождений, имеющие важное значение для решения общей проблемы связей их с магматизмом. Наконец, постановке и решению выдвигаемых в работе задач немало способствовали широко развернувшиеся в последние годы исследования палеозойских магматических комплексов и формаций Алтае-Саянской области, позволившие приступить к общему формационному анализу магматических образований этой территории и выявлению закономерностей в их металлогении.

---

<sup>1</sup> Вопросы, относящиеся к иным по генезису рудопроявлениям железа (магматогенным, титаномагнетитовым и сингенетичным вулканогенно-осадочным), в работе не рассматриваются.

Многочисленные исследования палеозойского магматизма и железоруднения Алтае-Саянской области не устранили необходимости в постановке специальных работ по изучению того и другого во взаимосвязи. Эти работы, проводившиеся автором в различных железорудных районах юга Средней Сибири, легли в основу настоящей монографии и тех обобщений, которые в ней содержатся. На разных этапах исследования в нем принимали участие А. Е. Телешев, Г. С. Федосеев, С. М. Николаев и В. С. Чувакин, которым автор весьма признателен за всестороннюю помощь и переданные в его распоряжение материалы.

Выполнению работы во многом содействовало то, что она проводилась в содружестве с геологами Комплексной тематической экспедиции Красноярского геологического управления (КГУ), параллельно изучавшими структуры, вещественный состав, происхождение и закономерности размещения южнокрасноярских магнетитовых месторождений. Ведущая роль в организации этих исследований принадлежит В. В. Богацкому и Ш. Д. Курцерайте. В разные моменты работы автор пользовался поддержкой и содействием А. С. Аладышкина, П. С. Антонова, В. Н. Васильевского, М. Н. Добровольского, Л. И. Қаныгина, А. В. Капиноса, И. К. Кокодзеева, В. И. Медведкова, Д. И. Мусатова, В. Н. Семенова, Г. Г. Семенова, А. Д. Шелковникова, М. Л. Шермана, Е. А. Шнейдера и других геологов КГУ.

Существенную помощь советами и обсуждением некоторых разделов оказали автору товарищи по работе — сотрудники лаборатории магматических формаций А. Ф. Белоусов, В. И. Богнибов, И. М. Волохов, А. Н. Дистанова, В. Н. Довгаль, Э. П. Изох, А. П. Кривенко, Е. С. Сергеева и особенно А. Е. Телешев и Г. С. Федосеев, вместе с которыми собирался и обрабатывался материал по ряду районов. Ценные советы и замечания получены в процессе работы от В. А. Кузнецова, Г. Л. Поспелова, В. А. Вахрушева, А. М. Дымкина, В. П. Костюка, Ю. Г. Щербакова и Л. М. Парфенова. Особенно большое влияние на направление исследований и формирование взглядов автора оказал Ю. А. Кузнецов.

Всем перечисленным лицам приношу свою искреннюю признательность.

С благодарностью приняты и в настоящей редакции учтены ценные критические замечания, сделанные Ю. А. Кузнецовым, В. А. Кузнецовым, Г. Л. Поспеловым, П. Ф. Иванкиным, Э. П. Изохом, В. Н. Довгалем, И. М. Волоховым и А. Е. Телешевым, ознакомившимися с работой в рукописи.

---

**ОБЩИЙ ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ  
ПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ  
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**

---

подавляющее большинство наиболее важных в промышленном отношении магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области размещается в центральных ее районах, в пределах каледонид и связано с каледонскими интрузиями. Чтобы понять причины такой приуроченности и выяснить специфику железоносных интрузий, необходимо рассмотреть общие особенности геологического строения и магматизма этих районов. Обзор истории развития магматизма центральной части Алтае-Саянской области мы ограничим палеозойскими магматическими комплексами каледонского цикла<sup>1</sup>, составной частью которых являются железоносные типы интрузий.

В настоящее время имеется ряд обобщений по палеозойскому магматизму отдельных регионов Алтае-Саянской области: Кузнецкому Алатау и Горной Шории (Монич, 1945; Г. В. Пинус; А. Л. Додин; Г. А. Иванкин, Ю. А. Кузнецов; Мусатов, 1961; Иванова, 1963; Скобелев, 1963; Кортусов, 1967), Западному Саяну и Туве (Иванова, 1963; Щеглов, 1960; Кен, 1964), Восточному Саяну (Додин, Гурьянова, 1960; Сулоев, 1960; А. А. Предтеченский; Хренов, 1961; Митрофанов, 1962; Шелковников, 1962; Смирнов, Булдаков, 1962; Дибров, 1964; Поляков, Парфенов, 1965). В последние годы появилось значительное число публикаций по наиболее важным типам раннепалеозойских магматических формаций. Вместе с более ранними фундаментальными исследованиями, проведенными М. А. Усовым, И. К. Баженовым, А. Я. Булытниковым, И. В. Дербиковым, В. А. Кузнецовым, Ю. А. Кузнецовым, А. М. Кузьминым, И. А. Молчановым, К. В. Радугиным, Ф. Н. Шаховым и рядом других сибирских геологов, положивших начало систематическому изучению геологического строения и магматизма Алтае-Саянской складчатой области, эти работы характеризуют главнейшие типы палеозойских магматических формаций, благоприятствуя региональным обобщениям по магматизму данной территории в целом. Этому, безусловно, способствуют также развернувшиеся в последние годы исследования по геотектоническому районированию Алтае-Саянской области, крайне необходимые для общего формационного анализа магматических комплексов (В. А. Кузнецов, 1954; 1963; Унксов, 1958; Хоментовский, 1960; Моссаковский, 1963а, б; Зоненшайн, 1963; Мусатов, 1961; Кудрявцев, 1965; Красильников, 1966 и др.).

Вполне естественно появление, наконец, обобщающих работ по магматизму Алтае-Саянской области, отражающих, в частности, и каледонскую его историю (Ю. А. Кузнецов, 1960; Пинус, 1960; Иванова, 1964; В. А. Кузнецов, 1967 и др.).

Из приведенного далеко не полного перечня работ, посвященных различным аспектам каледонского магматизма Алтае-Саянской склад-

---

<sup>1</sup> Имеются в виду все магматические комплексы салаирско-каледонского цикла, включая посторогенные (субсеквентные) вулканогенные и интрузивные формации раннего девона.



чатой области, следует, что в настоящее время мы располагаем большим количеством фундаментальных исследований, позволяющих перейти к выработке общей согласованной схемы. Пока же при рассмотрении предлагаемых различными авторами схем каледонского магматизма Алтае-Саяна и отдельных его регионов выявляется много нерешенных спорных вопросов, имеющих принципиальное значение. Особенно велики разногласия в определении объемов, содержания, последовательности формирования и взаимоотношений габбровых и гранитоидных формаций орогенного и посторогенного этапов, с которыми преимущественно и связаны алтае-саянские магнетитовые месторождения. Излагаемая ниже схема формационного деления палеозойских магматических комплексов центральной части Алтае-Саянской области учитывает опыт многих исследователей и вместе с тем в значительной степени основывается на личных наблюдениях автора по различным типам магматических комплексов, которые им изучались в железорудных районах юга Сибири.

Анализ новейших работ по структурному районированию Алтае-Саянской складчатой области показывает, что на ее территории выделяются в качестве главных три разновременные группы структур: 1) байкалиды, образующие на стыке Алтае-Саянской геосинклинали с Сибирской платформой складчатый пояс протерозойской консолидации (поднятия Протеросаяна и Сангилена), а на остальной территории — отдельные выступы (массивы) среди палеозойских структур; 2) каледониды, слагающие главную центральную часть области, представленную горными сооружениями Северо-Восточного Алтая, Кузнецкого Алатау, Западного и, частично, Восточного Саянов с разделяющими их межгорными прогибами и впадинами; 3) варисциды, развитые более ограниченно в пределах западной части Горного Алтая.

Интересующие нас палеозойские магматические комплексы проявлены в первых двух типах структур. В байкалидах они развиты узко локально — в зонах глубинных разломов, сохранявших активность в палеозое. Максимального же развития палеозойский магматизм достигает, естественно, в пределах каледонид, которые и включают подавляющую часть магматических формаций палеозоя.

В составе каледонид, в свою очередь, выделяются структуры, различные по времени консолидации, особенностям строения и магматизма:

1) зоны ранней стабилизации, или раннекаледонской (салаирской) складчатости; 2) зоны поздней стабилизации, или собственно каледонской складчатости; 3) девонские межгорные прогибы. Кроме того, выделяется переходная между салаиридами и каледонидами Шорско-Мартайгинская зона, в пределах которой известны геосинклинальные комплексы не только кембрийского, но и ордовикского возраста, т. е. геосинклинальный режим в ней сохранялся несколько дольше, чем в зонах салаирид. Среди перечисленных типов структур явно доминируют салаириды, или зоны раннекаледонской складчатости, охватывающие северо-западную часть Восточного Саяна, северный и южный склоны Западного Саяна, Западную и Восточную Туву, Кузнецкий Алатау, Горную Шорию и Северо-Восточный Алтай. В геологическом строении этой обширной территории наряду с орогенными гранитоидными формациями большую роль играют вулканогенные и интрузивные комплексы основного и ультраосновного состава. Поздние каледониды центральной части Западного Саяна и прилегающей к нему Восточной части Горного Алтая характеризуются преобладанием в составе осадочных формаций флишеидных и молассовых отложений, а среди магматических комплексов — гранитоидных формаций батолитового типа. Наконец, межгорные прогибы, выполненные лагунно-континентальными пестроцветными отложениями среднего и верхнего палеозоя, характеризуются вулканическими

базальтоидными, трахиандезит-липаритовыми и субвулканическими гранитоидными комплексами повышенной щелочности, отвечающими вулкано-плутоническим формациям заключительных этапов развития подвижных зон.

Из рассмотренных типов структур наиболее сложное строение имеют салаириды, в пределах которых выделяются отдельные структурно-фациальные зоны, существенно отличающиеся друг от друга по характеру осадочных и магматических комплексов. В их составе различаются два главных вида структур: 1) центральная область внутригеосинклинальных поднятий и 2) обрамляющие ее внутригеосинклинальные прогибы.

В центральную зону обычно включают (Моссаковский, 1963б и др.) восточную часть Горной Шории и весь Батеневский кряж, именуя ее соответственно Шорско-Батеневским поднятием. В. В. Хоментовский (1960) выделяет эту структуру под названием Енисейского геoaнтиклинального массива и относят сюда, кроме того, восточную часть Мартайги. Эта область представляет собой участок замедленного погружения, оформившийся еще в позднем протерозое в связи с заложением и развитием окружающих его раннекаледонских геосинклинальных прогибов. Она характеризуется преимущественно карбонатным типом разреза верхнепротерозойских отложений, обладающих по сравнению с соответствующими по возрасту отложениями соседних прогибов сокращенной мощностью. В современном виде геoaнтиклинальному массиву присуще сложное строение, так как по мере развития соседних геосинклинальных прогибов он подвергался дроблению и дифференциации с обособлением меньших по размерам поднятий второго порядка.

Разделяющие эти поднятия промежуточные зоны характеризуются более напряженной дизъюнктивной тектоникой, линейной складчатостью и появлением в верхах нижнего и в низах среднего кембрия вулканогенных комплексов базальт-андезитового состава. Особенно значительной дезинтеграции был подвержен северо-западный край Енисейского геoaнтиклинального массива в восточной части Мартайги, который разбит дизъюнктивными нарушениями на многочисленные блоки и включает резко разобщенные небольшие по размерам изометричные геoaнтиклинальные выступы, окруженные равноценными по площади промежуточными зонами.

Обрамляющие Енисейский массив относительно более подвижные зоны представлены Кузнецко-Алатауской (Прикузнецкой) — в Кузнецком Алатау, Северо-Саянской, Борусской (Кантегирской) и Куртушибинской — в Западном Саяне, Сисим-Казырской — в Восточном Саяне и др. Кузнецко-Алатауская, Северо-Саянская, Борусская и Куртушибинская структуры относятся к типичным линейным вулканическим зонам, связанным с глубинными разломами. Они характеризуются геосинклинальным типом разреза кембрийских, а в некоторых случаях и ордовикских отложений, среди которых широко развиты вулканогенные комплексы базальтоидного ряда. Степень дифференциации этих зон сравнительно невелика, в их пределах иногда выделяются узкие приразломные геосинклинальные трюги с преимущественным развитием спилито-диабазовых комплексов и удаленные от разломов локальные поднятия, отличающиеся терригенно-карбонатными фациями осадочных комплексов и более кислым характером вулканизма.

Сисим-Казырский и Восточно-Тувинский прогибы, примыкающие к раздробленному краю Восточно-Саянского (байкальского) складчатого сооружения, имеют значительно более сложное внутреннее строение. На их территории А. А. Моссаковский (1963а) и Г. А. Кудрявцев (1965) выделяют два типа структур: широкие изометричной формы участки (блоки) и окружающие их промежуточные линейные вулканические

зоны. Первые характеризуются преимущественно карбонатно-терригенным, лишенным эффузивов разрезом рифея и нижнего кембрия; в то время они играли роль внутригеосинклинальных поднятий. В современном виде большинство из них представляет собой геосинклинальные структуры или приподнятые блоки, в ядрах которых нередко выступают докембрийские толщи. Промежуточные вулканические зоны отличаются более напряженной тектоникой, резкой фацальной изменчивостью и существенно вулканогенным составом слагающих толщ. Среди вулканических зон Восточно-Тувинского пояса выделяются, в свою очередь, изометричные блоковые вулканические зоны и приразломные линейные вулканические зоны (Кудрявцев, 1965). В последнее время аналогичные линейные приразломные (троговые) зоны стали выделять и в составе промежуточных вулканических зон Сисим-Казырского синклинория (Зубкус, Шнейдер, 1964; Поляков, Парфенов, 1965). Эти зоны, известные под названием Аспагашской, Шиндинской и Казыр-Байтакской — в Сисим-Казырском прогибе, Азасской (Харальской), Каахемской, Балгазикской и Агардагской — в Восточной Туве, характеризуются спилито-диабазовым составом вулканических комплексов. На остальной территории вулканических зон, особенно в пределах приподнятых изометричных блоков, преобладают андезито-базальтовые комплексы.

Заканчивая рассмотрение основных типов структур Алтае-Саянской области, необходимо подчеркнуть, что салаирско-каледонская история ее развития представляет собой классически проявленный полный цикл геосинклинального развития подвижной зоны. В этих условиях, естественно, столь же типичен и магматизм, представленный полным набором магматических формаций подвижных зон. В составе этих формаций отчетливо выделяются три группы: 1) формаций раннего собственно геосинклинального этапа развития, 2) орогенные формации инверсионного этапа развития геосинклинали и 3) посторогенные (субсеквентные) формации периода сводово-глыбовых поднятий и формирования межгорных впадин. Общие закономерности размещения этих формаций в различных по типу структурах каледонид отражены на рис. 1.

## **ГРУППА СОБСТВЕННО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ (РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ) ФОРМАЦИЙ**

К этой группе относятся магматические комплексы спилито-кератофирового и габбро-плагиогранитного формационных рядов, а также четко обособленные гипербазитовые интрузии. Эти комплексы непосредственного отношения к генезису алтае-саянских магнетитовых месторождений не имеют; однако они играют важную роль в геологическом строении и истории развития палеозойского магматизма структур, благоприятных для эндогенного железуруднения, и поэтому должны быть кратко охарактеризованы.

### **СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВЫЙ РЯД ФОРМАЦИЙ**

В данный ряд формаций входят базальтоидные вулканогенные комплексы, формировавшиеся в позднем протерозое — раннем кембрии на начальных этапах развития каледонской геосинклинали. Местами преимущественного развития этих комплексов служат связанные с глубинными разломами линейные геосинклинальные прогибы и промежуточные зоны, разделяющие внутригеосинклинальные поднятия. В их составе выделяются три типа ассоциаций: 1) спилито-диабазовые, 2) спилито-кератофировые и 3) кварц-кератофировые.

Спилито-диабазовые комплексы особенно характерны для приразломных геосинклинальных трогов. Такого типа ассоциации описываются в составе кембрийских отложений Онинско-Кизасской, Кантегирской (Борусской) и Куртушибинской зон Западного Саяна, в небольших по размерам локальных зонах (Шиндинской, Казыр-Байтакской и др.) Сисим-Казырского синклинория, в некоторых структурно-фациальных зонах (Хемчикской, Каахемской и Агардагской) Восточной Тувы и в ряде мест весьма протяженной и сложной по строению Кузнецко-Алатауской краевой зоны, связанной с одноименным глубинным разломом. Среди эффузивов этой формации преобладают диабазы и спилиты, подчиненную роль играют пироксеновые и плагиоклазовые порфириды, в еще меньших количествах встречаются кислые разновидности, представленные кварцевыми и бескварцевыми альбитофирами (кератофирами). С эффузивами обычно ассоциируют кремнистые и зеленосланцевые комплексы пород. Такие ассоциации приобретают характер зеленокаменных вулканогенно-кремнисто-сланцевых комплексов.

Собственно спилито-кератофировая (диабазо-альбитофировая) формация также проявляется в условиях линейных геосинклинальных прогибов и промежуточных зон, но на некотором удалении от глубинных разломов в более спокойной тектонической обстановке. К ней может быть отнесена монокская эффузивная серия Западного Саяна, особенно широко развитая в Хансынско-Амыльской структуре Северо-Саянской зоны. Кислые эффузивы кератофирового ряда отмечаются в составе спилито-диабазовых ассоциаций в ряде структурно-фациальных зон Кузнецкого Алатау (кондомская свита), Восточного Саяна (тарбатская и осиновская свиты) и Тувы (кадыйская свита), причем в пределах офиолитовых троговых зон, связанных с глубинными разломами, эти же свиты представлены почти исключительно охарактеризованными вулканогенными комплексами спилито-диабазового типа. Таким образом, с удалением от глубинных разломов, на участках замедленного прогибания спилито-диабазовые ассоциации закономерно сменяются спилито-кератофировыми, андезито-базальтовыми, а иногда и кварц-кератофировыми. В этих условиях, не способствующих, как и в случае глубинных разломов, сквозному свободному выходу и излиянию лав на поверхность, по-видимому, создавалась обстановка, которая благоприятствовала процессам дифференциации и контаминации базальтовой магмы с образованием более кислых лав.

#### **ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТНЫЙ РЯД ФОРМАЦИИ**

В эту группу объединяются интрузивные комагматы рассмотренных вулканогенных комплексов спилито-кератофирового формационного ряда. В ее состав входят габбро-диорит-диабазовая, габбро-плагиогранитная и плагиогранитная формации. Ю. А. Кузнецов (1964) относит к этой группе еще и габбро-пироксенит-дунитовую формацию, включая в нее, в частности, соответствующего состава стратиформные габбровые массивы Алтае-Саянской области. Вместе с тем в последнее время появились данные, свидетельствующие о существенно более молодом возрасте этих массивов — средне- или верхнекембрийском, а в некоторых случаях, возможно, и раннеордовикском. Они нередко выходят за пределы офиолитовых поясов, проявляясь в зонах разломов в структурах ранней (салаирской и протерозойской) консолидации, и сближаются по возрасту и структурному положению с представителями орогенной группы формаций, в составе которых и рассматриваются в дальнейшем.

## Габбро-диорит-диабазовая формация

С схарактеризованными спилито-диабазовыми комплексами сопряжены субвулканические интрузии, отвечающие по составу, особенностям размещения и происхождению габбро-диорит-диабазовой формации. Вместе с эквивалентными им эффузивами они размещаются в приразломных офиолитовых эвгеосинклинальных трогах и, меньше,— в промежуточных зонах. Эти комплексы известны в различных районах Алтае-Саянской области под разными названиями: Буюнской, или Горевановской, интрузии авгитовых диоритов в Кузнецком Алатау; Субботинской интрузии метагаббро и метадиоритов в Западном Саяне; Джебзлыкской, или Шиндинской, габбро-диорит-диабазовой интрузии — в Восточном Саяне и т. д. Все они представлены небольшими по размерам линейными близповерхностными дайко- и силлообразными телами, ориентированными вдоль разломов. Интрузивы сложены габбро-диабазами, габбро, габбро-диоритами, своеобразными титан-авгитовыми диоритами и диоритовыми порфиритами, подверженными, как и вмещающие их эффузивы, интенсивным зеленокаменным изменениям с преобразованием в метагаббро, метадиориты и амфиболиты.

Особое место занимают более крупные по размерам и полнее дифференцированные массивы шорбинского (Кузнецкий Алатау), лысанского и боксонского (Восточный Саян) комплексов, в составе которых наряду с основными и среднеосновными породами встречаются в подчиненных количествах ультрабазиты: пироксениты, горнблендиты, перидотиты и серпентиниты. Эти комплексы предлагается рассматривать как особый подтип габбро-диорит-диабазовой формации (Поляков, Парфенов, 1965).

## Габбро-плагиогранитная формация

Сравнительно недавно в Кузнецком Алатау (Алабин, 1966) и в Северо-Саянской зоне (Халфин, 1963; Кумеев, 1967) выявлены и в общих чертах описаны габбро-диорит-плагиогранитные комплексы, отвечающие габбро-плагиогранитной формации Ю. А. Кузнецова (1964). Они представлены относительно небольшими по размерам дайковыми, штоко- и акмолитообразными телами, ассоциирующими с нижнекембрийскими эффузивами спилито-кератофирового ряда. По времени и формам проявления, структурному положению и степени метаморфизма пород эти комплексы аналогичны габбро-диорит-диабазовым, к которым ранее и относились, отличаясь появлением в ассоциации с габбро и диоритами кислых пород плагиогранитного состава, играющих в общем подчиненную роль. В соответствии с этой особенностью габбро-плагиогранитные комплексы закономерно сменяют габбро-диорит-диабазовые на тех же удаленных от глубинных разломов участках относительно замедленных прогибаний, где в составе спилито-диабазовых комплексов проявляются кератофиры. Собственно габбро-плагиогранитные комплексы отличаются по соотношениям габбро и плагиогранитов, размерам и морфологии интрузивных тел, значительной степени метаморфизма и несколько более раннему возрасту от широко известного существенно плагиогранитного майнского комплекса. Понятно, что они не имеют ничего общего с намного более поздними сининверсионными тоналит-гранодиоритовыми комплексами группы батолитовых гранитоидных формаций (ольховский, таннуольский и другие комплексы), неудачно именуемыми иногда также габбро-плагиогранитными.

## Плагиигранитная формация

Плагиигранитные интрузии, известные под названием маинского комплекса, распространены преимущественно в Северо-Саянской зоне, отличающейся, как уже подчеркивалось, особенно широким развитием спилито-кератофировой формации. Комплекс представлен двумя крупными плутонами — Енисейским и Верхнесейбинским, площади выходов которых составляют соответственно 550 и 100 км<sup>2</sup>, а также серией более мелких интрузивов. Большинство массивов размещается в пределах Маинского поднятия Хансынско-Амыльской зоны, отличающейся от соседних троговых вулканических зон Западного Саяна относительно спокойной тектонической обстановкой и наличием эквивалентных плагиигранитам кислых эффузивов кератофирового ряда.

По данным В. Н. Смышляева (1958), плутоны маинского комплекса относятся к категории сложных многофазных интрузивов трещинного типа. В их формировании устанавливается пять фаз, представленных соответственно: 1) габбро-норитами, габбро, роговообманковыми габбро; 2) плагиигранитами и гранодиоритами (главная фаза); 3) биотитовыми плагиигранитами; 4) гранофировыми плагиигранитами и гранодиоритами; 5) дайковыми микрогранитами и пегматитами. Две первые фазы устойчиво проявляются и описываются во всех плутонах комплекса. С собственно плагиигранитной фазой внедрения связана пестрая гамма среднеосновных гибридных пород: габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов, образующихся при реакционном взаимодействии плагиигранитной магмы с габброидами первой фазы.

Вопросы происхождения габбро-плагиигранитной группы формаций решены далеко не однозначно, причем наиболее значительны расхождения в представлениях о генезисе плагиигранитных интрузий. Большинство исследователей считает плагииграниты интрузивными эквивалентами кварц-кератофировых членов спилито-кератофировой формации. Кварцевые же кератофиры, играющие в вулканических комплексах подчиненную роль, относятся к продуктам прямой дифференциации базальтовой магмы. Вероятно, таким образом можно объяснить происхождение сравнительно небольших объемов плагиигранитов, играющих подчиненную роль в составе габбро-диорит-плагиигранитной ассоциации. К собственно же плагиигранитным комплексам с доминирующим значением кислых пород механизм простой дифференциации базальтовой магмы неприменим. Ю. А. Кузнецов, отвергая гипотезу кристаллизационной дифференциации для объяснения происхождения плагиигранитных интрузий, выдвигает тезис о самостоятельности плагиигранитной магмы. В качестве наиболее вероятного пути образования таких расплавов он считает перемещение магматических очагов из базальтового в осадочно-гранитный слой. При этом предполагается, что процессы гранитного магмообразования идут не под действием тех небольших запасов тепла и растворов, которые были заключены в ограниченном объеме пластовой интрузии основной магмы, а в результате воздействия потока глубинных сквозьмагматических растворов, проникающих по тем же ослабленным зонам глубинных разломов, вдоль которых поднималась основная магма и размещались габброидные интрузии. Такое происхождение плагиигранитов сближает их с собственно гранитоидными комплексами группы орогенных (сининверсионных) батолитовых формаций эвгеосинклинальных зон, которым также обычно предшествуют базитовые интрузии.

В связи с этим обращает на себя внимание тот факт, что столь значительные по масштабам собственно плагиигранитные интрузии проявились на обширной территории Алтае-Саянской области только в Северо-Саянской эвгеосинклинальной зоне. В этой зоне они как бы играют роль

батолитовых гранитов. Об этом свидетельствуют значительные размеры плагиигранитных массивов, приуроченность их к антиклинальным структурам и близость во времени к моменту инверсии, сопровождавшемуся преобразованием этой зоны в консолидированный складчатый пояс. Не исключено, что сравнительно ранней консолидации Северо-Саянской зоны способствовало необычно широкое развитие в ней плагиигранитных интрузий, сыгравших в данном случае роль батолитовых гранитов, но в своеобразном плагиигранитном варианте. Плагиигранитный характер подобных ассоциаций объясняется Ю. А. Кузнецовым (1964) либо особенностями состава осадочно-метаморфических комплексов эвгеосинклиналей, в которые проникают очаги гранитного магмообразования, либо специфическим натровым характером сквозьмагматических растворов, стимулирующих процессы магмообразования на ранних стадиях развития глубинных разломов и связанных с ними подвижных зон. В Северо-Саянской зоне выполняются оба эти условия, и широкое проявление именно в ней плагиигранитных интрузий представляется вполне закономерным.

### **Гипербазитовая формация**

Гипербазитовая формация Алтае-Саянской области четко индивидуализирована и хорошо изучена. Представляющие ее ультрабазиты образуют сравнительно небольшие по размерам крутопадающие линзы и пластообразные тела, приуроченные к зонам глубинных разломов. Основываясь на пространственном совмещении гипербазитовых интрузий с раннепалеозойскими базальтоидными комплексами, большинство исследователей считает, что формирование гипербазитов происходило в начале развития каледонской геосинклинали в раннем кембрии. Вместе с тем обращается внимание на то, что гипербазитовые интрузии не только проявляются в пределах раннекаледонских офиолитовых поясов, но и нередко выходят по разломам в соседние структуры более ранней (протерозойской) консолидации. Этим самым подчеркивается самостоятельность гипербазитов и первостепенная роль глубинных разломов в их размещении и формировании. По характеру, составу, происхождению и металлогении алтае-саянские гипербазиты полностью соответствуют типовой гипербазитовой формации; они фундаментально описаны в ряде работ (Пинус и др., 1958; Пинус, 1965, и др.).

### **ГРУППА ОРОГЕННЫХ (СИНИНВЕРСИОННЫХ) ФОРМАЦИЙ**

Явно преобладающая группа орогенных магматических формаций представлена сложными базальтоидными и гранитоидными комплексами, формировавшимися в основном начиная со среднего кембрия до девона, т. е. в период развития дифференциальных движений, которые сопровождались образованием внутригеосинклинальных поднятий и разделяющих их промежуточных зон (стадия инверсии). К ней относятся андезитовая формация и различные типы габбровых и гранитоидных интрузий, образующих сложные габбро-гранитные серии.

## Андезитовая формация

Широко распространенные в центральных районах Алтае-Саянской области андезитовые комплексы обладают всеми главными особенностями андезитовой формации, которую Ю. А. Кузнецов (1964) относит к орогенным, главным образом геосинклинальным формациям подвижных зон. Эта ассоциация отличается по структурному положению и условиям формирования от рассмотренной спилито-кератофировой формации и проявляется обычно в пределах внутригеосинклинальных поднятий и примыкающих к ним промежуточных зон. В центральных районах Алтае-Саянской области андезитовые комплексы обычно сменяют спилито-кератофировые во времени, проявляясь преимущественно в среднем кембрии, когда в окружающих Енисейский массив прогибах господствующее значение приобретали восходящие движения. В то время в пределах прогибов оформлялась большая часть поднятий, в связи с которыми формировались островные дуги с активно действовавшими вулканами центрального типа, которые сопровождалась не только подводными, но и наземными извержениями.

Такова позиция андезитовых комплексов Восточного Саяна (кизирская и витебковская свиты) и Кузнецкого Алатау (мундыбашская и берикульская свиты). Кизирские или витебковские эффузивы трансгрессивно перекрывают сложно дислоцированные нижнекембрийские отложения Сисим-Казырского синклинория, слагая дополнительные, относительно спокойные складки, усложняющие крылья мегантиклинальных структур (Беллыкской, Артемовской и др.). Свита сложена средними и основными, в меньшей мере кислыми эффузивами при доминирующем значении андезитовых порфиритов. Эффузивы ассоциируют с игнимбриитами, туфами и граувакками, представленными плохо сортированными обломками тех же эффузивов. Обращает на себя внимание относительно слабая степень диагенеза и спокойное, пологое залегание пород кизирской свиты. В этом они очень похожи на девонские эффузивы окраин Минусы, за которые иногда ошибочно и принимаются. Возраст свиты устанавливается в интервале от среднего до верхнего кембрия. Она трансгрессивно перекрывает вулканогенно-осадочные отложения осиновской свиты, содержащие переходную фауну от нижнего (еланский горизонт) до среднего (амгинский ярус) кембрия, и прорывается гранитоидами ольховского комплекса, верхняя возрастная граница которого определяется низами ордовика (Поляков и др., 1965б). Мундыбашская и берикульская свиты Кузнецкого Алатау характеризуются примерно теми же особенностями структурного положения, состава и возраста.

Однако в ряде случаев андезитовые комплексы обнаруживаются в составе нижнекембрийских образований и, таким образом, оказываются разновозрастными со спилито-кератофировой формацией ранних этапов. Но и в этом случае они ведут себя как представители группы орогенных формаций, проявляясь в особых структурно-фациальных зонах в связи с зарождавшимися уже в то время относительно ранними внутригеосинклинальными поднятиями. Примером подобного рода андезитовых комплексов могут быть, по-видимому, эффузивы таннуольской и хамсаринской свит, широко развитые в восточных районах Тувы, примыкающих к структурам протерозойской консолидации (байкалидам Протеросаяна и Сангилена), оформившимся как поднятия уже в раннем кембрии (приподнятые изометричные блоки Восточно-Тувинского пояса).



## Габбровые формации

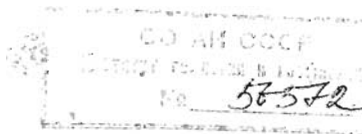
К этой группе относительно ранних (предгранитных) орогенных формаций относятся в разной степени дифференцированные габбровые интрузии, меняющиеся по составу в широких пределах. Среди них различаются три вида образований: 1) стратиформные габбровые массивы центрального типа; 2) относительно слабо дифференцированные габбро-норитовые интрузивы и 3) сложные многофазные комплексы габбро-диорит-гранодиоритового состава.

Широко распространенные, очень сходные по строению стратиформные габбровые массивы представлены, в свою очередь, двумя разновидностями: одни характеризуются нормальным щелочноземельным составом слагающих пород, другие обнаруживают ясно выраженную щелочную направленность в составе ассоциаций. Массивы первого типа относятся обычно к габбро-пироксенит-дунитовой формации собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон. Вторые отвечают типично орогенной габбро-сиенитовой формации. Вместе с тем в последнее время появились данные (на них мы остановимся в дальнейшем особо), свидетельствующие о возрастной близости этих комплексов и принадлежности их к одному (раннеорогенному) этапу развития алтае-саянских каледонид.

Габбро-пироксенит-дунитовые комплексы, выделенные и описанные И. М. Волоховым и В. М. Ивановым (1963, 1968) под названием усинского в Кузнецком Алатау, лысогорского в Западном и нижнедербинского в Восточном Саяне, проявляются преимущественно в раннекаледонских (салаирских) эвгеосинклинальных прогибах в связи с краевыми глубинными разломами, отграничивающими эти зоны от более жестких структур ранней консолидации. Некоторые из массивов располагаются в удалении от прогибов, в пределах промежуточных зон, а иногда проникают по разломам и в структуры протерозойской консолидации (нижнедербинский комплекс). Согласно данным И. М. Волохова и В. М. Иванова, эти комплексы представлены дискордантными воронкообразными, иногда желобовидными стратифицированными массивами, сформированными в результате одноактного внедрения габбровой магмы с последующей ее дифференциацией в интрузивной камере. Массивы сложены чередующимися слоями пироксенитов, реже перидотитов и различных по составу габброидов, среди которых доминируют габбро-нориты и нориты (в качестве крайних кислых дифференциатов описываются кварцевые диориты и тоналиты). В зависимости от уровней денудации и степени дифференцированности массивов соотношения этих пород меняются, причем набор их может быть неполным. В некоторых массивах резко преобладают габбро, кроме того, заметно возрастает роль анортозитов и ассоциация приобретает характер габбро-анортозитовой.

Габбро-сиенитовые массивы, широко известные в Кузнецком Алатау (патынско-культайгинский комплекс) и в Восточном Саяне (казырский комплекс)<sup>1</sup>, приурочены к наиболее устойчивым и рано стабилизировавшимся структурам типа срединных выступов (Шорской, Батеневской, Мартайгинской и др.) Енисейского геосинклинального массива и к отдельным более мелким поднятиям (изометричным блокам) внутренних частей геосинклинальных прогибов, обрамляющих этот массив. Кроме того, они иногда проявляются в зонах разломов в пределах древних горст-антиклинальных выступов — структур протерозойской консолидации. Массивы имеют воронкообразные формы и образуются в несколько фаз. Во всех случаях преобладают основные породы первой фазы, пред-

<sup>1</sup> Эти массивы подробно охарактеризованы в работах О. А. Богатикова, В. Н. Довгалея, В. А. Врублевского, С. С. Ильенка, М. П. Кортусова, А. П. Кривенко, И. Н. Крылова, А. П. Лебедева, А. Д. Шелковникова и ряда других исследователей.



ставленные нормальными, оливиновыми и керсутитовыми габбро, лейко- и феррогаббро, норитами, троктолитами, эвкритами, анортозитами, кось-витами и казанскитами, в небольших количествах встречаются пироксениты и перидотиты. Габброиды этой группы отличаются в целом повышенной щелочностью и титанистостью. В составе более поздней сиенитовой интрузии, обычно ассоциирующей с этим типом массивов, описываются щелочные и нефелинсодержащие сиениты, нордмаркиты, олигоклазиты, шонкиниты и ковиты; дайки представлены альбититами, сельвсбергитами, эгирин-авгитовыми и нефелин-содалитовыми сиенитами.

Особо следует остановиться на соотношениях рассмотренных комплексов. До недавнего времени считалось, что габбро-пироксенит-дунитовые и габбро-сиенитовые интрузии значительно разорваны во времени: первые датировались нижним кембрием, вторые — нижним или даже средним девонем. Однако в последние годы появились данные, свидетельствующие о более древнем, кембрийско-ордовикском возрасте габбро-сиенитовых массивов, которые, как это выяснилось, зачастую прорываются раннепалеозойскими гранитами и приурочены не к девонским структурам, а к структурам ранней консолидации — срединным массивам и внутригеосинклинальным поднятиям, оформившимся в начале палеозоя. В свою очередь, массивы габбро-пироксенит-дунитового типа оказались в ряде районов более молодыми, чем это считалось прежде, явно посленикембрийскими, а в отдельных случаях (массив горы Булки) — верхнекембрийскими или даже раннеордовикскими; следовательно, они также относятся к магматическим проявлениям орогенной стадии. Таким образом, представители этих формаций образуются в одном интервале времени.

Раньше мы отмечали (Поляков, Парфенов, 1965), что такие типы интрузий нигде не проявляются совместно как разновременные наложенные образования; они взаимно заменяют друг друга в различных по характеру структурах<sup>1</sup>. Такая смена одних габбровых стратифицированных массивов другими в зависимости от структурных условий их нахождения имеет место в Восточном Саяне (Кизир-Казырское между-речье). Здесь известны пироксенит-габбро-норитовые и габбро-норит-диоритовые стратифицированные массивы, которые характеризуются нормальными щелочноземельными рядами слагающих пород и более близки в этом отношении к представителям габбро-пироксенит-дунитовой формации (Булкинский, Канатикский, Китатский, Базыбайский, Осередок и другие интрузивы). В то же время совсем рядом, вблизи докембрийского выступа Протеросаяна развиты аналогичные по формам проявления и близкие по возрасту габбровые массивы кизирского комплекса; они отличаются повышенной щелочностью слагающих их пород и наличием в ассоциации с габбро сиенитов, т. е. отвечают по существу габбро-сиенитовой формации. В этом районе намечаются и промежуточные разновидности массивов, связывающие крайние типы. Обращает на себя внимание сходство основных пород разных типов стратифицированных массивов. В силу этого формационную принадлежность собственно габбровых массивов, лишенных сиенитов (а степень их дифференциации весьма различна и бывает далеко не полной), определить однозначно в ряде случаев трудно. В них нередко сочетаются признаки представителей обеих формаций. Так, некоторые габбровые массивы Кизир-Казырского междуречья (Канатик, Осередок, Базыбайский, Булка и др.) очень близки по набору пород, с одной стороны, к интрузивам габбро-пироксенит-дунитовой формации, а с другой — к из-

<sup>1</sup> На это же недавно обратил внимание и В. Н. Довгаль (1968) при описании магматических комплексов Кузнецко-Алатауской зоны разломов.

вестным в смежном районе габбро-сиенитовым массивам кизирского комплекса. Среди слагающих эти массивы пород преобладают оливковые габбро, габбро-нориты, анортозиты и троктолиты; пироксениты и перидотиты играют резко подчиненную роль. Встречаются специфические разности пород, свойственные габбро-сиенитовым ассоциациям. Так, в Канатикском интрузиве нами выявлены породы, отвечающие беербахитам, а в массиве горы Булка В. М. Немцовичем (1961) описаны рудные титаномагнетитовые габбро. В составе породообразующих минералов отмечаются титансодержащие: титанистый авгит, керсутит, титаномагнетит и ильменит. Повышенная щелочность и относительно высокое содержание титана проявляются и в химизме пород. Вместе с тем те же массивы обладают некоторыми особенностями, сближающими их с нормальными известково-щелочными ассоциациями габбро-пироксенит-дунитового типа. В их сложении совершенно не участвуют сиениты, зато в ряде случаев активную роль играют кварцсодержащие габбро, габбро-нориты, габбро-диориты и диориты, более характерные для габбро-пироксенит-дунитовых ассоциаций. С массивами горы Осередок генетически связана сульфидно-никелевая минерализация, что также свойственно габбро-пироксенит-дунитовой формации.

Все изложенное позволяет сделать вывод о том, что стратифицированные габбровые массивы габбро-пироксенит-дунитового и габбро-сиенитового типов образуют единую группу предгранитных, по-разному и с неодинаковой полнотой дифференцированных базитовых интрузий, проявившихся примерно в одно и то же время (на ранних стадиях орогенного этапа), но в разных вариантах, в зависимости от особенностей вмещающих структур. Промежуточным, связующим типом ассоциаций является в данном случае габбро-норит-диоритовый. Главное различие между крайними типами ассоциаций заключается в сиенитах, закономерно появляющихся в качестве поздней (сравнительно с габбро) интрузии в структурах ранней консолидации. Эта особенность обычно увязывается с повышенной щелочностью габбро, ассоциирующих с сиенитами, и объясняется на основе гипотезы, предусматривающей образование сиенитов в ходе глубинной дифференциации особой ощелоченной базальтовой магмы в трахитовом направлении (Довгаль, 1968). Наряду с этим высказываются предположения об образовании ассоциирующих с габбро сиенитов в связи с различного рода реакционными процессами, протекающими при участии основных расплавов, сквозьмагматических растворов и пород осадочно-метаморфического слоя в магматических очагах и местах становления габбровых интрузивов (Федосеев, 1961; Ильенок, 1964; Богатиков, 1966).

Нам представляется, что сиениты — образования гетерогенные, возникающие различными путями и в связи с разными процессами, причем ассоциировать они могут с разными по типу интрузивными комплексами, в том числе и с габброидными. Вместе с тем обращает на себя внимание одна устойчиво повторяющаяся закономерность: сиениты, как уже отмечалось, шире распространены и полней представлены в структурах относительно ранней стабилизации каледонид, в пределах внутригеосинклинальных поднятий и срединных массивов с карбонатно-терригенным типом разреза. Причем в этих условиях повышенной щелочностью обладают и более ранние габбро стратиформных массивов, и последующие гранитоиды. Такая «сквозная» повышенная щелочность магматизма объясняется, по-видимому, устойчиво сохранявшейся в пределах этих участков в разные моменты магматической активности повышенной щелочностью (при значительной роли калия) интрателлурических растворов, стимулирующих магмообразование. Кроме того, мы считаем, что дополнительным фактором, существенно усиливающим такую специфику магматизма, является также широкое развитие в составе слагающих эти

структуры толщ карбонатных пород, участие которых в реакционных процессах (диффузионной ассимиляции и инфильтрационном магматическом замещении) сопровождается, как известно, повышением щелочности расплавов.

Своеобразной разновидностью охарактеризованных габбровых формаций является, по-видимому, рассмотренный в составе продуктивных по железу интрузий габбро-альбититовый комплекс, сочетающийся в одних случаях (Балыксинская зона Кузнецкого Алатау) с габбро-сиенитовыми, а в других (Анзасская зона Западного Саяна) — с габбро-пироксенит-дунитовыми массивами.

К этой же группе принадлежит сравнительно слабо дифференцированный габбро-норитовый комплекс. Его представители известны пока лишь в Кизир-Казырском междуречье Восточного Саяна (Поляков, Парфенов, 1965) и в Тельбесском районе Кузнецкого Алатау (Богнибов, 1966), где габбро-норитовые интрузии пространственно сопряжены с батолитовыми гранитоидами соответственного ольховского и тельбесского комплексов, проявляясь во всех случаях как более ранние, предшествующие гранитоидам образования. В отличие от предыдущих габбро-норитовый комплекс представлен не центральными стратиформными массивами, а небольшими по размерам, практически недифференцированными трещинными и штокообразными телами, приуроченными к разломам в пределах линейных и промежуточных вулканических зон. Интрузивы сложены преимущественно габбро-норитами и в меньшей степени габбро, лейкократовыми и меланократовыми их разностями, сближающимися соответственно с анортозитовыми габбро и габбро-пироксенитами.

Представительность и полнота сохранности габбро-норитовых интрузивов в значительной мере зависят от масштабов и характера проявления более поздних гранитоидов. В полях широкого развития таких гранитов породы габбро-норитового комплекса, как правило, значительно изменены и зачастую не распознаются как представители самостоятельных габбровых интрузивов, а относятся к гибридным образованиям, связанным с гранитами. Именно этим, вероятно, объясняется пока еще небольшое количество примеров габбро-норитовых интрузий, фактически распространенных намного шире. Следует подчеркнуть, что такое замещение гранитами предшествующих габбро распространяется, безусловно, и на массивы габбро-пироксенит-дунитового и габбро-сиенитового типов, когда они совмещены с крупными плутонами более поздних гранитов. В таком случае предгранитные габбровые интрузивы представлены далеко не полными рядами обычно в значительной степени измененных основных пород и выявляются как самостоятельные более ранние образования с большим трудом.

В заключение следует остановиться на габбро-диорит-гранодиоритовом типе ассоциаций (Таят-Табратский район в Восточном Саяне), который отличается от рассмотренных габбровых комплексов тем, что содержит в качестве поздних производных кислые интрузии гранитного ряда, однако и здесь доминирующая роль сохраняется за интрузиями основного и среднего состава. Не исключено, что эта ассоциация также образовалась в результате совмещения рассмотренных габбровых комплексов с более поздними гранитами, при неполном развитии последних. В таком случае она может быть сопоставлена с рассматриваемыми позднее незавершенными вариантами габбро-гранитных серий. Эта ассоциация детально охарактеризована в составе продуктивных по железу комплексов.

Рассмотренные типы базитовых интрузий характеризуются в каждом отдельном случае специфической металлоносностью. С массивами габбро-пироксенит-дунитового типа связаны сульфидно-никелевые рудопоявления магматического и гидротермально-метасоматического ге-

незиса. Габбро-норит-диоритовые и габбро-сиенитовые массивы сопровождаются титаномagnetитовым оруденением магматогенного (фузивного) типа. Рудные тела представлены согласными со стратификацией массивов линзами меланократовых титаномagnetитовых габбро (косьвитов и казанскитов) с сидеронитовой рудной вкрапленностью. Наряду с этим отмечаются секущие дайковые тела рудных габбро (Патынский массив) и жилы титаномagnetита. С габбро-сиенитовыми массивами, кроме того, ассоциируют незначительные по размерам magnetитовые месторождения контактово-метасоматического типа (Таскыльское в Кузнецком Алатау). Наиболее крупные промышленные месторождения железа генетически связаны с габбро-альбититовыми и габбро-диорит-гранодиоритовыми комплексами.

### Гранитоидные формации

Гранитоидные раннепалеозойские интрузии центральной части Алтае-Саянской складчатой области весьма изменчивы. Их возраст, состав, масштабы и формы проявления, а вместе с тем и металлогения существенно меняются в различных структурных зонах. Особенно заметно отличаются характером раннепалеозойского гранитоидного магматизма главные типы структур области: байкалиды, салаириды (ранние каледониды) и каледониды<sup>1</sup>.

В примыкающих к Сибирской платформе структурах протерозойской консолидации (поднятия Протеросаяна) раннепалеозойские гранитоиды представлены сравнительно небольшими по размерам, преимущественно трещинными интрузивами, приуроченными к зонам крупных региональных разломов, с которыми связаны узкие, линейно вытянутые согласно этим разломам наложенные кембрийские прогибы миогеосинклинального типа (Сархой-Сагансарский, Удско-Агульский и Манский). Образование последних связано, по-видимому, с развитием соседних, расположенных к западу от байкалид каледонских геосинклинальных зон, от которых миогеосинклинальные прогибы отличаются меньшими размерами и сравнительно небольшими мощностями кембрийских, преимущественно терригенно-карбонатных отложений. В составе каледонских интрузий Протеросаяна известны не только гранитоидные, но и предшествующие им более ранние базитовые комплексы.

В пределах средней части Протеросаяна, в краях Удско-Агульского миогеосинклинального прогиба раннепалеозойские гранитоиды выделяются под названием бугульминского (Лин и др., 1965), манкресовского, или ольховского (Хильтова, Крылов, 1964), комплексов. На юго-востоке Сархой-Сагансарского прогиба Ф. П. Митрофановым и Н. А. Авдонцевым (Никитина и др., 1964; Авдонцев, 1967) выделяются сумсунурский и сархойский комплексы раннепалеозойских гранитоидов. В составе этих комплексов устанавливаются обычно две группы пород, представляющих последовательные фазы внедрения: к первой относятся кварцевые диориты, диориты и связанные с ними более основные гибридные породы, ко второй — тоналиты, гранодиориты и плагиограниты; иногда отмечаются породы третьей группы (фазы) — порфиоровидные граниты, граносиениты и кварцевые сиениты (сархойский комплекс). Кроме того, сиениты описываются в эндоконтактах гранитоидных интрузивов второй фазы, где они связаны с гранитами постепенными переходами.

Раннепалеозойские гранитоидные комплексы Протеросаяна характеризуются некоторыми специфическими особенностями. Строгая приуро-

<sup>1</sup> Зоны герцинской (варисской) складчатости в работе не рассматриваются.

ченность к разломам и формы проявления массивов подчеркивают их интрузивный характер. Размещение интрузивов в пределах относительно жестких структур Протеросаяна наложило соответствующий отпечаток на состав пород, отличающихся в целом несколько повышенной щелочностью. Достаточно четко проявлена металлогеническая специализация: с гранитоидами манкресовского (ольховского) и сумсунурского комплексов, с которыми сопоставляются породы первой фазы сархойского комплекса, связано золотооруденение; в связи с субщелочными гранитами и сиенитами второй и третьей фаз сархойского комплекса отмечается редкометалльная минерализация.

Аналогичные по характеру гранитоиды распространены и в других районах Восточного Саяна. Подобные интрузии известны в районах Красноярского хребта и Койско-Кутурчинского белогорья, в осложненных разломами краевых частях Манского миегеосинклинального прогиба. В том и другом случаях они представлены приуроченными к зонам разломов гранитоидными интрузивами, в связи с которыми встречаются сиенитоиды, диориты и более основные породы. В целом же раннепалеозойские граниты байкалд Протеросаяна распространены весьма ограниченно, локализуясь в зонах активизировавшихся в каледонское время глубинных разломов, и намного уступают по масштабам раннепалеозойским гранитоидам салаиро-каледонской части Алтае-Саянской области.

В пределах салаирских (раннекаледонских) структур раннепалеозойские гранитоиды образуют крупные батолитообразные массивы, занимающие нередко более 50% площади обширных регионов, и играют важную роль в истории их геологического развития. Формы проявления и состав этих комплексов во многом зависят от особенностей вмещающих структур и состава окружающих пород. Нами выделяются две группы раннепалеозойских батолитовых гранитов, приуроченных соответственно к двум охарактеризованным типам салаирид: 1) батолитовые граниты гранодиорит-гранитного типа Центральной зоны внутригеосинклинальных поднятий (Енисейского или Шорско-Батеновского массивов) и 2) батолитовые граниты тоналит-гранодиоритового типа окружающих этот массив приразломных линейных геосинклинальных прогибов и примыкающих к ним промежуточных зон (см. рис. 1). Необходимо особо подчеркнуть, что такое разделение раннепалеозойских батолитовых гранитов приемлемо лишь в самом общем виде применительно к рассмотренным крупным структурным элементам салаирид. Внутри же этих структур возможны различные частные варианты, представляющие исключение из общего правила. Так, например, на отдельных участках геантиклинальных массивов, особенно в пределах примыкающих к ним сложно построенных (с достаточно широким развитием вулканогенных пород) промежуточных зон, раннепалеозойские гранитоиды бывают сходны с гранитоидами линейных вулканических зон. В свою очередь, в пределах последних известны локальные, небольшие по размерам, отмеченные широким развитием карбонатных отложений мегантиклинальные и блоковые структуры с гранитоидами, близкими по характеру к батолитовым гранитам первого типа.

Батолитовые граниты первого типа, формировавшиеся в относительно спокойных условиях геантиклинальных массивов с устойчивым карбонатно-терригенным типом разреза слагающих толщ, образуют очень крупные, иногда изометричные в плане плутоны (батолиты), обладающие признаками тел, рожденных на месте гранитного магмообразования. В их составе преобладают граниты при значительном участии гранодиоритов, граносиенитов и сиенитов; более основные породы играют резко подчиненную роль. Таким образом, ведущим в данном случае является гранодиорит-гранитный парагенезис пород с уклоном в сторону сиенитов. Представителями гранитоидов этого типа мы считаем улень-туимский

и мартайгинский комплексы, приуроченные соответственно к Батеневскому и Мартайгинскому геоантиклинальным массивам.

К улень-туимскому гранитоидному комплексу относятся крупные, неправильной формы дискордантные плутоны — Туимо-Карышский, Уйбатский, Саксырский, Аскизский, Тигертышский и другие меньшие по размерам тела, составляющие в совокупности значительно более половины всей площади Батеневской структуры. Петрографический состав массивов очень пестрый. Их общей характерной особенностью является то, что среди ассоциирующихся с гранитами пород существенную роль играют сиенито-диориты, сиениты и граносиениты. Вначале все разнообразие комплекса, в который объединялись не только гранитоиды и сиениты, но и предшествующие им габбро, объяснялось его многофазностью. Позднее выяснилось, что в этот комплекс искусственно включены гетерогенные породы, принадлежащие к разным по возрасту и самостоятельным по типу интрузиям. Основные породы первой фазы были выделены после этого в самостоятельную группу предшествующих гранитам интрузий габбро-диорит-диабазового (буйского) и габбро-монзонит-сиенитового (когдахского) комплексов (С. Л. Халфин; Сергеева, 1963; Е. К. Станкевич). В то же время часть субщелочных пород поздних фаз отнесена к послеплатовым субвулканическим интрузиям граносиенитов и сиенитов (Е. К. Станкевич).

В настоящее время Е. С. Сергеева и Ю. А. Кузнецов выделяют в формировании комплекса две фазы. Весьма «пестрые» по составу породы первой, главной фазы представлены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, сиенито-диоритами и сиенитами, образованными преимущественно в результате процесса магматического замещения вмещающих пород. Ко второй фазе относятся дополнительные интрузии сравнительно однородных порфировидных гранитов, гранит-порфиров, аплитов и пегматитов. Кроме того, описываются связанные с гранитоидами дайки «второго этапа» (микродиориты, диорит-порфириты и спессартиты) и более поздний (девонский) дайковый комплекс (единиты, авгитовые и роговообманковые андезитовые порфириты, дацитовые порфиры, ортофиры и микрограниты). Обращается внимание на зависимость состава пород первой фазы от состава пород окружения, при этом повышение щелочности гранитоидов на контактах с карбонатными отложениями связывается с процессами диффузионного магматического замещения. По-видимому, и в целом относительно большая роль сиенитоидных пород в составе улень-туимского комплекса объясняется особенностями строения Батеневского кряжа, в котором доминируют карбонатные отложения. В этом проявляется зависимость состава гранитоидов батолитовой формации от особенностей вмещающих их структур и, соответственно, от состава толщ, слагающих эти структуры.

К батолитовым гранитам Батеневского кряжа близки по характеру гранитоиды северной части Кузнецкого Алатау, известные под названием мартайгинского комплекса. Эволюция взглядов на содержание и происхождение этого комплекса примерно та же, что и в рассмотренном случае. В. К. Монич, впервые описавший этот комплекс под названием бериккульских интрузий, рассматривал их как связанные в своем развитии последовательные внедрения габбро, диоритов, гранодиоритов и сиенитов. Это послужило основанием для утвердившегося на долгое время представления о многофазном характере мартайгинского комплекса. Вместе с тем В. К. Монич (1945) подчеркивал резкую временную и структурную обособленность выделенных им интрузий («формаций»), особенно габбровой и гранодиоритовой, которые согласно им же предложенной схеме оказываются производными различных магм: габбровой — в первом случае и гранодиоритовой — во втором. В дальнейшем мартайгинский комплекс был расчленен на самостоятельные по типу интрузии габ-

ро, гранитов и сиенитов. Однако в отношении последовательности формирования этих интрузий до сих пор не достигнуто согласованности. Часть исследователей (Булытников, 1948; Васильев, 1963; Врублевский, 1964; М. П. Кортусов, 1967) объединяют габбро и сиениты в самостоятельный более молодой, чем мартайгинские граниты, габбро-сиенитовый комплекс. Другие (В. И. Богнибов; Дистанова, 1965; Довгаль, 1968) ту же габбро-сиенитовую ассоциацию считают предгранитной. Последнее, как уже отмечалось при рассмотрении габброидных формаций, находит в настоящее время все большее число подтверждений в других районах Алтае-Саянской области.

Мартайгинский комплекс заметно отличается от улень-туимского большим разнообразием породных ассоциаций, в составе которых возрастает роль гранитоидов повышенной основности и диоритов. Эта особенность обусловлена, по-видимому, тем, что в Мартайгинском районе в пределах западной окраины Центрального геоантиклинального массива, подверженной, как уже отмечалось, значительной тектонической дезинтеграции и включающей ряд промежуточных зон, наряду с карбонатно-терригенными отложениями широко распространены в качестве вмещающих эффузивные и интрузивные породы основного состава.

Еще более характерны батолитовые граниты в пределах, связанных с глубинными разломами линейных геосинклинальных прогибов и примыкающих к ним промежуточных зон. Эти структуры характеризуются очень сложной, напряженной тектонической обстановкой; в их строении принимают участие различные по составу комплексы пород, среди которых раннегеосинклинальные, предшествующие гранитам эффузивные и интрузивные формации базальтоидного ряда имеют ведущее значение. Гранитоиды слагают в данном случае линейные массивы, вытянутые согласно простирацию вмещающих структур, обычно интродуцированные и заметно уступающие по площади гранитоидным плутонам предыдущего типа. Среди пород преобладают гранодиориты и тоналиты, широко распространены более основные разновидности: кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты; гранитоиды повышенной щелочности — граносиениты и сиениты — сравнительно редки. Таким образом, в данном случае более типичен тоналит-гранодиоритовый парагенезис. На характеристике этой продуктивной в отношении железоруднения разновидности гранитоидных батолитов следует остановиться особо.

Одним из наиболее типичных представителей тоналит-гранодиоритового типа гранитоидных формаций является широко известный в северо-западной части Восточного Саяна ольховский гранитоидный комплекс. Гранитоидные массивы ольховского комплекса (Шиндинский, Кордовский, Убинский, Базыбайский и др.) размещаются в юго-восточной части Сисим-Казырского геосинклинального прогиба, ограниченного с севера и северо-востока докембрийскими выступами Восточно-Саянского антиклинория, а с юга и запада — девонскими отложениями Минусинской впадины. Прогиб выполнен карбонатными, терригенными и вулканогенными формациями нижнего и среднего кембрия. В низах разреза доминируют карбонатные и песчано-карбонатно-сланцевые отложения нижнего кембрия (камешковская, колпинская, балахтисонская и чибижекская свиты). Нижнекембрийские вулканогенные комплексы спилито-диабазового и спилито-кератофирового состава развиты локально, в приразломных вулканических зонах. Вулканогенно-граувакковые комплексы пород распространены намного шире в составе среднекембрийских отложений, выделяемых в разных местах под названиями кнышинско-ирбинской, осиновской и моисеевской свит. В юго-восточной части прогиба, в бассейнах рек Кизир и Казыр, развиты более молодые отложения, представленные среднекембрийским (по данным некоторых исследователей верхнекембрийским) вулканогенным комплексом андезитового состава (кизирская свита) и существенно обломочной, предположительно ордовикской



толщей (черемшанская свита). Общая мощность кембрийских отложений достигает местами 6 км, что свидетельствует об устойчивом и длительном погружении этой области.

Внутренние структуры Сисим-Казырского прогиба характеризуются четко выраженной линейностью. Они расходятся веерообразно на запад от расположенного в среднем течении р. Казыр Базыбайского выступа докембрийских кристаллических пород. Здесь в области сочленения Западного и Восточного Саянов намечается виргация структур: одни из них ориентированы в северо-западном (восточно-саянском) направлении, другие простираются на юго-запад, согласно господствующему направлению складчатости северо-западной зоны Западного Саяна. Массивы ольховского комплекса подчинены этим структурам, они имеют удлиненные в плане формы и ориентированы в субширотном и широтном направлениях согласно общему структурному плану региона. Большинство массивов приурочено к локальным поднятиям, наиболее крупными из которых являются Ольховская мегантиклиналь и Таятско-Сретенская структура.

Возрастные границы ольховского комплекса устанавливаются в широких пределах: от среднего кембрия до силура. По геологическим и радиологическим данным, которые в дальнейшем будут рассмотрены особо, наиболее вероятным является верхнекембрийский или раннеордовикский их возраст (480—520 млн. лет). Принципиально важным является то обстоятельство, что гранитоидные интрузии ольховского комплекса внедрились позднее андезито-дацитового комплекса кизирской свиты, образующей широкие, с пологими падениями крыльев брахиформные складки и трансгрессивно перекрывающей сложно дислоцированные породы нижнего и среднего кембрия. Это свидетельствует о формировании ольховских гранитоидов вслед за главной фазой складчатости, проявившейся, судя по всему, в начале среднего кембрия после отложений асиновской свиты, но до излияния лав андезито-дацитового комплекса. В связи с этим мы считаем, что в формировании и размещении гранитоидных массивов ольховского комплекса ведущую роль играли разрывные структуры, связанные с Восточно-Саянским и Западно-Саянским глубинными разломами. Понятно, что складчатые структуры, особенно основные крупные структурные элементы, влияли на форму и размещение массивов, обычно совпадающих по удлинению с господствующим простираем складчатости, тем более что этим же направлениям подчинены и разрывные нарушения. Однако складкообразование, как процесс, не играло роли в формировании ольховских гранитов, ибо прошло в основном раньше гранитов.

В составе комплекса доминируют граниты, характеризующиеся почти постоянным преобладанием натрия над калием, гранодиориты и тоналиты; широко представлены диориты, в краевых частях и за пределами гранитоидных массивов встречаются габбро и габбро-диориты, которые, как это будет показано ниже, имеют самостоятельное значение. В дайковой фации преобладают диабазы и диабазовые порфириды, диорит-порфириды и лампрофиры, часть которых рассматривается в качестве связанных с гранитами даек второго этапа, а часть — как самостоятельная дайковая свита, отвечающая типу самостоятельных малых интрузий, по Ф. К. Шипулину (1965).

Ольховский комплекс многими геологами считается многофазным, при этом обычно устанавливается одинаковая последовательность его становления: основные и среднеосновные интрузии сменяются во времени все более кислыми, вплоть до гранитов. Наряду с этим разнообразие пород комплекса иногда объясняется глубинной контаминацией, гранитной магмы, а также процессами местной ассимиляции вмещающих пород и дифференциацией этой магмы в интрузивных камерах. Согласно нашим данным, изложенным в более ранних статьях (Поляков и др., 1965а; По-

ляков, Парфенов, 1965) и в третьей главе настоящей работы, в ольховском комплексе в прежнем его понимании совмещены две разновременные, и, по всей вероятности, гетерогенные группы пород. Первая, наиболее ранняя, представлена габбро и связанными с ними диоритами. Во вторую, собственно гранитоидную, входят граниты, гранодиориты, тоналиты и различные по составу гибридные породы. Различия между этими группами пород весьма значительны. Габброиды образуют небольшие по размерам, явно догранитные самостоятельные интрузивные тела, прослеживающиеся вдоль разломов за пределами гранитоидных плутонов. Гранитоиды же собственно ольховского комплекса проявляются как типичные батолитовые граниты, в формировании которых наряду с внедрением большое значение имели контактово-реакционные процессы и магматическое замещение. Однако, несмотря на значительные различия, намечается связь между габброидными интрузиями и следующими за ними гранитами батолитового типа (частые пространственные совмещения и близость возраста). Эта связь позволяет рассматривать их в составе единой сложной габбро-гранитной серии, состоящей из двух сближенных во времени и связанных в своем развитии комплексов.

К ольховскому комплексу очень близок по месту и характеру проявления таннуольский комплекс, включающий обширные по площади массивы Восточно-Тувинского гранитоидного пояса. Эти массивы объединяются обычно в четыре крупных плутона: Таннуольский, Каахемский, Бийхемский и Хамсаринский. Структурное положение таннуольских гранитов трактуется по-разному. Г. В. Пинус (1960) считает, что интрузивные массивы таннуольского комплекса, располагаясь преимущественно в раннекаледонских (салаирских) структурах, приурочены к участкам антиклинальных поднятий. По мнению же Т. Н. Ивановой (1963), они формируются на месте негативных структур, лишь частично захватывая область интрагеоантиклинали. Однако как в том, так и в другом случае подчеркивается приуроченность таннуольских гранитов к Восточно-Тувинскому раннекаледонскому (салаирскому) складчатому поясу, отличающемуся весьма сложным блоковым строением. В составе этого пояса выделяются линейные вулканические зоны, изометричные опущенные и приподнятые блоки с карбонатно-терригенным и вулканогенным типами разреза палеозойских отложений и выступы докембрийского фундамента. Изометричные блоковые зоны, в пределах которых и развиты преимущественно таннуольские граниты, ограничены разрывными нарушениями, связанными с крупными региональными разломами типа глубинных, нередко залеченных гранитами (см. рис. 1). Таким образом, и здесь выявляется связь батолитовых гранитов с глубинными разломами, в связи с чем вполне правомерными представляются выводы Г. В. Пинуса о сложной батолитообразной форме плутонов таннуольских гранитов и формировании большей части последних после основной складчатости.

Главную роль в составе этого комплекса играют гранодиориты и тоналиты. Различается два вида ассоциаций, объединяющихся в «таннуольский комплекс». Чаще всего гранодиориты и тоналиты дополняются нормальным известково-щелочным рядом пород более высокой основности: кварцевыми диоритами, диоритами, габбро-диоритами и габбро, значительно реже — среднеосновными и основными породами повышенной щелочности: сиенито-диоритами и монцонитами, ассоциирующими с габбро; иногда отмечаются незначительные проявления ультраосновных пород — пироксенитов, перидотитов и горнблендитов.

Как и в ранее рассмотренном случае с ольховским комплексом, в представлениях о происхождении пород «таннуольского комплекса» господствуют два альтернативных взгляда. Одни исследователи (Иванова, 1963; Шенкман, 1959; Пинус, 1961; Зоненшайн, Кудрявцев, 1960, и др.) считают этот комплекс многофазным, другие (Леонтьев, 1953; Кен, 1964,

и др.) — образованным в результате одноактного внедрения гранитоидной магмы и широкого развития процессов гибридизации, которыми и объясняется все разнообразие пород. Сторонники первой точки зрения обычно выделяют в формировании «таннуольского комплекса» две основные фазы внедрения, представленные соответственно: 1) габбро, ассоциирующими иногда с небольшими количествами ультраосновных пород, габбро-диоритами и диоритами, а в некоторых сравнительно редких случаях — габбро, монцонитами и сиенито-диоритами; 2) гранитами, гранодиоритами, тоналитами и кварцевыми диоритами. Г. В. Пинусом (1961) выделяется, кроме того, еще третья фаза, объединяющая диориты, габбро-диориты, габбро, нориты, пироксениты и перидотиты. Наконец, в последнее время появилась новая, на наш взгляд, наиболее удачная трактовка «таннуольского комплекса» как гетерогенной ассоциации пород (Дорофеева, 1965). К собственно «таннуольскому комплексу» относятся в этом случае только гранитоиды гранит-гранодиорит-тоналит-диоритового ряда. Габброиды же частично считаются палингенными, а частично (оливиновые габбро, ассоциирующие с ультрабазитами) относятся к самостоятельному предгранитному актовракскому комплексу гипербазитов и габбро.

По нашему мнению, ассоциация предгранитных оливиновых габбро и ультрабазитов является составной частью не гипербазитовой, а охарактеризованной габбро-пироксенит-дунитовой формации, с которой обнаруживает в ряде случаев исключительно большое сходство. В более редких габбро-сиенит-гранитных вариантах «таннуольского комплекса» предгранитные габбровые интрузии отвечают, судя по всему, габбро-монцонит-сиенитовой формации. Изменение характера габбровых комплексов, вероятно, определяется различными условиями их формирования в пределах весьма сложного и неоднородного по строению Восточно-Тувинского пояса, объединяющего, как уже отмечалось, разнородные структуры, отличные по мобильности и составу слагающих комплексов. Таким образом, и в этом случае проявляется все тот же закономерный габбро-гранитный ряд (серия) базитовых и следующих за ними собственно гранитоидных комплексов, принадлежащих к разным формационным типам.

К тоналит-гранодиоритовому типу гранитоидов батолитовой формации относится и тельбесский комплекс Горной Шории. Массивы этого комплекса — Тельбесский, Анзайский, Масгокольский, Тайгажирский, Порожинский, Ортонский и другие — размещаются в пределах юго-западной (Горно-Шорской) части Кузнецко-Алатауской эвгеосинклинальной зоны. Характерной чертой этой структуры считается резкое преобладание в протерозойско-кембрийском разрезе вулканогенных пород основного состава. А. А. Моссаковский (1963б) выделяет ее в качестве линейной краевой вулканической зоны, связанной с Кузнецко-Алатауским глубинным разломом. Большая часть перечисленных массивов, исключая Порожинский и Ортонский, расположена в крайней западной части Кузнецко-Алатауской зоны в структуре обрамления Кузнецкой котловины. Эти массивы имеют линейно вытянутые в плане формы, согласные с господствующими складчатými и разрывными элементами Прикузнецкой зоны. Возраст тельбесских гранитоидов определяется в диапазоне от среднего ордовика до нижнего девона на основании прорыва гранитоидными массивами фаунистически охарактеризованных отложений среднего ордовика и трансгрессивного налегания на них нижнедевонских красноцветных отложений. Если исходить из структурного положения и возраста гранитоидных плутонов тельбесского комплекса, то они могут считаться образованиями послескладчатыми. Об этом же, кстати, свидетельствует и тот факт, что некоторые представители тельбесских гранитов проходят по разломам в соседние более жесткие структуры — Кондомскую зону смятия (Порожинский массив) и Шорский срединный выступ (Ортонский

массив). Необходимо подчеркнуть, что Прикузнецкая структура относится к переходному типу каледонид, смыкающихся на юго-западе с позднекаледонскими структурами Горного Алтая. Она существовала как подвижная область несколько дольше, нежели другие зоны каледонид центральной части Алтае-Саянской области, о чем свидетельствует геосинклинальный характер не только кембрийских, но и ордовикских отложений. Соответственно, наблюдается некоторый сдвиг во времени и гранитоидного магматизма в сторону его омоложения, по сравнению с ранее рассмотренными батолитовыми гранитоидами более восточных районов.

В качестве наиболее распространенных компонентов, представляющих главную, собственно гранитоидную фазу тельбесского комплекса, являются гранодиориты, с которыми ассоциируют тоналиты, кварцевые диориты и диориты, реже, обычно на контактах с доломитсодержащими карбонатными отложениями встречаются сиенито-диориты и сиениты. С гранитсидами пространственно сопряжены и основные по составу породы, представленные габбро-диоритами и габбро-норитами, однако их принадлежность к тельбесскому комплексу сейчас также оспаривается. Раньше габброиды рассматривались как представители самой ранней, предгранитной фазы комплекса, являющейся производной первых порций гранитной магмы, в значительной степени контаминированной на глубине (Корель, Русанов, 1960). В последнее время обращено внимание на самостоятельный характер и структурную обособленность габбровых интрузивов, выделяющихся по этой причине в отдельный от гранитов комплекс. В. Н. Шарипов объединяет при этом трахитоидные габбро района Лес-промхозного месторождения с проявленными здесь же сиенитами в более молодой, чем граниты, габбро-сиенитовый комплекс, который сопоставляется с предположительно девонскими габбро-сиенитовыми массивами центральной и восточной частей Кузнецкого Алатау (патынско-культайгинский комплекс). В. И. Богнибов (1966), основываясь на пространственной, временной и структурной разобщенности этих и подобных им габбровых интрузий соседних районов с гранитами и в ряде случаев с сиенитами, а также на фактах прорыва тельбесскими гранитами габбро, выделил их в особый габбро-норитовый комплекс, который по времени формирования и отношению к гранитам сопоставляется с раннепалеозойскими интрузиями габбро-пироксенит-дунитовой и габбро-сиенитовой формаций.

В очень близких условиях с тельбесским комплексом проявились батолитовые граниты северо-западной части Кузнецкого Алатау (западные районы Мартайги). Представляющие их массивы — Федотовский, Ургадатский, Ольгинско-Ампалыкский и другие — располагаются на северном продолжении той же Кузнецко-Алатауской краевой структуры в пределах Золото-Китатской зоны, сложенной, подобно Горно-Шорской, кембро-ордовикскими вулканогенными, карбонатными и терригенно-сланцевыми комплексами. Эти массивы характеризуются удлиненными в плане формами и ориентированы в северо-западном направлении согласно основным структурам Кузнецко-Алатауской зоны. Как и массивы тельбесского комплекса, они прорывают свиты верхнего кембрия — тремадока и трансгрессивно перекрываются отложениями нижнего и среднего девона. По составу эта группа гранитоидов отвечает тоналит-гранодиоритовому подтипу батолитовой формации, характеризуясь вместе с тем, как и тельбесские гранитоиды, локальным проявлением пород повышенной щелочности — субщелочных гранитов и сиенитов. Таким образом, по всем признакам эти граниты аналогичны тельбесским. Сходна и их металлогения, ибо в связи с Ольгинско-Ампалыкским интрузивом известны промышленные месторождения магнетита.

От охарактеризованных раннепалеозойских гранитоидов салаирских (раннекаледонских) структур существенно отличаются по возрасту и геологической позиции батолитовые граниты структур поздней стабилиза-

ции каледонид (Западно-Саянская флишоидная геосинклиналь). К сожалению, эти гранитоиды изучены намного хуже предыдущих, и мы можем судить об их характере и формационном типе лишь весьма приближенно.

Палеозойские батолитовые граниты центральной части Западно-Саянского синклинория в результате относительно поздней стабилизации этой области отличаются сравнительно молодым, силурийским возрастом. Они образуют крупные, приуроченные к разломам и геоантиклинальным поднятиям плутоны, объединяющиеся в большепорожский и чулчутский комплексы. Вмещающими для этих плутонов являются обычно флишоидные отложения шигнетской серии (O—S), в низах которой залегают толща конгломератов и граувакк, сменяющихся затем комплексом терригенно-сланцевых отложений, представленных карбонатно-глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. Данные о внутреннем строении гранитоидных массивов недостаточны для суждения о механизме их формирования. С одной стороны, устанавливаются свойственные массивам автохтонных гранитов элементы зональности и наличие в некоторых контактах широких переходных зон интрузивных пород, с другой — наблюдаются резкие интрузивные контакты некоторых массивов, согласная контактам ориентировка ксенолитов и директивных структур, многократные внедрения магмы, т. е. признаки, характерные для типично интрузивных образований.

Массивы сложены габбро-диоритами, диоритами, гранодиоритами, адамеллитами, плагиогранитами и гранитами, наряду с габбро-диоритами иногда отмечаются габбро, габбро-нориты, в небольших количествах — ультраосновные разности, сходные с породами габбро-пироксенит-дунитовой формации Западного Саяна. Считается, что основные разности пород являются гибридными образованиями, слагают краевые части массивов и связаны с гранитоидами внутренних зон постепенными переходами. Вместе с тем для ряда массивов устанавливаются две или даже три фазы внедрения, представленные соответственно: 1) габбро, габбро-норитами, габбро-диоритами и диоритами; 2) гранодиоритами и адамеллитами; 3) гранитами и плагиогранитами. Учитывая отмеченное сходство пород первой фазы с габброидами предгранитных базитовых комплексов, можно предполагать и в этом случае их самостоятельность. Собственно гранитоидные интрузии по характеру и особенностям состава отвечают формации гранодиоритовых батолитов, формирующихся в условиях граувакковых толщ. Наибольшее сходство они обнаруживают с гранодиоритовым комплексом соседних районов Горного Алтая, с которыми внутренняя зона Западного Саяна имеет много общего по строению и составу слагающих толщ.

Рассмотренные примеры свидетельствуют о сложном и многообразном, но в общем выдержанном характере раннепалеозойских батолитовых гранитов. Изменения их возраста, состава и способа формирования закономерны и явно зависят от типа и особенностей развития вмещающих структурных зон. Скольжение во времени особенно отчетливо проявляется в батолитовых гранитах каледонид, возраст которых меняется, как это было показано, от верхнекембрийского или нижнеордовикского в пределах салаирид или ранних каледонид (улень-туимский, ольховский и таннуольский комплексы), через послесреднеордовикский — в Кузнецко-Алатауской (Шорско-Мартайгинской) переходной зоне (тельбесский, мартайгинский и ольгинско-ампальжский комплексы) до силурийского — в пределах каледонид внутренних частей Западно-Саянского синклинория (большепорожский комплекс). Во всех случаях алтае-саянские батолитовые граниты ведут себя как типичные орогенные образования, проявляющиеся в стадию инверсии в связи с крупными антиклинальными поднятиями и разломами.

В зависимости от структурных условий и состава вмещающих толщ существенно меняется характер породных ассоциаций, представляющих различные комплексы данной формации. При описании этих комплексов уже подчеркивалось, что батолитовые граниты байкалид и относительно рано консолидированных крупных геантиклинальных массивов салаирид характеризуются относительно повышенной щелочностью пород. Особенно это характерно для гранитоидов геантиклинальных массивов, сложенных преимущественно карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями при подчиненном значении вулканогенных комплексов. В данном случае проявляется пранодиорит-граносиенит-гранитный тип формации гранитоидных батолитов. В условиях линейных геосинклинальных прогибов с доминирующим развитием вулканогенных комплексов базальтоидного ряда образуются ассоциации тоналит-гранодиоритового типа, представленные преимущественно гранитоидами повышенной основности.

Особенности структурного положения батолитовых гранитов влияют и на способы их формирования. В относительно спокойных условиях крупных геантиклинальных массивов ведущим является, по-видимому, магматическое замещение с образованием неперемещенных гранитоидных массивов, наблюдающихся в пределах поднятий в условиях мезоабиссальной фации глубинности. В более мобильной и напряженной обстановке приразломных эвгеосинклинальных зон каледонид и в зонах глубинных разломов байкалид многократные тектонические движения способствовали, вероятно, «выжиманию» и перемещению гранитоидных расплавов, формирующих при этом типичные интродуцированные тела, проявляющиеся преимущественно в типабиссальной фации. Следует подчеркнуть, что как в том, так и в другом случае возможны совмещения разных механизмов становления гранитоидных массивов и можно говорить лишь о диминирующей роли одного из способов их формирования в различных обстановках.

Характер проявления гранитоидов батолитовой формации во многом зависит от фациальных условий. Общеизвестно, что для плутонов больших глубин (катазоны) характерно широкое развитие явлений гранитизации, играющих в формировании этого типа плутонов решающую роль. Интрузивный механизм формирования, многофазность и связь с вулканизмом им в общем не свойственны. Плутоны малых глубин (эпизоны), напротив, характеризуются преимущественно интрузивными формами и обычно обнаруживают связь с вулканизмом; явления гранитизации и магматического замещения играют в них второстепенную роль. В условиях средних глубин (мезозоны) и мезо-эпизоны, в которых формировалось подавляющее большинство плутонов раннепалеозойской формации батолитовых гранитов центральной части Алтае-Саянской области, гранитные массивы характеризуются смешанными признаками. В них широко развиты явления магматического замещения, указывающие на процессы гранитного магмообразования в местах формирования плутонов; наряду с этим почти всегда устанавливаются интрузивные формы, причем в каждом конкретном случае может преобладать тот или иной способ происхождения в зависимости от условий и глубины образования массивов. Характер проявления этих плутонов, естественно, зависит и от уровней денудации, на которых они наблюдаются.

Представления о генезисе формации гранитоидных батолитов противоречивы и зависят в значительной степени от того, как понимаются связи и соотношение батолитовых гранитов с постоянно ассоциирующими с ними основными породами — габбро и их производными. Сторонники гибридного происхождения основных пород считают, что исходной для всей ассоциации была гранитоидная (по мнению некоторых, — гранодиоритовая) магма, существенно менявшаяся в сторону повышения основности

в результате ее контаминации более основным материалом вмещающих толщ на глубине, по пути следования и в интрузивных камерах. Другие исследователи рассматривают габбро и их производные в качестве самостоятельной первой фазы формирования сложных габбро-гранитных комплексов и допускают базальтоидное происхождение всей ассоциации, включая граниты. При этом, естественно, на помощь для объяснения образования большого количества кислых пород, помимо прямой дифференциации базальтовой магмы, привлекается ее контаминация кислым материалом гнейсовых толщ протерозоя, ведущая к общему поокислению магмы и к образованию среднеосновных и даже гранитных расплавов.

Нам представляется, что с позиций как той, так и другой гипотезы трудно объяснить рассмотренные особенности габбро-гранитных ассоциаций. Сейчас уже нельзя не считаться с тем, что ассоциирующие с батолитовыми гранитами основные породы, среди которых обнаруживаются оливиновые разновидности габбро, норитов и ультрабазитов, образуют в ряде случаев вполне самостоятельные предшествующие гранитам интрузии, закономерно меняющиеся по составу и смещающиеся во времени вместе с гранитами в различных структурно-фациальных зонах. В этом отношении, пожалуй, более прав Г. В. Пинус (1961), выделяющий данную категорию пород в отдельную, не связанные с гранитами интрузивные образования первой фазы. Однако если учесть резкую диспропорцию в масштабах проявления основных и кислых интрузий (габбро играют в этих ассоциациях несравненно меньшую роль, составляя всегда менее 10% от объема всех пород, тогда как на долю гранитов и гранодиоритов приходится обычно до 50% площади выходов плутонов), то вывод о базальтоидной природе этой формации также маловероятен. Трудно себе представить, что столь огромные массы гранитных расплавов образовались путем «вплавления» в базальтовую магму материала гнейсов и сланцев, к стати, по составу немногим более кислого, чем возникающие при этом расплавы. В таком случае следует допустить ассимиляцию базальтовой магмой невероятно больших количеств пород, совершенно несоизмеримых с энергетическими возможностями весьма ограниченных (судя по соотношению составов габбро, гнейсов и образующихся при их «смешении» гранитоидов) объемов базальтовой магмы.

Значительно проще все это объясняется, исходя из гипотезы вертикальной миграции магматических очагов (Когляр, 1955; Изох и др. 1957; Изох, 1962; Ю. А. Кузнецов; Баддингтон, 1963, и др.), предусматривающей перемещение при образовании этих ассоциаций очагов или фронта магмообразования из базальтового слоя в осадочно-гранитную оболочку земной коры. Образование гранитных расплавов в пределах осадочно-гранитной оболочки связывается при этом с распространением теплового потока вверх, а также с деятельностью глубинных интрателлурических растворов, поступавших по тем же зонам разломов, в которых формировались предшествующие гранитам габбровые интрузии. Весьма похоже объясняет появление сложных габбро-гранитных комплексов и Ю. М. Шейнманн (1963), рассматривающий их как закономерный результат развития геосинклинального магматизма, который в определенные моменты сопровождался сменой базальтовой магмы гранитоидной, генерированной из пород легкой коры. «Собственно гранитная магма появляется позднее, чем небольшие порции более основных расплавов и следующие за ними массы гранодиоритов и близких к ним пород. Эволюция всегда идет от основных к кислым породам. Такого рода комплексы (габбро-плагногранитные и т. д.) широко известны. Прекрасным примером их является таннуольский комплекс в Туве. Подобные комплексы никаким образом не могут быть результатом дифференциации базальтовой магмы хотя бы потому, что значение основных пород в них

очень невелико и нет никаких оснований искать большие массы этих пород где-то внизу (эрозионный срез таких комплексов нередко очень глубокий). Теперь для многих, если не для большинства, ясно, что эти комплексы следует связывать с первичным подъемом базальтовой магмы, к которой вначале в небольших количествах примешивается кислый расплав — результат начавшегося плавления легкой коры. В дальнейшем количество расплавившихся масс быстро увеличивается, и они определяют состав получающихся интрузивов. При этом происходит сплошное плавление коры, а не выплавление из нее эвтектики. Такое плавление масс много больших, чем поднявшегося базальтового расплава, нельзя, конечно, объяснить его влиянием на кору. Прогрев идет независимо от подъема базальтов — это общий подъем температуры как в связи с большим потоком энергии из глубины, так и с опусканием коры в глубину, в область высоких температур (Шейнманн, 1963).

По нашему мнению, рассмотренные габбровые и следующие за ними гранитные интрузии орогенного этапа связаны между собой в развитии как производные единого эндогенного процесса. Вместе с тем они кардинально отличаются друг от друга петрографическим составом, формой проявления, типом родоначальной магмы и способом происхождения в силу чего должны относиться к разным формациям. Учитывая четко выраженную индивидуальность батолитовых гранитов и предшествующих им габбровых интрузий и в то же время близость их возраста, согласованно меняющегося в различных по времени консолидации складчатых зонах, а также устойчиво повторяющееся их пространственное совмещение в сходных структурных обстановках, мы предлагаем рассматривать такие габбро-гранитные ассоциации в качестве серий или рядов различных по формационному типу и генезису, но закономерно связанных в развитии габбровых и гранитоидных комплексов (Поляков и др., 1965а; Поляков, Парфенов, 1965).

Намечается закономерное изменение характера предгранитных габбровых интрузий в различных по типу структурах Алтае-Саянской области. В структурах протерозойской консолидации (Восточно-Саянский глубинный разлом Протеросаяна) и в пределах крупных внутригеосинклинальных поднятий зон салаирид (Енисейский геантиклинальный массив) они близки к габбро-сиенитовым комплексам структур ранней консолидации, тогда как в приразломных эвгеосинклинальных прогибах (Кузнецко-Алатауском, Сисим-Казырском и Восточно-Тувинском) более сходны с габбро-пироксенит-дунитовыми, габбро-диорит-гранодиоритовыми и габбро-норит-диоритовыми и габбро-норитовыми комплексами тех же зон. Как мы уже отмечали, в этих различных по типу структурах соответственно меняется и состав гранитоидов батолитовой формации: в первом случае они представлены гранодиорит (граносиенит)-гранитным типом ассоциаций, во втором — тоналит-гранодиоритовым. В итоге в том и другом случаях образуются различные по характеру вертикальные ряды или серии габброидных и гранитоидных формаций.

Объемные соотношения габбровых и гранитоидных комплексов в рассмотренных сериях могут существенно меняться. В случае недостаточного полного проявления гранитоидного магматизма образуются ассоциации, которые по наборам и соотношению различных типов пород, последовательности и способу их образования близки к выделяемым Ю. А. Кузнецовым габбро-диорит-гранодиоритовой или габбро-монцонит-сиенитовой формациям. В местах, где собственно гранитоидный магматизм проявился полнее и шире в сопровождении активно протекавших процессов гранитизации и магматического замещения, а предшествующие гранитам габброидные комплексы в значительной степени уничтожены, гранитоиды становятся главенствующим компонентом всей ассоциации, приобретающей в этом случае качества формаций гранитоидных



батолитов «пестрого» состава. В пределах одной отдельно взятой структурно-фациальной зоны характер и формы проявления таких ассоциаций зависят, кроме того, от фаций глубинности, и поэтому в зависимости от уровней денудации можно наблюдать в различных случаях разные их варианты.

Аналогичные алтае-саянским габбро-гранитные плутонические серии закономерно повторяются в сходных условиях во многих районах мира. Особенно характерны такие ассоциации для выделяемой Тернером и Ферхугеном (1961) группы гранодиорит-тоналитовых батолитов, включающих, как правило, помимо гранитоидов, породы основного состава — габбро и нориты (в том числе их оливиновые разновидности). Рассматривая возможные пути образования подобных ассоциаций, Ф. Тернер и Дж. Ферхуген считают наиболее вероятным формирование габбро и гранитов за счет разных по составу и генезису магм: базальтоидной и гранитоидной, образующихся при дифференциальном плавлении различных слоев земной коры. Аналогичные габбро-гранитные ассоциации описываются и сходным образом трактуются в Калифорнийском батолите (Mergiam, 1946; Larsen, 1948), в гранитоидных батолитах Сингапура (Hutchison, 1964), в гранитоидах Южного Уэльса, Ирландии, Центральной Франции и Южной Калифорнии (Jorlip, 1959), в батолите Боулдер в Монтане (Кпорі, 1957), в плутоне Суидс-Флат в Калифорнии (Compton, 1955), в батолите Болд-Маунтин в Орегоне (Taubeneck, 1957), в каледонских интрузиях Скандинавских гор (Хольтедаль, 1957) и т. д.

К этому типу ассоциаций, по-видимому, могут быть отнесены некоторые варианты габбро-диорит-гранодиоритовой формации, в частности габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс Баянаульского района в Казахстане (В. К. Мониц) и змеиногорский комплекс Рудного Алтая (Н. А. Елисеев; Иванкин и др., 1961; Щерба, 1957, и др.). Вероятно, сюда могут быть отнесены и некоторые ассоциации габбровых и гранитоидных интрузий Урала (Ферштатер, 1966), Малого Кавказа (Керимов; Кашкай, 1965; Шипулин, 1968, и др.). По-видимому, такие ассоциации возникают во всех складчатых областях эвгеосинклинального типа в орогенные этапы их развития, когда одновременно с кардинальной структурной перестройкой в стадию инверсии происходит смена базальтоидного магматизма верхнекоровым гранитоидным, что сопровождается сменой эффузивно-интрузивного габбро-диорит-гранодиоритового либо габбро-сиенитового магматизма существенно гранитоидным батолитовым.

Рассмотренные разные типы гранитоидных комплексов каледонид Алтае-Саянской области характеризуются и различной металлогенической специализацией. Тоналит-гранодиоритовые батолиты линейных вулканических зон (прогибов) продуктивны в отношении золото- и железоруднения. С гранодиорит (граносиенит)-гранитным типом гранитоидных батолитов геоантиклинальных массивов связаны месторождения золота, цветных и редких металлов; промышленные месторождения железа для них не характерны. Более подробная характеристика металлогенических особенностей гранитоидов с обоснованием их железоносных типов дается в последующих главах.

## ГРУППА ПОСТОРОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Формированием раннепалеозойских батолитовых гранитов инверсионного этапа развития алтае-саянских каледонид завершилось постепенное последовательное превращение центральной части Алтае-Саянской геосинклинали в консолидированную складчатую область. В среднем палеозое на этой территории развивались горообразовательные движения с формированием обширного сводово-глыбового поднятия, охватив-

шего не только область каледонид, но и примыкавшие к ним ранее консолидированные байкалиды Восточного Саяна и, частично, юго-западный край Сибирской платформы (Лучицкий, 1960б; Моссаковский, 1965). Несколько позднее произошло обрушение отдельных частей свода; в связи с этим образовались наложенные трабенообразные межгорные впадины (Минусинские, Рыбинская и др.), заполнявшиеся субплатформенными лагунно-континентальными красно- и пестроцветными отложениями среднего и верхнего палеозоя.

Магматизм этого периода весьма специфичен, по характеру он отвечает субсеквентному магматизму, по Г. Штилле (1964), или внегеосинклинальному магматизму зон активизации областей заверченной складчатости и древних платформ, по Ю. А. Кузнецову и А. Л. Яншину (1967). Состав и формы проявления представляющих его комплексов закономерно меняются в различных по типу структурах. При этом достаточно отчетливо видна характерная для субсеквентного магматизма особенность: в дизъюнктивно нарушенных краевых зонах межгорных впадин и примыкающих к ним поднятий формируются трахиандезит-липаритовые вулканические комплексы и комагматичные им мелкие субвулканические тела гранитов, граносиенитов, сиенитов и сиенит-порфиров, а в удалении от прогибов, во внутренних интенсивно воздымавшихся частях свода, представляющих горное обрамление этих прогибов (горные районы Западного и Восточного Саянов и Восточной Тувы), широкое развитие приобретает плутонические комплексы субщелочных гранитов и сиенитов; во внутренних частях и западных окраинах Минусинского и Тувинского прогибов формировались сложные базальт-андезит-липаритовые и трахибазальтовые вулканогенные комплексы, сопровождавшиеся малыми интрузиями габбро, габбро-сиенитов и щелочных габброидов.

Весьма важным является вопрос о соотношении и последовательности формирования девонских вулканогенных комплексов. Необходимость объединения девонских эффузивов центральных районов Алтае-Саянской области в две самостоятельные разнотипные формации — порфировую, или трахилипаритовую, и трахибазальтовую — признается сейчас большинством геологов. Относительно же структурного положения и последовательности их формирования существуют различные взгляды. Широко распространено мнение, согласно которому базальтоиды внутренних частей впадин и преимущественно кислые субщелочные эффузивы разделяющих и обрамляющих эти впадины поднятий по существу одновозрастны и сменяют друг друга лишь в латеральном направлении (Лучицкий, 1960а; Лучицкий и др., 1966; Кен, 1962; Моссаковский, 1963б; Скобелев, 1963 и др.). Принципиально иначе трактуются взаимоотношения и последовательность базальтовой и трахилипаритовой (порфировой) формаций Е. А. Шнейдером, Б. П. Зубкус (1962) и А. Д. Шелковниковым (1965), которые на примере районов северо-восточного обрамления Минусинской и южной части Рыбинской впадин пришли к выводу о одновременности этих формаций. Трахилипаритовая ассоциация (имирская свита) считается при этом относительно более ранней — нижнедевонской, а трахибазальтовая (тонская свита) — среднедевонской.

Нам представляются более правильными утверждения о смене разных типов ассоциаций девонских эффузивов преимущественно в латеральном направлении в соответствии с изменением структурной обстановки, возраст же этих ассоциаций может быть одинаковым. Так, если учесть многочисленные указания на нижнедевонский возраст трахибазальтовых и базальтовых комплексов внутренних и периферических частей межгорных впадин (Лучицкий, 1960; Лучицкий и др., 1966; Моссаковский, 1963б; Баженов, 1963а, б; Скобелев, 1963, и др.), то они оказываются по существу синхронными трахиандезит-липаритовой формации, проявляющейся в пределах разделяющих эти впадины поднятий. Вместе

с тем известны случаи, когда кислые и основные эффузивы проявляются совместно, чередуясь друг с другом (быскарская серия в разрезе р. Енисей и в некоторых районах северо-восточного обрамления Минусы). В таких условиях вполне возможна смена одних ассоциаций другими и в вертикальном направлении, однако в целом вся серия вулканических пород девонских впадин и их горного обрамления формировалась в один диапазон времени — от верхнего силура до среднего девона, и мы имеем много примеров одновременного проявления в разных структурных обстановках базальтоидного и кислого вулканизма. Кстати, такое совместное проявление основного и кислого вулканизма с излияниями базальтовых, андезитовых, дацитовых и липаритовых лав считается специфической чертой магматизма заключительных этапов развития геосинклинальных систем (период формирования межгорных впадин) и связывается с характерной для этого этапа вторичностью магматических очагов (Муратов, 1967).

### **Трахиандезит-липаритовая формация и субвулканические интрузии гранитов и сиенитов**

Из упоминавшихся магматических образований посторогенного (субсеквентного) этапа наиболее распространенной и интересной в отношении железоруднения является трахиандезит-липаритовая формация<sup>1</sup> и комплекс связанных с ней субвулканических интрузий гранитов и сиенитов, с которыми в определенных условиях связаны промышленные магнетитовые месторождения (Поляков, 1958, 1962; Корель, 1966б). Эта формация подробно характеризуется в последующих разделах, здесь же мы остановимся лишь на наиболее важных общих ее особенностях.

Эффузивы трахиандезит-липаритовой формации слагают во всех случаях основания разрезов девонских отложений в окраинах и горном обрамлении межгорных впадин, обнаруживая ясно видимую связь с ограничивающими эти впадины зонами краевых разломов, в пределах которых, судя по всему, и размещались в это время вулканические аппараты. Для них характерны пологие куполовидные, валообразные и корытообразные складки и флексуры, приобретающие в нарушенных разломами краях впадин более сложный, нередко линейный характер.

В составе трахиандезит-липаритовой формации преобладают среднеосновные и кислые эффузивы повышенной щелочности: трахиандезиты и андезиты, плагиопорфиры, кварцевые трахиты и ортофиры, кварцевые порфиры, липариты и фельзиты. Вместе с тем буквально все исследователи, даже сторонники отнесения этих ассоциаций к порфировому типу формаций, признают подчиненное, а иногда и значительное развитие в составе трахиандезит-липаритовой формации основных эффузивов — диабазов, диабазовых и лабрадорных порфиритов<sup>2</sup>. В ряде случаев устанавливается определенная последовательность в ее строении: в низах разреза преобладают эффузивы средней, а иногда высокой основности при подчиненном значении кислых, в верхах же обычно господствуют продукты субщелочных липаритовых и андезитовых лав, содержащие лишь редкие маломощные горизонты основных эффузивов. Такие отно-

<sup>1</sup> Название «трахиандезит-липаритовая» применяется нами взамен предлагавшихся ранее «порфировая», «трахилипаритовая» и «андезит-дацитовая», так как наиболее точно отражает особенности состава этой формации.

<sup>2</sup> За исключением А. Д. Шелковникова (1965), отрицающего в составе этой формации не только основные, но и повсеместно развитые в ассоциации с кислыми эффузивы средней основности.

шения различных по составу эффузивов наблюдались нами на северо-востоке (район Ирбинского месторождения) и юго-западе (Тейское месторождение) Минусы (Поляков, 1958; Поляков, Телешев, 1960), а также в юго-восточном обрамлении Рыбинской впадины (Агульский район). Аналогичная последовательность проявления основных, средних и кислых эффузивов устанавливается в составе этой формации Л. П. Зоненшайном и В. М. Доценко, Н. А. Берзиным и К. А. Клитиным (1961), О. П. Алексеевой (1962), В. Е. Дибровым (1964) в Агульском прогибе и других девонских депрессионных структурах зоны Главного разлома Восточного Саяна, В. Д. Чеховичем и В. А. Вержховской — в Амыл-Кандатском прогибе (Моссаковский, 1963а, б), Ю. А. Кузнецовым (1932) и С. И. Макаровым (1963) — в районе г. Красноярска и т. д. Наконец, очень сходные по составу нижнедевонские эффузивные комплексы наложенных мульд и грабенов Восточно-Тувинского пояса также характеризуются значительным участием среднеосновных и основных пород, переслаивающихся с субщелочными и кислыми, причем слагают они самые низы разреза девонских отложений, непосредственно налегая на силурийские и более древние комплексы нижнего структурного этажа.

С вулканогенными комплексами трахиандезит-липаритового ряда тесно сопряжены в пространстве и времени относительно небольшие по размерам резко гипабиссальные межформационные интрузивные залежи, а также трещинные интрузивы кварцевых сиенитов, граносиенитов, субщелочных гранитов и сиенит-порфиров, которые объединяются в ирбинский или буюдзульский комплекс в Восточном Саяне (Поляков, 1958; Долгова, 1961; Шелковников, 1962, и др.) и тейский комплекс в Кузнецком Алатау (Поляков, Телешев, 1960).

Субвулканические интрузии гранитов и сиенитов размещаются вместе с эффузивами трахиандезит-липаритовой формации в нарушенных разломах окраинах межгорных впадин. Определенная их часть представляет собой корни субщелочных эффузивов, в основном же они проявились на заключительных этапах формирования всего вулканоплутонического комплекса, образуя локализованные в зонах разломов трещинные интрузивы и межформационные залежи, приуроченные к разделам древних отложений нижнего структурного яруса и девонских эффузивов, играющих роль плотной экранной покрывки. Такие тела вскрываются в полях девонских эффузивов в эрозионных окнах вместе с древними комплексами пород и сероцветными трахиандезитами и порфиритами нижней части девонской вулканогенной толщи. Эксплозивный характер магматизма этого периода и широкое распространение субщелочных кислых эффузивов в верхах вулканогенной толщи свидетельствуют о том, что в отдельные моменты обогащенные летучими субщелочные кислые расплавы прорывались на поверхность. В это время, вероятно, имела место частая смена интрузивного и эффузивного магматизма, а в отдельных случаях одновременное, параллельное развитие того и другого. Процесс этот был весьма длительным, прерывистым и нередко сопровождался местным размывом ранее образованных эффузивов, а иногда и близповерхностных интрузий с последующим их перекрытием новыми поступлениями лав и пирокластов. О происходивших в это время более или менее продолжительных перерывах в вулканической деятельности, сопровождавшихся местными размывами, свидетельствуют выявляющиеся во многих районах среди отложений трахиандезит-липаритовой формации отдельные горизонты и линзы красноцветных песчаников и гравелитов, сложенных обломками эффузивов этой формации.

Столь сложный длительный и многостадийный процесс формирования трахиандезит-липаритовых комплексов и субвулканических интрузий гранитов и сиенитов обусловил различные, нередко противоречивые отношения этих эффузивов и интрузий, не позволяющие однозначно рекон-

струировать последовательность их формирования. Вместе с тем генетическое родство этих образований нам представляется сейчас несомненным, причем общая картина развития магматического процесса оказывается весьма специфичной и вполне отвечает общеизвестным представлениям о посторогенном (субсеквентном) магматизме. Так, Г. Штилле (1964) подчеркивает интерседентный (перемежающийся) характер субсеквентного магматизма, обращая внимание на то, что интрузии в данном случае перемежаются во времени с комагматичными им эффузивами, причем суммарное время формирования образующихся при этом сложных вулканоплутонических ассоциаций может достигать, по его мнению, 50—60 и даже 100 млн. лет.

По-другому проявились аналогичные комплексы вдалеке от межгорных впадин на территории горного их обрамления — Протеросаяна и примыкающего к нему Восточно-Тувинского пояса салаирид, развивавшихся в период формирования свода как области устойчивого интенсивного поднятия. Здесь они представлены сравнительно крупными плутонами субщелочных, реже нормальных по составу гранитов и различной щелочности сиенитов (огнитский и бреньский комплексы). Эти интрузии связаны с многочисленными девонскими разломами эпохи глыбовых движений и формирования свода, сосредоточенными вблизи продолжавшего функционировать в это время Главного разлома Восточного Саяна и в пределах Восточно-Тувинского пояса, характеризующегося как область сопряжения разнородных структур (байкалид Восточно-Саянского массива и салаирид Восточной Тувы) сложным блоково-глыбовым строением и высокой тектонической активностью.

Девонские интрузии зоны Главного разлома Восточного Саяна объединяются в широко известный огнитский, или среднепалеозойский, комплекс гранитов и сиенитов (А. Л. Додин; Сулоев, 1960; Л. П. Рик; Смирнов, Булдаков, 1962; Дибров, 1964; Гордиенко, Шмотов, 1965; Поляков, Парфенов, 1965, и др.). Относительно возраста огнитского комплекса до сих пор нет полной ясности. Большинство исследователей, сопоставляя его с аналогичными по характеру субвулканическими комплексами Каледонид Алтае-Саянской складчатой области (ирбинским — в северо-западной части Восточного Саяна, бреньским — в Восточной Туве), присваивают ему нижнедевонский возраст. В последнее время появились радиологические данные, свидетельствующие о более древнем, додевонском возрасте некоторых его представителей. Основываясь на этом, Ф. П. Митрофанов (Митрофанов, Кольцова, 1965) высказал мысль о возможной одновозрастности раннепалеозойских гранитоидов манкревского, сумсунурского и таннуольского комплексов, с одной стороны, и некоторых гранит-сиенитовых интрузий «огнитского» комплекса юго-восточной части Протеросаяна — с другой. При этом первые считаются свойственными мобильным кембрийским структурам, вторые — относительно жестким структурам протерозойской консолидации. Мы также допускаем вероятность появления сходных с девонскими граносиенитовых интрузий в структурах протерозойской консолидации в более раннее, чем в каледонидах, додевонское время. В силу этого, как нам кажется, возможно неверное объединение в огнитский комплекс не только девонских, но и раннепалеозойских гранитоидных интрузий. Вместе с тем представляется несомненным наличие девонских субвулканических интрузий и в пределах Протеросаяна, в отдельных структурных элементах которого имеются очевидные признаки девонской активизации. К таким образованиям нами относятся субвулканические граниты и сиениты Гутаро-Агульского и некоторых других районов зоны Главного разлома Восточного Саяна. Причем, исходя из устоявшихся представлений об огнитском комплексе как девонском, мы сохраняем это название за девонскими интрузиями данной зоны.

Эти интрузии отличаются от раннепалеозойских гранитоидов своим характером. По структурному положению, формам проявления, механизму формирования, связям с эффузивами и особенностям состава они вполне отвечают формации субвулканических гранитов. В Гутаро-Агульском районе гранит-сиенитовые интрузивы огнитского комплекса сопряжены в пространстве и времени с девонскими эффузивами юго-восточной окраины Рыбинской впадины, с которыми сходны по составу и, судя по всему, связаны генетически. В восточных районах зоны Главного разлома подобные эффузивы также фиксируются в мелких грабенах и мульдообразных впадинах, что свидетельствует о девонской активизации этого разлома на всем его протяжении и, соответственно, о возможности проявления в его пределах девонских интрузий. На это также указывают девонские цифры абсолютного возраста (354—422 млн. лет)<sup>1</sup>, недавно полученные нами для субвулканических гранитов и сиенитов Гутаро-Агульского района.

Массивы огнитского комплекса имеют большие размеры, достигающие нескольких сотен квадратных километров по площади. Они приурочены к Главному разлому Восточного Саяна и к системе оперяющих его нарушений. В пределах глубинного разлома массивы представлены вытянутыми вдоль него, уходящими на большие глубины крупными интрузивными залежами трещинного типа, которыми насыщена почти вся зона Главного разлома. В местах сопряжения последнего с другими разломами и особенно на участках девонских впадин массивы заметно расширяются в плане, распространяясь в стороны от него. При этом они обычно приобретают формы межформационных интрузивных залежей — гарполитов, образующихся на границе протерозойско-кембрийских и девонских отложений под плотной, выполняющей роль экрана эффузивной покровной. Согласно геофизическим данным мощность таких интрузивов не превышает 2000 м (Павлов, Парфенов, 1965; Парфенов, 1967). Таким образом, Восточно-Саянский глубинный разлом является основным местом размещения огнитских гранитов, играющим роль мощного и весьма протяженного магмовода, от которого расплавы проникали в стороны по оперяющим нарушениям, а на участках наложенных девонских впадин — вдоль пологих поверхностей налегания девонских эффузивов на отложение нижнего (протерозойско-кембрийского) структурного этажа.

В составе огнитского комплекса выделяются субщелочные лейкократовые и аляскитовые граниты, граносиениты, кварцевые сиениты, нордмаркиты, эгирин-рибекитовые граниты, щелочные и нефелиновые сиениты. Последние (ботогольский тип щелочных и нефелиновых сиенитов) относятся иногда к более молодой, мезозойской формации основных и ультраосновных щелочных пород (зиминский комплекс), чаще же они включаются в состав огнитского комплекса.

Девонские гранитоиды и сиениты Восточной Тувы (бреньский комплекс) по характеру проявления и составу идентичны огнитским. Они сосредоточены в пределах Восточно-Тувинского пояса, представляющего собой, как уже отмечалось, интенсивно раздробленную серией крупных и множеством более мелких разломов зону сочленения Восточно-Саянского докембрийского массива и Восточно-Тувинской области салаирид. В отличие от огнитских гранитоиды и сиениты бреньского комплекса образуют изометричные, сложной конфигурации массивы, равномерно распределенные в широкой, раскрытой на многочисленные блоки полосе салаирид, примыкающих к также раздробленному краю докембрийской глыбы. В данном случае камерные пространства для гранитоидных ин-

<sup>1</sup> Определения (в количестве восьми) получены по материалам автора в лаборатории абсолютного возраста Института геологии и геофизики СО АН СССР Л. В. Фирсовым.

трузий образовывались, по-видимому, при дифференциальных вертикальных перемещениях отдельных блоков.

Возраст гранитоидов брельского комплекса определяется нижним — средним девонем на основании прорыва ими нижнедевонских эффузивов, трансгрессивно налегающих на отложения с силурийской флорой, и наличия идентичных гранитов в гальке более молодых терригенных свит, содержащих остатки средне-верхнедевонской флоры псилофитов (Шенкман, 1959). Радиологические определения абсолютного возраста брельских, кстати, как и огнитских, гранитов и сиенитов дают очень большой разброс цифр в диапазоне от 200 до 500 млн. лет (Бутакова, 1965), и поэтому должны восприниматься весьма критически.

Последовательность становления интрузий огнитского и брельского комплексов понимается весьма различно. Часть исследователей утверждает, что вначале формируются биотитовые, лейкократовые и аляскинские граниты, затем граносиениты и различные по составу сиениты (в том числе нордмаркиты) и в заключительную фазу — щелочные, нефелиновые сиениты и рибекит-эгириновые граниты. В этом случае предполагается эволюция гранитоидной магмы в щелочном направлении с образованием недосыщенных кремнеземом расплавов. Другие геологи утверждают обратную последовательность, рассматривая в качестве исходной магму повышенной щелочности, эволюционирующую в направлении расплавов, обогащенных кремнекислотой. В этом случае наиболее ранними считаются граносиениты и сиениты, включая щелочные их разновидности, а поздними — лейкократовые и аляскинские граниты.

Наибольшее разногласие вызывает происхождение сиенитов и их отношение к гранитам. Обращает на себя внимание, что происхождение сиенитов часто связывают с реакционным взаимодействием гранитоидных расплавов с породами рамы. Ботогольские сиениты, например, рассматриваются как продукты щелочноземельных гранитоидных расплавов, дефицит кремнезема в которых возникает в процессе десиликации магмы карбонатным материалом на глубине (Соболев, 1947; Флоренсов, 1947; Костюк, Базарова, 1966). Образующиеся таким образом сиенитоидные расплавы дают самостоятельные интродуцированные тела. Многие исследователи брельского комплекса (Коваленко и др., 1965) отводят значительную роль в формировании сиенитоидов диффузивно-магматическим (десилицированным и контаминированным) и палингено-метасоматическим образованиям. При этом на основании частой приуроченности сиенитов к эндоконтактовым зонам гранитоидных интрузивов, а также зависимости состава эндоконтактовых сиенитов от состава вмещающих пород делается вывод о том, что сиенитоиды являются в ряде случаев продуктами реакционного взаимодействия гранитоидной магмы с вмещающими породами в интрузивных камерах при формировании гранитоидных массивов.

Закономерное появление сиенитов и нордмаркитов в ассоциации с девонскими гранитоидами, наблюдавшееся нами в Гутаро-Агульском и ряде других районов Восточного Саяна и Тувы, в местах особенно широкого развития карбонатных отложений, а также весьма сложные и разнообразие отношения гранитов и сиенитов (с элементами как последовательных фазовых внедрений, так и фацальных постепенных переходов между ними) привели нас к мысли о том, что реакционные процессы с десиликацией гранитных магм несомненно играли в образовании сиенитов весьма значительную роль. Причем, по нашему мнению, эти процессы протекали как на глубине, в пределах исходных и промежуточных магматических очагов с последующим интродуцированием возникающих при этом сиенитоидных расплавов и, соответственно, формированием на более высоких уровнях самостоятельных сиенитовых интрузивных тел, так и в местах становления гранитоидных интрузивов с образованием

сиенитоидных оторочек в эндоконтактовых и апикальных частях гранитоидных массивов. Все это, значительно усложняя отношения гранитов и сиенитов, по-видимому, и обуславливает различные толкования последовательности их формирования. Исходя из таких представлений, следует ожидать многократного проявления сиенитов, причем в разных обстановках и различных формах, а значит, и различные их отношения с гранитами. Вместе с тем в целом сиениты чаще несколько опережают интрузии чистых гомогенизированных гранитных расплавов, представляя как бы передовой их фронт, на что указывают частые прорывы аляскистыми и рибекитовыми гранитами сиенитов.

Помимо щелочных пород явно гранитоидного происхождения, широко распространенных в полях девонских гранитов восточных и северо-восточных районов Тувы, в юго-восточной ее части в пределах жесткой докембрийской глыбы нагорья Сангилен и в меньшей степени в других районах Восточной Тувы описываются четко обособленные небольшие по размерам массивы щелочно-основных пород пироксенит-габбро-эссексит-сиенитовые, ийолит-уртитовые и др. Эти массивы, объединяемые обычно в сангиленский комплекс, обстоятельно охарактеризованы в работах Е. Е. Бутаковой, В. Л. Кононовой и Р. М. Яшиной. Щелочно-основные интрузивы сангиленского комплекса представлены преимущественно трещинными и, реже, массивами центрального типа, приуроченными либо к отдельным разломам, либо к пересечениям ряда нарушений, связанных с глубинными разломами. По возрасту они считаются средне-верхнедевонскими, т. е. несколько более молодыми, чем гранитоиды и связанные с ними сиениты брельского комплекса. Генетически эта категория щелочных пород связывается с щелочно-базальтоидным и ультрабазитовым магматизмом, и, по-видимому, должна быть отнесена к следующей ниже формации трахибазальтов и щелочных габброидов.

К группе субвулканических гранит-сиенитовых интрузий сложного генезиса относятся, как мы сейчас считаем, сиенитовые и нордмаркитовые массивы Притубинского (лугагский комплекс) и Красноярского (столбовский комплекс) районов северо-западной части Восточного Саяна, которые ранее рассматривались, в том числе и нами, как особый сиенитовый подтип габбро-сиенитовой формации или составная часть трахито-базальтовой формации (Ю. А. Кузнецов, Поляков, 1958). Вместе с девонскими субвулканическими интрузиями граносиенитов ирбинского и буюджульского комплексов эти массивы размещаются в складчатом обрамлении межгорных впадин в зонах разломов. В отличие от огнитских и брельских сиенитов лугагского и столбовского комплексов обособлены от типичных гранитоидных плутонов, образуя самостоятельные и по мнению ряда исследователей (Б. П. Зубкус, Е. А. Шнейдер, А. Д. Щелковников и др.), более молодые по возрасту интрузивы. Однако они еще более далеки от щелочно-базальтоидных ассоциаций. Ни в одном из массивов этого типа нет пород основного состава, зато наряду с сиенитами широко представлены их кварцевые разновидности, приближающиеся иногда через граносиениты к щелочным гранитам.

Устанавливается такая последовательность формирования этих массивов. В первую фазу образуются щелочные сиениты, среди которых особенно широко развиты кварцсодержащие разновидности — нордмаркиты, известные как наиболее характерный и распространенный тип пород столбовских интрузий района г. Красноярска и большинства массивов правобережья р. Тубы (Буровский, Сайбар, Байтак, Бесь, Высокая, Сидоровский Урал и др.). Реже встречаются нефелиновые, анальцимовые и содалитовые сиениты (массивы Буровский, Сайбар, Высокая). Ко второй фазе относятся мелкозернистые и порфирировидные кварцевые сиениты и граносиениты, иногда среди них встречаются и более кислые разновидности — субщелочные и щелочные граниты. Дайковый комплекс представлен



кварц-щелочными сиенит-порфирами, граносиенит-порфирами, щелочными гранит-порфирами и различными по составу более поздними порфирами. Обращает на себя внимание устойчиво повторяющееся во многих массивах закономерное размещение щелочных и кислых пород. Первые (нордмаркиты, щелочные и нефелиновые сиениты) слагают обычно апикальные и краевые части плутонов, образуя своеобразные оторочки (покрышки) вокруг мелкозернистых граносиенитов, вскрывающихся на больших глубинах и в ряде случаев постепенно переходящих в порфиroidные разности, близкие по содержаниям кварца к гранитам. Вмещающими в этих случаях обычно являются карбонатные отложения.

В целом, по нашим данным, породы лугатского и столбовского комплексов обнаруживают большое сходство с рассмотренными граносиенитами и сиенитами гранитоидных интрузий бреньского и огнитского комплексов, в которых породы сиенитового ряда органически связаны с типичными гранитами и совсем не похожи на породы щелочно-базальтоидных массивов сангиленского комплекса. Это, а также проведенные в последнее время специальные петрохимические (Груза, 1966, 1967) и физико-химические (Костюк, Гулецкая, 1967) исследования щелочных пород Тубинского района свидетельствуют об их гранитоидной природе. В отношении же возможных путей образования этих пород в связи с эволюцией гранитного магматизма существуют различные мнения.

Наиболее ранние исследователи (Саранчина, 1940; Федоров, 1948), основываясь на отмеченной постоянной приуроченности щелочно-сиенитовых массивов к полям развития карбонатных отложений, а наиболее щелочных пород (щелочных и нефелиновых сиенитов) внутри массивов — к провесам кровли и ксенолитам карбонатных пород, считали, что сиениты и их щелочные разности являются продуктами дифференциации гранитной магмы, сопровождавшейся ассимиляцией карбонатных пород. Правомерность этого вывода оспаривается в последнее время В. В. Грузой (1967), В. П. Костюком и Э. С. Гулецкой (1967). В. П. Костюк, основываясь на исключительной бедности кальцием породообразующих минералов нефелиновых сиенитов плутона горы Сайбар (сайбаритов), пришел к выводу о том, что в противоположность богатым кальцием нефелиновым сиенитам Ботогола десиликация гранитной магмы при ассимиляции карбонатного материала, в данном случае при образовании сайбаритов, не должна играть существенной роли. Основным условием образования этих пород он считает далеко зашедший процесс магматической дифференциации гранитоидной магмы, которая шла по мере уменьшения (в ходе кристаллизации ранних продуктов) содержания калия по пути обогащения расплава натрием с переходом от калийсодержащих сиенитов к породам альбит-нефелинового состава.

Учитывая, что при региональном анализе геологических фактов и детальном изучении отдельных участков повсеместно выявляется устойчивая приуроченность щелочно-сиенитовых интрузий к областям развития карбонатных отложений, мы не склонны исключать возможность участия последних в реакционных процессах, ведущих к повышению щелочности гранитных магм, и в Притубинском районе. Исследования химизма сиенитов этого района, проведенные В. П. Костюком и В. В. Грузой, с которыми не расходятся и наши данные по химизму этих пород, действительно не позволяют в данном случае допустить возможность повышения щелочности магмы при ассимиляции ею карбонатного материала. Однако характер взаимодействия кислого расплава с карбонатными отложениями может быть различным, и процесс ассимиляции, безусловно, не единственный из возможных способов такого взаимодействия. Так, Д. С. Коржинский (1960) подчеркивает, что появление щелочных пород на контактах гранитоидных массивов может быть связано не только с диффузионной ассимиляцией основных пород, но и с инфильтрационным

процессом магматического замещения их. В последнем случае могут образовываться щелочные породы, бедные двухвалентными основаниями.

С этих позиций, как нам представляется, хорошо объясняется образование упоминавшихся контактово-реакционных оторочек щелочных сиенитов, выявляющихся в ряде случаев между граносиенитами и карбонатными породами в притубинских плутонах. Процессы инфильтрационного магматического замещения с участием карбонатных пород, ведущие к образованию расплавов повышенной щелочности, могли происходить, по-видимому, и на глубине, что определяет возможность отдельных внедрений щелочно-сиенитовых расплавов и образования самостоятельных щелочно-сиенитовых интрузивных тел.

Другой провинцией широкого развития девонского гранитоидного магматизма является центральная (внутренняя) часть Западно-Саянского синклинория. Эта область позднекаледонской складчатости существенно отличается по составу отложений, характеру и истории геологического развития от салаирид и байкалид Восточного Саяна и Восточной Тувы, на территории которых развиты рассмотренные гранитоиды огнитского и бреньского комплексов. Естественно, что и девонский гранитоидный магматизм проявился в этих условиях своеобразно.

Девонские гранитоиды Западного Саяна, объединяющиеся в джойский комплекс, образуют относительно крупные массивы, приближающиеся в ряде случаев по размерам к плутонам батолитового типа. Гранитоиды этого комплекса плохо увязываются с вулканизмом; близкие к ним по составу эффузивы развиты весьма ограниченно и по возрасту считаются силурийскими, тогда как сами граниты большинством исследователей датируются нижним или даже средним девоном<sup>1</sup>. Наконец, джойские гранитоиды явно отличаются от бреньских и огнитских по составу, характеризуясь в целом нормальным щелочноземельным составом пород, без признаков повышенной щелочности. Преобладающие в данном случае порфирированные граниты ассоциируют с лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, а иногда и с гранодиоритами; граносиениты отмечаются сравнительно редко, сиениты же не встречаются вообще. В целом эта ассоциация по составу и характеру проявления близка к сининверсионным гранитоидам подвижных зон, обнаруживая, в частности, сходство с гранитами соседней Горно-Алтайской варисской геосинклинали. В связи с этим в последнее время возникла мысль об особом окологеосинклинальном типе джойских гранитов (Кузнецов, Яншин, 1967).

Вместе с тем в статье П. С. Антонова (1966) приведены новые данные о джойском комплексе, которые хорошо согласуются с изложенной характеристикой субвулканических гранитоидных интрузий. Согласно этим данным основная часть массивов комплекса представлена пологими межформационными залежами, приуроченными к поверхностям структурного несогласия между комагматичными им эффузивами купхольской свиты (фельзиты, кварцевые порфиры и кварцевые ортофиры) и подстилающими толщами нижнего структурного яруса. В такой трактовке гранитоиды джойского комплекса оказываются по характеру и формам проявления аналогичными огнитским и бреньским. Отличия сохраняются в составе породных ассоциаций, характеризующихся в случае джойского комплекса нормальным щелочноземельным составом пород. Эти отличия могут быть обусловлены тем, что джойские гранитоиды формировались в более мобильной обстановке только что замкнувшейся каледонской флишевой геосинклинали.

Представления о происхождении рассмотренной трахиандезит-липаритовой формации и генетически с нею связанных субвулканических ин-

<sup>1</sup> В последнее время появились новые данные, свидетельствующие о возможно нижнедевонском возрасте кислых эффузивов Западного Саяна (Владимирский, Черноморский, 1959).

трузий гранитов и сиенитов всецело зависят от того, в каких объемах и как понимается эта ассоциация. И. В. Лучицкий, рассматривая вулканогенные комплексы в качестве особой, не связанной с гранитами андезито-дацитово-дацито-липаритовой формации в составе единой девонской вулканогенной серии межгорных впадин юга Сибири и Казахстана, пришел к выводу об их образовании за счет магмы, выплавлявшейся из подкорového вещества в условиях верхней мантии Земли. Изменение состава ассоциаций вулканогенных пород в различных районах им объясняется неоднородным строением верхней мантии в горизонтальном направлении, вследствие чего из нее в одних случаях выплавлялись преимущественно базальтовые, а в других — липаритовые магмы. А. А. Моссаковский (1963б), также придерживающийся взглядов о смене базальтоидных и гранитоидных (липаритовых) ассоциаций в латеральном направлении, допускает при этом одновременное существование и функционирование на разных уровнях базальтоидных (в местах прогибания) и гранитоидных (на поднятиях) очагов. Наконец, сторонники одновременного строго раздельного формирования основных и кислых эффузивов, не допускающие пород высокой основности в составе трахилипаритовой формации, утверждают чисто гранитоидное происхождение этой ассоциации (Шелковников, 1965).

Рассмотренные многочисленные примеры трахиандезит-липаритовой формации различных районов Алтае-Саянской области убеждают нас в том, что в ее составе почти постоянно присутствуют основные и среднеосновные эффузивы, развитые особенно широко в низах разрезов соответствующих комплексов межгорных впадин. Гранитоидное происхождение таких эффузивов маловероятно. Они, очевидно, образуются за счет андезитовых, а быть может, и базальтовых магм, игравших, по-видимому, на начальных стадиях развития субсеквентного вулканизма ведущую роль. Вместе с тем нам представляется сейчас несомненной генетическая связь следующих за андезитами кислых эффузивов с субвулканическими интрузиями гранитов и сиенитов. Гранитоидные интрузии проявляются в основной своей массе вслед за комагматичными им эффузивами, причем особенно обильно — в горном обрамлении впадин в пределах обширных резко выраженных поднятий Протеросаяна, Восточной Тувы и Западного Саяна. В этих условиях явно господствовал собственно гранитоидный магматизм, сопровождавшийся формированием крупных массивов гранитов и связанных с ними сиенитов. Подобные массивы могут рассматриваться лишь как производные гранитоидных магм. Таким образом, наблюдается закономерное прогрессивное нарастание роли гранитоидного магматизма во времени при резко доминирующем его значении на поднятиях. Такие изменения характера магматизма в зависимости от времени и места его проявления лучше всего, на наш взгляд, будут объяснены, если допустить возможность функционирования в это время многочисленных промежуточных внутрикоровых магматических очагов, положение которых менялось во времени и в различных по типу структурах.

Ранее мы уже подчеркивали, что центральная часть Алтае-Саянской геосинклинали к силуру была полностью консолидирована и преобразована в обширную складчатую область. Этому, безусловно, способствовало становление огромных масс раннепалеозойских сининверсионных гранитов батолитового типа; фронт магмообразования в период формирования батолитовых гранитов находился в пределах осадочно-метаморфического слоя, отдельные участки которого вовлекались в это время в сферу плавления и гранитообразования. После становления гранитных масс и консолидации соответствующих участков процессы магмообразования на этих уровнях прекратились, но, по-видимому, продолжались, постепенно затухая, на больших глубинах в пределах промежуточной

зоны, переходной между осадочно-метаморфической и базальтовой оболочками, о чем свидетельствуют формировавшиеся на этом этапе малые интрузии (дайковые серии) пород основного и преимущественно среднеосновного состава. Таким образом, к началу девонской активизации этой области, связанной с формированием обширного сводового поднятия, охватившего всю центральную часть Алтае-Саянской области и прилегающие к ней смежные районы Сибирской платформы, благоприятная для магмообразования обстановка сохранялась в нижних горизонтах коры на границе базальтовой и осадочно-метаморфической оболочек. Возникновение первых магматических очагов именно на этих уровнях, вероятно, и обусловило развитие на начальных стадиях субсеквентного магматизма смешанных базальт-андезит-липаритовых ассоциаций. В дальнейшем фронт магмообразования несколько поднялся, полностью переместившись в осадочно-гранитный слой, что обусловило преимущественно кислый, гранитоидный характер последующих образований. Особенно широкого развития гранитоидный магматизм достиг на участках устойчивых интенсивных поднятий, удаленных от межгорных впадин. Здесь очаги магмообразования размещались в пределах активизировавшихся в это время крупных региональных разломов на уровнях осадочно-гранитного слоя, значительные объемы которого подвергались плавлению с образованием гранитных магм, интродуцировавших по главным разломам и опережающим их нарушениям, а также по пологим поверхностям несогласия отложений разных структурных этажей. Во внутренних частях и окраинах межгорных впадин в связи с грабенообразованием, сопровождавшимся глубокими расколами, формировались смешанные базальт-андезит-липаритовые, а в ряде мест и собственно базальтоидные вулканические комплексы и эквивалентные им субвулканические интрузии.

О палингенной внутрикоревой природе и формировании гранитоидных расплавов в этот период на относительно неглубоких уровнях осадочно-гранитного слоя свидетельствует намечающаяся зависимость состава субсеквентных интрузий от особенностей разреза вмещающих комплексов. Так, в байкалидах и салаиридах Восточного Саяна и Восточной Тувы, сложенных разнообразными по составу вулканогенно-осадочными, карбонатными и гнейсовыми толщами, а также огромными массами протерозойских и раннепалеозойских батолитовых гранитов с предшествующими им основными интрузиями, девонские гранитоиды отличаются, как мы убедились, повышенной щелочностью, ассоциируя с сиенитами, среди которых широко распространены щелочные и нефелиновые разности. Эта особенность, на наш взгляд, вполне закономерна, ибо столь сложные сочетания различных по составу силикатных пород, карбонатных отложений и обширных гранитных массивов благоприятны, как известно, для кислотно-основного взаимодействия различных по составу магм, растворов и пород и для образования расплавов повышенной щелочности (Коржинский, 1960). Существенно иначе проявились девонские гранитоиды в Западно-Саянской структуре позднекаледонской стабилизации в условиях относительно однородного геосинклинального флиша. Они характеризуются нормальным щелочноземельным составом и сиенитами не сопровождаются. Как уже отмечалось, особенности состава девонских гранитоидов Западного Саяна, возможно, связаны и с относительно поздней консолидацией этой области, что могло обусловить менее щелочной состав стимулирующих магмообразование интрателлурических растворов сравнительно с составом таковых в зонах глубоких разломов более жестких структур ранней консолидации (байкалид и салаирид).

Особенно следует остановиться на отношении девонского магматизма к предшествующей истории развития Алтае-Саянской геосинклинали.

Большинство геологов (Пинус, 1960; Шелковников, 1962; Кен, 1964; Иванова, 1964; Моссаковский, 1965; В. А. Кузнецов и др.), изучавших магматизм алтае-саянских каледонид в целом, начиная с собственно геосинклинальных этапов его развития, рассматривают орогенную стадию в рамках единого геосинклинального цикла и видят в посторогенном девонском магматизме закономерное завершение общей эволюции магматизма подвижной зоны. С другой стороны, геологи (Хренов и др., 1966), подошедшие к изучению того же вопроса от районов Прибайкалья и прилегающей области байкалид Протеросаян, где этот магматизм значительно оторван от собственно геосинклинального каледонского, увязывают его с самостоятельными вулканическими поясами типа эпигоналей, которые закладывались на гетерогенных блоках завершённой складчатости вне связи с развитием предшествующих и одновременных соседних геосинклиналей.

По нашему мнению, рассмотренный девонский магматизм межгорных впадин и их горного обрамления все же связан с предшествующей историей геосинклинального развития Алтае-Саянской области. Он проявился преимущественно на территории Алтае-Саянской геосинклинали, захватив лишь частично наиболее близкие, прилегающие к ней участки Сибирской платформы. Сходные по типу вулкано-плутонические комплексы соседних вулканических поясов, трактующихся как зоны активизации, имеют иной возраст: протерозойский в Прибайкальском поясе и мезозойский — в Западно-Забайкальском. На территории же Алтае-Саянской геосинклинали девонский магматизм оторван во времени от инверсионного этапа в общем незначительно, а в структурах поздней консолидации (например, в каледонидах Западного Саяна) он следует за этим этапом почти непрерывно. Нет большого отрыва девонского магматизма от раннепалеозойского, каледонского и в структурах ранней (протерозойской) консолидации области Протеросаяна, если учесть его приуроченность к зонам региональных глубинных разломов, в пределах которых палеозойское геосинклинальное развитие каледонского этапа также имело место, но в особом варианте, проявившись в образовании наложенных прогибов и внедрении раннепалеозойских ультрабазитовых, габбровых и гранитоидных интрузий. Таким образом, к моменту проявления девонского магматизма центральная часть Алтае-Саянской области еще не вступила в стадию платформенного состояния, а развивалась как молодая, возникшая на месте только что замкнувшейся геосинклинали складчатая область, которая преобразовывалась в ходе мощных сводово-глыбовых движений и горообразовательных процессов в горную страну.

Данные процессы сопровождалась длительным «интерцедентным» вулкано-плутоническим магматизмом. Лишь после всего этого происходит постепенное разрушение и денудация горной страны и ее переход к платформенному режиму. Такая последовательность событий и их интерпретация хорошо согласуются с существующими представлениями о ходе развития подвижных зон в конце их эволюции (Хаин, 1954; Моссаковский, 1965; Муратов, 1967).

В заключение кратко рассмотрим металлогенические особенности формации субвулканических гранитов и сиенитов. Устанавливаются следующие различия в металлогенической специализации отдельных разновидностей этих интрузий. Так, с относительно крупными собственно гранитоидными интрузивами обширных поднятий связаны рудопроявления молибдена, вольфрама, меди, кобальта, серебра, висмута и других элементов, характерных для кислого магматизма. Интересующее нас скарново-магнетитовое оруденение ассоциирует с небольшими по размерам субвулканическими граносиенитовыми интрузивами, тесно сопряженными с эффузивами трахиандезит-липаритовой формации (ирбин-

ский и тейский комплексы). Эти интрузивы вместе с комагматическими амэффузивами размещаются в дизъюнктивно нарушенных окраинах межгорных впадин в зонах их сочленения с протерозойско-кембрийскими комплексами складчатого обрамления. Магнетитовые месторождения устанавливаются в связи с граносиенитовыми интрузиями далеко не всегда, а лишь в наиболее активных в тектоническом и магматическом отношении узлах, где девонский магматизм накладывается на интенсивно нарушенные участки эвгеосинклинальных вулканических зон салаирид, в сложении которых активную роль играют базальтоидные вулканы, карбонатные отложения и прорывающие их раннепалеозойские массивы габбро и гранитов, т. е. выполняются условия, максимально благоприятные для развития реакционных процессов и скарново-магнетитового оруденения.

### Формация трахибазальтов и щелочных габброидов

Этот уже упоминавшийся тип ассоциаций объединялся прежде с охарактеризованной трахиандезит-липаритовой формацией в единую девонскую вулканогенную серию и лишь в последнее время выделяется в самостоятельную щелочно-базальтоидную формацию, связанную с развитием грабенообразования и заложением внутри межгорных впадин глубоких расколов<sup>1</sup>. Представляющие эту формацию комплексы проявляются во внутренних и иногда в краевых частях впадин явно наложенного типа, встречаясь в связи с разломами за пределами этих впадин лишь в редких случаях. Наиболее типичные проявления трахибазальтовой формации известны в районе Копьевского купола в центральной части Чебаково-Балахтинской (Чулымо-Енисейской) впадины (Лучицкий, 1960а; Лучицкий и др., 1966; Моссаковский, 1963б), в краевых частях Сыдино-Ербинской и Южно-Минусинской впадин (Шнейдер, Зубкус, 1962), на восточном склоне Кузнецкого Алатау, в северо-западной части Чулымо-Енисейской впадины (Баженов, 1963а, б) и в ряде других мест Минусинского межгорного прогиба. В составе этой формации преобладают базальты, долериты, диабазы, диабазовые и лабрадоровые порфириты, а также их щелочные разновидности — трахибазальты и трахидолериты, эссекситовые и нефелиновые диабазы, долериты и порфириты; к менее распространенным типам пород относятся андезиты, трахиандезиты, порфириты и плагиопорфиры, иногда отмечаются трахиты, ортофиры и кератофиры. В северо-западной окраине Чулымо-Енисейской впадины И. К. Баженовым (1963а, б) описываются, помимо доминирующих диабазов, лабрадоровых порфиритов и миндалефиров, нефелинсодержащие породы — нефелиниты, нефелин-анальцимовые диабазы, тералитовые порфириты, берешиты, фонолиты и нефелиновые эссекситы, закономерно появляющиеся в средней и верхней частях разреза.

С амэффузивами трахибазальтовой формации генетически связаны следующие за ними во времени щелочно-габброидные интрузии, образующие в районе Копьевского купола штоки, пластовые залежи и дайки тешенитов, берешитов, фонолитов и горячитов. В северо-западной части Минусинского прогиба небольшие интрузивы щелочных габброидов встречаются в полях амэффузивов трахибазальтовой формации Чулымо-Енисейской впадины и выходят по молодым (девонским) разломам в обрамляющие впадину более древние структуры Мартайги. Здесь они сложены ийолитами, уртитами, ийолит-уртитами, тералитами, нефелинсодержащими габбро и эссекситами. Возможно, к этому же типу интрузив-

<sup>1</sup> Существующие представления о возрасте этой формации и отношениях ее с трахиандезит-липаритовыми ассоциациями подробно рассмотрены при общей характеристике девонского вулканизма межгорных впадин.

зий следует относить и габброидный интрузив горы Черная Сопка окрестностей г. Красноярска, расположенный в поле девонских отложений и сложенный трахидолеритами, эссекситами и тингуаитами. К этой формации, вероятно, принадлежат ийолит-уртитовые и щелочно-габброидные интрузии сангиленского комплекса.

В качестве особой разновидности интрузий этой формации, вероятно, может быть назван торгалыкский габброидный комплекс центральных и западных районов Тувы, характеризующийся нормальным щелочно-ноземельным составом пород. Вместе с тем торгалыкские и некоторые щелочно-габброидные интрузии отличаются относительно молодым (возможно, верхнепалеозойским) возрастом, в силу чего относятся некоторыми исследователями (В. А. Кузнецов) к образованиям более поздним, связанным с герцинской активизацией каледонид.

К данной группе интрузий ранее относились и стратиформные габбро-сиенитовые массивы структур ранней консолидации складчатого обрамления межгорных впадин. Кстати, этого мнения придерживаются еще многие геологи и сейчас. Однако выше было показано, что эти интрузивы оказываются в большинстве случаев более древними, додевонскими и не могут быть отнесены к производным посторогенного магматизма межгорных впадин. Нами они рассмотрены в составе раннепалеозойских интрузий группы орогенных формаций.

С интрузиями торгалыкского комплекса связаны рудопроявления титаномагнетита и магнетита. Последние, не являясь по масштабам промышленными, интересны тем, что сходны по многим признакам с важным в промышленном отношении скаполитовым типом магнетитовых месторождений, связанных с раннепалеозойскими габбровыми (габброальбититовыми) интрузиями (Кривенко, Николаев, 1963).

Изложенные данные хорошо согласуются с существующими представлениями о нормальном типе геосинклинального развития центральной части Алтае-Саянской складчатой области в период ее каледонской истории (В. А. Кузнецов, 1954; Хаин, 1954). Общий ход эволюции и характер проявления каледонского магматизма этого региона вполне укладывается в типовую, классическую схему последовательности магматических процессов в течение полного тектонического цикла развития подвижной зоны.

Как это и должно быть для подвижной зоны с нормальным типом геосинклинального развития, в данном случае достаточно отчетливо и полно проявился магматизм ранних собственно геосинклинальных этапов. Группа собственно геосинклинальных магматических формаций наиболее полно проявлена в пределах салаирид в линейных, связанных с глубинными разломами геосинклинальных прогибах, окружающих крупные геантиклинальные массивы. Она представлена по существу всеми главнейшими видами магматических формаций ранних этапов развития подвижных зон, причем, как это вытекает из описания, все формации типизированы вполне четко. Базальтоидные и ультрабазитовые комплексы этой группы образуют широкие, большой протяженности офиолитовые пояса, придающие зонам приразломных прогибов ярко выраженный фемический профиль.

Явно господствующая и наиболее важная в истории развития каледонского магматизма группа орогенных формаций проявилась повсеместно на всей территории каледонид центральной части Алтае-Саянской области в стадию инверсии в связи с разрастанием геантиклинальных поднятий, приобретающих в это время доминирующее значение. При этом происходило постепенное закономерное перерастание базальтоидного магматизма, формировавшего орогенные андезито-базальтовые вулканогенные ассоциации и различные типы габброидных интрузий, в

верхнекоровый гранитоидный, ведущий к становлению крупных гранитных батолитов и консолидации соответствующих участков подвижных зон. Этот процесс протекал в различных структурных зонах неодновременно и не вполне одинаково. В зонах салаирид, примыкающих к Протеросаяну, гранитоидный магматизм и стабилизация наступили несколько раньше, чем в обращенных к Горному Алтаю каледонидах внутренней зоны Западного Саяна и западной, прикузнецкой части Горной Шории. Предшествующие гранитам эффузивы андезито-базальтовой формации и близкие к ним по времени становления габброидные интрузии проявились полнее и шире в приразломных геосинклинальных прогибах, усиливая тем самым фемический их характер. В структурах ранней консолидации (древние антиклинальные массивы) группа базитовых формаций представлена преимущественно интрузиями габбро-сиенитового типа. Соответственно меняются по характеру и завершающие ряд орогенных формаций батолитовые граниты. В приразломных линейных вулканических зонах фемического профиля они представлены тоналит-гранодиоритовым подтипом, а в пределах древних антиклинальных поднятий, характеризующихся доминирующей ролью карбонатных отложений, — гранодиорит-гранитным (граносиенитовым). Соответственно, в этих различных по типу структурах образуются и разные ряды орогенных формаций (интрузивные серии): габбро-диорит-тоналит-гранодиоритовые в первом случае и габбро-сиенит-гранодиорит (граносиенит)-гранитные — во втором.

Посторогенный магматизм эпохи сводово-глыбовых поднятий, сопровождавшихся горо- и грабенообразованием, завершает историю развития каледонид. Этот магматизм также выражен весьма типично. В горном обрамлении девонских прогибов в связи с формированием крупных поднятий широко проявился среднеосновный и кислый магматизм, приведший к образованию трахиандезит-липаритовой формации и субвулканических интрузий гранитов и сиенитов. В это же время во внутренних частях прогибов в связи с развитием наложенных межгорных впадин и образованием глубоких расколов имел место щелочно-базальтоидный магматизм, сопровождавшийся образованием трахибазальтовой вулканической формации и щелочно-габброидных интрузий. В ряде районов субщелочной кислый и базальтоидный вулканизм проявился совместно с образованием сложных трахибазальт-андезит-липаритовых серий. Формированием этой ассоциации, приближающейся по характеру к платформенным образованиям, в основном завершается история развития палеозойского магматизма.

Каледонский магматизм центральной части Алтае-Саянской области закономерно меняется не только во времени, но и в латеральном направлении. Выше достаточно наглядно было показано, что состав и формы проявления каледонских магматических комплексов зависят в значительной степени от положения вмещающих их структур относительно края Сибирской платформы. В пределах примыкающего к платформе Восточно-Саянского массива байкалид (поднятие Протеросаяна) каледонский магматизм развит весьма ограниченно в зонах глубинных разломов. Кембрийские (каледонские) прогибы, тяготеющие к зонам глубинных разломов, носят наложенный миогеосинклинальный характер. Приуроченные к тем же разломам относительно небольшие по масштабам каледонские интрузии размещаются в пределах кембрийских миогеосинклинальных отложений и частично в гнейсово-карбонатных докембрийских комплексах Протеросаяна.

Наиболее широко и разнообразно представлен каледонский магматизм в следующих далее к западу от байкалид салаирских структурах Восточного Саяна, Восточной Тувы, северного фаса Западного Саяна и Кузнецкого Алатау. Именно здесь имеется полный набор магматических



формаций подвижной зоны, начиная с ранних собственно геосинклинальных комплексов офиолитовой группы и кончая посторогенными (субсеквентными) вулканоплутоническими ассоциациями. Максимального развития достигает в этих условиях и орогенная группа формаций, включающая андезитобазальтовые, габброидные комплексы и следующие за ними гранитоиды батолитового типа. Именно эта территория характеризуется наиболее сложным дифференцированным строением, включая линейные вулканические зоны (прогибы) фемического типа и срединные геосинклинальные массивы, сложенные преимущественно терригенно-карбонатными отложениями.

Наконец, в наиболее удаленных от края платформы и примыкающих к Горно-Алтайской герцинской геосинклинали собственно каледонских структурах Западного Саяна в условиях типичного геосинклинального флиша каледонский магматизм проявился преимущественно в гранитоидной форме.

По мере приближения к Сибирской платформе при переходе от внутренних районов Алтае-Саянской области к периферическим, восточным заметно меняется и состав однотипных магматических комплексов. Подмеченная А. Ф. Белоусовым (1967) на примере рифейских и кембрийских вулканогенных формаций поясовая зональность, выражающаяся в закономерном нарастании щелочности магматизма при продвижении от центральных районов Алтае-Саянской геосинклинали на восток к краю Сибирской платформы, носит, как это следует из общего анализа каледонского магматизма, сквозной характер, проявляясь в особенностях состава эффузивных и интрузивных комплексов разных этапов каледонского цикла.

Изменения характера каледонского магматизма в структурах, расположенных на разных расстояниях от края платформы, обусловлены, вероятно, многими причинами. Возможно это связано с различной жесткостью структур и, соответственно, с отличиями в составе стимулирующих магмособразование интрателлурических растворов. По-видимому существенное влияние на характер магматизма оказывают в данном случае и особенности глубинного строения земной коры, характер которой, по мнению многих исследователей, кардинально меняется по мере удаления от Сибирской платформы и приближения к внутренним, центральным районам Алтае-Саянской области. Так, В. А. Кузнецов подчеркивает, что в салаиро-каледонский цикл развития Алтае-Саянской складчатой области в восточных ее районах, примыкающих к Сибирской платформе, ложе геосинклинали служили протерозойские складчатые сооружения байкалиды, т. е. кора была уже в достаточной мере зрелой. В то же время в центральных районах, соседних с герцинской геосинклиной Горно-Алтая (Западный Саян, Центральная и Западная Тува), геосинклинальным ложем служила кора океанического типа с относительно тонкой, локально развитой сиалической оболочкой. Ю. А. Косыгин, К. В. Боголепов, Л. М. Парфенов (1965), рассматривая геологическое строение земной коры Сибири и Дальнего Востока в докембрии и палеозое, обращают внимание на существенные различия в составе слагающих ее комплексов в центральных и восточных районах Алтае-Саянской области. Согласно составленным ими тектоническим картам в первом случае на территории Западной Тувы и Западного Саяна как в докембрии, так и в палеозое господствовали эффузивно-сланцевые и терригенные формации, а в более северных и восточных районах доминирующую роль играли карбонатные отложения. Наиболее сложным строением характеризуется, по-видимому, зона салаирид, образующих промежуточный пояс между байкалидами Восточно-Саянского массива и каледонидами центральных районов Алтае-Саянской области. В этой зоне фундамент был, судя по всему, весьма неоднородным, сложно дифференцированным и совмещал

в себе черты глубинного строения внутренних (Западно-Саянских) и внешних (Восточно-Саянских) структур. Иными словами, в пределах промежуточного пояса салаирид одни участки (блоки) фундамента обладали свойствами существенно вулканогенного (возможно, океанического) ложа алтае-саянских каледонид, тогда как другие отвечали по характеру складчатым сооружениям байкалид, сложенным преимущественно карбонатными формациями. Столь же сложным характером и составом отличаются в пределах этого пояса и палеозойские отложения, которые представлены разнообразным комплексом вулканогенных, терригенно-осадочных и карбонатных пород. В этих условиях наиболее разнообразно проявился и каледонский магматизм, представленный полным набором рассмотренных формаций.

Анализ металлогенических особенностей каледонских магматических комплексов свидетельствует о том, что продуктивными в отношении железоруднения являются интрузии орогенной и посторогенной групп формаций, причем подавляющее большинство магнетитовых месторождений образуется в связи с этими интрузиями в условиях пояса салаирид, отличающегося наиболее сложным строением и разнообразным составом слагающих комплексов.

Нами установлено, а при рассмотрении схемы размещения палеозойских формаций и железорудных месторождений юга Средней Сибири (см. рис. 1) хорошо видно, что в пределах салаирид важнейшие промышленные магнетитовые месторождения размещаются в линейных вулканических и промежуточных зонах фемического типа, ассоциируясь с тремя типами палеозойских интрузий: 1) относительно слабо дифференцированными габровыми интрузиями раннеорогенной группы базитовых формаций, 2) сининверсионными тоналит-гранодиоритовыми интрузиями формации гранитоидных батолитов и 3) посторогенными комплексами субвулканических гранитов и сиенитов. Обоснования связи промышленного железоруднения именно с этими типами интрузий, их характер и особенности связанных с ними месторождений приводятся в последующих главах с использованием примеров по ряду железорудных районов юга Сибири, наиболее благоприятных для выяснения таких закономерностей и специально нами исследованных в этом аспекте.

## ГАББРОИДНЫЕ ЖЕЛЕЗОНОСНЫЕ ИНТРУЗИИ

---

В эту впервые обоснованную и охарактеризованную нами группу железоносных интрузий объединяются относительно слабо дифференцированные габбровые интрузии раннеорогенных базитовых формаций, с которыми генетически связан своеобразный по геологическим особенностям и весьма важный в промышленном отношении скаполитовый тип метасоматических магнетитовых месторождений, отличающихся от типично скарновых структурным положением, вещественным составом и генезисом.

Продуктивные по железу основные интрузии были впервые выявлены и описаны в районе Анзасской группы магнетитовых месторождений (Западный Саян) под названием габбро-альбититового комплекса (Поляков и др., 1960). Впоследствии железоносные интрузии основного состава были установлены и детально нами изучены в районах вновь открытых магнетитовых месторождений Кузнецкого Алатау (Балыкшинская группа) и Восточного Саяна (Таят-Табратская группа). В первом случае они представлены габбро-альбититовым комплексом, идентичным анзасскому, во втором — своеобразной габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциацией. Месторождения, связанные с этими интрузиями, подобно Анзасскому, обладают всеми главнейшими особенностями магнетитовых месторождений скаполитового типа, по Г. А. Соколову (1957). Таким образом, этот важный в промышленном отношении тип месторождений оказывается достаточно распространенным для юга Сибири. Месторождения и сопровождающие их рудоносные интрузии в каждом отдельном случае характеризуются и некоторыми индивидуальными особенностями, поэтому их следует рассмотреть на наиболее типичных примерах, к которым мы относим Анзасское, Хайлеольское и Таят-Табратское месторождения.

### МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ РАЙОНА АНЗАССКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Анзасская группа магнетитовых месторождений расположена в юго-западной части Северо-Саянской линейной вулканической зоны, составляющей северный фас Западного Саяна (см. рис. 1).

Основы современных представлений о геологии Западного Саяна и, в частности, северного его фаса были заложены работами И. К. Баженова (1934) и А. Г. Сивова (1948). В ходе последующих мелкомасштабных геологосъемочных и поисковых исследований первоначальные представления существенно пополнялись новыми данными по стратиграфии, структурным особенностям и, в меньшей степени, магматизму района. Значительные коррективы, а в ряде случаев и кардинальные изменения внесены в ранние представления о геологии данной территории Г. Г. Семеновым, П. С. Антоновым, З. П. Любалинской, И. Н. Казаковым, Л. П. Зоненшайном, Н. Н. Херасковым и другими геологами, предложившими для

этой части Западного Саяна ряд новых структурных и стратиграфических схем.

В 50-х годах в связи с открытием значительной по запасам и уникальной в геологическом отношении Анзасской группы магнетитовых месторождений в этом районе развернулись поисково-разведочные и тематические исследования, направленные на выяснение особенностей геологического строения, структуры, минералогии и геохимии месторождений. В этих исследованиях приняли участие крупные коллективы геологов Анзасской геологоразведочной партии (Л. И. Каныгин, М. Л. Шерман, Б. С. Удут, Р. А. Левертов, Г. С. Прокин и др.), Комплексной тематической экспедиции КГУ (В. В. Богацкий, Ш. Д. Курцерайте, В. М. Курганьков и др.), ИГЕМа (Д. И. Павлов и Г. А. Соколов), МГУ (Г. А. Крутов, Л. К. Яхонтов, Г. С. Румянцев, А. П. Грудев, Л. И. Ватутина, Е. В. Задепина и др.) и Сибирского отделения АН СССР (Н. Х. Белоус, В. М. Клярковский, В. А. Вахрушев и др.). В итоге достаточно полно и обстоятельно были изучены особенности строения, состава и генезиса месторождений Анзасской группы; результаты этих исследований изложены в ряде работ (Д. И. Павлов, 1964; Богацкий, Курцерайте, 1966, и др.).

Петрологические исследования проводились в этом районе Е. С. Сергеевой, открывшей в 1962 г. Безьямянское месторождение, а в 1959—1960 гг. — автором настоящей работы. По материалам последних исследований и составлена характеристика магматических образований Анзасской зоны.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Анзасская (или Шаманская) зона, внутри которой размещаются месторождения Анзасской группы, представляет собой юго-западную часть Северо-Саянской структуры. Она простирается в субширотном направлении вдоль северной границы Джебашского горст-антиклинального выступа.

Это широкая (местами до 10 км) и весьма протяженная зона сочленения древнего протерозойского ядра, слагающего Джебашский выступ, с кембрийскими отложениями Северо-Саянского геосинклинального прогиба. Большинство исследователей она выделяется в самостоятельную структурно-фациальную зону — внутригеосинклинальный локальный прогиб трогового типа, выполненный нижнекембрийскими вулканогенно-осадочными отложениями спилито-диабазового и, в меньшей мере, спилито-кратофирового состава. Отложения нарушены системой сложных параллельных, иногда кулисообразных, крутопадающих дизъюнктивов, простирающихся в северо-восточном направлении вдоль северного края Джебашского горста. Кроме того, они пересекаются более молодыми (по Г. Г. Семенову, П. С. Антонову и З. П. Любалинской, девонскими) поперечными нарушениями северо-восточного простирания, придающими этой в целом линейной структуре блоковое строение (рис. 2).

В геологическом строении района принимают участие породы докембрийской и кембрийской метаморфических толщ, а также различные по возрасту и составу интрузивные образования.

Докембрийский метаморфический комплекс представлен в районе Анзасского месторождения джебашской серией метаморфических сланцев, которой большинством исследователей приписывается верхнепротерозойский возраст. Выказываются предположения, что эта серия представляет собой метаморфический комплекс зоны смятия и высокой проницаемости в толщах венда и нижнего палеозоя, однако в последнее время появились новые геологические и радиологические данные, достаточно однозначно свидетельствующие о ее структурной и стратиграфической общности и верхнепротерозойском возрасте (Казаков, 1967).

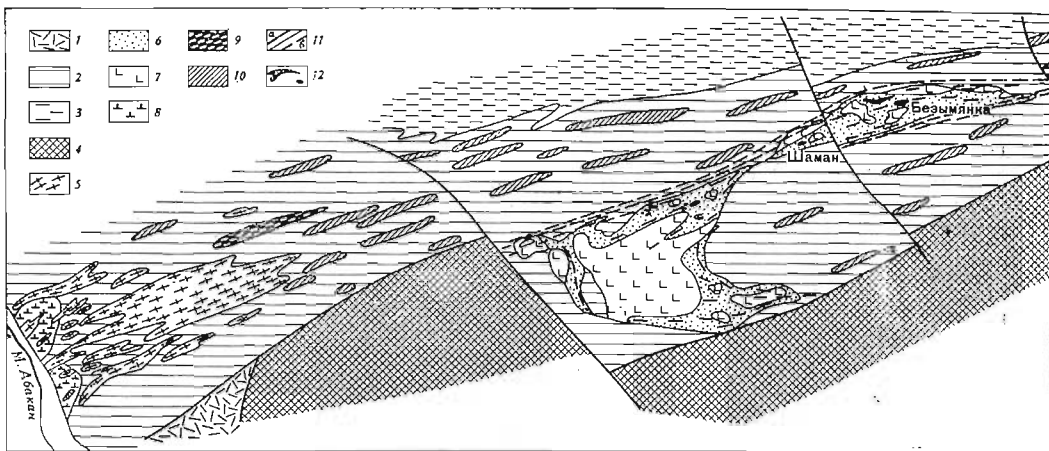


Рис. 2. Схематическая геологическая карта юго-западной части Анзасской зоны (составлена с использованием материалов Г. Г. Семенова, П. С. Антонова и З. П. Любалинской)

- |  |  |  |
|--|--|--|
| 1 — девонские эффузивы (быскарская серия);                                 | 5 — гранитоидная интрузия (чукотский комплекс);  | 9 — гипербазиты;   |
| 2 — нижнекембрийская вулканогенная толща (нижнемонокская свита);           | 6 — альбититы и альбитизированные породы;  | 10 — интрузия метагаббро и метадiorитов;                       |
| 3 — нижнекембрийская вулканогенно-осадочная толща (верхнемонокская свита); | 7 — габбро;  | 11 — дизъюнктивные нарушения: а — разломы, б — зоны дробления; |
| 4 — протерозойские отложения (джебашская свита).                           | 8 — интрузия габбро, норитов, габбро-диоритов и диоритов (лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый комплекс); | 12 — магнетитовые тела и околорудные метасоматиты              |
- Интрузивные комплексы:

Отложения этой толщи ограничивают на юге Анзасскую зону, слагая край Джебашского выступа (см. рис. 2). На севере полоса этих отложений граничит по Джебашскому разлому с нижнекембрийскими свитами Анзасской зоны, а на юге распространяется далеко за пределы интересующего нас района.

Доминирующие в Анзасской зоне кембрийские отложения разделяются на две толщи: 1) нижнюю существенно вулканогенную, отвечающую чингинской свите А. Г. Сивова (1948), или глубоко метаморфизованным нижнемонокским эффузивам Г. Г. Семенова (1961); 2) верхнюю вулканогенно-осадочную, отвечающую монокской серии А. Г. Сивова, или верхнемонокской свите Г. Г. Семенова.

Отложения вулканогенной толщи слагают большую часть Анзасской зоны, они явно господствуют и непосредственно в рудных полях месторождений. Породы представлены основными эффузивами спилито-диабазовой формации и их туфами; подчиненную роль играют осадочные породы: глубоко метаморфизованные туфогенные песчаники, известняки, кварциты, кремнистые, углисто-кремнистые и, изредка, углистые сланцы, встречающиеся среди вулканогенных пород в виде отдельных прослоев и линз. Характерна значительная насыщенность вулканогенных отложений небольшими по размерам линейно вытянутыми согласно общей структуре интрузивами основного и ультраосновного составов. Породы вулканогенной толщи испытали глубокий региональный метаморфизм, вследствие которого эффузивы и туфы повсеместно превращены в типичные метаморфические породы, отвечающие фации зеленых сланцев и, реже, амфиболитовой фации.

Отложения вулканогенно-осадочной толщи представлены в северном фланге Анзасской зоны; они слагают вершину и частично склоны хр. Ша-

ман, где ими отчетливо перекрывается (по Г. Г. Семенову и П. С. Антонову — согласно) вулканогенная толща. Севернее района месторождения (северо-западный склон хр. Шаман) эти отложения также постепенно сменяются среднекембрийскими терригенными породами арбатской свиты. В сложении этой толщи принимают участие порфириды преимущественно средней основности, их туфы, туффиты, конгломераты, песчаники, алевролиты, сланцы и известняки. Непосредственно в районе Анзасского месторождения толща представлена метаморфизованными сланцеватыми песчаниками и конгломератами, углистыми и глинисто-кремнистыми сланцами. Признаки кластических структур в метаморфизованных песчаниках и конгломератах устанавливаются с большим трудом, в силу чего эти породы нередко ошибочно принимаются за порфиритоиды эффузивного происхождения.

В юго-западной части Анзасской зоны, в районе водороздела рек Тарташ и Откыл картируется девонский грабен, сложенный девонскими красноцветами: туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфами, ортофирами, диабазовыми порфиритами, конгломератами, песчаниками и алевролитами. Непосредственно в рудных полях месторождений эти отложения неизвестны, однако сам факт приуроченности девонского грабена к Джебашскому (Анзасскому) разлому, время заложения которого относится по крайней мере к раннему кембрию, свидетельствует о длительном функционировании этого разлома и безусловной его активизации в девоне.

### ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Длительно и сложно развивавшаяся Анзасская тектоническая зона является вмещающим разнообразных по возрасту и составу интрузий. Вместе с тем в силу структурных особенностей этой зоны, представляющей собой четко выраженную раннекаледонскую (салаирскую) линейную вулканическую зону трогового типа, интрузивный магматизм в данном случае, как и вулканизм, носит черты эвгеосинклинального магматизма с доминирующим значением базальтоидных комплексов ранних, собственно геосинклинальных и орогенных этапов развития подвижных зон.

В пределах юго-западной части зоны, включающей главнейшие месторождения Анзасской группы, нами выделяются четыре самостоятельных интрузивных комплекса: 1) габбро-диорит-диабазовый (раннекембрийская интрузия метагаббро и метадиоритов и пространственно с нею ассоциирующие ультрабазиты); 2) стратифицированных массивов габбро-пироксенит-дунитового типа (Малоабаканская интрузия габбро-норитов, пироксенитов и дунитов); 3) большепорожский или чукчутский (интрузия гранитов, тоналитов и диоритов); 4) габбро-альбититовый интрузивный.

#### Габбро-диорит-диабазовый комплекс

Этот комплекс представлен сравнительно небольшими, линейными в плане, линзовидными интрузивами, вытянутыми в северо-восточном направлении согласно основным структурам вмещающих толщ нижнего кембрия. Нижнекембрийские отложения Анзасской зоны насыщены такими телами, по-видимому, весьма густо, однако устанавливаются они далеко не всегда. Объясняется это тем, что габбро и диориты очень похожи на метаморфизованные эффузивы (особенно это свойственно крайним продуктам их изменения — амфиболитам) и уверенно распознаются лишь в сравнительно крупных телах.

Различаются две разновидности метагаббро: меланократовые и лейкократовые. Более распространенной и типичной является первая из них.

Внешне — это темно-серые среднезернистые, обычно слегка сланцеватые породы равнозернистой, реже порфиroidной структуры. Макроскопически они бывают очень похожи на среднезернистые амфиболиты.

Под микроскопом в этом типе пород устанавливаются порфиробластические и, реже, магматические, но обязательно с признаками бластеза (бластопризматическизернистая и бластагббровая) структуры. Порфиробласты представлены плагиоклазом средней основности (№ 40—50) и, реже, зеленой, слегка буроватой роговой обманкой, обычно актинолитизированной. Основная масса сложена преимущественно средним плагиоклазом, зеленовато-бурой роговой обманкой, актинолитом, эпидотом и цоизитом. Содержание фемических минералов колеблется в широких пределах, иногда они даже преобладают над плагиоклазом. Наиболее измененные и обогащенные темноцветами разновидности метагббро ставляются по составу и структуре подобными окружающим их амфиболитам, отличаясь порой лишь более крупнозернистым строением.

Лейкократовые метагббро встречаются значительно реже, узко локально, вблизи рудных полей месторождений в зонах дробления и метасоматической проработки. Это светлые (от светло-серых до серых) среднезернистые породы также с ясно выраженной сланцеватостью и, кроме того, катаклазом, признаки которого легко устанавливаются в любом образце.

Под микроскопом обнаруживается ярко выраженная катабластическая структура с признаками исходной порфиroidной. Катаклиз проявился в деформации и дроблении минеральных зерен и, в первую очередь, относительно более крупных вкрапленников.

Порфиroidные выделения представлены зональным лабрадором № 55 и роговой обманкой, по форме зерен иногда напоминающей пироксен. Вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки можно, вероятно, рассматривать как реликты минералов исходных пород. Основная масса, имеющая гранолепидобластовое строение, сложена плагиоклазом № 55, буровато-зеленой роговой обманкой и биотитом. Биотит обычно замещает и вытесняет роговую обманку. В небольших количествах содержится эпидот, в переменных — несомненно эпигенетический кварц. Осветление габбро, вероятно, связано с их окварцеванием, ибо наиболее лейкократовые разновидности характеризуются и наиболее высокими содержаниями кварца. В перекристаллизованной основной массе иногда улавливаются реликты призматическизернистых и офитовых структур, которые в сочетании с особенностями реликтовых вкрапленников позволяют предполагать, что эти породы возникли либо за счет габбро-диорит-порфиритов, либо за счет габбро-диабазов. Осветление их связано, по-видимому, с метасоматическими процессами, протекавшими в Анзасской рудной зоне.

К комплексу метагббро, вероятно, следует относить и древние дайки диабазов, которые также подвержены значительным изменениям и отличаются от вмещающих их метаморфизованных эффузивов с большим трудом. Те же из них, которые относительно лучше сохранились и все же распознаются как дайковые образования, при микроскопическом изучении оказываются метаморфическими амфибол-плагиоклазовыми породами, обнаруживающими лишь реликты структур и состава диабазов.

В целом интрузия метагббро и метадиоритов по структурному положению и особенностям состава отвечает габбро-диорит-диабазовой формации. По возрасту, составу, степени и характеру метаморфизма пород она идентична спилито-диабазовому комплексу эффузивов нижнекембрийской толщи и может рассматриваться в качестве их интрузивного эквивалента.

С интрузивами метагббро пространственно и структурно сопряжены небольшие по размерам, линейно вытянутые тела ультрабазитов. Эти

тела размещаются преимущественно среди нижнекембрийских вулканогенных отложений юсовой части и южных склонов хр. Шаман. Наиболее типичным является тело дунитов, расположенное в западной части хр. Шаман, причем слагающие его породы превращены в значительной степени в серпентиниты, а в краевых частях и местах выклинивания тел — в тальково-серпентиновые, серпентин-амфиболовые и тремолитовые сланцы. В других более мелких телах о возможно ультраосновном составе исходных пород можно лишь догадываться по наличию среди них серпентиновых, тальково-серпентиновых и тремолит-серпентиновых сланцев.

Наименее измененные породы дунитового интрузива имеют мелкокристаллическое строение, темно-серую окраску в свежем сколе и характерную бурю корку выветривания.

Под микроскопом в них обнаруживается панидоморфнозернистая структура, преобразующаяся при амфиболлизации пород в нематобластовую, а в образцах, особенно богатых тремолитом, — в фибробластовую. Относительно свежие разности дунитов содержат более 30% оливина и небольшое количество грязно-бурых хромшпинелидов. От 20 до 50%, а иногда и более, приходится на долю различных вторичных минералов, главным образом тремолита и серпентина. Оливин представлен высокомагнезиальной разностью, близкой к форстериту ( $Nm=1,676-1,680$ ). Серпентин тонковолокнистый, слабо окрашенный в буровато-желтые тона. При разложении оливина образуется, кроме того, магнетит в виде мелкой сыпи и сложно ветвящихся тонких жилок, пересекающих зерна оливина. Тремолит бесцветный, согласно оптическим свойствам слабозелесистый ( $cNg=18^\circ$ ;  $-2V=82^\circ$ ;  $Ng=1,630$ ;  $Np=1,606$ ).

В случае особенно интенсивной амфиболлизации оливин и серпентин нацело вытесняются тремолитом, при этом образуются ярко-белые практически мономинеральные тремолититы, обладающие своеобразной фибронематобластовой структурой. Наряду с тремолититами встречаются, по-видимому, также апоультрабазитовые породы, сложенные преимущественно слабозелесистым актинолитом. Они обладают иногда заметной рассланцовкой и внешне сходны с окружающими амфиболовыми сланцами нижнекембрийской вулканогенной толщи. Амфиболлизация ультрабазитов явно усиливается в западной части Шаманской зоны, вблизи Малобаканской гранитоидной интрузии.

По химическому составу дуниты Шаманской зоны близки к дунитам, по Р. Дэли, отличаясь лишь немного большими значениями параметров  $s$ ,  $Q$ ,  $a$ ,  $c'$ ,  $t$  и меньшими —  $b$ ,  $c$  и  $n$ , что объясняется, вероятно, их изменениями. Содержания (в вес. %):  $SiO_2$ —42,02;  $TiO_2$ —0,09;  $Al_2O_3$ —1,29;  $Fe_2O_3$ —2,08;  $FeO$ —5,76;  $MnO$ —0,08;  $MgO$ —40,42;  $CaO$ —1,73;  $Na_2O$ —0,63;  $K_2O$ —0,07;  $P_2O_5$ —0,048; п. п. п.—5,3; сумма—99,52. Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому:  $a$ —1,2;  $c$ —0,1;  $v$ —61,1;  $s$ —37,6;  $f'$ —9,4;  $m'$ —88,1;  $c'$ —2,5;  $n$ —95,5;  $\phi$ —2,3;  $t$ —0,14;  $Q$ —(—)28,3;  $a/c$ —10,7;  $MgO/FeO$ —9,2.

Характерной особенностью химизма пород является высокое (более 9) значение отношения  $MgO/FeO$ . Этот показатель используется обычно для отличия пород гипербазитовой формации от ультрабазитов, являющихся производными базальтовых магм. При этом считается, что отношение  $MgO/FeO$  не должно превышать 6 в ультрабазитах базальтоидного происхождения и, наоборот, превосходит эту цифру в гипербазитах (критерий Хесса). По этому признаку рассмотренные дуниты попадают во вторую группу пород. Понятно, что одного химического анализа, да еще несколько измененной разности дунитов хр. Шаман недостаточно для категорического суждения на этот счет. Геологические же данные позволяют высказать два предположения о формационном типе этой интрузии.



Близкое соседство малоабаканских расслоенных габбровых массивов габбро-пироксенит-дунитовой формации, содержащих в своем составе ультраосновные дифференциаты, указывает на возможность отнесения к этой формации и рассмотренных ультрабазитов Шаманской зоны. Вместе с тем обращает на себя внимание структурная обособленность и специфичность состава этих ультрабазитов. Как уже отмечалось, ими сложены резко удлиненные в плане, крутопадающие интрузивные залежи, сходные по формам проявления и метаморфизму слагающих пород с нижнекембрийскими интрузиями метагаббро, отличными в этом отношении и явно пространственно обособленными от изометричных в плане стратиформных массивов габбро-пироксенит-дунитового комплекса. Линейно вытянутые ультрабазитовые тела сложены исключительно ультраосновными породами и продуктами их изменения; габброиды, свойственные массивам габбро-пироксенит-дунитовой формации, для них не характерны. Имеются отличия и в составе самих ультраосновных пород. Для дунитов линейно вытянутых интрузивов Шаманской зоны характерна, как уже отмечалось, высокая магнезиальность. Все это свидетельствует о возможности отнесения рассмотренных ультрабазитов и к формации гипербазитов.

**Малоабаканская интрузия габбро-норитов,  
пироксенитов и дунитов**  
(габбро-пироксенит-дунитовый комплекс)

К этой группе относятся стратиформные массивы габбро, пироксенитов и дунитов, вскрывающиеся в правом борту р. Малый Абакан вблизи устья р. Тарташ (западная часть хр. Шаман). При проведении геологических съемок эти образования включались в качестве ранней габбро-норитовой интрузивной фазы в состав сложного чукчутского гранитоидного комплекса. Обнаружив в составе малоабаканских массивов породы не только основного, но и ультраосновного состава, признаки дифференциации и самостоятельности этих интрузивов, мы сочли возможным сопоставить их с ранее выявленными в соседнем районе И. М. Волоховым и В. М. Ивановым стратиформными габбровыми массивами лысогорского комплекса габбро-пироксенит-дунитовой формации. Впоследствии, детально изучив и Малоабаканский интрузив, В. М. Иванов и И. М. Волохов (1968) убедительно показали его стратиформность и принадлежность к типичным представителям габбро-пироксенит-дунитовой формации.

Малоабаканский интрузив, который именуется этими авторами Шаманским плутоном, наблюдается на современном денудационном уровне в виде четырех участков (блоков), разделенных дизъюнктивными нарушениями, а ранее составлявших единое этмолитообразное по форме интрузивное тело. В составе пород плутона выделены и описаны дуниты, оливиновые пироксениты, вебстериты, верлиты, лерцолиты, габбро-пироксениты, габбро, габбро-нориты, горнблендиты, анортозиты, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты. Диориты, включая их кварцевые разновидности, выделены из состава гранитоидов, куда они ранее относились в качестве контактово-реакционных образований. Согласно описаниям В. М. Иванова и И. М. Волохова, внутреннее строение массива характеризуется ритмической расслоенностью слагающих пород. Это особенно хорошо проявлено в придонной и средней частях массива, сложенных преимущественно ультраосновными и основными породами, и менее четко — в верхней приапикальной части, сложенной в основном диоритами и кварцевыми диоритами. Общая мощность стратифицированной серии оценивается И. М. Волоховым и В. М. Ивановым (1968) в 1600 м,

Таблица 1

Химический состав пород Шаманского габбро-пироксенит-дунитового массива

Окислы	Содержание вес. %						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	38,08	40,83	50,30	47,54	47,42	52,70	56,32
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,22	0,45	0,25	0,28	0,57	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	3,68	3,48	12,31	16,22	18,14	16,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,45	0,85	3,25	5,81	1,38	2,53	1,69
FeO	17,28	14,62	6,87	7,64	8,64	4,63	6,40
MnO	0,31	0,18	0,23	0,18	0,14	0,10	0,14
MgO	41,00	33,35	18,67	12,88	9,92	6,43	5,24
CaO	0,28	3,75	14,56	10,90	12,50	9,34	7,87
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,24	0,70	0,57	1,69	2,84	2,67
K <sub>2</sub> O	0,02	0,04	0,18	Следы	0,10	1,00	1,18
П. п. п.	0,59	1,60	1,48	0,14	1,26	1,36	0,42
Сумма	100,24	100,28	100,17	98,47	99,86	99,73	100,21

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	0,2	0,5	1,5	1,3	3,8	8,4	7,9
<i>c</i>	0,2	1,7	1,1	7,3	9,0	8,5	7,9
<i>b</i>	66,4	59,9	48,7	38,7	32,8	21,4	18,6
<i>s</i>	33,2	37,9	48,7	52,7	54,4	61,7	65,6
<i>f'</i>	20,4	20,2	16,6	30,9	29,3	32,0	42,0
<i>m'</i>	79,5	76,5	55,2	54,8	51,5	52,8	48,4
<i>c'</i>	0,1	3,3	28,2	14,3	19,2	15,2	9,6
<i>n</i>	100,0	89,0	88,0	100,0	96,0	76,0	77,0
$\varphi$	1,4	1,1	4,9	12,3	3,8	10,6	8,1
<i>t</i>	0,5	0,45	0,8	0,5	0,5	0,8	1,0
<i>Q</i>	-34,5	-26,9	-16,7	-4,5	-7,8	-2,0	+7,3
<i>a/c</i>	1,0	0,3	1,35	0,18	0,42	1,0	1,0
FeO/MgO	0,25	0,26	0,3	0,55	0,55	0,6	0,8

Примечание: 1 (МА-338) — дунит; 2 (МА-84) — верлит; 3 (П-25) — вебстерит; 4 (М-142) — габбро-пироксенит; 5 (П-218); 6 (П-26) — габбро-норит; 7 (МА-389) — габбро-диорит.

Анализы 1, 2, 4, 5 и 7 выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР (заимствованы у Волохова и Иванова, 1968). Анализы 3 и 6 выполнены по материалам автора в Центральной лаборатории КГУ.

В суммах учтены не показанные в таблице небольшие количества H<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, а в анализе 2, кроме того, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, CuO и S.

мощность отдельных слоев колеблется от первой сотни метров до нескольких метров. Преобладают слои габбро и норитов, составляющие около <sup>2</sup>/<sub>3</sub> мощности суммарного разреза, на долю ультраосновных пород приходится около <sup>1</sup>/<sub>6</sub> части мощности, примерно столько же составляют габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты.

Петрографическая характеристика Шаманского плутона с исчерпывающей полнотой дана в работе В. М. Иванова и И. М. Волохова (1968). Из их описаний следует, что среди пород гипербазитового ряда явно преобладают оливиновые и безоливиновые вебстериты, меньшее значение имеют верлиты, дуниты и лерцолиты. В составе габброидов доминируют оливиновые и безоливиновые габбро-нориты, в меньшем количестве присутствуют нормальные и роговообманковые габбро.

Химизм пород Шаманского массива также хорошо изучен и детально рассмотрен И. М. Волоховым и В. М. Ивановым, поэтому приведем ана-

лизы лишь наиболее распространенных, главнейших разновидностей пород плутона (табл. 1). При рассмотрении этих данных и сравнении их с химизмом других типичных представителей габбро-пироксенит-дунитовой формации можно видеть, что породы Шаманского плутона вполне отвечают данной формации. Весьма показательным является отношение  $MgO/FeO$ , во всех случаях, даже в големеланократовых породах ультраосновного состава, не достигающее 6.

Происхождение и механизм формирования Шаманского плутона трактуется И. М. Волоховым и В. М. Ивановым точно так же, как и других стратиформных массивов алтае-саянской габбро-пироксенит-дунитовой формации. Напомним, что эти массивы относятся к однофазным плутонам, формировавшимся в результате единого акта внедрения габбровой магмы с последующей ее дифференциацией в интрузивных камерах. Расслоенность массивов объясняется кристаллизационной дифференциацией, протекающей ритмически при пульсационном отделении летучих.

Как и другие образования Шаманской (Анзасской) зоны, породы габбро-пироксенит-дунитовой интрузии подвержены значительным изменениям: катаклазу с рассланцеванием в отдельных зонах, амфиболизации и серпентинизации, причем эти изменения явно возрастают вблизи гранитоидных тел, а также на участках гранитной инъекции и гранитизации, связанной с Малоабаканской гранитоидной интрузией.

### **Малоабаканская гранитоидная интрузия** (чукчутский гранитоидный комплекс)

Малоабаканскими гранитоидами сложены многочисленные, широко варьирующие по размерам, но в основном мелкие ветвящиеся тела, вытянутые в субширотном направлении согласно простиранию зон рассланцевания и многочисленных мелких нарушений, оперяющих Джебашский разлом. Такими телами особенно густо пронизаны нижнекембрийские метаморфизованные вулканы западной части Шаманской зоны (см. рис. 2). Наиболее крупное тело гранитоидов, обнажающееся на западном склоне хр. Шаман, достигает 1 км в поперечнике и 3—4 км по длине, однако и здесь имеются крупные останцы вмещающих пород, разобщающие это тело на ряд более мелких. Судя по характеру проявления, большой пестроте состава и широко развитой гранитизации, можно предположить, что малоабаканские граниты либо представляют собой апикальную часть сложно и многократно разветвленного акмолита, приуроченного к мощной трещиноватой зоне нарушений и сопровождаемого многочисленными тонкими инъекционными жилами гранитного материала, а также гранитизацией вмещающих пород приапикальных уровней, либо это автохтонные граниты, образующиеся на месте гранитного магмообразования путем магматического замещения вулканогенно-осадочных толщ кембрия в мощной зоне гранитизации. Второй вариант выдвинут и развивается в последнее время И. М. Волоховым и В. М. Ивановым (1968).

Малоабаканские гранитоиды характеризуются весьма «пестрым» петрографическим составом. Центральные части относительно крупных тел сложены преимущественно биотитовыми и амфибол-биотитовыми плагиогранитами, постепенно сменяющимися в приконтактных частях биотитроговообманковыми и роговообманковыми кварцевыми диоритами и диоритами. В южной части зоны встречаются мелкозернистые двуслюдяные граниты, образующие, по нашим наблюдениям, самостоятельные мелкие дайкообразные тела. И. М. Волоховым и В. М. Ивановым описываются, кроме того, микроклиновые двуслюдяные граниты в средних частях сложных гранитоидных тел, где они ассоциируют с плагиоклазовыми двуслю-

дьяными гранитами (гранито-гнейсами), тоналитами и диоритами. Согласно наблюдениям этих авторов, микроклиновые двуслюдяные граниты по направлению к контактам сменяются двуслюдяными плагиогранитами, близкими по характеру структур к гранито-гнейсам. Плагиограниты (гранито-гнейсы) связаны с тоналитами, а через них и с диоритами плавными постепенными переходами.

Двуслюдяные граниты представляют собой светло-серые, иногда слегка розоватые мелкозернистые гнейсовидные породы, варьирующие по составу полевых шпатов от пород, близких к плагиогранитам, до нормальных калиевых гранитов. Согласно нашим наблюдениям, плагиоклазовые граниты содержат 60—70% плагиоклаза (№ 27), около 30% кварца, 5—7% биотита и мусковита и около 5% решетчатого микроклина. Биотит-мусковитовые граниты, слагающие средние части сложных гранитоидных тел, относятся к категории нормальных калиевых гранитов. По описаниям И. М. Волохова и В. М. Иванова, эти граниты состоят преимущественно из калишпата (около 50%) и меньших количеств плагиоклаза (10—15%), кварца (30—35%), биотита (3—8%) и мусковита (около 1%). Калишпат представлен решетчатым микроклином, плагиоклаз — андезин-олигоклазом (№ 26). Относительно высокие содержания калия фиксируются и химическими анализами этих пород (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав пород Малоабаканской гранитоидной интрузии

Окислы	Содержание, вес. %				Окислы	Содержание, вес. %								
	1	2	3	4		1	2	3	4					
SiO <sub>2</sub>	71,5	70,5	73,5	64,68	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому									
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,39										
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,2	15,5	16,0	16,29						<i>a</i>	15,0	12,3	12,7	10,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,86	0,27	1,14						<i>c</i>	1,0	2,2	2,7	5,5
FeO	0,72	0,72	1,44	3,69						<i>b</i>	2,8	6,1	5,1	9,1
MnO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,16						<i>s</i>	81,2	79,4	79,5	75,0
MgO	0,25	0,5	0,8	2,31						<i>f'</i>	24,0	25,0	30,0	51,0
CaO	0,8	1,8	2,35	4,47						<i>m'</i>	14,0	13,0	25,0	44,0
Na <sub>2</sub> O	2,10	3,25	4,18	3,90						<i>a'</i>	62,0	62,0	45,0	5,0
K <sub>2</sub> O	7,35	3,75	2,75	1,27						<i>n</i>	30,0	57,0	70,0	81,0
П. п. п.	0,40	0,86	0,60	1,0						<i>Q</i>	41,4	32,0	30,9	29,7
Сумма	97,38	97,74	101,89	99,80						<i>a/c</i>	15,0	5,6	4,7	2,0
										FeO/MgO	1,7	1,9	1,2	1,2

Примечание: 1 (МА-2в) — двуслюдяной биотит-мусковитовый гранит; 2 (МА-363) — микроклинодержущий мусковит-биотитовый гранито-гнейс; 3 (МА-26) — микроклинодержущий мусковит-биотитовый гранито-гнейс; 4 (П-1) — биотит-роговообманковый тоналит (кварцевый диорито-гнейс).

Анализы 1—3 выполнены на квантометре в спектральной лаборатории ИГиГ СО АН СССР (занимываны из работы Волохова и Иванова, 196.). Анализ 4 выполнен по материалам автора в Центральной лаборатории КГУ.

Распространенным типом пород малоабаканских гранитоидов являются биотитовые и биотит-роговообманковые плагиограниты, часто постепенно переходящие в тоналиты, а затем — в более меланократовые среднеосновные разновидности, отвечающие по составу кварцевым диоритам и диоритам. Биотитовые плагиограниты содержат 55—65% плагиоклаза, 30—35% кварца, 7—15% биотита, 1—3% роговой обманки. В качестве аксессуарных и вторичных минералов отмечаются апатит, сфен, хлорит, ильменит и гематит. В биотит-роговообманковых разновидностях возрастает, соответственно роль роговой обманки, преобладающей над биотитом.

Кварцевые диориты и диориты характеризуются меньшими содержаниями кварца и высокой меланократовостью (содержание фемических минералов, представленных в основном роговой обманкой, достигает 25—30%). При переходе от гранитов к диоритам постепенно возрастает основность плагиоклазов от олигоклаз-андезина (№ 26—30) до андезина (№ 42—44). Биотит отвечает низкожелезистым пироксенам, амфибол представлен также небогатой железом обыкновенной светло-зеленой роговой обманкой ( $cNg = 15-17^\circ$ ;  $2V = -80^\circ$ ;  $r < V$ ;  $Ng = 1,680$ ;  $Nm = 1,677$ ;  $Np = 1,661$ ).

Обращает на себя внимание невыдержанность минерального состава рассмотренных пород, постепенно сменяющих друг друга и таким образом варьирующих в очень широком диапазоне (от гранитов до диоритов). Эта особенность проявлена и в химизме малоабаканских гранитоидов (см. табл. 2).

Для гранитоидов Малоабаканского участка характерна гнейсовидность, совпадающая по направлению и нередко очень сходная по характеру со сланцеватостью вмещающих метаморфизованных вулканитов. В ряде случаев создается впечатление постепенных переходов от амфиболитов вмещающей толщи к меланократовым гнейсовидным диоритам, представляющим крайнюю разновидность малоабаканских гранитоидов.

Ранее мы считали, что рассмотренные особенности и разнообразие гранитоидов Малоабаканской интрузии объясняются процессами ассимиляции и контаминации, возникающими при взаимодействии гранитоидной магмы с вмещающими вулканическими и более ранними интрузивными породами основного состава. Пестрая гамма пород от биотитовых плагиогранитов до диоритов относилась при этом к категории гибридных пород, которые под воздействием процессов динамометаморфизма, свойственных Шаманской зоне, подверглись впоследствии разгнейсовке и рассланцеванию, сблизившись таким образом по характеру структур с метаморфическими породами вмещающей вулканогенно-осадочной толщи. Двуслюдяные граниты, характеризующиеся большей устойчивостью состава и резкими контактами, выделялись в качестве более поздних до-полнительных собственно гранитоидных интрузий.

Вместе с тем факт постепенных переходов амфиболитов вмещающей метаморфической толщи в диорито-гнейсы, сменяющихся, в свою очередь, типичными гранитоидами Малоабаканского участка, как будто свидетельствует о метасоматическом преобразовании вмещающих вулканитов в породы, постепенно приближающиеся по составу к гранитам. Именно так характеризуется происхождение плагиогранит-диоритовой группы пород И. М. Волоховым и В. М. Ивановым (1968). Двуслюдяные граниты рассматриваются ими как крайние продукты процесса гранитизации, прошедшие стадию расплавления, но оставшиеся на месте своего рождения. Природа и причины процессов гранитизации этими авторами однозначно не установлены, однако на основании радиологических данных<sup>1</sup> предполагается связь этих процессов с формированием гранитоидов большепорожского (чукчутского) комплекса.

---

<sup>1</sup> Публикуемая И. М. Волоховым и В. М. Ивановым (1968) цифра абсолютного возраста биотита из малоабаканских гранито-гнейсов — 410 млн. лет в общем близка к геологической и радиологической датировке большепорожского (чукчутского) комплекса (Иванова и др., 1961).

## Габбро-альбититовый комплекс

Этот комплекс относится к продуктивному в отношении железорудения типу интрузий. В пределах Анзасской зоны именно с ним пространственно и структурно сопряжены все известные в этой зоне рудопроявления магнетита.

В юго-западной части Анзасской зоны в районе Безымянского, Шамансукского и Тарташского месторождений этот комплекс представлен двумя относительно крупными интрузивами — Анзасским и Тарташским, расположенными соответственно в верховьях рек Большой Анзас и Тарташ (см. рис. 2). На северо-востоке, в районе Тараскырского и Кубайского рудопроявлений комплекс представлен мелкими дайкообразными телами габбро-порфиринов и альбититов. Характерные свойства габбро-альбититового комплекса лучше проявлены в двух первых интрузивах. Эти интрузивы изучены нами особенно детально, и преимущественно на их примере дается в дальнейшем петрографическая характеристика комплекса.

Анзасский массив расположен в центральной части Анзасской зоны среди пород кембрийской вулканогенно-осадочной толщи, простираясь от ручья Медвежьего до р. Левая Вершина почти на 7 км при ширине 250—1000 м. Это линейная в плане, крутопадающая интрузивная залежь трещинного типа, приуроченная к четко обозначенной зоне дробления. В центральной части тела на отдельных разобщенных участках встречаются в различной степени измененные трахитоидные габбро, оливиновые габбро и габбро-диориты.

Большая же часть интрузива сложена различными по составу, структурам и генезису альбититами.

Тарташский интрузив размещается среди отложений той же метаморфической толщи, что и Анзасский. Этот массив имеет в плане слегка вытянутую V-образную форму; своей вершиной он обращен на запад, почти вплотную приближаясь к Тарташскому поперечному разлому, тогда как ветви его ориентированы согласно зонам дробления, одна из которых (северная) проходит в Анзасскую зону нарушений, а другая (южная) приближается к Джебашскому разлому. Протяженность тела 5—6 км, ширина в средней части 3,5 км.

Центральная часть интрузива, у истоков р. Тарташ, сложена трахитоидными среднезернистыми габбро, рассеченными в восточной части мелкими дайкообразными телами меланократовых неравномернозернистых габбро. В периферии интрузива, на границе его с вмещающими породами, развиты дайки альбититов, альбитит-порфиринов и разнообразных жильных и метасоматических пород существенно альбититового состава. В северной ветви интрузива, на водоразделе рек Тарташ и Правая Вершина, с габбро через широкие зоны альбитизации контактируют небольшие тела среднезернистых кварцевых альбититов. Наконец, в правом и левом бортах р. Тарташ, у устья ключа Аномального обнажается, вероятно, пострудная дайка мелкозернистого оливинового габбро (троктолита), совершенно не затронутая околорудными изменениями.

Слагающие Тарташский интрузив отложения подвержены значительным изменениям с образованием различных по составу метасоматических пород, состоящих из амфибола, альбита, эпидота, кварца, скаполита, гематита, магнетита и других минералов. Эти породы образуются в зонах интенсивного дробления и метасоматоза, где локализуются и рудные тела. В районе Тарташского месторождения выявляется несколько таких зон.

Наибольшей протяженностью характеризуется зона дробления, простирающаяся вдоль северного контакта интрузии с глинистыми и кремнистыми сланцами кембрийского метаморфического комплекса. Эта зона

при ширине около 500 м прослежена на протяжении 4 км от Тарташского разлома до р. Правая Вершина. По-видимому, она продолжается и дальше к востоку, смещаясь поперечными дизъюнктивами к северу или югу и меняя при этом свою мощность. От нее отходят под небольшими углами оперяющие более мелкие нарушения юго-западного направления, число которых увеличивается в сторону Тарташского разлома, вблизи которого основная зона и оперяющие ее трещины постепенно затухают. Метасоматические породы северной зоны и ее ответвлений несут рассеянную вкрапленную и тонкопрожилковую магнетитовую и гематит-магнетитовую минерализацию.

От северной зоны в районе Тарташского месторождения отходит другая зона нарушений, ориентированная в юго-юго-западном направлении вдоль восточной границы Тарташского интрузива. В средней части массива она соединяется с третьей зоной дробления, простирающейся в северо-западном направлении вдоль южной и юго-восточной границ интрузива. В этих зонах, как и в первой, широко развиты среднезернистые альбититы (натровые сиениты), дайки альбитит-порфиров и различные метасоматические образования. Здесь же обнаруживаются признаки оруденения.

Кроме рассмотренных нарушений, как бы оконтуривающих с краев Анзасский и Тарташский интрузивы, устанавливаются многочисленные мелкие зоны дробления внутри этих интрузивов. Таким образом, Анзасский и Тарташский интрузивы условно могут быть показаны внутри одной мощной зоны дизъюнктивных нарушений (см. рис. 2).

Габбро-альбититовый комплекс характеризуется значительным петрографическим разнообразием. В его составе выделяются следующие главные разновидности пород: 1) трахитоидные габбро; 2) меланократовые неравномернозернистые габбро; 3) оливиновые мелкозернистые габбро; 4) кварцевые среднезернистые альбититы; 5) кварцевые и бескварцевые альбитит-порфиры; 6) метасоматические породы существенно альбитового состава.

Из перечисленных разновидностей наиболее распространены трахитоидные и неравномернозернистые габбро, а также альбитовые породы метасоматического происхождения.

### Трахитоидные габбро

Трахитоидные габбро представляют собой темно-серые, на выветрелой поверхности буроватые, средне-, реже крупнозернистые породы с ясно выраженной плоскопараллельной ориентировкой таблиц плагиоклаза. Под микроскопом в них наблюдается офитовая, реже пойкилоофитовая структура. Минеральный состав однообразен, но количественные соотношения главных породообразующих минералов и химический состав пород изменяются в широких пределах. Количественные подсчеты в шлифах дают следующие соотношения: плагиоклаза 70—50%, моноклинного пироксена — 15—25%, ромбического пироксена — до 4% (нередко отсутствует), бурой роговой обманки — 10—20%, рудных (титаномагнетита и магнетита) — до 5%. В значительных количествах встречаются эпимагматические минералы: актинолит, альбит, эпидот, скаполит, кварц, гематит, кальцит.

Плагиоклаз по составу чаще всего отвечает лабрадору № 55—65, отклоняясь иногда на 5—10 номеров в обе стороны. Угол оптических осей меняется от 78° в наиболее кислых плагиоклазах до 85° — в основных.

Моноклинный пироксен представлен салитом с содержанием геденбергитовой молекулы около 20% ( $N_g=1,704$ ;  $N_p=1,684$ ;  $cNg=39-40$ ;  $2V=60^\circ$ ). Обычно подвергается интенсивной амфиболизации.

нередко обнаруживается лишь в реликтах среди бурой роговой обманки и уралита.

Ромбический пироксен состава  $En_{75}Fs_{25}$  имеет  $-2V=65^\circ$ ;  $Ng=1,698$ ;  $Nm=1,694$ .

Бурая роговая обманка образует обычно ксеноморфные зерна и каймы вокруг зерен клинопироксена. Иногда роговая обманка развивается по пироксену, замещая и вытесняя его. Плеохроизм:  $Ng$  — бурый со слабым коричневым оттенком,  $Np$  — желтовато-бурый;  $Nm=1,662$ ;  $2V=-83^\circ$ ;  $cNg=20^\circ$ .

Бурая роговая обманка и постоянно присутствующий в амфиболизированном габбро актинолит иногда замещаются синезеленым амфиболом, близким по оптическим свойствам к рибекиту.

Рудные минералы представлены титаномagnetитом и magnetитом, образующим изометричные, субграфические очертания зерна размером  $0,3-0,5$  мм. Это заметно отличает магматогенный magnetит габбро от более позднего, часто здесь же присутствующего метасоматического magnetита, для которого более характерна неправильная или подчиненная трещинам и ослабленным зонам форма зерен.

### Меланократовые неравномернозернистые габбро

Меланократовые габбро развиты в юго-западной части Тарташского месторождения. Для них характерны серовато-черная или черная окраска, массивная текстура и неравномернозернистое строение. Микроструктура пойкилоофитовая. Порода состоит на  $45-55\%$  из плагиоклаза, остальное приходится на долю уралитизированного пироксена ( $35-50\%$ ) и бурой роговой обманки ( $5-10\%$ ). Широко развиты эпимагматические минералы: актинолит, эпидот, цоизит и хлорит.

Плагиоклаз образует хорошо оформленные тонкие лейсты длиной  $1-2$ , редко до  $5$  мм. Обычно отчетливо выражена нормальная зональность с изменением состава от № 55—60 во внешних зонах до № 78—80 — в центральных.



Рис. 3. Скаполитизированное габбро. Тарташский интрузив. В левой части снимка плагиоклаз (серый) замещается скаполитом (белый). Увел. 27, с анализатором



Моноклинный пироксен по оптическим свойствам ( $cNg=38^\circ$ ;  $+2V=49^\circ$ ;  $Ng=1,714$ ;  $Np=1,692$ ) близок к салит-авгиту. Замещается бурозеленой роговой обманкой и особенно часто актинолитом.

Бурая роговая обманка образует крупные ксеноморфные зерна, переполненные многочисленными пойкилитовыми включениями плагиоклаза. Плеохроизм от густого красновато-бурого до бледного розовато-бурого цвета. Абсорбция:  $Ng \geq Nm \gg Np$ ;  $cNg=20-23^\circ$ ;  $Np=1,660$ . Иногда наблюдается постепенный переход на краях зерен бурой роговой обманки в зеленовато-бурую и буровато-зеленую. Чаще же она замещается бледноокрашенным, почти бесцветным актинолитом.

В рудном поле Анзасского месторождения (скв. 66) встречаются меланократовые неравнозернистые габбро, содержащие до 10% оливина и приближающиеся по составу к габбро-перидотитам.

К неравнозернистым меланократовым габбро близки порфировидные габбро, встреченные в развилке р. Тарташ и ключа Аномального. Для них характерны крупные (до 3—5 см в поперечнике) таблитчатые фенокристаллы основного плагиоклаза (№ 60), которые рельефно выступают в неодинаково раскристаллизованной, обычно средне- и мелкозернистой основной массе офитовой или пойкилоофитовой структуры. Под микроскопом наблюдается интенсивная амфиболизация и скаполитизация (рис. 3), не позволяющие точно восстановить исходный состав породы. По структурным особенностям эта разновидность похожа на габбро-порфириты Тараскырского месторождения.

### Оливиновые мелкозернистые габбро

Оливиновые габбро развиты в юго-западной части Тарташского месторождения в правом и, частично, левом бортах р. Тарташ, ниже устья ключа Аномального, слагая небольшое дайкообразное тело. Свежие оливиновые габбро представляют собой темно-серые, почти черные плотные мелкозернистые породы с необычно высокой магнитностью.

Под микроскопом в них устанавливается отчетливо выраженная пойкилоофитовая структура, характеризующаяся тем, что крупные, иногда занимающие все поле зрения микроскопа зерна пироксена пронизаны большим числом беспорядочно ориентированных, соприкасающихся друг с другом, ясно очерченных лейст плагиоклаза (рис. 4). Зерна пироксена при этом делятся на разрозненные, но одновременно угасающие части с прямолинейно-ломаными границами, подчиненными очертаниям вростков плагиоклаза. Минеральный состав не остается строго постоянным, изменяясь в следующих пределах: плагиоклаз — 50—60%, моноклинный пироксен — 25—30%, оливин — 10—15%, ромбический пироксен отсутствует или составляет не больше 3—5%; 1,5—2% приходится на долю бурой роговой обманки, в таких же количествах встречаются магнетит и титаномагнетит. В некоторых, обычно более лейкократовых разностях с содержанием темноцветов 26—30% соотношение оливина и пироксена меняется в пользу оливина, на долю которого в этих случаях приходится более 15%. В единичных зернах встречены биотит и апатит. Вторичные минералы присутствуют в ничтожно малых количествах и представлены серпентином, тальком, тремолитом, актинолитом и иддингситом.

Плагиоклаз образует хорошо ограниченные таблички шириной 1—2 мм, иногда до 3 мм, обладающие отчетливо выраженной нормальной зональностью. Состав плагиоклаза меняется от лабрадора № 60—70 до битовнита № 70—85. Угол оптических осей колеблется соответственно от 78 до 85°.

Клинопироксен — салит с содержанием геденбергитовой молекулы 20—25% ( $Ng=1,712$ ;  $Nm=1,692$ ;  $+2V=58-60^\circ$ ;  $cNg=41-42^\circ$ ) —

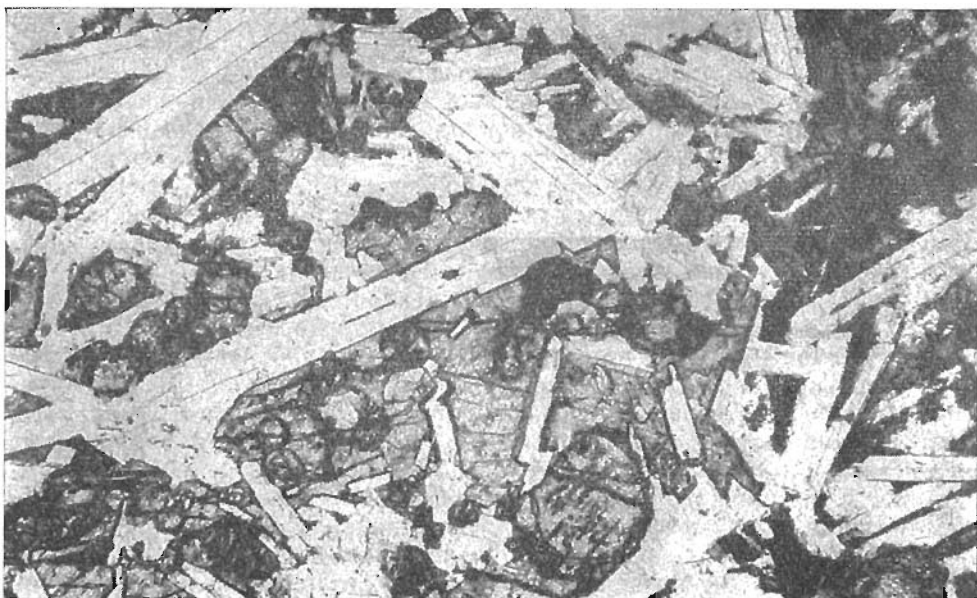


Рис. 4. Оливиновый долерит. Тарташский интрузив. Увел. 50, без анализатора

образует крупные (от 5 до 20 мм в поперечнике) неправильной формы зерна, содержащие многочисленные пойкилитовые включения плагиоклаза, реже оливина.

Ортопироксен представлен бронзитом с содержанием ферросилита около 15—20% ( $-2V=75^\circ$ ;  $Np=1,680$ ).

Оливин присутствует в виде изометричных зерен размером около 1 мм. По оптическим свойствам ( $Nm=1,714$ ;  $-2V=87-88^\circ$ ) он отвечает хризолиту, содержащему около 20% фаялита.

Бурая роговая обманка плеохроирует от розовато-бурого до слабого зеленоватого оттенком (наблюдается только в иммерсионных препаратах) до бледно-желтого цвета;  $cNg=23^\circ$ . Встречается, как правило, в мелких ксеноморфных зернах, иногда развивается вокруг зерен оливина.

Оливиновые габбро очень свежи и только изредка на отдельных участках в них обнаруживаются незначительные изменения, затрагивающие главным образом зерна оливина. Оливин замещается по трещинам тонкозернистым агрегатом серпентина, талька, тремолита и тонкой пылеватой вкрапленностью магнетита, иногда, также в трещинах, образуется идингсит. Аналогичным превращениям, но еще менее заметным, подвергается ромбический пироксен. Моноклинный пироксен замещается тонковолокнистым агрегатом бледно-зеленого актинолита, утрачивая при этом прозрачность. Плагиоклаз, как правило, остается свежим, лишь очень редко на границе с моноклинным пироксеном в нем развиваются скопления бледно-зеленого, почти бесцветного актинолита. Бурая роговая обманка частично превращена в зеленую.

Таким образом, создается впечатление, что оливиновые мелкозернистые габбро не затронуты метасоматическими процессами, связанными с рудообразованием, и являются, по всей вероятности, пострудными. Вместе с тем большое сходство состава, структуры и внешнего облика оливиновых мелкозернистых габбро и неравномернозернистых меланократовых габбро, а также тесная пространственная их связь позволяют

Таблица 3

Химический состав основных пород габбро-альбититового комплекса

Оксиолы	Содержание, вес. %					
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	49,61	47,6	41,8	49,92	46,65	49,83
TiO <sub>2</sub>	1,37	2,92	0,45	1,07	2,56	4,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,26	18,35	12,02	17,54	13,26	14,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,76	4,62	4,19	2,30	7,09	5,84
FeO	6,9	6,99	7,73	7,60	5,71	4,25
MnO	0,15	0,16	0,23	Не опр.	0,08	0,11
CaO	10,46	9,73	7,71	11,76	9,73	7,84
MgO	6,84	4,41	18,6	6,16	8,28	3,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,23	0,12	Не опр.	0,86	1,28
Na <sub>2</sub> O	3,07	3,10	0,89	2,55	4,0	5,20
K <sub>2</sub> O	0,6	0,59	1,00	0,38	0,30	0,68
П. п. п.	2,43	1,29	4,76	1,68	1,63	1,49
Сумма	100,62	99,99	99,50	100,96	100,15	99,46

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	7,6	8,1	3,4	6,2	9,1	12,7
<i>c</i>	6,5	8,9	6,1	9,0	4,1	3,7
<i>b</i>	28,0	23,0	44,2	25,3	32,6	21,6
<i>s</i>	57,9	60,0	46,3	59,5	54,2	62,0
<i>f'</i>	35,6	49,5	24,4	34,9	34,1	42,7
<i>m'</i>	41,8	34,6	68,9	42,5	42,8	29,2
<i>c'</i>	22,6	15,9	6,7	22,6	23,1	28,1
<i>n</i>	89,2	89,3	57,7	93,2	95,5	92,3
<i>φ</i>	11,2	18,6	7,8	7,8	17,8	22,8
<i>t</i>	2,0	4,3	0,85	1,5	4,0	6,5
<i>Q</i>	-5,9	-5,2	-20,3	-24,0	-13,9	-5,1
<i>a/c</i>	1,2	0,9	0,56	0,7	1,98	3,53
FeO/MgO	0,9	1,6	0,35	0,9	0,8	1,6

Примечание. 1, 2 — трахитоидное среднезернистое габбро, Тарташское месторождение; 3 — оливиновое габбро, Анзасское месторождение; 4 — трахитоидное габбро, Анзасское месторождение; 5, 6 — габбро, Анзасское месторождение (по В. В. Богацкому и Ш. Д. Курцерайте).

считать оливиновые габбро составной частью рудоносной габбро-альбититовой интрузии и относить их к заключительному, пострудному этапу формирования последней.

Основные породы габбро-альбититового комплекса характеризуются изменчивым химическим составом (табл. 3), что определяется явлениями дифференциации и постмагматическими изменениями, затронувшими эти породы в различной степени. В общем, как видно из табл. 3, для основных пород габбро-альбититовой интрузии характерны повышенное содержание железисто-магнезиальных окислов, высокое содержание кальция в темноцветной части породы ( $c' = 23-28$ , минимальное — 15,9) и пониженная щелочность ( $a/c = 0,6-1,2$ ), исключение составляют анализы 5 и 6, полученные, вероятно, по альбитизированным габбро. От габброидов Шаманского массива анзасские габбро отличаются заметно более высокими содержаниями TiO<sub>2</sub>.

При сравнении со стандартными типами пород, по Р. Дэли, устанавливается, что трахитоидные габбро (анализы 1, 2, 4, 5, 6) близки к оливиновым диабазам, отличаясь несколько меньшим содержанием щелочей, более высоким отношением натрия к калию и более высоким значением параметра  $c'$ . Оливиновое габбро Анзасского месторождения (анализ 3) приближается по химизму к пикриту и океаниту, по Р. Дэли, выделяясь высоким содержанием анортитовой извести.

Габбро Тарташского и Анзасского интрузивов подвержены локальным метасоматическим изменениям, обнаруживающим несомненную связь с рудообразующим процессом. В рудных полях Анзасского и Тарташского месторождений габбро амфиболизируются, скаполитизируются, альбитизируются и в отдельных случаях затрагиваются магнетитовой минерализацией.

Наиболее широко проявлена амфиболизация габбро. Различается два вида амфиболизации: автометаморфическая и более поздняя метасоматическая, связанная с окологрудными изменениями (скаполитизацией, альбитизацией и т. п.). В первом случае этот процесс выражен в уралитизации пироксена. Образующийся при этом актинолит обычно развивается по пироксену, выполняя тонкие, едва видимые под микроскопом трещины; пироксен заметно мутнеет и при малых увеличениях кажется грязновато-бурым. В плагиоклазовых зернах на границе с пироксеном иногда образуются пятна, выполненные мелкими удлиненными призмочками актинолита и тонкозернистым агрегатом альбита. Подобная амфиболизация наблюдается в неравномернозернистых меланократовых и в незатронутых оруденением оливиновых габбро и, по-видимому, связана только с автометаморфизмом.

Чаще же всего амфиболизация связана с более поздними метасоматическими преобразованиями, в результате которых габбро кардинально меняют свой первоначальный состав. Так, в случае скаполитизации габбро происходит интенсивное, нередко полное замещение в нем пироксена, бурой роговой обманки и уралита спутанноволокнистым агрегатом бледно-зеленого низкожелезистого актинолита, в котором заключены таблитчатые пойкилобласти скаполита. При этом образуются своеобразные скаполит-амфиболовые породы (см. рис. 3).

Необходимым условием скаполитизации габбро является их предварительное дробление. Уже в слабо катаклазированном габбро трещины выполняются жилками белого, реже с розовым или фиолетовым оттенком скаполита. Под микроскопом устанавливается тонкокристаллическое строение скаполитовых жилок. Оптические свойства скаполита ( $N_o = 1,545$ ,  $N_e = 1,538$ ,  $N_o - N_e = 0,005 - 0,007$ ) отвечают хлористому маршлиту  $Ma_{80}Me_{20}$ . По мере увеличения степени дробления габбро все более насыщается скаполитом, при этом скаполит образует оболочки, бухточ-ки, прожилки и ксеноморфные «рваные» пятна по плагиоклазу, постепенно вытесняя последний. Образующийся в этом случае скаполит характеризуется большей известковистостью ( $N_o - N_e = 0,010 - 0,014$ ). Цветные минералы при этом полностью замещаются волокнистым слабожелезистым актинолитом. В результате таких преобразований возникают мелкозернистые плотные амфибол-скаполитовые породы, иногда сопутствующие рудам. Кроме того, выделяется пострудный этап скаполитизации на том основании, что в ряде случаев более поздние скаполитовые жилки пересекают оруденелое габбро.

Нередко скаполитизация сопровождается образованием тонких (до 1 мм) жилок светло-серого содалита с показателем преломления 1,484—1,486. Тесная пространственная связь содалита со скаполитом, химический состав этого минерала, характеризующийся высоким содержанием натрия и хлора, которые участвуют и в образовании скаполита, позволяют считать его метасоматическим.

Скаполитизация, как правило, сопровождается интенсивной лейкоксенизацией титаномагнетита с обособлением ксеноморфного магнетита и скоплениями лейкоксена и сфена.

Альбитизация габбро, также сопровождающаяся амфиболизацией, проявилась наиболее широко и обильно в приконтактовых частях габбровых тел, в зонах дробления и метасоматической проработки. Альбитизированные габбро связаны постепенными переходами с лейкократовыми среднезернистыми альбититами, представляющими собой крайние продукты этого процесса.

Промежуточными продуктами альбитизации габбро являются альбит-эпидот-амфиболовые, иногда кварцсодержащие породы. Изменение проявляется в альбитизации плагиоклазов с образованием тонких жилок, каемок и гнезд альбита в плагиоклазе. В наиболее измененных зонах первичной плагиоклаза полностью исчезает, замещаясь альбитом № 5—8. Альбитизация плагиоклаза, как правило, сопровождается полным разложением и растворением петрогенных цветных минералов и, соответственно, выносом магния, кальция, железа, в результате чего происходит осветление габбро. Образующиеся при этом породы порой напоминают сиениты, сближаясь по составу и строению со среднезернистыми альбититами. Часто в связи с альбитизацией происходит перекристаллизация габбро, в результате чего образуются крупнокристаллические, иногда грубозернистые, похожие на щелочные пегматиты альбит-амфиболовые породы, состоящие на 60—90% из альбита и на 40—10% из актинолита с реликтами зеленой и бурой роговых обманок. Эпидотизация и сосюритизация габбро также сопровождается их осветлением и перекристаллизацией с образованием плагиоклаз-эпидотовых пород, часто наследующих от исходных габбро трахитоидную текстуру.

Карбонатизация габбро встречается довольно часто и непосредственно связана с гематитовой стадией оруденения, на что указывают широко распространенные сростания кальцита с пластинками гематита.

Окварцевание обычно сопутствует альбитизации. Иногда при этом образуются гранофировые сростания кварца с альбитом.

Биотитизация проявлена в габбро весьма слабо, наблюдается далеко не всегда и выражается в замещении темноцветных минералов, преимущественно амфибола, коричнево-бурый биотитом. Биотитизация обычно ассоциирует с рудами.

Таблица 4

Результаты химических анализов

Окислы	Содержание, вес. % (I; II)	Количество электроположительных ионов на 1600 ионов кислорода (I; II)	Приращение числа ионов (II—I)	Относительное изменение числа ионов в породе (II, I)
SiO <sub>2</sub>	49,61; 56,34	486; 518	+32	+0,07
TiO <sub>2</sub>	1,37; 0,89	10; 6	—4	—0,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,26; 16,73	176; 188	+7	+0,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,76; 3,58	28; 25	—3	—0,11
FeO	6,9; 4,9	56; 38	—18	—0,32
MnO	0,15; 0,14	1; 1	0	0
CaO	10,46; 5,47	109; 54	—55	—0,5
MgO	6,84; 4,65	100; 64	—36	—0,36
Na <sub>2</sub> O	3,07; 5,53	58; 100	+42	+2,7
K <sub>2</sub> O	0,6; 1,09	8; 13	+5	+2,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17; 0,5	2; 4	+2	+2,0

Примечание. I — относительно свежее среднезернистое габбро; II — измененное (альбитизированное) габбро.

Привнос — вынос элементов в процессе альбитизации габбро достаточно наглядно иллюстрируется сопоставлением двух химических анализов трахитоидного среднезернистого габбро, пересчитанных по кислородному методу Т. Барта (табл. 4).

Из табл. 4 видно, что в данном случае изменение габбро сопровождается значительным привносом щелочей (особенно натрия) и кремнезема и выносом титана, железа, кальция и магния; судя по исключительно широкому развитию в рудных полях месторождений глубоко измененных, почти нацело осветленных габбро, этот процесс имел весьма значительные масштабы.

### Альбититы

В эту группу пород нами объединяются широко распространенные в рудных полях месторождений среднезернистые и мелкозернистые (рис. 5, 6) альбититы и микроальбититы, образующиеся метасоматическим путем за счет габбро и вмещающих их кристаллических сланцев.

Среднезернистые кварцевые альбититы развиты особенно широко на двух участках, расположенных в северной части Тарташского месторождения и в районе ручья Медвежьего Безымянского месторождения, в зонах наиболее глубокой метасоматической проработки. Крайние их представители достаточно специфичны, тогда как промежуточные различия, связанные с альбитизированным габбро постепенными переходами, выделяются зачастую чисто условно.

Это лейкократовые светло-серые, на выветрелой поверхности слегка буроватые призматическизернистые породы, сложенные преимущественно идиоморфными призмами плагиоклаза, достигающими в длину 7—10 мм, и ксеноморфными изометричными зернами кварца.

Под микроскопом обычно наблюдается призматическизернистая, на отдельных участках микрографическая структура. Минеральный состав весьма прост и выражается следующими соотношениями: плагиоклаза 68—78%, кварца 15—21% (иногда до 27%), рудного (преимущественно магнетита) — 3—5%, эпимагматических минералов (амфибола, кальцита, серицита, эпидота, гематита, хлорита) — 1—2% и более, в зависимости от степени изменения породы; калиевый полевой шпат присутствует в количествах, обычно не превышающих 1%.

Плагиоклаз (альбит № 5—8,  $+2V=78-80^\circ$ ) образует призматические и таблитчатые зерна со слабо выраженными кристаллографическими ограничениями. Обычны двойники по альбитовому, альбит-карлсбадскому, реже периклиновому законам. Двойниковая структура в одних случаях выражена отчетливо, в других — менее четко; причем эта структура становится похожей на пертитовую. Чаще всего двойниковые структуры образуются на участках развития микрографических сростаний.

В большинстве случаев выявляется метасоматический характер кварц-полевошпатовых сростаний. Кварц ведет себя весьма агрессивно, образуя разнообразные по форме стай ихтиоглиптов, проникающие одновременно в разноориентированные зерна альбита и различные индивидулы плагиоклазовых двойников. В однородных, устойчивых по составу лейкократовых кварцевых альбититах, для которых, как это будет показано ниже, не исключается магматический генезис, графические структуры очень похожи на обычные магматические (см. рис. 5).

В случае отдельной кристаллизации образуются ксеноморфные зерна кварца размером 1—3 мм. Имеются образцы альбититов, вообще лишенные микрографических сростаний при общем содержании кварца до 20%. Калиевый полевой шпат (решетчатый микроклин,  $2V=-75^\circ$ )

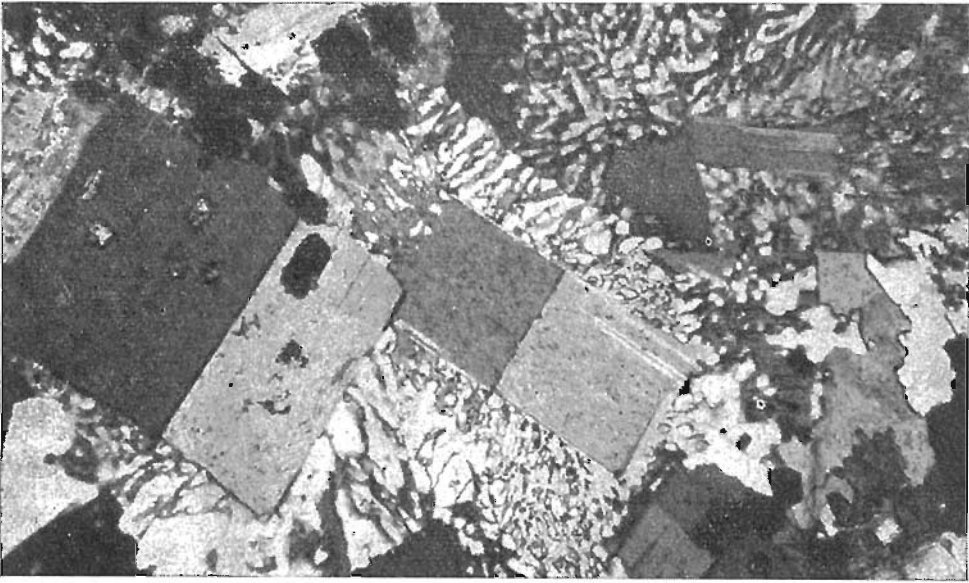


Рис. 5. Среднезернистый кварцевый альбитит с микропегматитовой основной массой. Увел. 32, с анализатором



Рис. 6. Мелкозернистый альбитит с призматическизернистой основной массой. Увел. 34, с анализатором

встречается в мелких ксеноморфных зернах, но чаще отсутствует вообще. Магнетит образует ксеноморфные крупные вкрапленники. Иногда около магнетита обнаруживаются оболочки сфена и лейкоксена, указывающие на образование его за счет титаномагнетита. В качестве акцессорного минерала обычно выступает апатит.

Среднезернистые альбититы относятся к дорудным образованиям. На них накладываются предрудное дробление и околорудная минерализация. Под воздействием катаклаза и последующей перекристаллизации

они иногда резко меняют свой первоначальный облик и состав, преобразуясь в псевдопорфиновые разновидности альбититов, напоминающие дайковые и даже эффузивные породы.

Относительно происхождения среднезернистых альбититов до сих пор нет полной ясности и единства взглядов. В первые годы изучения Анзасских месторождений многими исследователями, в том числе и нами, допускалась возможность магматического происхождения крайних, наиболее чистых и относительно устойчивых по составу среднезернистых альбититов ручья Медвежьего и северного участка Тарташского месторождения. Впоследствии появилось значительное, непрерывно возрастающее число фактов, свидетельствующих о преимущественно метасоматической природе анзасских альбититов, включая их среднезернистые разновидности. В настоящее время мы, как и большинство исследователей Анзаса, пришли к выводу, что эта категория пород относится к крайним конечным продуктам кремнисто-натрового метасоматоза силикатных пород Анзасской рудной зоны. К магматическим образованиям мы продолжаем относить лишь проявленные в зонах дробления и приконтактных частях габбровых интрузивов дайковые альбитит-порфиры микролитового строения.

Если относительно метасоматической природы среднезернистых альбититов в настоящее время достигнуто некоторое, хотя и неполное<sup>1</sup> единодушие, то в отношении исходных для них пород разногласия продолжают оставаться весьма большими. Следует остановиться на трех основных вариантах решения этого вопроса.

1. Ряд исследователей (А. Р. Левертов, Н. С. Малыгина и др.) исходными для среднезернистых альбититов считают нормальные калиевые сиениты, основное тело которых расположено в районе ручья Медвежьего. В пользу этого предположения могут, вероятно, свидетельствовать признаки пертитоподобных структур. Однако признаки эти, на наш взгляд, мало надежны. Более достоверные реликты сиенитов, несмотря на усиленные настойчивые их поиски, до сих пор никем не установлены. Химические анализы альбититов во всех случаях также не дают даже близких к сиенитам содержания калия. Кроме того, альбитизация значительных, судя по масштабам Медвежинского тела, объемов калиевых сиенитов с преобразованием их в практически лишенные калия альбититы, естественно, привела бы к высвобождению большого количества этого компонента и повлекла за собой интенсивный калиевый метасоматоз. Однако нигде вблизи альбититовых тел и вообще в рудных полях этой группы месторождений калиевый метасоматоз и связанные с ним новообразования калиевых минералов в таких масштабах не проявились. Сравнительно небольшие количества бистита и флогопита, которые все же фиксируются в метасоматитах Анзасских месторождений, вполне обеспечиваются, как показали расчеты В. В. Богацкого и Ш. Д. Курцерайте (1966), теми объемами калия, которые высвобождаются при альбитизации и скаполитизации габбро и вмещающих их сланцев.

2. Более реально представляется образование среднезернистых альбититов в результате глубокой метасоматической переработки габбро анзасского комплекса. Впервые на существование плавных, постепенных переходов между габбро и среднезернистыми альбититами мы обратили внимание, изучая Тарташское месторождение. Впоследствии аналогичные взаимоотношения были выявлены нами и в районе Безымянского месторождения, в том числе на участке Медвежьем. Во всех случаях между габбро и альбититами отмечаются промежуточные, связующие их

<sup>1</sup> Некоторые исследователи (Богацкий, Курцерайте, 1966) продолжают считать часть среднезернистых альбититов ручья Медвежьего магматическими образованиями, выделяя их в интрузивно-натровых сиенитов, представляющих собой вторую фазу габбро-альбититового комплекса.



разности в различной степени альбитизированных осветленных пород, в которых наблюдаются реликты исходных габбро и в то же время признаки, свойственные альбититам. При прослеживании изменений, сопровождающих преобразование габбро в альбититы, устанавливается, что они начинаются с деанортитизации плагиоклаза и интенсифицированной актинолитизации пироксенов; в целом этот процесс сопровождается частичным разложением и растворением темноцветных минералов. В результате образуются в разной степени осветленные сосюртитизированные и альбитизированные габбро, состоящие преимущественно из плагиоклазов меньшей, чем в габбро, основности, амфибола и эпидота, причем внешне эти породы бывают очень похожи на сиениты. Дальнейшие изменения ведут к общей альбитизации плагиоклазов, полному растворению темноцветных минералов и появлению в интерстициях микрографических сростаний кварца. Породы при этом очищаются от продуктов деанортитизации плагиоклазов и преобразуются в относительно свежие призматическисзернистые кварцсодержащие альбититы, практически лишенные феррических минералов. Они собственно и относятся к категории среднезернистых альбититов. Показательно, что все породы этого ряда, включая конечные продукты преобразования — среднезернистые альбититы, характеризуются планпараллельными директивными текстурами, унаследованными от исходных трахитоидных габбро. Реликты исходных габбро устанавливаются и в минеральном составе: в промежуточных разностях к ним относятся реликты пироксена и основного плагиоклаза, в крайних, конечных продуктах отмечаются минералы, фиксирующие наиболее инертные компоненты. В среднезернистых альбититах, например, часто устанавливаются скопления сфена и лейкоксена, образующиеся при разложении титаномагнетита исходных габбро с выносом железа и фиксацией относительно мало подвижного титана. Повышенные содержания титана отмечаются и химическими анализами (табл. 5).

Таблица 5

Химический состав апогаббровых среднезернистых альбититов

Оксиды	Содержание, вес. %							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	72,62	70,26	68,72	67,43	66,16	61,14	61,31	56,34
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,56	0,39	0,50	0,50	1,01	0,36	0,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,78	14,63	15,72	13,66	14,39	18,58	14,47	16,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	1,09	0,98	4,75	4,97	3,50	3,11	3,58
FeO	1,03	1,53	1,63	2,11	1,99	2,96	3,58	4,90
MnO	0,01	0,02	0,06	0,06	0,05	—	—	0,14
MgO	0,17	0,69	1,44	0,81	0,96	0,90	3,39	4,65
CaO	0,44	2,2	2,31	1,54	1,9	2,24	4,18	5,47
Na <sub>2</sub> O	8,02	7,79	7,71	7,34	6,54	8,32	7,29	5,53
K <sub>2</sub> O	0,24	0,13	0,24	1,05	0,25	0,33	1,09	1,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,09	0,16	0,11	0,17	—	—	—
П. п. л.	0,28	0,36	0,4	0,34	0,61	0,69	1,88	—
Сумма	98,23	99,35	99,76	99,7	99,49	99,67	99,66	—

Примечание. 1—2 среднезернистые кварцевые альбититы, участок Медвежий; 3 — мелкозернистый кварцевый альбитит, Безымянское месторождение; 4, 5 — апогаббровые среднезернистые альбититы, Тарташское месторождение; 6 — среднезернистый кварцевый альбитит (по Ш. Д. Курцерайте, натровый сиенит), р. Правая Безымянка; 7 — апогаббровый среднезернистый альбитит, Безымянское месторождение, скв. 77, глубина 108 м; 8 — альбитизированное габбро, Тарташское месторождение.

Все анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ, анализы 6 и 7 выполнены у Ш. Д. Курцерайте.

При рассмотрении табл. 5 обращает на себя внимание неустойчивость химического состава среднезернистых альбититов. Из этой таблицы видно, что крайние лейкократовые разности среднезернистых кварцевых альбититов (анализы 1 и 2) связаны с альбитизированными габбро (анализ 8) серией промежуточных разновидностей и образуют, таким образом, ряд в различной степени альбитизированных и окварцованных пород, отражающий преобразование габбро в кварцевые альбититы. В целом образование апогаббровых альбититов, являющееся продолжением ранее рассмотренного процесса альбитизации габбро, сопровождается интенсивным привносом кремнезема и щелочей (натрия) и выносом оснований (железа, магния и кальция). Заметим, что в данном случае вынос оснований хорошо увязывается с образованием в зонах альбитизации богатых этими компонентами скарновородных тел.

3. Наконец, третья трактовка происхождения среднезернистых альбититов принадлежит Д. И. Павлову (1961, 1964), который, не отрицая апогаббровых альбититов, считает, что значительная часть средне- и крупнозернистых альбититов Безмянского месторождения образуется по мелко- и микрзернистым разностям альбитовых метасоматитов, возникающих, в свою очередь, при альбитизации вмещающих кристаллических сланцев. При этом допускается вынос из габбро в контактирующие с ними сланцы таких обычно малоподвижных компонентов, как титан и алюминий, чем, кстати, и объясняются необычно высокие содержания окиси титана в некоторых образцах альбититов.

Апосланцевые микроальбититы, образующиеся, по данным Д. И. Павлова, за счет кварцево-альбитовых сланцев, представляют собой, согласно его описаниям, существенно альбитовые, весьма невыдержанные по структуре породы с переменным, часто значительным количеством кварца. Под микроскопом в них обычно обнаруживается такситовое сложение, обусловленное неравномерным распределением реликтовых минералов исходных кристаллических сланцев. Отмечаются заметные количества актинолита, сфена и карбоната. Преобладают сходные с роговиковой бластические, иногда порфиробластические структуры, в переходных разностях отмечаются реликты гранобластового материала исходных сланцев. Преобразование кристаллических сланцев в микроальбититы иллюстрируется серией промежуточных пород, отражающих различные стадии этого процесса. Приведенные Д. И. Павловым расчеты показывают, что этот процесс идет с привносом натрия, алюминия и титана и выносом кремнезема.

Кроме того, Д. И. Павловым же описываются в качестве значительно более редкой разновидности существенно альбитовые породы, возникающие при метасоматическом замещении известняков. Такие альбититы на 80—90% состоят из альбита (№ 3) и на 10—20% — из актинолита, биотита (в жилках) и реликтового карбоната. При этом, естественно, допускается значительный привнос глинозема, кремнезема и щелочей (натрия) в подвергающиеся таким преобразованиям известняки, что связывается с метасоматическим взаимодействием габброидов и пород осадочно-метаморфической толщи.

### Альбитит-порфиры

Эти породы очень широко развиты в рудных полях месторождений. Ими сложены многочисленные, различно ориентированные дайки, широко варьирующие по мощности и составу. Эти дайки концентрируются главным образом в периферических частях Анзасского и Тарташского интрузивов, а также внутри зон дробления, пересекающих интрузивы. При этом они постоянно ассоциируют с различными метасоматическими поро-

Таблица 6

## Химический состав альбитит-порфиров

Оксиды	Содержание, вес. %					
	1	2	3	4	5	6
SO <sub>2</sub>	67,05	69,40	76,42	70,05	69,30	71,89
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,35	0,15	0,26	0,23	Следы
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,28	14,48	12,89	14,66	16,81	15,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,57	2,00	0,54	0,79	0,28	1,46
FeO	2,26	2,36	1,33	1,53	1,26	0,70
MnO	0,01	0,05	0,01	0,01	Следы	—
CaO	1,91	1,48	1,05	1,91	3,34	0,84
MgO	1,2	0,65	0,51	2,04	1,08	0,14
Na <sub>2</sub> O	7,77	5,73	6,42	7,37	6,00	5,87
K <sub>2</sub> O	0,14	2,8	0,15	0,1	1,39	2,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,12	0,047	0,16	0,03	—
П. п. п.	0,49	0,27	0,15	0,65	0,50	0,34
Сумма	99,34	99,67	99,66	99,53	—	—

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	19,9	16,3	13,6	15,7	15,0	15,0
<i>c</i>	1,5	1,3	1,2	1,6	3,6	3,6
<i>b</i>	7,0	5,4	2,7	6,0	3,7	3,7
<i>s</i>	74,6	77,0	82,5	76,7	77,7	77,5
<i>a'</i>	—	—	9,8	—	—	41,0
<i>f'</i>	60,9	70,4	61,0	33,7	38,2	44,0
<i>m'</i>	28,6	19,8	29,2	55,4	49,1	15,0
<i>c'</i>	10,5	9,8	—	10,9	12,7	—
<i>n</i>	98,8	75,5	98,6	99,2	86,6	86,6
<i>φ</i>	30,5	29,8	17,1	10,9	—	32,0
<i>t</i>	0,5	0,35	0,2	0,34	—	0
<i>Q</i>	14,0	10,2	33,6	20,5	21,8	21,8
<i>a/c</i>	11,0	12,5	11,1	10,0	4,2	4,2
FeO/MgO	2,1	3,6	2,1	0,61	0,8	3,0

Примечание. 1 — альбитит-порфир. Тарташское месторождение; 2, 3 — кварцевый альбитит-порфир, Тарташское месторождение; 4 — то же, Анзаское месторождение; 5 — трондьемит по Гольдшмидту; 6 — трондьемит по Р. Дэли.

дами, в том числе с альбититами метасоматического генезиса. Такая приуроченность альбитит-порфиров к зонам дробления и метасоматоза позволяет считать, что натровый метасоматоз и сопутствующие ему процессы (в том числе рудоотложение) следовали непосредственно за внедрением даек альбитит-порфиров, причем эти процессы затронули не только вмещающие породы, но и сами альбититовые дайки. Все это, естественно, очень осложнило обстановку и привело к тому, что дайковые альбититы не всегда уверенно отделяются от метасоматических. В результате на карте удастся выделить лишь поля развития даек альбитит-порфиров и сопутствующих им метасоматических альбититов (см. рис. 2).

Внешний облик альбитит-порфиров довольно изменчив. Общими чертами являются массивная текстура и порфировая структура. Вкрапленники представлены альбитом, реже — кварцем. Преобладает светло-серый или серый цвет, некоторые разности окрашены в синевато-серые и розо-

вые тона, обусловленные тонко рассеянной примесью амфибола и гематита.

Под микроскопом наблюдается порфировая структура с микролитовой, иногда близкой к бостонитовой основной массой. Вкрапленники представлены табличками альбита (№ 3—5) размером 1—2 мм; в кварцевых альбитит-порфирах в порфиризовых выделениях встречаются изометричные, иногда бипирамидальные зерна кварца с хорошо развитыми формами ограничений. Фенокристаллы кварца и альбита нередко деформированы, при этом в кварце появляются структуры давления, напоминающие двойниковые; полисинтетические двойники альбита часто изогнуты. Основная масса состоит главным образом из микролитов и тонких, нередко ориентированных в одном направлении призм альбита и пылеватого магнетита; часто в интерстициях присутствует ксеноморфный кварц. Иногда в микролитовых разностях альбититов обнаруживаются отдельные редкие игольчатые зерна рибекита.

Альбитит-порфиры обычно катаклазированы и подвержены интенсивным вторичным изменениям. При этом основная масса, перекристаллизуясь, приобретает аллотриоморфную (точнее микрогранобластовую) структуру, напоминающую микрофельзитовую, и заметно обогащается тонко рассеянной магнетитовой вкрапленностью; иногда вместе с магнетитом развивается пылеватый гематит. Наряду с этим альбитит-порфиры амфиболизируются, хлоритизируются, эпидотизируются, а иногда и скаполитизируются; довольно часто проявляется окварцевание. Значительным изменениям подвергаются вкрапленники альбита. В краях они часто приобретают, как и в среднезернистых альбититах, пертитовидный облик. Вкрапленники корродируются новообразованной фельзитоподобной основной массой; иногда при этом зерна распадаются на несколько частей, обладающих одинаковой или близкой оптической ориентировкой. Такие явления, вероятно, возникают при метасоматической переработке и перекристаллизации интенсивно катаклазированных разностей альбитит-порфириров. Измененные таким образом альбитит-порфиры сходны с порфиризовидными альбититами метасоматического генезиса и распознаются как дайковые микролитовые альбититы далеко не всегда.

По химическому составу альбитит-порфиры представляют собой весьма своеобразные породы, сильно пересыщенные кремнеземом и богатые щелочами (табл. 6).

### ОСОБЕННОСТИ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Породы кембрийской метаморфической толщи, вмещающие габбро-альбититовые интрузивы, испытывают значительный метаморфизм, который носит ярко выраженный метасоматический характер. Это обусловлено, с одной стороны, тем, что относительно небольшие по размерам габбровые интрузивы Анзаса оказали слабое термальное воздействие на вмещающие породы. С другой стороны, Анзасская интрузия, как мы убедились, сопровождалась интенсивными и весьма значительными по масштабам постмагматическими метасоматическими процессами, которые затушевали и без того скудные проявления термального метаморфизма.

Наиболее глубокие метасоматические изменения характерны для дизъюнктивно нарушенных участков и зон дробления, поражающих габбровые тела и окружающие их породы. Эти явления, с которыми связано образование месторождений Анзасской группы, детально изучены и описаны многими ранее упоминавшимися исследователями. Остановимся лишь на главных особенностях месторождений, чтобы показать специфику метасоматических процессов и железооруденения, сопровождающих габбро-альбититовый комплекс.

Все месторождения Анзасской группы размещаются в пределах Шаманской зоны, локализуясь вместе с рудоносной габбро-альбититовой интрузией в узлах, наиболее сильно нарушенных дизъюнктивами. В пределах рудных полей отдельных месторождений оруденение контролируется более мелкими локальными зонами дробления, наложенными на главные нарушения. Значительная часть таких зон дробления следует вдоль контактов габбровых интрузивов, представляющих собой первую фазу комплекса; нередко они фиксируются и внутри таких интрузивов. В этих зонах локализуются кислые интрузии второго этапа (дайковые альбититы) и главная масса метасоматических, в том числе рудных, образований. Между интрузией альбититов и рудным процессом, а также между различными этапами последнего имели место кратковременные перерывы, сопровождавшиеся повторными подвижками и дроблением. Рудные тела имеют форму линзообразных крутопадающих залежей, согласных зонам трещиноватости.

Главными процессами, сопровождавшими рудоотложение на Анзасском месторождении, являлись альбитизация, скаполитизация и амфиболизация. В первый этап метасоматического процесса, близкий во времени к моменту внедрения кислых дифференциатов рудоносной интрузии — альбититов, ранние габброиды и вмещающие их породы подвергались интенсивной альбитизации, скаполитизации и, в меньшей степени, амфиболизации. Этот процесс сопровождался разложением фемических силикатных минералов исходных пород и высвобождением значительного количества железа, часть которого выпадала тут же в форме магнетита или гематита, образующих иногда незначительные скопления, а большая часть сохранялась в растворе и осаждалась позже, в следующий, собственно рудный этап. В ходе этого процесса образовались скаполит-амфиболовые метасоматиты и большая часть альбитовых пород метасоматического генезиса. Минеральный парагенезис этой стадии характеризуется ведущей ролью богатых натрием минералов: альбита, скаполита, отвечающего по составу дипиру и, в меньшей степени, глаукофана; широко развиты эпидот, актинолит, тремолит; в небольших количествах встречаются флогопит, сфен, магнетит и гематит. Баланс элементов и состав главных минералов первого этапа свидетельствуют о том, что метасоматизирующие растворы были богаты кремнеземом, натрием и хлором.

Рудный этап метасоматоза разделяется на несколько стадий. Вначале этого этапа продолжался процесс альбитизации и амфиболизации, сопровождавшийся слабой (непромышленной) рудной минерализацией. По Д. И. Павлову (1964), в это время имела место поздняя, достаточно значительная по масштабам скаполитизация, предварявшая непосредственно следующее за ней рудоотложение. В собственно рудную стадию метасоматоза формировалась главная масса рудных минералов — магнетит, пирит, пирротин и халькопирит, а также различные по составу амфиболы, среди которых преобладает железистый актинолит, отмечается куммингтонит и хлорсодержащий амфибол, близкий по свойствам к дашкесаниту (Г. А. Крутов; Д. И. Павлов, 1964). Д. И. Павлов подчеркивает активную роль в это время биотизации с образованием в ряде случаев магнетит-биотитовых руд. Ш. Д. Курцерайте (1964б) описываются, кроме того, апатит-магнетитовые руды, апатит в которых также содержит хлор и близок по составу к хлорапатитам.

В послерудный этап наряду с обычными гидротермальными минералами — карбонатами и кварцем — важную роль играли цеолиты: анальцим, шабазит и натролит. В продуктах этого этапа отмечаются признаки слабой поздней альбитизации и скаполитизации. Таким образом, и на этом этапе растворы были обогащены натрием и хлором.

В целом метасоматические процессы, сопровождавшие рудоотложение на Анзасском месторождении, отличаются высокой активностью нат-

рия и хлора, проявившейся буквально на всех этапах метасоматоза. Хлор фиксируется не только в скаполите, дашкесаните и хлорapatите, он присутствует в качестве примеси в большинстве минералов рудного поля. Г. А. Крутовым выявлена значительная примесь хлора в биотите (1,3%), хлорите (1—2%), эпидоте (0,6%) и цеолитах (0,5%). Д. И. Павловым (1964) отмечаются необычно высокие содержания этого элемента в других минералах рудного поля: актинолите (до 0,18%), полевых шпатах (до 0,54%), послерудном доломите (0,14%), пирите (0,04%), сфене (0,05%) и в глинистых минералах (до 0,6%). Им же обращается внимание на повышенные общие «фоновые» содержания хлора в породах рудоносного габбро-альбититового комплекса, что может рассматриваться как показатель связи хлорного метасоматоза с габбровыми интрузиями.

Другой особенностью минералов и руд Анзасского месторождения являются в целом повышенные содержания в них таких элементов, как титан, ванадий, кобальт, хром, характерных для основных интрузий и их производных. Так, например, по данным спектральных анализов (Ш. Д. Курцерайте, М. М. Макеев и В. П. Курганьков), амфиболы, альбиты и скаполиты Анзасского месторождения содержат, как правило, больше 0,3% титана, 0,003% ванадия, 0,003 и 0,001% кобальта. По данным химических анализов содержание  $TiO_2$  колеблется: в скаполитах от 0,53 до 0,76%, в актинолите от 0,17 до 0,30% и в рудах от 0,3 до 0,65%; содержание  $V_2O_5$  в рудах составляет 0,057%. В. А. Вахрушевым установлено, что магнетиты Анзасского месторождения содержат от 0,11 до 0,20% титана и от 0,44 до 0,99% ванадия.

Особенности метасоматоза, естественно, отразились и на характере рудообразующих процессов. Д. И. Павлов (1964), изучив химизм образования Анзасского месторождения, убедительно показал, что наиболее вероятной формой переноса железа в данном случае, как и в ряде других аналогичных месторождений (Калинин, 1961), являются комплексные его соединения с натрием и хлором (хлорацидокомплексы). При этом считается, что значительная часть рудного железа попадает в эти соединения из габбровых пород рудоносного комплекса при их взаимодействии с натрий- и хлорсодержащими растворами.

### **ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗА ГАББРО-АЛЬБИТИТОВОГО КОМПЛЕКСА И МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Вопросы происхождения габбро-альбититового комплекса и анзасских магнетитовых месторождений органически связаны, представляя собой две стороны единой проблемы. Изложенные в этой главе рассуждения и петрологические выводы относятся в равной степени к последующим примерам аналогичных ассоциаций, особенно к рассмотренным вслед за этим интрузиям и магнетитовым месторождениям Балыксинской зоны Кузнецкого Алатау.

В настоящее время у подавляющего большинства исследователей Анзасских месторождений нет сомнения в том, что рудообразование в данном случае непосредственно связано с процессом хлорно-натрового метасоматоза и формированием широко распространенных в рудных полях месторождений своеобразных альбититовых пород — альбититов. Происхождение же альбититов, в частности отношение их к другим интрузиям Анзасской зоны, и природа процесса альбитизации могут быть представлены весьма различно. Возможны два варианта решения этого вопроса.

1. Альбититы, альбитизация, рудообразование и сопровождающие их метасоматические процессы связаны с гранитами и явлениями гранитизации, подобными тем, какие наблюдаются в удалении от Безымянского

и Тарташского месторождений на Малоабаканском и Тараскырском участках. Процесс альбитизации можно представить себе в этом случае как своеобразное проявление гранитизации, установленной И. М. Волоховым и В. М. Ивановым (1968) на Малоабаканском участке Шаманской зоны, но при участии существенно иных по составу гранитизирующих растворов, отличающихся высоким химическим потенциалом натрия. Дайки кварцевых альбитит-порфиоров могут оказаться при этом крайними продуктами метасоматического процесса, перерастающего в процесс магматический, подобно тому, как это происходит в случае явлений магматического замещения, сопровождающих обычную гранитизацию. Возможность образования альбитового расплава в системе, богатой водой, при сравнительно невысоких температурах (около 700°С) показана Горансоном (Goranson, 1936), Таттлом и Вилли (Tuttle, Wyllie, 1957), Кеннеди (1957), И. П. Ивановым (1962) и др.

Предположение о возможно гранитоидной природе метасоматических процессов, сопровождавших магнетитовое оруденение Анзасских месторождений, высказано И. М. Волоховым и В. М. Ивановым (1968). Одним из аргументов в пользу такого допущения считается близость возраста малоабаканских (чукчутских) гранитов и флогопитов магнетитовых руд Безымянки. Заметим, что в настоящее время мы располагаем весьма разноречивыми определениями абсолютного возраста этих пород, существенно усложняющими картину, на чем остановимся в дальнейшем особо.

2. По нашим данным, альбититы, альбитизация и рудообразование генетически связаны с габбровыми интрузиями, рассмотренными на примере Анзасского и Тарташского массивов. При этом, следуя в представлениях о магматических комплексах за В. Н. Котляром (1955), В. С. Коптевым-Дворниковым (1959), Г. Д. Афанасьевым (1960), Е. Т. Шаталовым (1963), Ю. А. Кузнецовым (1964) и другими, включающими в этот тип ассоциаций (магматические комплексы) не только магматические образования, но и продукты поствагматической деятельности, в том числе связанные с ними рудопроявления, мы объединяем габбро и парагенетически с ними связанные альбититы и метасоматиты в единый комплекс, названный габбро-альбититовым. В пользу этого свидетельствуют следующие факты.

А. Тесная пространственная и структурная сопряженность габбро и альбититов. В пределах Анзасской зоны альбититы постоянно ассоциируют с габбро анзасско-тарташского типа, тогда как граниты в этой ассоциации, как правило, неизвестны. Исключение составляет Тараскырский участок, где наряду с габбро и альбититами проявились граниты; однако, по наблюдениям С. Л. Халфина, тараскырские граниты являются образованиями более ранними и отделяются от альбититов, альбитизации и магнетитового оруденения габброидами, за которыми непосредственно следуют альбититы и сопутствующие им метасоматические процессы. Таким образом, и здесь граниты не имеют отношения к альбититам, альбитизации и рудообразованию, следующим за послегранитной габбровой интрузией.

Б. Близость габбро и сопутствующих им альбититов, метасоматитов и руд во времени. Есть основание полагать, что альбититы и сопровождающие их метасоматические процессы следуют сразу за первой фазой габброндов с небольшим временным перерывом, сменяясь затем новыми поступлениями основной магмы в виде меньших по размерам дополнительных интрузивов и даек, завершающих формирование всего комплекса, т. е. находятся в сравнительно «узкой вилке» между ранними и завершающими интрузиями габбро. По нашим наблюдениям и данным В. В. Богацкого и Ш. Д. Курцерайте (1966), в районе Безымянского и Тарташского месторождений формирование комплекса завершается

пострудными дополнительными интрузиями и дайками оливиновых габбро (троктолитов) и порфиритов. Точно такое же положение альбитизации и оруденения в «вилке» между ранней — основной и завершающей — дополнительной фазами габбровой интрузии свойственно и Хайлеольскому магнетитовому месторождению, индентичному Анзасскому, характеристика которого дается при рассмотрении Балыксинского железорудного района (Кузнецкий Алатау). Близость во времени и парагенетические отношения процессов альбитизации, рудообразования и формирования даек габбро-порфиритов, диабазов и лабрадоровых порфиритов подчеркиваются для Тараскыра и С. Л. Халфиным.

Упомянутые радиологические определения абсолютного возраста анзасских руд вряд ли могут быть противопоставлены этим данным, ибо содержат ряд противоречий и неясностей. Так, И. М. Волохов и В. М. Иванов (1968), сопоставляя опубликованную нами ранее (Поляков, 1962) цифру абсолютного возраста 425 млн. лет, полученную по нашим материалам в Лаборатории геологии докембрия для флогопита руд Безымянского месторождения, с абсолютным возрастом малоабаканских (чукчутских гранитов) — 410 млн. лет, полученным в кабинете абсолютного возраста ИГиГ СО АН, пришли к выводу о близости времени проявления процессов рудообразования на Анзасском месторождении и чукчутских гранитов, проявившихся в некотором удалении от месторождения. Однако при этом следует иметь в виду, что в данном случае сопоставляются определения разных лабораторий. Если же мы обратимся к определениям только одной из них, то картина меняется. Так, по идентичной (сдублированной) пробе флогопита абсолютный возраст магнетитовых руд Безымянского месторождения, определенный в кабинете абсолютного возраста ИГиГ СО АН, составляет не 425, а 497 млн. лет. Эта цифра значительно отличается от цифры 410 млн. лет, полученной в этом же кабинете для малоабаканских гранитов, практически повторяя вместе с тем значения абсолютного возраста габброидов Шаманского массива (495—498 млн. лет)<sup>1</sup>. Из всего этого следует, что при определении возрастных отношений анзасского оруденения и магматических образований района вряд ли можно опираться на те радиологические данные, которыми мы располагаем в настоящее время. Если эти цифры все же использовать, то правильнее было бы сопоставлять данные одной лаборатории, опираясь при этом не на абсолютные, а на относительные значения цифр. В этом случае возраст оруденения, а значит, и процессов альбитизации оказывается значительно более близким к возрасту габброидов Анзасской зоны, а не гранитов.

В. Альбититы и сопровождающие их метасоматиты отвечают по характеру производным базитовых комплексов. Они не имеют ничего общего с продуктами обычной гранитизации, сопровождающей гранитоидный магматизм и, в частности, с рассмотренными явлениями гранитизации на Малоабаканском участке Шаманской зоны.

Метасоматические процессы в рудных полях Анзаса отличаются прежде всего резко выраженной натровой спецификой, тогда как признаки калишпатизации отсутствуют полностью. Такие явления обычно описываются в связи с ультрабазитовыми и базитовыми интрузиями. Этот вопрос исчерпывающе рассмотрен в классической работе В. Н. Лодочникова (1936), который, исходя из предложенного им и рядом других петрологов правила полярности, выдвинул и убедительно обосновал тезис о связи альбититов и явлений натрового метасоматоза преимущественно с основными и ультраосновными интрузиями. Не вдаваясь в разбор самого правила, заметим, что то огромное количество объективно рассмот-

<sup>1</sup> Данные той же лаборатории, опубликованные И. М. Волоховым и В. М. Ивановым (1968).



ренных примеров, какое содержится в этой работе, не может, на наш взгляд, не убедить в правильности подмеченной связи альбититов с ультрабазитами и базитами.

В дальнейшем эта концепция была развита, а примеры дополнены Ю. И. Половинкиной (1949, 1952). Отдельные примеры ассоциаций альбитовых пород с габбро встречаются в работах А. Н. Заварицкого (1932), Б. М. Куплетского (1932), А. В. Власенко (1937), А. П. Лебедева (1955; Лебедев, Богатиков, 1963), У. Хольтедаля (1957) и многих других геологов, причем этими примерами случаи подобных ассоциаций далеко не исчерпываются. А. П. Лебедев (1955), рассматривая общие закономерности развития основных и ультраосновных формаций, подчеркнул, что появление альбититов и гранофилов в процессе дифференциации основной магмы — вещь довольно обычная и широко распространенная. Физико-химические условия образования метасоматических альбитовых пород детально рассмотрены сравнительно недавно Ю. Н. Колесником (1965), показавшим, что появление таких пород в связи с ультраосновными и основными интрузиями хорошо объяснимо и вполне закономерно с позиции теории Д. С. Коржинского о зависимости активности компонентов от кислотности растворов.

Не менее характерной особенностью метасоматических процессов в рудных полях Анзаса является исключительно активная в них роль хлора. Как уже отмечалось, необычно высокие содержания этого компонента фиксируются в породах габбровой интрузии, альбититах и метасоматитах всех этапов постмагматического процесса.

Надо сказать, что вопрос о первоисточнике хлора в постмагматических растворах, участвующих в формировании магнетитовых месторождений, решается разными исследователями по-разному. Так, Н. В. Павлов, А. И. Цветкова и А. Г. Котлова (1964), основываясь на экспериментальных данных и изучении магнетитовых месторождений, связанных с траппами Сибирской платформы, пришли к выводу о мобилизации хлора при взаимодействии базальтовой магмы с встречающимися на ее пути галогенными формациями. Г. А. Соколов и Д. И. Павлов, рассматривая особенности формирования Кустанайских и Анзасских магнетитовых месторождений, предполагают, что главным источником хлора в рудообразующих растворах служат высокоминерализованные воды глубинной циркуляции. Не отрицая возможности заимствования хлора в отдельных случаях из соленосных толщ или рассолов, мы в отношении Анзасского месторождения, в районе которого соленосные и сопутствующие им формации пока неизвестны, следуем не менее распространенной концепции о преимущественно ювенильном происхождении хлора.

Весьма важным для нас обстоятельством является то, что при любом из рассмотренных вариантов хлорный метасоматоз, подобный тому, какой имел место на Анзасе, считается специфичным для месторождений, ассоциирующихся с основными и их производными среднеосновными интрузиями (траппами, габбро и диоритами). Это хорошо согласуется с наблюдениями за современным вулканизмом, констатирующими особо активную роль хлора в эксгаляциях, связанных с извержениями базальтовых лав (Набоко, 1959; Башарина, 1961). Л. А. Башарина, сопоставляя характер и состав эксгаляций базальтов Ключевского вулкана и андезитов Швелуча, подчеркивает, что в первом случае характерна преимущественно хлорная, а во втором — сернистая специализация. В интересном исследовании Ю. П. Масуренкова (1966) по водорастворимым соединениям в изверженных, метаморфических и осадочных породах Кавказа и Камчатки показано, что хлоридные растворы чаще всего связаны со средней и особенно основной магмами. При этом высказывается предположение, что обедненность хлором остаточных растворов, связанных с кислыми магмами, объясняется вхождением почти всей его массы (более

90%) в нерастворимые соединения. При кристаллизации же основной магмы более четверти хлора не находит себе места в кристаллизующихся минералах, что приводит к резкому обогащению постмагматических растворов хлоридами.

Таким образом, активную роль хлора в метасоматически измененных породах Анзаса мы склонны объяснять двумя обстоятельствами. Во-первых, и это, на наш взгляд, является главным, высокой активностью хлора в постмагматических растворах, связанных с базальтоидными извержениями вообще, на чем мы акцентировали внимание выше. Во-вторых, активной ролью в составе этих растворов не только хлора, но и натрия, а также доминирующим значением силикатных пород основного состава (габбро ранней фазы и вмещающих их основных и среднеосновных эффузивов) в рудных полях месторождений. При взаимодействии растворов, несущих комплексные соединения натрия и хлора, с богатыми основаниями, в частности кальцием, силикатными породами создаются благоприятные условия для обменных реакций, которые ведут к распаду этих соединений и к образованию скаполита, дашкесанита, хлорпатита и других минералов, фиксирующих хлор. Химизм этого процесса специально рассмотрен в работах Д. В. Калинина (1961) и Д. И. Павлова (1964).

Г. Следующей весьма показательной особенностью минералов и руд Анзасского месторождения являются относительно высокие содержания в них таких элементов, как титан, ванадий, кобальт, хром, характерных опять-таки для основных интрузий и их производных. Как уже отмечалось, повышенные содержания титана, ванадия, хрома и кобальта выявлены Ш. Д. Курцерайте в амфиболах, альбите и скаполите околорудных метасоматитов Анзаса. В. А. Вахрушев (1964), специально и много занимавшийся особенностями элементов-примесей в магнетитах метасоматических железорудных месторождений различных генетических групп, установил резко повышенные содержания в рудном магнетите Анзаса ванадия и в целом несколько завышенные — хрома. Точно такими же свойствами обладают магнетиты других, аналогичных Анзасскому, месторождений (Хайлеольского, Изыхгольского и др.), также ассоциирующих с относительно слабо дифференцированными основными интрузиями габбро-альбититового типа. В целом эта группа месторождений отнесена В. А. Вахрушевым по геохимическим признакам к наиболее типичным представителям магнетитовых месторождений, связанных с базальтоидным магматизмом.

Д. Рассмотренные особенности интрузивных образований, метасоматических пород и руд Анзасского месторождения закономерно повторяются в других алтае-саянских магнетитовых месторождениях, пространственно ассоциирующих и генетически связанных с базальтоидными комплексами. Мы уже упоминали, а в дальнейшем рассмотрим особо Хайлеольское и Изыхгольское месторождения Балыксинской зоны (Кузнецкий Алатау), которые также связаны с габбро-альбититовыми интрузиями и обладают теми же особенностями, что и Анзасское. К скаполитовому типу магнетитовых месторождений относятся также месторождения Таят-Табратской группы Восточного Саяна и некоторые другие рудопроявления магнетита, ассоциирующие с более сложными и полнее дифференцированными комплексами габбро-диорит-гранодиоритового ряда.

Таким образом, видно, что по сумме многих признаков метасоматиты и оруденение Анзаса более отвечают производным базальтоидного магматизма и должны быть связаны с габбровыми интрузиями Анзасской зоны.

Весьма интересным и важным представляется вопрос о способе образования и происхождении альбититов. Ранее уже отмечалось, что большая их часть, включая среднезернистые кварцевые альбититы, относится к метасоматическим образованиям, представляющим собой

продукты глубокой метасоматической переработки габброидов ранней фазы, а также вмещающих их эффузивов, сланцев и известняков. К интрузивным образованиям мы склонны сейчас относить лишь дайковые альбитит-порфиры.

Известно, что на происхождение альбитовых пород существуют разные взгляды. Так, широко распространена концепция, допускающая возможность образования интрузивных альбититов как прямых производных дифференциации базальтовых магм, богатых летучими и водой (Билибин, 1940; Гилярова, 1941; Половинкина, 1952; Лебедев, 1955 и др.). Шэнд, Ю. И. Половинкина и другие исследователи обосновывают возможность образования остатка при дифференциации базальтовой магмы. При кристаллизации этого остатка, обогащенного щелочами, кремнекислотой и летучими, образуются кварцевые кератофиры и натровые граниты. Ю. А. Билибин вслед за Гольдшмидтом связывает образование безортоклазовых гранитов-трондьемитов, близких по составу к кварцевым альбититам, с дифференциацией богатой водой («мокрой») базальтовой магмы, в ходе которой содержащийся в исходном расплаве в сравнительно небольших количествах калий удаляется при кристаллизации биотита, и остаток дает чисто плагиоклазовые граниты-трондьемиты. М. А. Гилярова связывает образование натровых гранитов с особым типом базальтовых магм, характеризующихся недостатком глинозема относительно щелочей, но зато существенно обогащенных кремнекислотой. Возникающие при этом натровые граниты должны ассоциировать, по ее мнению, с альбитовыми габбро или альбитовыми диабазами. Наконец, А. П. Лебедев пришел к заключению о существовании двух главных направлений эволюции базитовых расплавов: 1) «кислой» ветви с образованием кислого, обогащенного кремнеземом, железом (относительно Mg) и щелочами остатка, за счет которого возникает гранофировые, альбититовые и кварц-альбитовые породы; 2) водосодержащей ветви, ведущей к образованию обогащенного летучими остатка, при кристаллизации которого формируются диабаз-пегматитовые жилы.

Как уже отмечалось, возможно и иное объяснение дайковых альбититов как конечных продуктов процесса метасоматической альбитизации, перерастающей в процесс магмообразования с появлением местных выплавов богатого альбитом расплава, формирующего небольшие по размерам дайковые тела и жилы альбитит-порфира. Кеннеди (1957), Тернер и Ферхуген, основываясь на экспериментах и отстроенных на основании этих экспериментов кривых Горансона для системы альбит—вода, обращают внимание на то, что в системе, богатой водой, температура образования кварц-альбитового расплава может понижаться до 800° С (при содержании в растворе около 12% воды). Однако и это не является пределом, на что указывают эксперименты Вилли и Татла (Wyllie, Tuttle, 1964) с той же системой, но с добавками других летучих, в частности HCl. Экспериментируя со смесью альбит—вода, эти авторы показали, что при добавлении в раствор H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> и HCl температура начала плавления альбита снижается с 810 до 708° С — для HCl, до 710° С — для SO<sub>3</sub> и до 660° С — для P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> при постоянном давлении 2750 бар. Весьма интересны в этом отношении и опыты И. П. Иванова (1962), который показал, что при воздействии на альбит натрово-карбонатно-галоидного раствора, насыщенного кремнекислотой (при введении специального буфера — кварцевого порошка — при давлении 1000 кг/см<sup>2</sup>), альбит остается без изменения до 700° С, а затем начинает плавиться.

Одновременно с этим на основании экспериментов по альбитизации кварц-биотитовых сланцев И. П. Иванов утверждает, что метасоматический альбит в ассоциации с мусковитом (серицитом), кварцем и маг-

нетитом образуется в интервале температур 280--700° С. Таким образом, теоретически возможные температуры существования кварц-альбитового расплава сближаются с температурами, в которых протекает процесс метасоматической альбитизации, идущий, кстати, при активном участии  $H_2O$ ,  $HCl$  и других летучих; поэтому представляется вполне вероятным образование хотя бы небольших объемов такого расплава в ходе метасоматической альбитизации. Возможно, что таким путем при перерастании натрового метасоматоза в магмообразование сформировались некоторые лейкократовые разности среднезернистых кварцевых альбититов ручья Медвежьего и р. Тарташ, характеризующиеся относительно устойчивым составом и структурами магматических пород (см. рис. 5).

Наконец, не исключена возможность метасоматического происхождения и некоторых дайковых тел альбититов. Жильная их форма может рассматриваться в таком случае как унаследованная от исходных, подверженных альбитизации дайковых пород иного состава. Примеры альбитизированных дайковых диабазов встречаются довольно часто. Ю. Н. Колесник, например, описал в связи с ультрабазитами очень любопытные в этом отношении жилы метасоматических альбититов, унаследовавших от исходных диабазов не только структуру магматических пород, но и явления закалки на контакте и имеющих вид типичных дайковых образований.

Вместе с тем, учитывая особенности анзасских дайковых альбитит-порфиоров и условия их проявления, мы все же отдаем предпочтение первому варианту возможного объяснения их генезиса, предусматривающему интрузивную их природу. Анзасские альбитит-порфиры образуют обычно типичные секущие дайковые тела. Они обладают отчетливо выраженными структурами магматических дайковых пород: порфировые — в целом, микролитовые или микрофельзитовые (кварцевые разности) — в основной массе, причем эти структуры устойчиво сохраняются в пределах одного тела и закономерно повторяются в разных телах. Реликты иных структур и минералов, которые можно было бы расценивать как незамещенные остатки исходных дайковых пород, в них не установлены.

Ранее при описании альбитит-порфиоров обращалось внимание на то, что химизм их очень близок к химизму трондьемитов, по Р. Дэли (рис. 7). Надо сказать, что и по минеральному составу они зачастую мало чем отличаются от плагиоклазовых гранитов, ибо слагающий их альбит не является чистым, а содержит, как правило, около 5% и более анортитовой составляющей. Таким образом, кварцевые альбитит-порфиры подобны плагиогранитам (трондьемитам), возможность образования небольших объемов которых при дифференциации базальтовых магм обычно не оспаривается.

Таким образом, в целом устанавливается следующий порядок формирования габбро-альбититового комплекса Анзасской зоны.

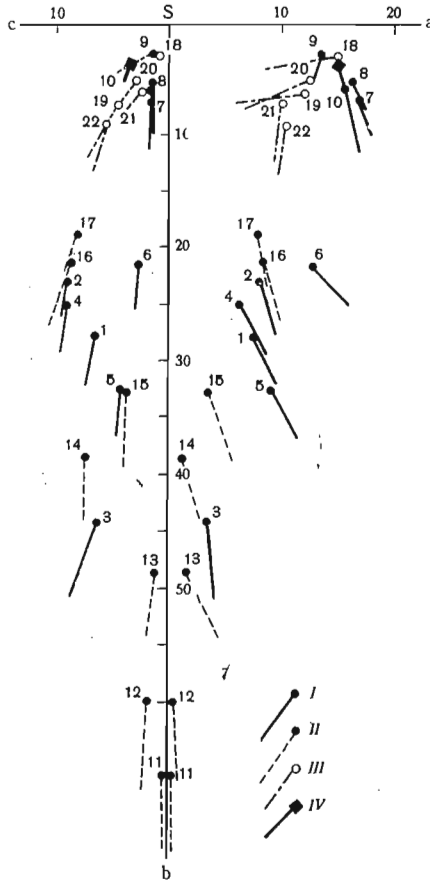
1. В первоначальную стадию становления комплекса имело место внедрение недифференцированной основной магмы с образованием относительно крупных линейных, реже изометричных в плане трещинных интрузивов трахитсидных габбро (Безымянка и Тарташ) и более мелких дайковых тел порфировидных габбро, габбро-диабазов и диабазов (Тараскыр). По химическому составу породы первой фазы ближе всего стоят к долеритам и платобазальтам, по Р. Дэли, и лишь лейкократовые их разности приближаются к безоливиновым габбро. Таким образом, исходная магма, вероятно, отвечала по составу толеитовой.

2. Следующая, вторая, стадия сопровождалась поступлением вдоль контактов ранее сформировавшихся габбровых интрузивов и по нару-

Рис. 7.

Сводная диаграмма химических составов пород интрузивных комплексов Анзасской зоны

- I — габбро-альбититовый комплекс района Анзасского месторождения:  
 1, 2 — трахитондные габбро;  
 3 — оливниновое габбро;  
 4 — трахитондное амфибол-пироксеновое габбро;  
 5, 6 — габбро (см. табл. 3);  
 7—9 — кварцевые альбитит-порфиры;  
 10 — кварцевый альбитит-порфир (см. табл. 6).  
 II — Шаманский габбро-пироксенит-дунитовый плутон (р. Малый Абакан):  
 11 (МА-338) — дунит; 12 (МА-848) — верлит; 13 (П-25) — вебстерит; 14 (МА-142) — габбро-пироксенит; 15 (П-218), 16 (П-26) — габбро-норит; 17 (МА-389) — габбро-диорит (см. табл. 1).  
 III — гранитоиды района р. Малый Абакан (чукчутский комплекс):  
 18 (МА-26) — двуслюдяной биотит-мусковитовый гранит; 19 (МА-363), 20 (МА-26) — микроклинсодержащий биотит-мусковитовый гранитогаейс; 21 (МА-166) — тоналито-гнейс; 22 (П-1) — гнейсовидный биотит-роговообманковый тоналит (см. табл. 2).  
 IV — трондьемит, по Гольдшмидту (стандартный тип)



шающим эти интрузивы зонам дробления дайковых альбитит-порфиров, близких по составу к трондьемитам.

В связи с интрузией альбитит-порфиров проявился значительный по масштабам и весьма важный по последствиям хлорно-натровый метасоматоз, сопровождающийся магнетитовым оруденением. Габброиды первой фазы и в меньшей степени вмещающие их породы (преимущественно зеленокаменные кристаллические сланцы моноксовой серии), подвергаясь воздействию богатых натрием и хлором постмагматических растворов, значительно обогащались щелочами (натрием) и обеднялись железом, магнием и кальцием, преобразуясь при этом в сиенитовидные породы альбитового состава (различные альбититы). Альбититы метасоматического происхождения составляют большую часть субщелочных кислых пород комплекса. Масштабы процессов альбитизации и скаполитизации, сопровождавшихся высвобождением и перераспределением железа вмещающих пород, достаточно велики и должны учитываться при рассмотрении механизма формирования магнетитовых месторождений и оценке их перспектив.

3. В заключительный пострудный этап формирования комплекса проявились дайки свежих, не затронутых околорудными изменениями оливниновых диабазов, приближающихся по составу и структурам к троктолитовым долеритам. По химизму эти породы, так же как габброиды первой фазы, отвечают платобазальтам и долеритам, по Р. Дэли. Таким образом, магма, поступавшая в это время, вновь приобрела свойства, близкие к первоначальным.

Такой порядок формирования габбро-альбититовых ассоциаций в точности, вплоть до деталей, повторяется в некоторых других районах юга Сибири, в частности в Балыксинской зоне Кузнецкого Алатау, особенности магматизма которой будут рассмотрены позднее.

По структурному положению, особенностям состава и эволюций габбро-альбититовый комплекс относится к группе орогенных магматических формаций подвижных зон. Несмотря на то, что представляющие его массивы располагаются в пределах нижнекембрийских раннегеосинклинальных вулканогенных отложений Северо-Саянской зоны, они обладают чертами явно более молодых образований по сравнению с этими отложениями. Об этом свидетельствует прежде всего приуроченность интрузивов комплекса к разломам, отчетливо секущим господствующие складчатые структуры Анзасской зоны. Кроме того, любые из полученных цифр (425—497 млн. лет)<sup>1</sup> абсолютного возраста околорудных метасоматитов, являющихся, как мы убедились, составной частью габбро-альбититового комплекса, свидетельствуют о верхнекембрийском или даже об ордовикском, но никак не о нижнекембрийском возрасте комплекса. По этому признаку, а также по составу и степени метаморфизма слагающих пород габбро-альбититовый комплекс не имеет ничего общего с раннегеосинклинальными интрузиями метагаббро и метадiorитов (габбро-диорит-диабазовая формация) Западного Саяна, комагматичных нижнекембрийским эффузивам спилитодиабазового ряда. Вероятнее всего, габбро-альбититовый комплекс принадлежит к подробно охарактеризованной группе раннеорогенных базитовых формаций, отличаясь некоторыми специфическими особенностями от наиболее типичных их представителей, какими являются габбро-пироксенит-дунитовая и габбро-сиенитовая формации. В связи с одной из главных его особенностей — широким обильным проявлением процессов хлорно-натрового метасоматоза, обусловленного возникновением на поздних стадиях развития комплекса альбититовых даек, находится магнетитовое оруденение, сопровождающее этот тип базитовых интрузий.

## МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ БАЛЫКСИНСКОЙ ЗОНЫ

Балыксинская зона Кузнецкого Алатау наряду с Анзасской является другой крупной структурой, в пределах которой выявлены магнетитовые месторождения скаполитового типа, генетически связанные с относительно слабо дифференцированными габбровыми интрузиями. Среди магнетитовых месторождений Балыксинской группы известны Хайлеольское месторождение, полностью идентичное Анзасскому, и более мелкие рудопроявление магнетита (Изых-Гольское, Ойское, Начульское и др.), ассоциирующие с небольшими по размерам интрузивами габбро и диабазов.

Первые геологические исследования на территории Балыксинского прогиба и примыкающей к нему средней части Абаканского хребта относятся к 30-м годам и связаны с работами О. К. Полегаевой, М. Н. Злобина, А. П. Дубка, Н. М. Житкова, А. А. Зенковой, В. К. Монича. Позднее на этой площади проводились геолого-съёмочные работы (И. К. Кождзеев) и тематические исследования наиболее интересных в промышленном отношении титаноносных габбровых интрузий патынско-культайгинского комплекса (Г. М. Саранчина; П. И. Лебедев; Кузьмин, 1939; Ильенок, 1960, 1964; И. М. Волохов, В. Н. Довгаль, В. М. Иванов и др.).

<sup>1</sup> Пояснения к этим определениям даны на стр. 80.

В 1956—1957 гг. геофизическими работами были открыты Хайлеольское и Изых-Гольское магнетитовые месторождения, расположенные в западной и восточной окраинах Балыксинского прогиба, насыщенных своеобразными интрузиями основного состава. Последующими детальными работами (Ю. В. Макаров; А. И. Забияка; А. К. Мкртычян, А. М. Очкасов; Поляков, Телешев, 1960) в этих зонах обнаружены новые рудопроявления железа, пространственно тяготеющие к полям развития даек основных пород. Рудоносная интрузия в данном случае существенно отличается от ранее известных железоносных комплексов Тейского района. При проведении специальных петрологических исследований (Поляков, Телешев, 1960) было установлено, что эта интрузия подобна габбро-альбититовой интрузии Анзасского района. Нами получены новые дополнительные сведения по этому типу ассоциаций и связанным с ними магнетитовым месторождениям, хорошо согласующиеся с рассмотренными данными по аналогичным образованиям Анзасской зоны.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Балыксинская зона расположена в юго-восточной части Кузнецкого Алатау, в области его сопряжения с Южно-Минусинской межгорной впадиной (рис. 8).

Этот обширный по площади и весьма сложный в геологическом отношении район характеризуется неоднородным строением. Он разделяется Абаканским хребтом на две геологически разнородные части: северо-западную (Горно-Шорскую) и юго-восточную (Хакасскую). В северо-западной части господствуют раннепалеозойские (салаирские) складчатые сооружения Кузнецкого Алатау, представляющие собой восточное крыло меридионально ориентированного Кузнецкого антиклинория, осложненное доминирующими в районе складчатостью и разломами северо-восточного простирания. В юго-восточной части древние салаирские комплексы трансгрессивно перекрываются девонскими эффузивно-осадочными отложениями Южно-Минусинской впадины, имеющими здесь наиболее широкое развитие.

В строении салаирской части района, как и в строении алтае-саянских салаирид вообще, различаются два типа структур: 1) широкие изометричные в плане внутригеосинклинальные поднятия или, точнее, участки относительно замедленного прогибания; 2) разделяющие их более мобильные структуры, представленные линейными вулканическими и промежуточными зонами.

К первым относятся Шорский и Батеневский срединные массивы, представляющие собой разобщенные промежуточными зонами отдельные части упоминавшегося ранее Шорско-Батеневского, или Енисейского, поднятия. Характерной их особенностью является существенно терригенно-карбонатный состав отложений верхнего протерозоя и нижнего кембрия. На площади Тейско-Балыксинского железорудного района, включающей крайевые части этих поднятий, разрез верхнепротерозойских и кембрийских отложений характеризуется несколько большей, сравнительно с внутренними частями, мощностью и заметным участием вулканогенных пород (Мусатов, 1961). В строении разделяющих поднятия линейных вулканических и промежуточных зон сложно дислоцированные вулканогенные отложения приобретают еще большее значение.

Для промежуточных зон, к которым, в частности, относится Балыксинская структура, характерно широкое развитие основных, обычно зеленокаменных эффузивов и их пирокластов, объединяемых в настоя-

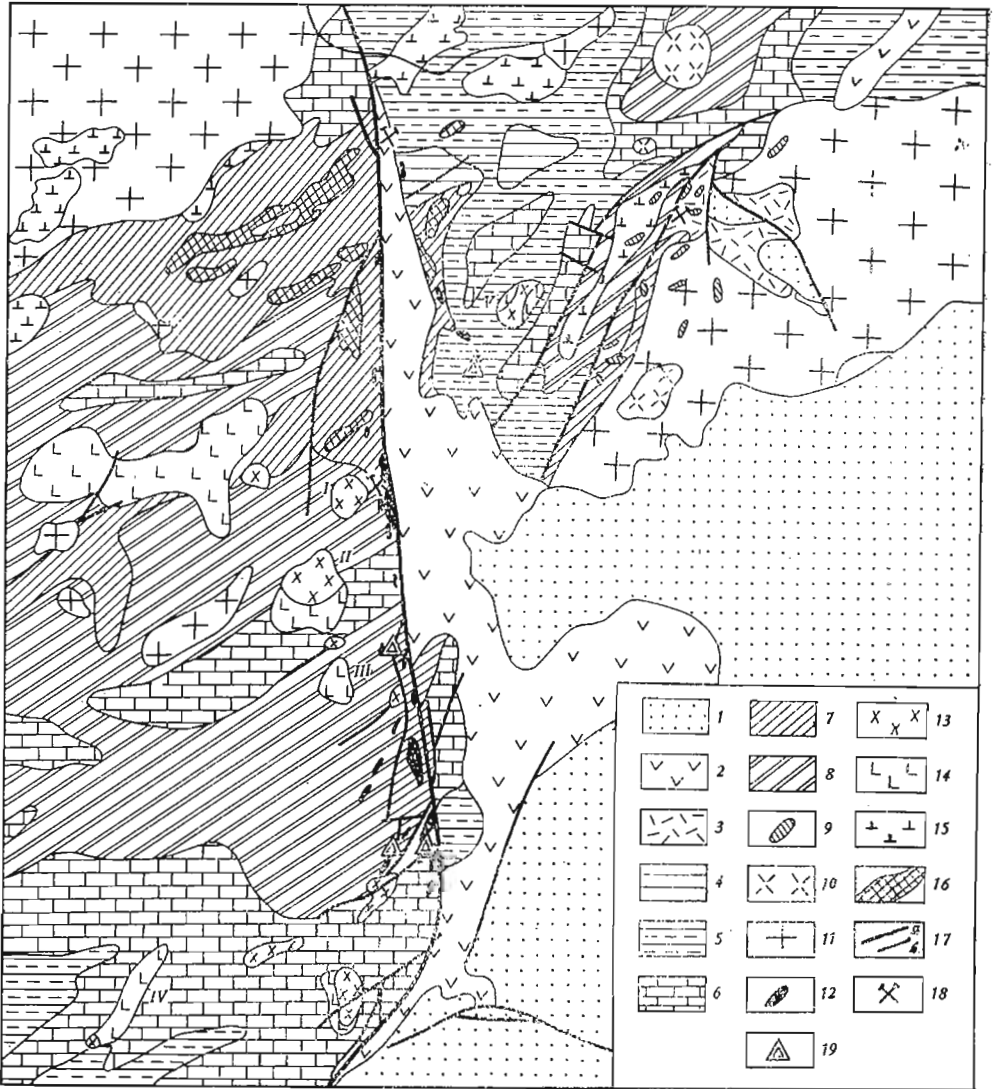


Рис. 8. Схематическая геологическая карта Тейско-Балыксинского района (составлена А. Е. Телешевым с дополнениями и изменениями автора по материалам И. К. Кокодзеева, Ю. Г. Щербакова, В. И. Фоминского, П. С. Антонова, Г. Г. Семенова, Г. В. Полякова, А. Е. Телешева и др.)

- |  |   |   |
|--|---|---|
| <p>1 — девонские осадочные отложения Минусинского прогиба;</p> <p>2 — девонский базальт-андезит-липаритовый эффузивный комплекс (быскарская серия);</p> <p>3 — нижнедевонский трахиандезит-липаритовый эффузивный комплекс (тейская свита);</p> <p>4 — среднекембрийские вулканогенно-осадочные отложения;</p> <p>5—7 — нижнекембрийские отложения: 5 — терригенная толща (сыйская свита), 6 — карбонатная толща (уснская свита), 7 — вулкано-</p> | <p>генно-сланцевая толща (кондомская свита);</p> <p>8 — протерозойские известняки, доломиты и кварциты енисейской свиты.</p> <p><b>Интрузивные комплексы:</b></p> <p>9 — девонские субвулканические граносиенитовые интрузии;</p> <p>10 — субщелочные граниты и сиениты предположительно девонского возраста;</p> <p>11 — раннепалеозойские батолитовые граниты;</p> <p>12 — габбро-альбититовый комплекс Балыксинской зоны;</p> <p>13—15 — куль-тайгинский габбро-сиенитовый комплекс: 13—сиениты, 14—габбро (1—</p> | <p>Малая Куль-Тайга, 11 — Большая Куль-Тайга, 111 — Южный, 1V — Узас, V — Шор-Тайга), 15 — раннепалеозойские диорит-габбро-норит-пироксенитовые интрузии (Тейско-Шорская и др.);</p> <p>16 — раннепалеозойские субвулканические интрузии габбро-диорит-диабазовой формации (буйский комплекс);</p> <p>17 — разломы: а — главные, б — второстепенные;</p> <p>18 — железорудные месторождения;</p> <p>19 — рудопроявления магнетита</p> |
|--|---|---|



шее время в кондомскую, а ранее — в кутень-булукскую серии. Балыксинская зона, простирающаяся в меридиональном направлении вдоль одноименного разлома более чем на 150 км, характеризуется сложными, но в целом грубо линейными очертаниями и весьма неоднородным строением, отличаясь изменчивым в плане и разрезе составом слагающих толщ и интенсивной их дислоцированностью. Верхнепротерозойские и кембрийские отложения собраны в напряженные, часто опрокинутые складки переменного простираения, осложненные дизъюнктивными нарушениями того же направления. Наряду с зеленокаменными эффузивами в пределах Балыксинской зоны, особенно на водоразделе рек Балыксу и Ортона и в верховье последней, широко развиты близкие по возрасту и составу, незначительные по размерам интрузивы габбро-диабазов, габбро-диоритов и диоритов габбро-диорит-диабазовой формации (А. Е. Телешев). В средней части Балыксинской зоны в связи с Балыксинским глубинным разломом, активизировавшимся в девоне, сформировался явно более поздний наложенный Балыксинский грабен, выполненный красноцветными вулканогенно-осадочными отложениями девона.

Господствующие в юго-восточной части района девонские отложения образуют в Тейско-Балыксинском районе верхний (среднепалеозойский) структурный этаж. Ими сложены мультислойные впадины и грабены, связанные с Минусинским межгорным прогибом. К наиболее крупным и важным структурным элементам этого типа относятся упоминавшийся Балыксинский грабен и Тейская впадина, выполненные вулканогенными комплексами нижнего и преимущественно осадочными отложениями среднего девона. Девонские отложения вблизи ограничивающих впадины разломов собраны в относительно напряженные, сжатые, иногда запрокинутые складки, осложненные многочисленными дизъюнктивными нарушениями. В удалении от разломов напряженность складчатости заметно убывает, причем углы падения крыльев складок выглаживаются до 10—30°. В целом эти отложения залегают с резким стратиграфическим (угловым и азимутальным) несогласием на протерозойско-кембрийских комплексах нижнего структурного этажа.

Среднепалеозойские, преимущественно девонские отложения верхнего структурного яруса характеризуются четко выраженным двучленным строением. В отложениях нижнего девона — эйфеля ведущая роль принадлежит эффузивам, которые лишь в южной, собственно котловинной части района вытесняются терригенными красноцветами. Послеэйфельские же отложения представлены преимущественно осадочными породами. В северо-западной части района в пределах наложенных мелких грабенов и мультислойных впадин преобладают вулканогенные комплексы девонских отложений, причем очень часто обозначены их два различных варианта: тейский и балыксинский. В первом случае эффузивы и сопровождающие их пирокласты характеризуются главным образом субщелочным кислым составом, отвечая порфировой или трахиандезит-липаритовой формации, во втором — широко представлены основные и среднеосновные эффузивы и вся ассоциация приобретает характер смешанной трахибазальт-андезит-липаритовой.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Юго-восточная часть Кузнецкого Алатау, охватывающая область сопряжения салаирид с девонским межгорным прогибом, характеризуется весьма сложным и многообразным интрузивным магматизмом, представленным всеми главнейшими типами палеозойских интрузивных комплексов алтае-саянских каледонид. Характер и последовательность

формирования интрузивных комплексов данного района рисуются нами следующим образом.

Группа собственно геосинклинальных (раннегеосинклинальных) интрузий представлена в районе типично проявленной габбро-диорит-диабазовой ассоциацией, известной под названием буйского комплекса, или интрузии авгитовых диоритов. Принадлежащие к этому комплексу небольшие по размерам интрузивные тела пластовой, дайковой и акмолообразной формы размещаются в полях развития эффузивов кондомской свиты (см. рис. 8), представляя их корни и интрузивные комагматы. Интрузивы ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении согласно господствующему простиранию структур кондомской свиты. Наиболее типичной разностью пород являются содержащие титанистый авгит диориты, с которыми ассоциируют, с одной стороны, несколько более кислые кварцсодержащие и кварцевые разности, а с другой — более основные и меланократовые породы: габбро-диориты, габбро-диабазы и диабазы. Характерной особенностью пород комплекса является интенсивный, повсеместно проявленный метаморфизм, заключающийся в зеленокаменном их изменении. В результате большая часть пород приобретает нематобластовое строение, обусловленное преобладанием спутанноволокнистого агрегата амфибола, ассоциирующего с альбитом, хлоритом, кальцитом и минералами группы эпидота; при этом они становятся похожими на метаморфические породы типа зеленых кристаллических сланцев или, что случается чаще, амфиболитов.

Иногда к этому же комплексу ошибочно относятся более молодые габбровые интрузии орогенного этапа, контролируемые разломами, секущими складчатые структуры нижнекембрийских отложений. Так поступают с некоторыми габбровыми интрузивами рудных полей Хайлеольского магнетитового месторождения, представляющими на самом деле более поздние образования. Эти интрузивы подвержены лишь локальным метасоматическим изменениям, связанным с рудообразованием. Так же неверно определяется некоторыми геологами положение явно более поздней и резко отличной от Буйской Тейско-Шорской габбровой интрузии, рассматриваемой ниже в группе базитовых интрузий орогенного этапа.

Орогенные базитовые комплексы представлены тремя видами габбровых интрузий: Тейско-Шорской габбро-пироксенит-дунитового типа, Куль-Тайгинской габбро-сиенитовой и пространственно сопряженным с последней габбро-альбититовым комплексом Балыксинской зоны. Каждая из них характеризуется своими особенностями структурного положения, строения и состава.

Тейско-Шорский интрузив, расположенный в северо-восточной части района на водоразделе рек Теи, Шоры и Тузухсу, в пределах Тейской промежуточной зоны линейного типа, представляет собой своеобразный вариант стратифицированных массивов габбро-пироксенит-дунитовой формации. Он имеет форму не этмолита, как большинство массивов этой формации, а линзообразной, вытянутой в плане интрузивной залежи, в строении которой резко доминируют габбро, габбро-нориты и габбро-диориты при подчиненном значении ультраосновных пород. Отмечается активное воздействие на породы массива последующей гранитной интрузии (Аскизский батолит), в результате которого породы габбрового массива претерпели существенные изменения.

Куль-Тайгинский габбро-сиенитовый комплекс объединяет многофазные, с элементами расслоенности в габбровой части массивы, расположенные в пределах относительно жестких структур ранней консолидации — Шорского и Батеневского внутригеосинклинальных поднятий. По характеру и формам проявления этот комплекс является

типичным представителем рассмотренной в первой главе габбро-сиенитовой формации.

Наконец, габбро-альбититовый комплекс Балыксинской зоны, во всем аналогичный анзасскому, располагается в пределах линейного, связанного с глубинным разломом прогиба, разделяющего внутригеосинклинальные поднятия. Пространственно, а возможно и во времени, он очень близок к развитым в краях этих поднятий массивам габбро-сиенитового комплекса, представляя собой, по-видимому, своеобразное их проявление в пределах мобильных швов, отграничивающих поднятия от линейных прогибов.

В крайней северо-восточной части района на территории крупного Батеневского внутригеосинклинального поднятия и соседних промежуточных зон развиты раннепалеозойские гранитоиды батолитового типа, входящие в состав Аскизского батолита. По характеру они отвечают гранодиорит-гранитному подтипу формации гранитоидных батолитов «пестрого» состава.

В районе Тейского девонского наложенного прогиба, выполненного субщелочными кислыми эффузивами трахиандезит-липаритовой формации, проявился послепатолитовый субвулканический комплекс гранитов и сиенитов, пространственно, во времени и генетически тесно связанный с девонским вулканизмом.

Как уже отмечалось, перечисленные комплексы размещаются в разных частях района. Тейско-Шорская габбро-пироксенит-дунитовая гранитоидная батолитовая и субвулканическая гранит-сиенитовая интрузии известны лишь в северо-восточной части и рассматриваются в дальнейшем при описании магматических комплексов Тейского района. В пределах собственно Балыксинской зоны развиты только габбровые интрузии: рассмотренные раннегеосинклинальные интрузии метагаббро и метадиоритов габбро-диорит-диабазовой формации, а также пространственно сопряженные интрузивы габбро-сиенитового и габбро-альбититового комплексов, с которыми связаны известные в этом районе месторождения и рудопроявления магнетита.

### **Куль-тайгинский габбро-сиенитовый комплекс**

Этот комплекс представлен многочисленными, небольших размеров массивами центрального типа, расположенными в западном обрамлении Балыксинской зоны в пределах Шорского внутригеосинклинального поднятия. Массивы имеют в плане изометричные, а в разрезе воронко- или лополитообразные формы. Они обычно многофазны. Габброиды первой фазы составляют основную стратифицированную часть массивов; интрузирующие позднее сиениты и субщелочные граниты (последние имеют резко подчиненное значение, а иногда и вообще отсутствуют) образуют трещинные пластовые, дайковые и, реже, штокообразные тела, нарушающие исходное стратиформное строение массивов. Соотношения габбро и сиенитов меняются: в одних случаях доминируют габбро, в других — сиениты, встречаются однофазные только габбровые или только сиенитовые интрузивы. Непосредственно в Балыксинском районе наиболее типичными представителями комплекса являются массивы Малая Куль-Тайга, Большая Куль-Тайга, Южный, Узасский и другие, протягивающиеся цепочкой с севера на юг вдоль западного края Балыксинской зоны (см. рис. 8).

Массив Малая Куль-Тайга расположен в северной части Балыксинской зоны вблизи Хайлеольского магнетитового месторождения, слагая одну из господствующих горных вершин района. Массив имеет округлую изометричную в плане форму и сравнительно небольшие (около

3 км в поперечнике) размеры. Форма массива в вертикальном разрезе неясная; предполагается, что это либо воронкообразное, либо штокообразное тело. В составе слагающих пород преобладают кварцевые щелочные сиениты типа нордмаркитов, меньшую роль играют сиенит-порфиры, восточная часть массива сложена своеобразными сиенито-диоритами, образовавшимися, согласно нашим представлениям, путем метасоматической сиенитизации и магматического замещения более ранней габбровой составляющей массива. По всей площади интрузив прорван многочисленными дайками граносиенитов, сиенит-порфиров, микродиабазов и маломощными жилками альбититов. Граносиенитовые и сиенитовые дайки являются, безусловно, поздними производными этого же комплекса. Альбититовые дайки обнаруживают сходство с кислыми продуктами габбро-альбититового комплекса Хайлеольского месторождения, расположенного рядом.

Массив Большая Куль-Тайга, обстоятельно охарактеризованный С. С. Ильенком (1964), морфологически выглядит так же, как и соседний интрузив Малая Куль-Тайга. В плане он имеет изометричную форму и приурочен к месту пересечения субширотных и меридиональных нарушений. Согласно данным С. С. Ильенка, это первичноворонкообразное интрузивное тело, переходящее с глубиной в корневой части массива в дайкообразное. Большая южная часть массива сложена различными по составу габбро, образующими отчетливо стратифицированную серию слоев, погружающихся внутрь массива. В северной части преобладают сиениты, граниты, присутствующие, кроме того, в виде мелких секущих дайковых тел и в полях габбро южной половины массива.

Габбровая часть массива отчетливо расслоена. Согласно описаниям С. С. Ильенка (1964), краевую эндоконтактовую зону массива мощностью от 100 до 500 м составляют мелкозернистые габбро, среди которых встречаются участками амфиболовые меланократовые разности, сближающиеся по составу и структуре с горнблендитами. Далее следует широкая, достигающая 1000—1300 м полоса нормальных габбро, включающая массивные пегматоидные и трахитоидные их разности. Среди преобладающих массивных габбро отмечаются, кроме того, отдельные местные обособления меланократовых разностей и габбро-пироксенитов. Крайняя верхняя зона габбро, обрезанная с севера более поздними сиенитами, достигает в ширину 1700 м. Нижнюю часть этой зоны составляют оливинсодержащие титаномагнетитовые габбро, постепенно переходящие выше по разрезу в нормальные габбро, в которых трахитоидность заметно ослабевает. В самом верху зоны появляются среднеосновные типы пород, отвечающие по составу диоритам. В южной части массива С. С. Ильенком отмечаются отдельные тела нефелинсодержащих щелочных пород — полевошпатовых уртитов и мельтейгитов, а в западной — нефелиновых сиенитов.

Среди сиенитов северной половины массива описываются щелочные пироксеновые и роговообманковые сиениты, кварцсодержащие разности которых отвечают по составу нордмаркитам. По периферии этого поля развиты преимущественно порфиroidные пироксеновые сиениты, тогда как в центре преобладают кварцсодержащие разности — нордмаркиты и кварцевые сиениты, среди которых на отдельных участках встречаются граносиениты и субщелочные граниты. Кроме того, среди габбровых пород отмечаются мощные дайки кварцевых сиенитов и гранитов (Ильенок, 1964), судя по всему, связанные с сиенитами северной части массива.

Дайковый комплекс пород массива представлен оливиновыми диабазами и спессартитами, являющимися, согласно С. С. Ильенку, жильными дериватами непосредственно габбровой интрузии, а также дай-

ками микрогаббро и габбро-порфиринов, секущими не только габброиды первой фазы, но и более поздние сиениты северной половины массива.

Расположенный несколько южнее Южный габбровый массив имеет изометричную в плане форму и составляет по площади около 6 км<sup>2</sup>. По составу и строению он подобен габбровой части массива Большая Куль-Тайга и обладает четко выраженной стратификацией. Массив сложен преимущественно лейкократовыми и нормальными габбро, а в центральной и южной частях — меланократовыми их разностями, переходящими местами в габбро-пироксениты. В делювиальных свалах отмечаются оливиновые габбро, лейкократовые разности которых приближаются к алливалитам. Контактное воздействие на вмещающие карбонатные породы выражается, как и в случае других аналогичных массивов, в мраморизации; кроме того, в южном контакте отмечаются волластонитовые и гранат-пироксеновые скарны.

Также существенно габбровым, при резко подчиненном значении сиенитов (около 5%), является Узасский интрузив, однако его строение рисует В. Н. Довгалем (1962), наиболее обстоятельно изучившим этот массив, несколько иначе. Согласно представлениям этого автора, Узасский массив — многофазное лакколито- или воронкообразное тело, сложенное серией пластовых или конических интрузивных тел. Даже в формировании ранней габбровой интрузии им усматривается по меньшей мере двукратное внедрение. В первую очередь формировались слагающие северную часть тела долериты, а во вторую — «габбровый силл» южной части массива. Вдоль западного контакта массива согласно с габбровым телом, но явно позднее него сформировалась незначительная по размерам интрузивная залежь сиенитов.

Долериты характеризуются относительно устойчивым составом, в них несколько меняется основность плагиоклаза и количество постоянно присутствующего оливина. Габбро закономерно меняются по составу от более меланократовых и оливиновых разностей в лежащем боку силла до нормальных безоливиновых габбро — в висячем. Среди сиенитов доминируют щелочные их разности и нордмаркиты, жильные проявления представлены сиенит-порфирами и гранит-порфирами. Примечательной особенностью Узасского интрузива является образование пироксен-плагиоклазовых (часто с оливином) роговиков, содержащих обильную вкрапленность магнетита (до 8%). Эти роговики образуются за счет долеритов при воздействии на них более поздних габбро.

Помимо сложных габбро-сиенитовых массивов, на водоразделе рек Большого Таштыпа и Кабырзы известны чисто сиенитовые интрузивы, расположенные в зонах дизъюнктивных нарушений западного шва Балыксинского прогиба. Они сложены исключительно сиенитоидами: пироксен-роговообманковыми сиенитами и нордмаркитами, аналогичными сиенитам сложных габбро-сиенитовых массивов.

К рассмотренной группе массивов должен быть отнесен и Шор-Тайгинский, или Таскыльский, интрузив, расположенный изолированно в восточном обрамлении Балыксинской зоны, в краевой части Батеневского поднятия. Это сравнительно небольшое (около 12 км по длинной оси), эллипсообразное в плане тело приурочено к ядру антиклинали, сложенной метаморфизованными сланцами нижнего кембрия. Окружающая массив широкая (до 500 м) зона ороговикования свидетельствует о пологом характере его контактов.

В центральной части массив сложен крупнозернистыми или среднезернистыми, иногда порфиридовидными амфибол-пироксеновыми сиенитами и нордмаркитами, прорванными небольшими дайко- и штокообразными телами мелкозернистых субщелочных гранитов. В юго-восточной, западной и северо-восточной окраинах массива сохранились небольшие остан-

цы явно более ранних, среднезернистых порфировидных и пегматоидных габбро и габбро-диоритов, измененных со стороны сиенитов. Дайковые породы представлены лейкократовыми пертитовыми граносиенитами, сечущими сиениты и переходящими в субщелочные граниты, а также порфировидными габбро и порфиритами.

Важной особенностью Шор-Тайгинского массива является известное в северо-западном его контакте Таскыльское скарново-магнетитовое рудопоявление, безусловно связанное генетически с этим интрузивом.

Петрографический состав габбро-сиенитового комплекса весьма сложен и со всей полнотой не может быть здесь рассмотрен, причем в этом и нет необходимости, ибо специальные обстоятельные описания габбро-сиенитовых ассоциаций Горной Шории и Кузнецкого Алатау уже имеются в работах С. С. Ильенка (1964), В. Н. Довгаля (1968) и ряда других исследователей. Остановимся лишь на главных общих особенностях состава пород этого комплекса и некоторых частных отклонениях, свойственных отдельным габбро-сиенитовым массивам Балыксинского района.

Основная, базитовая часть комплекса представлена, как это следует из рассмотренных примеров, различными по структурам и составу габбро, варьирующими от лейкократовых анортозитовых габбро, достигающих иногда состава лабрадоритов, до меланократовых разновидностей, приближающихся к габбро-пироксенитам, пироксенитам и горнблендитам. Нориты и габбро-нориты для этой ассоциации (речь идет лишь о массивах Балыксинского района) не свойственны. Соответственно темноцветные минералы в габбро представлены исключительно клинопироксеном, причем, как правило, титанистым авгитом, а также роговой обманкой, среди которых иногда отмечаются щелочные баркевикитовые разновидности. Постоянной составной их частью является титаномagnetит, содержание которого в титаномagnetитовых габбро достигает иногда 16%. Состав плагиоклазов в значительной степени колеблется: от лабрадорбитовнита (№ 65—85) в оливиновых габбро и габбро-пироксенитах до андезин-лабрадора (№ 35—55) в габбро-диоритах и диоритах верхних частей массивов. Соотношения породообразующих минералов и структуры габброидов варьируют в широких пределах, чем собственно и определяется их петрографическое разнообразие. В ряде случаев габбро значительно видоизменяются под воздействием более поздних сиенитов, приобретая новые качества. К такой категории пород относятся габбро-диориты массива горы Шор-Тайга, характеризующиеся относительно низкой основностью плагиоклаза (от № 34 в краях зерен до № 51—52 — в центре) и участием в составе породообразующих минералов явно наложенных актинолита (2—8%), биотита (3—6%) и кварца (до 2%). Крайними продуктами метасоматической переработки (сиенитизации) габбро, вероятно, прошедшими магматическое состояние, являются сиенито-диориты восточной части массива Малая Куль-Тайга.

К наиболее характерным и распространенным типам сиенитоидов, формирующихся во вторую фазу, относятся щелочные пироксен-роговообманковые сиениты, кварцсодержащие разновидности которых отвечают нордмаркитам. В целом сиениты варьируют по составу от нормальных щелочноземельных типов пород — авгитовых и роговообманковых сиенитов — до типичных щелочных разновидностей, среди которых встречаются (массив Большая Куль-Тайга) нефелиновые сиениты. Общей примечательной особенностью состава сиенитов можно считать преимущественно ортоклаз- или микроклин-пертитовый характер полевых шпатов; плагиоклаз в отдельных зернах сравнительно редок, достигая заметных количеств лишь в щелочноземельных роговообманковых разновидностях сиенитов. Фемические минералы представлены авгитом, эгирин-авгитом, баркевикитом, рибекитом, полущелочным амфиболом гастингситового ряда и,

Химический состав пород куль-тайгинского интрузивного комплекса Балыксинской зоны

Оксиды	Содержание, вес. %																					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	50,48	51,04	52,66	47,82	66,09	67,21	64,08	66,24	62,96	65,32	68,04	70,18	54,36	63,94	63,28	64,78	61,20	70,52	71,62	75,92	72,70	75,00
TiO <sub>2</sub>	1,72	1,17	1,46	0,72	0,44	0,30	0,29	0,52	0,64	0,45	0,32	0,39	2,69	0,45	0,50	0,50	0,52	0,22	0,25	0,27	0,56	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,82	17,41	18,56	25,54	14,79	14,70	14,17	15,46	16,03	16,32	14,46	13,89	11,93	15,20	16,15	15,66	16,48	13,58	13,93	12,23	10,44	12,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,31	2,48	2,83	2,97	0,63	1,69	2,02	2,50	1,90	0,98	1,53	0,65	8,14	0,94	1,16	—	0,60	1,48	0,95	0,58	5,69	0,08
FeO	9,96	6,84	6,32	3,16	4,46	3,33	3,58	2,87	4,76	2,84	3,20	2,71	9,11	3,78	4,17	3,53	3,95	2,58	2,38	2,53	1,44	1,64
MnO	0,35	,48	0,22	0,077	0,11	0,06	0,08	0,06	0,18	0,12	0,09	0,10	0,47	0,07	0,09	0,07	0,11	0,03	0,07	0,063	0,14	0,03
MgO	3,85	5,38	3,48	2,90	1,34	1,09	1,15	0,83	0,45	1,12	0,88	0,31	2,00	1,79	2,17	2,41	3,32	0,65	0,44	0,054	0,22	0,94
CaO	7,25	9,65	7,54	13,11	2,12	1,63	1,82	0,46	1,45	2,36	1,67	0,78	2,97	4,00	4,07	4,10	5,55	1,00	1,12	0,47	0,38	1,18
Na <sub>2</sub> O	3,94	3,16	4,74	2,56	4,15	4,44	3,98	5,01	5,59	4,17	4,24	4,96	4,33	4,16	3,84	4,10	3,86	4,34	3,98	3,88	4,12	3,35
K <sub>2</sub> O	1,42	0,70	1,30	0,20	4,42	4,37	7,38	4,65	4,64	4,87	4,65	5,20	2,58	4,05	3,70	4,09	3,97	4,38	4,54	4,20	3,96	4,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,29	0,023	0,11	0,07	0,07	0,036	—	0,071	0,08	0,06	0,34	0,15	0,25	0,21	0,23	—	—	—	0,013	0,058
П. п. п.	1,15	1,3	0,64	0,50	0,68	0,91	1,11	0,86	0,71	0,80	0,88	0,55	1,01	1,90	1,28	0,92	0,76	0,45	0,40	0,30	0,19	0,49
Сумма	99,25	99,56	100,05	99,60	99,34	99,80	99,73	99,50	99,31	99,42	100,04	99,78	100,0	100,43	100,66	100,37	100,55	99,23	99,68	100,29	99,85	99,90

Числовые характеристики по А. Н. Заварцкому

a	10,9	8,5	12,7	6,8	15,4	16,0	18,7	17,4	19,0	16,3	15,8	17,9	13,2	14,9	13,8	14,7	14,1	15,5	15,0	13,9	13,4	12,8
c	4,6	7,7	6,4	16,1	2,1	1,6	-0,6	0,5	1,2	2,8	1,6	0,1	1,3	2,6	4,0	3,0	3,9	1,1	1,3	0,6	-0,8	1,4
b	24,7	22,8	17,9	14,1	7,6	6,7	8,5	8,0	7,6	5,6	6,2	4,1	21,7	9,7	9,8	9,3	12,7	4,9	4,3	3,5	6,1	3,8
s	59,8	60,8	62,9	63,0	74,9	75,7	72,2	74,1	72,1	75,3	76,4	77,9	63,8	72,8	72,4	73,0	69,3	78,5	79,4	82,0	79,7	82,0
a'	—	—	—	—	—	—	—	20,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13,1	16,5	—	19,1
f'	55,5	39,7	49,5	45,2	64,6	70,0	52,7	61,8	82,8	64,2	70,2	69,6	73,6	46,4	51,8	36,1	34,0	76,5	70,2	80,9	86,9	41,2
m'	26,9	41,2	33,8	40,0	29,2	27,0	22,1	17,8	10,0	34,6	23,6	10,4	16,0	31,4	38,2	48,0	43,8	21,9	16,7	2,0	5,8	39,7
c'	17,6	19,1	16,7	14,8	6,2	3,0	25,2	—	7,2	1,2	6,2	20,0	10,4	22,2	10,0	20,9	22,2	1,5	—	—	7,2	—
n	80,8	86,6	84,7	95,1	58,8	60,8	43,3	62,1	64,7	56,8	58,1	89,0	71,8	61,0	61,5	60,4	69,6	60,0	57,1	58,4	59,0	54,8
φ	15,1	9,6	13,9	20,7	7,1	22,0	11,9	26,7	21,3	14,9	20,7	—	31,9	8,4	10,0	—	40,0	25,2	18,2	13,0	63,3	1,8
Q	-6,8	-3,1	-6,0	-3,8	16,9	17,8	6,4	12,4	5,0	15,2	19,5	19,9	-0,3	13,2	14,2	13,5	6,5	24,7	27,7	35,8	31,8	36,5
t	2,5	1,7	2,0	1,1	0,45	0,36	0,4	0,5	0,8	0,6	0,35	—	3,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,23	0,26	0,07	0,57	0,16
a/c	2,3	1,1	2,0	0,4	7,3	10,0	3,6	32,8	15,6	5,8	9,8	18,0	9,8	5,7	3,4	5,0	3,7	13,9	11,3	25,8	16,8	9,4
FeO/MgO	2,1	1,0	1,5	1,1	2,4	3,3	3,5	3,5	8,3	2,9	3,0	6,7	4,6	1,7	1,6	0,8	0,8	3,5	4,2	32,3	14,8	1,0

Примечание. 1 (203)—габбро, гора Шор-Тайга; 2 (210)—роговообманковое габбро, там же; 3 (1488)—мелкозернистое лейкократовое габбро, р. Кыче; 4 (1502)—крупнозернистое лейкократовое габбро, там же; 5 (1531), 6 (1531), 7 (11г)—кварцевые щелочные сyenиты, гора Малая Куль-Тайга; 8 (1528)—кварцевый щелочной сyenит, гора Курум-Тайга; 9 (214a)—щелочной сyenит, гора Шор-Тайга; 10 (1542)—кварцевый сyenит-порфир, р. Начул; 11 (108)—кварцевый сyenит-порфир, гора Малая Куль-Тайга; 12—амфибол-биотитовый граносyenит, гора Малая Куль-Тайга; 13 (1509)—меланократовый сyenит, р. Начул; 14 (17г), 15 (2029), 16 (30г), 17 (29г)—сyenито-диориты, гора Малая Куль-Тайга; 18 (205a), 19 (205б)—щелочные граносyenиты, гора Шор-Тайга; 20 (200)—щелочной гранит, гора Шор-Тайга; 21 (1513)—мелкозернистый щелочной гранит, р. Начул; 22 (32г)—аллитовидный щелочной гранит, гора Малая Куль-Тайга.

Анализы 1, 2, 8, 10, 13, 21 — заматованы у А. Е. Телешева, анализ 12 — у О. А. Богатикова. Все анализы, кроме 12, выполнены в Центральной лаборатории КГУ.

реже, обыкновенной роговой обманкой. Содержания темноцветов составляют обычно 10—15% объема породы, достигая иногда 20—25%. Дайковые сиенит-порфиры, граносиениты и субщелочные граниты отличаются более лейкократовым характером, полевые шпаты представлены в них также преимущественно пертитами и, реже, нераспавшимися калинатовыми разностями.

Особое место среди сиенитоидов занимают сиенито-диориты восточной части массива Малая Куль-Тайга, существенно отличающиеся от других пород этой группы. Они характеризуются обилием шпир и в разной степени переработанных ксенолитов (точнее, по-видимому, недозамещенных участков) основных пород, широким развитием бластических структур и непостоянным минеральным составом. Главными породообразующими минералами являются пертитизированные полевые шпаты, среди которых устанавливаются антипертиты, образованные при кристаллизации основных плагиоклазов, а также кислые плагиоклазы (№ 5—16), кварц, роговая обманка и присутствующий в переменных количествах биотит. В местах, обогащенных шпирами и ксенолитообразными реликтами основных пород, в сиенито-диоритах обнаруживаются отдельные, вероятно, также реликтовые минеральные зерна основного плагиоклаза (№ 70—85) и авгита, сходных с плагиоклазом и клинопироксеном габброидов соседнего габбро-сиенитового массива Большая Куль-Тайга. Все это позволяет предполагать, что сиенито-диориты горы Малая Куль-Тайга возникли путем сиенитизации и магматического замещения более ранних габбровых пород куль-тайгинского комплекса.

Породы куль-тайгинского комплекса характеризуются своеобразным химизмом (табл. 7). При рассмотрении сводной петрохимической диаграммы (рис. 9) прежде всего обращает на себя внимание четко выраженная группировка фигуративных точек и векторов в двух отчетливо разобщенных участках: габброиды группируются в нижней части диаграммы, тогда как сиениты, граносиениты и дайковые субщелочные граниты сосредоточены вверху, причем промежуточных связующих типов пород нет, если не считать сиенито-диоритов горы Малая Куль-Тайга (анализы 14—17), особое положение которых хорошо объясняется рассмотренными особенностями их генезиса. Это свидетельствует о двухфазном формировании сложных габбро-сиенитовых массивов. Легко также заметить, что сиениты образуют в общем компактный изометричный по форме рой векторов, тогда как габброиды в значительной степени «растянуты» по вертикали вдоль четко обозначенной вариационной линии, отражающей дифференциацию данных пород. Это также хорошо согласуется с рассмотренными особенностями строения габбро-сиенитовых массивов, которые свидетельствуют о значительной дифференциации габброидов, слагающих расслоенные части массивов, и относительно слабой дифференциации сиенитов, образующих однородные секущие тела.

Вопросы происхождения и возраста куль-тайгинского комплекса решаются точно так же, как и для габбро-сиенитовой формации в целом. Существующие взгляды и наши представления о генезисе этой ассоциации уже рассмотрены в общих чертах в первой главе. Возраст комплекса является дискуссионным. Нижняя возрастная его граница геологически определяется средним кембрием на основании прорыва некоторыми массивами среднекембрийских отложений сыйской свиты. Верхняя граница геологическими данными не обеспечивается. Многие исследователи (Г. В. Пинус; Ильенко, 1964; Мусатов, 1961, и др.) считают этот комплекс девонским, связывая его с раннедевонским вулканизмом окраин Минусинского прогиба. Такого же мнения ранее придерживались и мы (Поляков, Телешев, 1960). Вместе с тем, как это было показано при общей характеристике габбро-сиенитовой формации Алтае-Саянской области, в



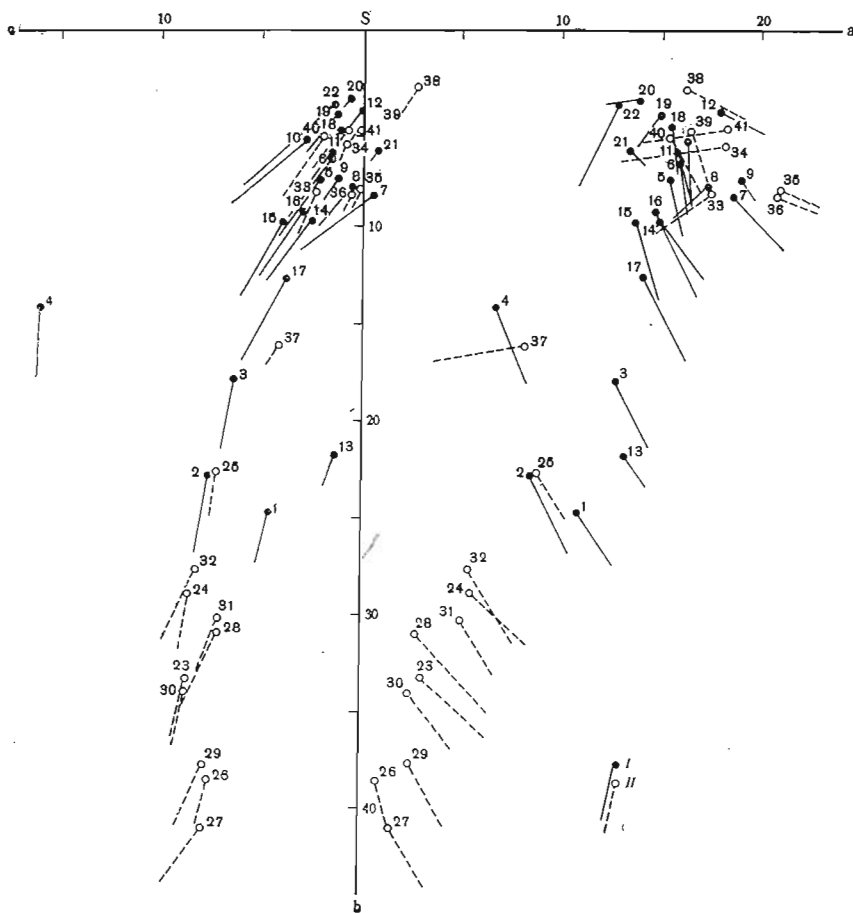


Рис. 9. Диаграмма химических составов пород куль-тайгинского комплекса

- I* — породы габбро-снейтовых массивов Балыксинской зоны (см. табл. 7):
- 1(203) — габбро;
  - 2(210) — роговообманковое габбро;
  - 3(1488) — мелкозернистое лейкократовое габбро;
  - 4(1532) — крупнозернистое лейкократовое габбро;
  - 5(12г), 6(1531), 7(11г) — кварцевые щелочные снейты;
  - 8(1528) — кварцевый щелочной снейт;
  - 9(214) — щелочной снейт;
  - 10(1542), 11(108) — кварцевый снейт-порфир;
  - 12 — амфибол - биотитовый граноснейт;
  - 13(1509) — меланократовый снейт;
  - 14(17г), 15(2029), 16(30г), 17(29г) — снейто-диориты;
  - 18(205а), 19(205б) — щелочные граноснейты;
  - 20(200) — щелочной гранит;
  - 21(1513) — мелкозернистый щелочной гранит;
  - 22(32г) — аплитовидный щелочной гранит.
  - 11 — породы габбро-снейтового массива Большая Куль-Тайга (заимствованы из работ С. С. Ильенка, 1964, и В. Н. Довгаля, 1968);
  - 23, 24 — пегматондные габбро;
  - 25 — массивное габбро (по И. М. Волхову, В. Н. Довгалю и В. М. Иванову);
  - 26, 27 — титаномагнетитовые габбро;
  - 28 — пегматондное габбро;
  - 29 — габбро из эндоконтактной зоны массива;
  - 30—32 — эндоконтактные габбро (по С. С. Ильенку, 1964);
  - 33 — снейт;
  - 34 — нордмаркит (по И. М. Волохову);
  - 35 — снейт (по В. Н. Довгалю, 1968),
  - 36 — амфибол - пироксеновый снейт (по О. А. Богатикову);
  - 37 — авгитовый снейт;
  - 38 — кварцевый щелочной снейт (по С. С. Ильенку, 1964);
  - 39 — гранит (по И. М. Волхову);
  - 40 — граноснейт-порфир;
  - 41 — амфибол - биотитовый снейт-порфир (по О. А. Богатикову)

последнее время появились данные, свидетельствующие о более древнем, додевонском возрасте некоторых представителей этого формационного типа. Определенно доказан, например, додевонский возраст ряда массивов аналогичного типа в центральной и северной частях Кузнецкого Алатау (С. Л. Халфин, В. Н. Довгаль и В. И. Богнибов), появились данные, противоречащие девонскому возрасту габбро-сиенитовых интрузий козырского комплекса в Восточном Саяне и т. п.

В связи с этим интересно проследить закономерности в размещении массивов куль-тайгинского комплекса в структурах юго-восточной части Кузнецкого Алатау. При рассмотрении схемы геологического строения этого района (см. рис. 8) и общей схемы размещения палеозойских магматических формаций центральной части Алтае-Саянской складчатой области (см. рис. 1) можно заметить, что габбро-сиенитовые массивы приурочены не столько к окраине Минусинского межгорного прогиба, сколько к более древним антиклинальным выступам и связанным с ними разломам, ориентированным преимущественно в северо-восточном направлении, свойственным кембрийским структурам. Эти структуры, контролирующие размещение габбро-сиенитовых массивов, отчетливо прерываются Балыксинским девонским грабеном, вытянутым в строго меридиональном направлении.

Определения абсолютного возраста биотита из сиенито-диоритов массива Малая Куль-Тайга, выполненные по нашим материалам в Лаборатории геологии докембрия АН СССР и в радиологической лаборатории ВСЕГЕИ, дали цифры  $411 \cdot 10^6$  и  $438 \cdot 10^6$  лет, что отвечает соответственно силуру или ордовику. Однако и эти определения возраста явно измененных пород комплекса не обеспечивают нижней возрастной его границы.

С интрузиями куль-тайгинского комплекса генетически связаны ильменит-титаномagnetитовые рудопоявления, а в ряде случаев (массив Шор-Тайга) и скарново-magnetитовое оруденение. Промышленные magnetитовые месторождения (Хайлеольское, Изых-Гольское) и более мелкие рудопоявления связаны с интрузиями, тесно сопряженными с куль-тайгинскими, но несколько иными по характеру проявления и составу; эти интрузии по аналогии с интрузиями Анзасского района выделяются в самостоятельный габбро-альбититовый комплекс.

### Габбро-альбититовый комплекс

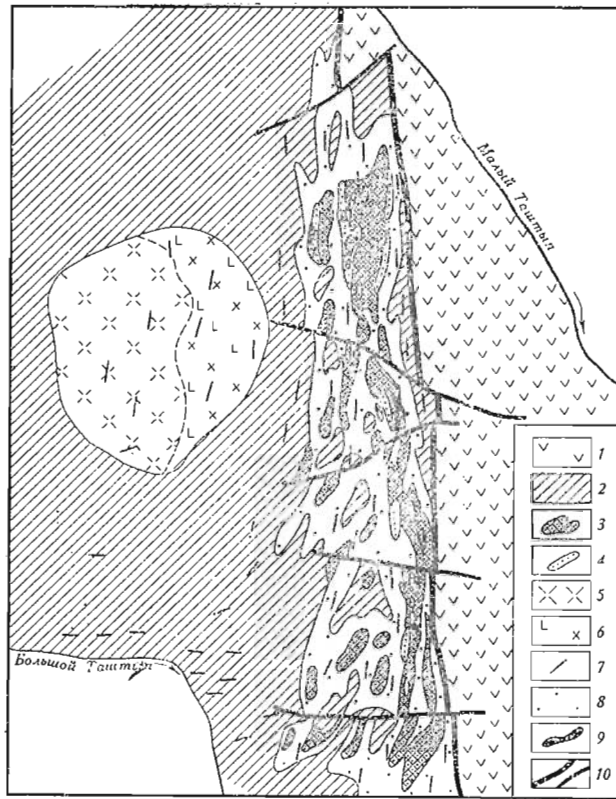
В этот комплекс, выделенный в данном районе нами впервые, объединяются относительно слабо дифференцированные габбровые интрузивы, представленные мелкими линейновытянутыми в плане, трещинного типа телами и дайками основного и субщелочного кислого (кварцевые альбититы) состава, размещение которых контролируется дизъюнктивными нарушениями, связанными с Балыксинским разломом (см. рис. 8). Несмотря на такую, казалось бы, прямую связь с девонскими структурами, интрузивы этого комплекса размещаются вместе с куль-тайгинскими массивами исключительно лишь в пределах кембрийского обрамления Балыксинского грабена, не проникая в девонские вулканогенные отложения последнего. Более того, Балыксинский разлом, ограничивающий с запада девонский грабен, отчетливо прерывает зону развития интрузивов габбро-альбититового комплекса и связанных с ним метасоматитов (рис. 10). Таким образом, нам сейчас представляется, что становление этого комплекса связано с додевонской историей развития Балыксинского разлома, а не с моментом его активизации в девоне.

Габбро-альбититовый комплекс лучше проявлен и полнее изучен в западном шве Балыксинского прогиба, причем наиболее хорошо в районе

Рис. 10.

Схематическая геологическая карта района Хайлеольского месторождения

- 1 — девонские вулканогенно-осадочные отложения Балыксинского грабена;
- 2 — известняки, мраморы и кремнистые сланцы енисейской свиты (P<sub>1</sub>);
- Габбро-альбититовый комплекс:
- 3 — габбро и габбро-диабазы;
- 4 — альбититы (дайки и метасоматические);
- Куль-Тайгинская интрузия:
- 5 — сиениты;
- 6 — сиенито-диориты;
- 7 — дайки основного состава (габбро-диабазы, диабазы, оливковые долериты, микродиабазы и др.);
- 8 — роговики и различные метасоматиты;
- 9 — скарновородные тела;
- 10 — дизъюнктивные нарушения



Хайлеольского магнетитового месторождения, а также в бассейнах рек Начула и Березовой. В восточном крыле прогиба этот комплекс и генетически с ним связанные рудопроявления магнетита известны в северной части Балыксинской зоны, в бассейнах рек Ои и Каменки и в районе месторождения Изых-Гол.

Хайлеольское месторождение находится на восточном склоне Абаканского хребта, у подножия горы Малая Куль-Тайга, недалеко от слияния рек Малый и Большой Таштып (см. рис. 10).

В структурном отношении месторождение располагается в западном висшем крыле Балыксинского взброса, по которому докембрийские и кембрийские толщи надвинуты на девонские вулканогенно-осадочные отложения Балыксинского прогиба. В районе месторождения взброс представлен меридиональной зоной милонитизированных и дробленых пород мощностью около 300 м и серией субпараллельных мелких дизъюнктивных нарушений. По данным буровых скважин сместитель погружается под углом 60—70° на запад, амплитуда взброса составляет в районе месторождения 500—600 м. Девонский надвиг, судя по всему, наложен на ранее существовавшую систему меридиональных разломов, объединяемых в Балыксинскую зону. К этим нарушениям и приурочена габбро-альбититовая интрузия и связанные с ней метасоматиты и руды. Более поздние, явно девонские поперечные дизъюнктивы нарушают линейно-меридиональную ориентировку зоны развития интрузивов, метасоматитов и руд, придавая ей ступенчато-блоковое строение.

В строении рудного поля принимают участие кремнисто-карбонатные породы енисейской свиты и вулканогенно-осадочные отложения быскарской серии. Енисейская свита сложена в основании черными битуминозными известняками и мраморами, в верхней части разреза главную роль

играют микрокварциты и глинисто-кремнистые алевролиты. В рудном поле, а иногда и за его пределами известняки превращены в метасоматические породы диопсид-скаполит-кальцитового состава, за счет алевролитов образуются кварц-альбит-диопсидовые метасоматиты. Кварциты ведут себя более инертно и испытывают только дробление.

Девонская вулканогенно-осадочная толща (быскарская серия) сложена в районе месторождения красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфогенными породами, туфами и эффузивами основного состава (плаггиоклазовыми порфиритами, диабазами). Девонские эффузивы околорудными изменениями не затронуты и носят характер пострудных образований, контактирующих с рудной зоной посредством активизировавшегося в девоне Балыксинского разлома.

Интрузивные образования представлены сиенитовым массивом Малая Куль-Тайга и комплексом малых интрузивов и даек, сконцентрированных в рудном поле<sup>1</sup>. Куль-Тайгинский массив располагается западнее месторождения, причем настолько близко от него, что глыбовый делювий сиенитов заходит в пределы рудного поля. Как уже отмечалось, массив сложен преимущественно щелочными кварцевыми сиенитами, меньшую роль играют сиенит-порфиры и сиенито-диориты. Дайковые породы представлены граносиенитами и сиенит-порфирами, постмагматические образования — маломощными кварцевыми и пегматитовыми жилами. Вблизи рудного поля Хайлеольского месторождения породы Куль-Тайгинского массива подвергаются метасоматическим изменениям (главным образом альбитизации) и дроблению.

Габбро-альбититовый комплекс представлен на месторождении мелкими трещинными телами крупнозернистых и среднезернистых габбро и большим количеством даек основного и субщелочного состава. Отчетливо проявлен многофазный характер комплекса.

Габбро первой фазы образуют большое количество мелких крутопадающих тел неправильной, резко удлиненной в плане формы. Максимальные размеры тел  $4 \times 0,7$  км (см. рис. 10). Наиболее крупные из них, расположенные в северной и центральной частях рудного поля, сложены крупнозернистым и среднезернистым, часто трахитоидным габбро. С уменьшением размеров тел габбро приобретает среднезернистую структуру и порфириновидное строение. Связанные с этими интрузиями дорудные дайки основного состава сложены габбро-диабазами, диабазами и диабазовыми порфиритами. Мощность даек колеблется от десятков сантиметров до 20—30 м. Слагающие дайки породы обладают массивной текстурой, иногда слабой трахитоидностью. Часто встречаются порфирировая и порфириовидная структуры, основная масса характеризуется отчетливо выраженным офитовым строением, которое обнаруживается даже невооруженным глазом.

Интрузивные и дайковые породы дорудного этапа подвержены интенсивному дроблению и метасоматической переработке. Плаггиоклазы основных пород замещаются скаполитом, альбитом, эпидотом, а клинопироксен — амфиболами актинолитового ряда и хлоритом. В результате этого габбро, диабазы и порфириты превращаются в скаполит-амфиболовые, альбит-амфиболовые и другого состава метасоматические породы. В ходе метасоматоза основные породы обогащаются щелочами (главным образом натрием), кремнеземом и другими компонентами и отдают в растворы значительные количества магния, кальция, алюминия и железа. Таким образом, сами интрузивные породы основного состава могут рассматриваться как источник рудного железа. Аналогичные явления отмечались для Анзасского месторождения.

<sup>1</sup> Некоторая часть метасоматически измененных габбро-диабазовых тел рудного поля, возможно, принадлежит к буйскому комплексу.

Дайки субщелочного состава (вторая фаза), представленные мелкозернистыми порфиroidными кварцевыми сиенитами, альбитит-порфирами и микроальбититами, имеют небольшую (обычно 1—2 м) мощность. Они также испытывают интенсивный катаклиз, окварцевание и альбитизацию. Вторичные изменения часто сопровождаются перекристаллизацией с изменением зернистости пород и образованием гранобластовых и порфиробластовых структур. Особенно ярко выражены эти процессы в мелкозернистых сиенитах, которые зачастую превращаются в гнейсовидные мелкозернистые кварц-альбитовые породы.

Пострудные дайки оливиновых диабазов и микродиабазов (третья фаза), близкие по особенностям минерального состава к дорудным диабазам, размещаются в тех же ослабленных зонах, но не испытывают метасоматических изменений. Особенности пострудных диабазов являются их очень свежий облик, высокая прочность, характерные шаровые формы выветривания, позволяющие легко отличать данные породы в поле. Некоторые дайки этого типа отчетливо прорывают околорудные метасоматиты и руды.

Габбровые интрузии, аналогичные хайлеольским, выявлены А. Е. Телешевым на южном продолжении Балыксинской зоны смятия в бассейнах рек Березовой и Начула. По его описаниям в геологическом строении Березово-Начульского участка главную роль играют карбонатно-кремнистые отложения енисейской свиты и нижнекембрийская вулканогенно-сланцевая толща (кондомская свита), незначительно развиты карбонатные отложения нижнего кембрия (усинская свита). В восточном крыле Балыксинской зоны распространены терригенно-осадочные отложения сыйской свиты (нижний — средний кембрий), перекрытые несогласно нижнедевонскими вулканическими отложениями быскарской серии. Додевонские отложения собраны в крупные складки северо-восточного простирания и разбиты дизъюнктивными субширотного, северо-восточного и меридионального направлений, к которым приурочены интрузивы и дайки габбро-альбититового комплекса.

Интрузивные образования этого участка представлены куль-тайгинским габбро-сиенитовым и габбро-альбититовым комплексами. Первый проявляется только в северной части (окрестности горы Большая Куль-Тайга и горы Курум-Тайга), где обнаруживается ряд штоков, сложенных кварцевыми щелочными сиенитами, кварцевыми сиенит-порфирами, а также небольшим стратифицированным массивом габбро, прорванным мелкими телами сиенитов.

Габбро-альбититовый комплекс представлен серией мелких (до 5 км<sup>2</sup> в плане) трещинных интрузивных тел, сложенных крупнозернистыми и среднезернистыми трахитоидными и порфиroidными габбро, а также дайками основного и субщелочного состава. Среди дайковых пород преимущественно развиты мелкозернистые диабазы, в меньшей степени — диабазовые порфириты; субщелочные породы представлены мелкозернистыми сиенитами и альбитит-порфирами. Наиболее поздними являются дайки оливиновых и безоливиновых долеритов, аналогичные пострудным дайкам Хайлеольского месторождения.

Постмагматические преобразования носят тот же характер, что и в районе Хайлеольского месторождения, но проявлены в целом значительно слабее. Таким изменениям подвержены крупнозернистые и среднезернистые габбро в вершинах рек Кайгызы и Березовой, которые в ряде случаев преобразуются в породы, состоящие из альбита, скаполита, эпидота и амфибола; в небольших количествах среди них встречаются тремолит-волластонитовые и диопсидовые скарны. В пределах этого участка известны два магнетитовых рудопроявления, связанные с диабазовыми дайками комплекса.

Интрузии габбро-альбититового комплекса известны и в восточном обрамлении Балыксинской зоны, в районе водораздела рек Ои, Каменки и Большой Шоры, где габбровые интрузивы и связанные с ними дайки размещаются в полях развития ниже- и среднекембрийских карбонатных, вулканогенных и терригенных отложений в удалении от девонских комплексов Балыксинского прогиба (А. Е. Телешев). Структурами, контролирующими размещение интрузивов, и здесь служат дизъюнктивные нарушения.

А. Е. Телешевым выявлено и охарактеризовано в этом районе пять небольших габбровых интрузивов в сопровождении большого числа даек основного и, реже, субщелочного состава. Интрузивные тела сложены крупно- и среднезернистыми трахитоидными габбро, аналогичными по составу и структурам габброидам первой фазы Хайлеольского месторождения. Среди даек основного состава, как и на Хайлеоле, преобладают порфириовидные габбро, диабазы и габбро-диабазы, широко представлены мелкозернистые диабазы, реже встречаются диабазовые и плагиоклазовые порфириты. Сравнительно редки дайки альбититов. Вероятно, этим объясняются относительно слабые на этом участке метасоматические преобразования ранних габброидов. Наиболее измененные их разности подвержены альбитизации, эпидотизации, амфиболизации и окварцеванию. В порфириовидных габбро и диабазах проявлена скаполитизация. Несмотря на малые масштабы метасоматических процессов, известны рудопроявления магнетита. Так, к дайкам альбитизированных диабазов приурочены ореолы магнетитовых свалов, один из которых зафиксирован в правом борту р. Шоры, а другой — несколько севернее, в бассейне р. Каменки.

В восточном же обрамлении Балыксинского прогиба к северу от Хайлеольского месторождения расположено Изых-Гольское магнетитовое месторождение, связанное с диабазовыми дайками, аналогичными дайкам диабазов рассмотренного габбро-альбититового комплекса. Характер оруденения и сопровождающих его метасоматических процессов сходны с таковыми Хайлеольского месторождения.

Габбро-альбититовый комплекс Балыксинской зоны характеризуется значительным петрографическим разнообразием. В составе пород первой фазы доминируют крупно- и среднезернистые трахитоидные и порфириовидные габбро, а среди дайковой свиты — габбро-диабазы, диабазы и диабазовые порфириты.

Трахитоидные и порфириовидные габбро слагают относительно крупные, наиболее характерные для Хайлеольского месторождения интрузивы. Трахитоидные габбро отличаются от всех других пород комплекса лучшей раскристаллизацией, крупно- и среднекристаллическим строением и четко выраженной планпараллельной (трахитоидной) текстурой. Порфириовидные разности характеризуются более мелкозернистым строением, порфириовидной структурой и отсутствием трахитоидности.

Количественные соотношения плагиоклазов и фемических минералов в габбро неустойчивы. В среднем количество темноцветов колеблется от 45 до 60%. Вместе с тем имеются и крайние разновидности, приближающиеся, с одной стороны, к пироксенитам, а с другой — к лабрадоритам. Среди темноцветов обычно преобладает клинопироксен, однако в ряде случаев широко распространен амфибол, составляющий иногда 60—70% фемических компонентов, причем роль его особенно возрастает в образцах, подверженных вторичным изменениям. В ряде случаев устанавливаются реликты нацело разложенного оливина. Около 4—5% объема породы составляют титаномагнетит и магнетит.

Под микроскопом трахитоидные габбро обнаруживают габбровую, реже офитовую, а в анортозитовых и амфиболизированных разностях призматическизернистую структуру. Главные породообразующие мине-

ралы, которыми являются плагиоклаз, пироксен и амфиболы, характеризуются следующими свойствами.

Плагиоклаз образует большей частью идиоморфные удлинённые таблички, обладающие в некоторых случаях слабо выраженной зональностью. По составу отвечает в основном лабрадору (№ 50—60), в зональных зернах основность меняется от № 35 до № 70. В изменённых разновидностях пород (альбитизированных и скаполитизированных габбро) плагиоклаз разлагается, сосюртитизируется и альбитизируется, при этом он заметно деанортитизируется, приближаясь по составу к андезинам, а иногда и к альбитам.

Пироксен меняется по составу от низкожелезистой разновидности клинопироксенов, близкой к диопсиду ( $2V=56-60^\circ$ ;  $cNg=38-40^\circ$ ), до салит-авгита ( $2V=51^\circ$ ;  $Ng=1,716\pm 0,003$ ;  $Nm=1,695\pm 0,003$ ). Слегка буроватая окраска, проявляющаяся в отдельных зернах пироксенов, вероятно, свидетельствует о незначительной примеси в них титана.

Амфиболы развиваются обычно по пироксенам, наследуя их формы. Различается три типа амфиболов.

1. Бурая роговая обманка встречается иногда в виде самостоятельных, резко очерченных удлинённых табличек, чаще же развивается с краев зерен пироксена, образуя вокруг них оболочки (венчики). По оптическим свойствам (интенсивной бурой окраске и высокому показателю преломления) это железистая, а возможно, и титанистая разновидность обыкновенных роговых обманок.

2. Буровато-зеленая роговая обманка, преобладающая в изменённых образцах габбро, развивается между зернами, в трещинах и по спайности других минералов. В результате разрастания отдельных ее зерен более мелкие таблицы плагиоклазов и пироксена оказались захваченными амфиболом и приобрели вид пойкилитовых вростков. Количество этой безусловно эпимагматической роговой обманки непостоянно и находится в прямой зависимости от степени амфиболизации габбро. По оптическим свойствам ( $cNg=16^\circ$ ;  $2V=-74^\circ$ ;  $Ng=1,706$ ;  $Np=1,686$ ) — это амфибол, близкий к железистому актинолиту.

3. Подчиненное значение имеет светло-зеленая актинолитовая роговая обманка, развивающаяся по пироксенам и амфиболам предыдущих двух типов.

Среди габбро Хайлеольского месторождения и некоторых других участков Балыкшинской зоны нередко встречаются лейкократовые разновидности, отвечающие анортозитовым габбро, а иногда, что бывает сравнительно редко, и лабрадоритам. По структурным и текстурным особенностям лейкократовые габбро сходны с рассмотренными трахитоидными, с той лишь разницей, что в них еще более четко выражены директивные текстуры, а в крайних плагиоклазовых разностях — лабрадоритах — устанавливается призматическизернистое строение. Пироксены, когда они есть, имеют точно такой же состав, как в трахитоидном габбро, однако замещающая их исключительно светло-зеленым актинолитом, бурая обыкновенная роговая обманка отсутствует. Плагиоклазы меняются по составу от битовнитов (№ 70—75) в анортозитовом габбро, до лабрадоров (№ 50—55) в лабрадоритах.

Химический состав габбро меняется в широких пределах. Трахитоидные и порфириовидные их разновидности (табл. 8, анализы 1 и 2) близки к оливиновым габбро и платобазальтам, по Р. Дэли. Характерной особенностью, отличающей их от стандартных типов пород, являются необычно высокие значения параметров  $f'$  и  $t$ , свидетельствующие о повышенной железистости и титанистости. Лейкократовые габбро (анализы 3 и 4) отвечают по химизму безоливиновым габбро, а анортозиты соответствуют среднему составу анортозитов, по Р. Дэли, отличаясь несколько большим отношением  $a/c$  (1,0 против 0,7).

Таблица 8

Химический состав основных пород габбро-альбититового комплекса Балыксинской зоны

Оксиолы	Содержание, вес. %				Оксиолы	Содержание, вес. %				
	1	2	3	4		1	2	3	4	
SiO <sub>2</sub>	43,90	43,60	48,16	52,64	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому					
TiO <sub>2</sub>	3,90	3,24	0,44	0,38		<i>a</i>	6,6	7,5	8,1	13,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,66	16,48	20,76	25,79		<i>c</i>	7,6	7,7	10,3	12,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,42	3,85	1,72	0,71		<i>b</i>	30,8	30,8	23,2	5,9
FeO	10,58	11,63	5,29	2,68		<i>s</i>	55,0	54,0	58,4	68,1
MnO	0,26	0,24	0,13	0,04		<i>f'</i>	47,6	48,7	31,3	61,6
MgO	5,50	5,29	5,90	1,13		<i>m'</i>	31,0	30,1	45,6	36,4
CaO	11,18	11,18	12,09	9,37		<i>c'</i>	21,4	21,2	23,1	—
Na <sub>2</sub> O	2,34	2,75	3,04	4,97		<i>a'</i>	—	—	—	2,0
K <sub>2</sub> O	0,79	0,82	0,72	0,49		<i>n</i>	81,9	81,6	80,0	94,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,17	0,23	0,17		$\Phi$	12,6	11,0	11,0	10,4
П. п. п.	2,13	1,67	1,60	1,25		<i>t</i>	6,3	5,5	0,6	0,6
Сумма	100,90	100,92	100,08	99,62		<i>Q</i>	-10,8	-14,7	-9,7	-9,9
						<i>a/c</i>	0,9	0,9	0,8	1,0
						FeO/MgO	1,5	1,6	9,6	1,7

Примечание. 1, 2 (К-1, К-2) — трахитоидное габбро, Хайлеольское месторождение; 3 (Ш-907) — анортозитовое габбро, там же; 4 (Ш-1137) — анортозит, там же. Анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ.

Как уже отмечалось, трахитоидные и порфиридные габбро, наиболее широко развитые в рудном поле Хайлеольского месторождения, испытали глубокие метасоматические преобразования.

Видоизменение габбро начинается с их амфиболизации, проявляющейся в различной степени: от частичной амфиболизации пироксенов до полного их вытеснения амфиболами. Одновременно идет процесс разложения плагиоклазов с замещением их сосюритом.

На отдельных участках месторождения, особенно в восточной его части, вблизи рудных тел, габбро наряду с амфиболизацией подвергается интенсивной альбитизации и скаполитизации. В результате этих процессов плагиоклазы, разлагаясь, становятся более светлыми (матово-белыми, иногда розоватыми), пироксен вытесняется амфиболом, при этом суммарное количество феррических компонентов заметно снижается. В результате габбро преобразуется в более светлые пятнистые породы, приближающиеся по облику и минеральному составу к такситовым диоритам (именно поэтому интрузия рудного поля неправильно именовалась прежде диоритовой). Дальнейшие изменения ведут к еще большему осветлению и кардинальному перерождению пород с образованием в одних случаях альбититов, сохраняющих реликты структур исходных пород, а в других — существенно альбитовых и скаполитовых метасоматитов, утрачивающих видимые признаки исходных габбро. Соответственно различается два типа метасоматически измененных пород, образованных за счет габбро.

1. Амфиболизированное, скаполитизированное и альбитизированное габбро, первичный состав и структура которого отчетливо распознаются и макроскопически, и тем более под микроскопом. Изменение проявляется главным образом в амфиболизации пироксенов и разложении плагиоклазов. Плагиоклазы замещаются альбитом, эпидотом, иногда серицитом и становятся по составу менее основными. Скаполит встречается в габбро в двух видах. В слабо измененных разновидностях трахитоидного габбро он развивается по плагиоклазовым зернам отдельными «рваны-



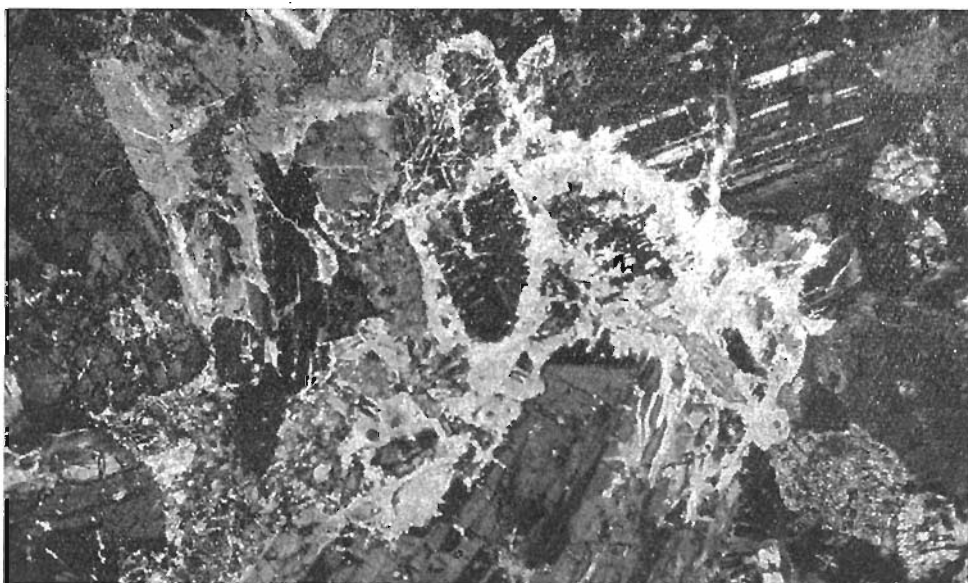


Рис. 11. Скаполитизированное габбро (скаполит образует белые прожилки), Хайльское месторождение. Увел. 23, с анализатором

ми» пятнами, замещая таким образом плагиоклаз лишь частично. Этот наиболее ранний скаполит представлен кальциевой разновидью, близкой по составу к мицзонитам. В более измененных образцах широко развит скаполит второй генерации, выполняющий очень тонкие, сложно ветвящиеся жилки (рис. 11). Судя по сравнительно низким значениям двупреломления, это натровая разновидность скаполита.

2. Плагиоклаз-амфибол-скаполитовые породы второй группы, почти полностью утратившие первичные признаки исходных габбро, приближаются по составу в одних случаях к альбититам, в других — к амфибол-скаполитовым метасоматитам.

Минеральный состав этих пород очень изменчив. Главными компонентами являются плагиоклазы, скаполит и актинолит, соотношения которых значительно меняются; постоянно присутствуют цоизит и клиноциозит, хлорит и карбонаты. Плагиоклазы представлены двумя разновидностями. Одна из них — это реликтовый основной плагиоклаз, обычно нацело разложенный и замещенный скаполитом, эпидотом, альбитом, кальцитом и серицитом. Нередко приходится видеть, как плагиоклаз этого типа разъедается, замещается и постепенно вытесняется скаполитом, сохраняясь внутри разрастающихся зерен последнего в виде «рваных» реликтовых включений (см. рис. 11). Плагиоклаз второго типа представлен метасоматическим альбитом, выполняющим вместе со скаполитом и актинолитом жилки мозаичного строения. Альбит, кроме того, развивается в виде кайм вокруг реликтового плагиоклаза, также нередко вытесняя его. Скаполит обладает сравнительно низким двупреломлением и отвечает по свойствам дипиру. Актинолит светло-зеленый, слабозеленый, в скаполит-амфиболовых метасоматитах иногда составляет почти 50% объема породы.

Сопровождающие габбровые интрузивы дорудные дайки основного состава близки по времени проявления, минеральному и химическому составу, а также по степени и характеру метасоматических изменений к охарактеризованным трахитоидным и порфиroidным габбро. К ним относятся габбро-диабазы, диабазы и диабазовые порфириты.

Габбро-диабазы — наиболее распространенная разновидность пород данной группы. Это серо-зеленые, хорошо раскристаллизованные породы порфиroidного строения. В мелкозернистой (размер зерен около 1 мм) основной массе, сложенной преимущественно плагиоклазом и темно-зеленым пироксеном, даже невооруженным глазом легко обнаруживаются явные признаки офитовой структуры. Порфиroidные выделения представлены удлиненными (до 8 мм) призмами полупрозрачного, относительно свежего плагиоклаза; в некоторых образцах в порфиroidных выделениях встречается пироксен. Состав многочисленных плагиоклазовых вкрапленников колеблется в широких пределах (от № 85 в центре зерен до № 55 на периферии). Пироксен в порфиroidных выделениях представлен титанистым, слегка буроватым авгитом. Основная масса сложена идиоморфными лейстами плагиоклаза, промежутки между которыми выполняются преимущественно изометричными зернами пироксена. Плагиоклаз основной массы, обнаруживающий слабую зональность, характеризуется меньшей, чем плагиоклаз вкрапленников, основностью. Его состав колеблется обычно от № 60 до № 55, реже опускается до № 50 и совсем редко — до № 45. По плагиоклазам, особенно по плагиоклазовым вкрапленникам, нередко развивается столь же обильно, как и в трахитоидном габбро, скаполит. Пироксен, представленный буроватым титанистым авгитом, очень часто замещается с краев и по трещинам светло-зеленым актинолитом и, реже, хлоритом. В некоторых образцах устанавливаются реликты нацело разложенного оливина. В переменных количествах встречаются ярко-бурый железистый биотит и титаномагнетит.

Средние содержания минералов следующие: плагиоклаза 49%, пироксена 19%, амфиболов 29%, рудных 2%, биотита и оливина — отдельные зерна.

По химическому составу (табл. 9) габбро-диабазы близки к охарактеризованным трахитоидным и порфиroidным габбро, отличаясь заметно меньшей основностью и несколько большей щелочностью, в силу чего соответствующие им векторы располагаются на петрохимической диаграмме (см. рис. 13) правее и выше габбро.

Значительную роль среди основных даек дорудного этапа играют диабазы и диабазовые порфириты, не уступающие по распространенности габбро-диабазам, от которых отличаются мелкокристаллической структурой и резче проявленным порфиroidным строением. По минеральному и химическому (см. табл. 9) составу они в общем идентичны габбро-диабазам, но характеризуются большей степенью диагенеза.

А. Е. Телешевым (1964) к этой же категории образований относятся выявленные на других участках Балыксинской зоны дайки среднезернистых диабазов, микродиабазов и афанитов. Первые из них в общем близки к габбро-диабазам и состоят в среднем на 65—70% из плагиоклазов, на 25—30% из пироксенов, а также из перемешанных, обычно небольших количеств роговой обманки, оливина и титаномагнетита. Плагиоклаз отвечает лабрадор-битовниту (№ 65—70); в зональных вкрапленниках его основность меняется от № 70—75 во внутренних зонах до № 55—45 на периферии. Клинопироксен представлен слабтитанистым ферроавгитом ( $Ng=1,734$ ;  $Np=1,713$ ;  $cNg=45-46^\circ$ ;  $2V=52-54^\circ$ ), реже маложелезистой разностью, близкой к диопсиду ( $Ng=1,716$ ;  $Np=1,693$ ;  $cNg=41-42$ ;  $2V=49^\circ$ ). Бурая роговая обманка встречается редко, образуя каемки вокруг зерен пироксена. В единичных зернах отмечается оливин хризолитового состава ( $-2V=83^\circ$ ;  $Ng=1,732$ ;  $Nm=1,708$ ;  $Np=1,686$ ).

Микродиабазы и афаниты встречаются относительно редко в южной части Балыксинской зоны, где образуют маломощные (не более 1 м) жиллообразные тела, секущие габбро-диабазы и диабазы. Принадлежность их к дорудным дайкам не может считаться бесспорной, ибо они

Таблица 9

Химический состав дайковых пород (дорудных) Балыксинской зоны

Окислы	Содержание, вес. %						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	48,14	51,98	45,80	46,38	47,54	48,50	48,52
TiO <sub>2</sub>	2,06	2,08	1,24	1,51	1,48	2,52	1,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,70	15,74	16,34	17,22	15,05	15,17	15,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,76	1,30	4,29	2,12	2,63	2,69	2,80
FeO	9,83	7,90	7,50	9,41	9,04	10,42	8,80
MnO	0,23	0,24	0,16	0,20	—	0,25	0,20
MgO	5,75	4,96	8,85	7,92	7,04	4,53	6,94
CaO	10,60	7,70	8,61	10,37	10,51	9,37	9,65
Na <sub>2</sub> O	3,32	4,45	2,38	2,77	2,51	3,76	3,32
K <sub>2</sub> O	0,57	1,28	0,41	0,58	0,55	1,57	1,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,49	0,17	0,14	0,167	0,46	0,43
П. п. п.	1,57	1,51	4,29	1,54	3,12	1,72	1,38
Сумма	99,77	99,63	100,06	100,16	99,66	100,96	100,68

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	8,1	12,0	6,0	7,0	6,4	10,6	9,1
<i>c</i>	6,7	4,7	8,5	8,3	7,2	4,9	5,9
<i>b</i>	27,6	22,0	29,7	29,5	29,5	26,9	28,0
<i>s</i>	57,6	61,3	55,8	55,2	56,9	57,6	57,0
<i>f'</i>	40,8	40,2	38,6	37,9	38,0	46,7	37,0
<i>m'</i>	35,7	38,4	53,0	46,4	41,8	28,8	42,0
<i>c'</i>	23,5	21,4	8,4	15,7	20,2	24,5	21,0
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	90,0	84,0	94,1	88,2	85,1	78,5	80,5
$\varphi$	5,6	5,0	13,1	6,2	7,9	8,7	8,5
<i>t</i>	3,0	2,9	2,0	2,4	2,4	3,7	2,9
<i>Q</i>	-7,7	-5,1	-8,9	-11,9	-6,2	-8,9	-10,1
<i>a/c</i>	1,21	2,5	0,7	0,8	0,9	2,2	1,6
FeO/MgO	11,1	1,0	0,7	0,8	0,9	1,6	0,9

Примечание. 1 и 2 (Ш-845, 01016) — габбро-диабазы, Хайлеольское месторождение; 3 (172) — габбро-диабаз, верховья р. Магазы; 4 (1537) — диабаз, р. Начул; 5 (XIX-18) — диабаз, р. Оя; 6 (1024) — диабазовый порфирит, Хайлеольское месторождение; 7 (Ш-906) — пироксенный порфирит.

Анализы 3, 4 и 5 заимствованы у А. Е. Телешева и В. С. Чувакина.

обнаруживают сходство с некоторыми пострудными дайками рудного поля Хайлеола.

Все охарактеризованные дайки, за исключением последних, испытывают в рудном поле Хайлеольского месторождения точно такие же изменения, что и трахитоидные габбро, т. е. подвергаются амфиболитизации, скаполитизации и альбитизации, преобразуясь в различные по составу альбит-скаполит-амфиболовые метасоматиты.

В рудном поле Хайлеольского месторождения и в ряде других мест Балыксинской зоны широко развиты субщелочные кислые дайки второй фазы формирования комплекса, причем наиболее густо ими насыщены дизъюнктивно нарушенные приконтактовые части габбровых интрузивов первой фазы, а также маломощные локальные зоны дробления и метасоматоза, проявляющиеся по соседству от этих интрузивов. Здесь же размещаются рудные тела и сопровождающие их метасоматиты. Около-

рудные изменения и рудная минерализация накладываются иногда на субщелочные кислые дайки.

Выделяются две петрографические разновидности этих даек: 1) альбититы и альбитит-порфиры, с которыми связаны среднезернистые альбитовые породы неясного генезиса; 2) граносиенит-порфиры и микросиенит-порфиры.

Альбититы и альбитит-порфиры образуют четко выраженные дайковые тела небольшой (обычно не превышающей 1 м) мощности. Среди них различаются микроальбититы и альбитит-порфиры с плотной скрытокристаллической основной массой; кроме того, встречаются и полнее раскристаллизованные среднезернистые разновидности альбититов светло-серого, иногда слегка буроватого или красноватого цвета. Порфировые выделения представлены альбитом № 5—7, значительно реже — альбито-олигоклазом № 10—15, совсем редко попадают вкрапленники альбитизированного микроклина. Основная масса призматическозернистая, близкая к бостситовой, а иногда — к трахитовой. Преобладает альбит начальных номеров (№ 3—5), в образцах с альбитизированными вкрапленниками калишпата основная масса содержит наряду с альбитом решетчатый микроклин. Фемические минералы, составляющие обычно не более 2—3% и лишь изредка около 9% объема породы, представлены биотитом (сравнительно редок), актинолитом, полущелочным амфиболом, близким к рибекиту, и тонкой рассеянной вкрапленностью магнетита. Весьма контрастные белые микроальбититы состоят почти нацело из альбита № 3 и небольшого (2—3%) количества полущелочного амфиболола ( $N_g = 1,661 \pm 0,003$ ;  $N_p = 1,639 \pm 0,003$ ;  $cN_g = 15^\circ$ ;  $2V = 70^\circ$ ).

По химическому составу породы этой группы (табл. 10) близки к щелочноземельным сиенитам, отличаясь четко выраженной натриевой специализацией щелочей (параметр  $n$  достигает 97). Однако среди балыксинских альбититов встречаются разновидности, которые и по харак-

Таблица 10

Химический состав кислых пород габбро-альбититового комплекса Балыксинской зоны

Окислы	Содержание, вес. %				Окислы	Содержание, вес. %			
	1	2	3	4		1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	63,96	63,46	65,85	73,48	Числовые характеристики по А. Н. Заварцкому				
TiO <sub>2</sub>	0,34	1,18	0,72	0,20	<i>a</i>	14,9	16,1	17,1	12,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,52	15,46	15,55	13,18	<i>c</i>	5,1	1,9	1,9	1,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	3,10	1,34	0,29	<i>b</i>	11,0	10,7	6,4	4,7
FeO	1,49	3,23	3,36	1,90	<i>s</i>	69,0	71,3	74,6	80,7
MnO	0,01	0,05	0,07	0,4	<i>f'</i>	15,4	51,6	68,4	43,6
MgO	3,84	1,85	0,98	1,20	<i>m'</i>	52,1	28,4	26,4	42,1
CaO	2,69	3,48	1,83	1,45	<i>c'</i>	—	20,0	5,2	—
Na <sub>2</sub> O	6,80	7,40	5,12	2,75	<i>a'</i>	32,5	—	—	14,2
K <sub>2</sub> O	0,34	0,28	4,00	5,14	<i>n</i>	96,9	97,6	66,3	45,6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,32	0,14	0,11	<i>φ</i>	3,9	23,4	17,9	5,6
П. п. п.	0,38	0,66	1,07	0,97	<i>t</i>	0,4	1,4	0,8	0,24
Сумма	100,13	100,47	100,03	100,91	<i>Q</i>	7,3	8,5	13,0	33,9
					<i>a/c</i>	2,8	8,2	9,1	7,5
					FeO/MgO	0,3	1,8	2,6	1,0

Примечание. 1 (20036) — альбитит, Хайлеольское месторождение; 2 (1676) — альбитит-порфир, там же; 3 (XV-8) — сиенит-порфир, р. Оя; 4 (128в) — граносиенит-порфир (окварцованный сиенит), Хайлеольское месторождение.

Анализ 3 заимствован у А. Е. Телешева и В. С. Чувакина. Все анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ

теру щелочей ( $n=66$ ) приближаются к сиенитам. Это, а также отмеченные реликты калишпатов, вытесняющихся метасоматическим альбитом, свидетельствуют о том, что часть данных пород возникла за счет дайковых сиенитов при их альбитизации. Несомненно самостоятельное значение имеют, на наш взгляд, лишь дайки альбитит-порфиров.

Особое место среди пород альбитового состава занимают средне-, иногда крупнозернистые альбититы, встречающиеся в краевых, пронизанных дайками микроальбититов и альбитит-порфиров частях габбровых интрузивов Хайлеольского месторождения. Они слагают среди альбитизированных габбро участки неправильной формы, в пределах которых альбититы имеют неоднородное строение и содержат реликты основных пород. С удалением от габбро состав альбититов постепенно выравнивается, и они приобретают характер лейкократовых крупнокристаллических призматическизернистых пород, совершенно не похожих на габбро. Однако эта категория альбититов образуется несомненно в результате глубоких метасоматических преобразований габбро. Об этом свидетельствуют реликты последних в такситовых разностях альбититов, связующих альбитизированные габбро и лейкократовые среднезернистые альбититы. К таким реликтам относятся участки габбрового материала, которые обнаруживаются в неоднородных альбититах, а также выявляющиеся в них под микроскопом признаки офитовой структуры и остатки породообразующих минералов исходных, явно основных пород. Наряду с альбититами, связанными с габбро постепенными переходами, встречаются сходные с крайними лейкократовыми их разностями среднезернистые альбититы, образующие обособленные дайкообразные тела с резкими контактами. Происхождение этих альбититов неясное. Возможно, и здесь, подобно Анзасу, следует допустить вероятность перерастания процессов метасоматической альбитизации в процесс магматический с образованием интрузивных альбититов. Все это, как и на Анзасе, сопровождается высвобождением больших количеств железа и тесно сопряжено с рудообразованием.

Другая разновидность субщелочных кислых даек, представленная порфиоровидными кварцевыми сиенитами и сиенит-порфирами, подвержена значительным изменениям, которые очень сходны с рассмотренным процессом альбитизации. Располагаясь в зонах интенсивного дробления и метасоматоза, они во всех случаях подвержены сильному катаклазу, окварцеванию и альбитизации. Порфиоровидные сиениты обладают гнейсовидной, обусловленной катаклазом текстурой и слабо выраженной, по-видимому, реликтовой порфиоровидной структурой. Под микроскопом на фоне доминирующих в целом катабластических (обычно гранобластических) структур устанавливаются реликты пород призматическизернистого строения. В наименее измененных разностях сиенитов вкрапленники представлены микроклин-пертитом, основная масса сложена на 50—60% микроклином, на 20—30% альбит-олигоклазом (№ 10—15) и на 15% кварцем, находящимся с калишпатов в графических сростаниях. Наиболее измененные разности состоят из альбита (№ 5), кварца, количество которого достигает 40%, и реликтов микроклина, свободно размещающихся в гранобластовом агрегате альбита и кварца.

Химический состав измененного порфиоровидного сиенита (см. табл. 10, анализ 4) характеризуется необычно высоким для сиенитов значением параметра  $Q$ , указывающим на окварцевание породы, и в то же время высокими значениями отношения  $a/c$ ,  $f'$ ,  $\varphi$  и  $i$ , сближающими ее с сиенитами.

Среди пострудных дайковых пород выделяются две разновидности: 1) оливиновые диабазы (долериты) и 2) микродиабазы. Дайки первого типа распространены достаточно широко и обладают относительно



Рис. 12. Оливиновый диабаз, Хайлеольское месторождение. Увел. 24, без анализатора

большими размерами, достигая 10—15 м мощности, тогда как вторые характеризуются меньшей распространенностью и малыми мощностями, не превышающими, как правило, 1 м.

Оливиновые диабазы (долериты) отличаются хорошей раскристаллизацией, очень свежим обликом, темной, почти черной окраской и высокой степенью прочности. Очень характерны для них своеобразные овалыные полусферические поверхности скола, обусловленные шаровыми и скорлуповатыми формами отдельности. В некоторых образцах обнаруживается слабо выраженное порфиоровое строение. Микроструктура офитовая, близкая к долеритовой. Минеральный состав в среднем следующий: плагиоклаз — 60—65%, авгит с небольшой примесью уралита — около 25%, оливин — 7—10%, титаномагнетит — 3—8%. Встречаются также обогащенные фемическими компонентами меланократовые разности, сближающиеся по содержанию оливина (28—30%) с троктолитами. Оливин и авгит образуют в таких образцах крупные идиоморфные зерна, в которых рельефно выступают пойкилитовые включения мелких лейст плагиоклаза (рис. 12). Эта категория даек по составу и своеобразному структурному рисунку слагающих пород очень похожа на также пострудные троктолитовые дайки Анзаса (см. рис. 4).

Составы породообразующих минералов довольно устойчивы и в общем сходны с составами соответствующих минералов дорудных основных пород комплекса. Плагиоклаз порфиоровых выделений зональный, меняющийся по основности от битовнита (№ 80—85) в ядрах до лабрадора (№ 55) в краях зерен. Оливин магнезиальный, с 70% форстеритовой составляющей ( $-2V=80-83^\circ$ ;  $Ng=1,735\pm 0,002$ ;  $Np=1,697\pm 0,003$ ). Клинопироксен, отвечающий по составу титанистому пижонит-авгиту ( $2V=44-48^\circ$ ;  $cNg=42-44^\circ$ ;  $Ng=1,720\pm 0,007$ ;  $Np=1,694\pm 0,002$ ), сменяется в некоторых образцах ферроавгитом ( $2V=50^\circ$ ;  $Np=1,720$ ;  $Ng > 1,734$ ).

По химическому составу пострудные диабазы (табл. 11) идентичны неизменным разностям таббро и диабазов дорудного этапа. Обогащенные оливином троктолиты (анализ 4) отличаются большим количеством фемических окислов (высокие значения параметра  $b$ ) при относительно

Таблица 11

Химический состав пострудных дайковых пород Балыксинской зоны

Оксиды	Содержание, вес. %				
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	44,58	46,90	46,70	45,50	44,56
TiO <sub>2</sub>	2,07	1,61	1,19	1,39	1,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,58	16,48	17,42	15,91	15,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,21	3,12	3,91	4,86	1,91
FeO	10,05	8,33	7,53	7,40	11,76
MnO	0,26	0,20	0,13	0,17	0,24
MgO	6,51	7,73	7,97	8,7	10,91
CaO	11,25	10,74	10,20	12,83	10,09
Na <sub>2</sub> O	2,59	2,69	2,46	2,07	2,34
K <sub>2</sub> O	0,77	0,62	0,25	0,12	0,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	0,26	0,139	0,069	0,29
П. п. п.	3,02	1,80	2,33	1,32	1,17
Сумма	100,26	100,48	100,23	100,44	100,50

Циоловые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	7,1	7,0	5,4	4,7	5,8
<i>c</i>	7,2	7,7	8,1	8,4	7,1
<i>b</i>	31,6	29,8	35,9	33,5	36,0
<i>s</i>	54,1	55,5	50,6	53,4	51,1
<i>f'</i>	41,1	36,5	27,3	33,7	35,7
<i>m'</i>	35,9	44,7	35,1	44,3	50,5
<i>c'</i>	23,0	18,8	37,6	22,0	13,8
<i>n</i>	84,0	87,0	94,1	97,1	87,2
$\varphi$	8,9	8,8	8,7	12,3	4,5
<i>t</i>	3,4	2,5	1,9	2,3	2,5
<i>Q</i>	-13,0	-15,1	-17,7	-11,3	-16,5
<i>a/c</i>	1,0	0,9	0,7	0,6	0,8
FeO/MgO	1,1	0,8	0,8	0,8	0,7

Примечание. 1 (1588) — микродиабаз, Хайлеольское месторождение; 2 (391) — оливниновый диабаз, там же; 3 (414) — оливниновый диабаз, р. Березовая; 4 (172а) — мелкозернистый оливниновый диабаз, р. Магаза; 5 (517) — оливниновый долерит (троктолит), Хайлеольское месторождение.

Анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ.

низком отношении FeO/MgO, что определяется высокими содержаниями в них магнезиального оливина.

Вторая группа пострудных даек, известная только в рудном поле Хайлеольского месторождения, представлена микродиабазами и афанитовыми диабазовыми порфиритами. Микродиабазы по составу близки к охарактеризованным оливниновым диабазам, отличаясь меньшими содержаниями оливина. Они сложены преимущественно лабрадором и в значительной степени разложенным титанистым авгитом. Диабазовые порфириты, слагающие наиболее тонкие (до 10 см) ветвящиеся жилы, характеризуются порфировым строением с плотной скрытокристаллической основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом № 85 в центре и № 50—55 — в краях зерен. Основная масса микролитовая, состоит из лабрадора № 60, тонкозернистого агрегата пироксена, актинолита, хлорита и рудного минерала. По химическому составу микродиабазы (см. табл. 11, рис. 13) аналогичны пострудным оливниновым диабазам.

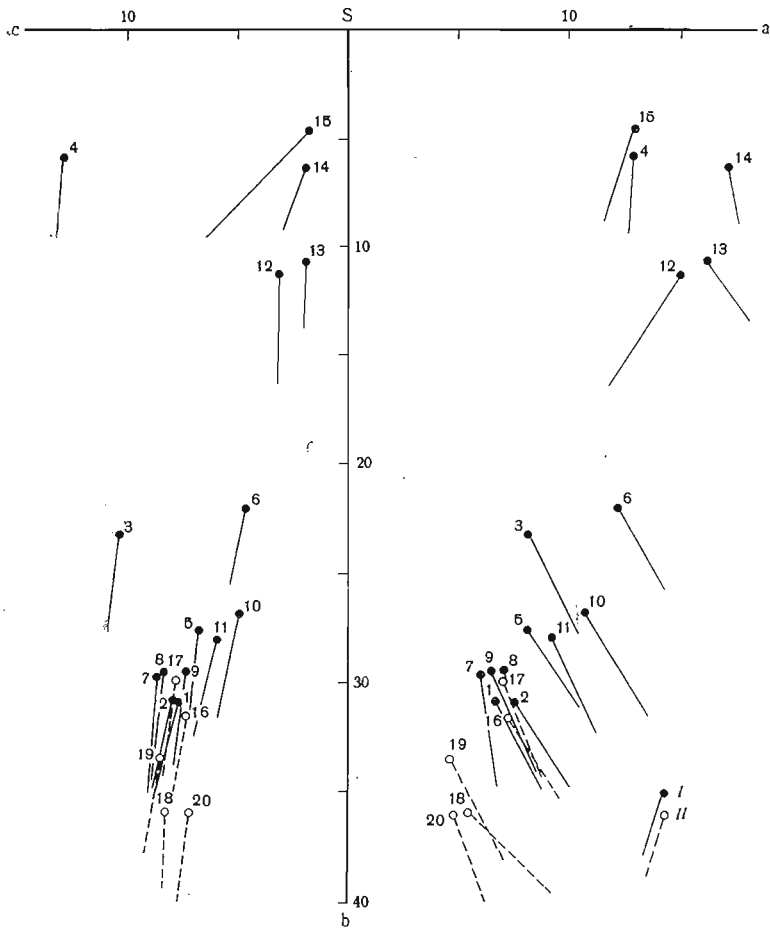


Рис. 13. Диаграмма химических составов пород габбро-альбититового комплекса района Хайлеольского месторождения

*I* — дорудные породы комплекса:

1(К-1), 2(К-2)—трахитоидное габбро;

3(Ш-907) — лейкократовое габбро;

4(Ш-1137) — анортозит (см. табл. 8);

5(Ш-845), 6(01016), 7(172) — габбро-днабазы;

8(1537), 9(ХІХ-18) — днабазы;

10(1024) — днабазовый порфирит;

11(Ш-906) — пироксеновый порфирит (см. табл. 9);

12(20036) — альбитит;

13(1676) — альбитит-порфир;

14(ХV-8) — снетит-порфир;

15(128в) — граноснетит-порфир (см. табл. 10).

*II* — пострудные дайки:

16(1588) — микроднабаз;

17(391), 18(414), 19(172а) — оливниновые днабазы;

20(517) — оливниновый долерит (см. табл. 11)

## ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ОРУДЕНЕНИЕ

Особенности постмагматических процессов и рудообразования, связанных с габбро-альбититовым комплексом Балыксинской зоны, удобнее всего рассмотреть на примере Хайлеольского магнетитового месторождения, наиболее значительного по масштабам и типичного по характеру проявления.

При рассмотрении общих особенностей этого месторождения прежде всего обращает на себя внимание его принципиальное сходство с Анзасским. Здесь, так же как и на Анзасском месторождении, оруденение контролируется зоной развития габбровых интрузивов и их дайковых про-



изводных. Явления контактового термального метаморфизма в этой зоне представлены весьма слабо, зато исключительно широко наблюдаются метасоматические процессы, характеризующиеся, как и на Анзасе, четко обозначенной хлорно-натровой специализацией. Ведущую роль в сложении рудной зоны играют альбитовые и скаполитовые метасоматиты, состав которых варьирует в зависимости от состава исходных пород. Так, за счет известняков енисейской свиты образуются своеобразные диопсид-кальцит-скаполитовые метасоматиты, за счет сланцев, песчаников и алевролитов — диопсид-кварц-альбитовые и кварц-альбитовые, а за счет интрузивных габбро и сопровождающих их дайковых пород — альбит-амфибол-скаполитовые, амфибол-скаполитовые, амфибол-альбитовые и чисто альбитовые.

Оруденение контролируется зонами трещиноватости и дробления в краевых частях и вблизи габбровых интрузивов. В этих зонах размещается большая часть даек субшелочного кислого состава, здесь же максимального значения достигают сопровождающие оруденение метасоматические процессы. Рудные тела представлены в этих зонах линейными в плане, крутопадающими согласно трещиноватости пласто- и линзообразными залежами; они расположены кулисообразно, их протяженность составляет 100—200 м (в отдельных случаях до 450 м) при мощности 5—10 м (изредка до 30—40 м). Эти тела, в свою очередь, нередко ветвятся и расщепляются на ряд более мелких прослоями «пустых» пород.

Главными рудными минералами являются магнетит, пирит, пирротин, второстепенными — гематит и халькопирит, иногда встречаются мушкетовит, мартит, шмальтин и хлоантит. В парагенезисе с рудными минералами находятся клинопироксен, гранат, актинолит, роговая обманка, флогопит, хлорит, альбит, скаполит, серпентин, эпидот, апатит, мусковит, сфен, кальцит, анкерит, доломит, сидерит и минералы группы цеолитов<sup>1</sup>.

Рудообразование на месторождении носило многократный характер. Ю. В. Индукаев (1962, 1963) выделяет четыре генерации магнетита, три из которых слагают руды. Наиболее ранний магнетит образует скаполит-магнетитовые и альбит-скаполит-магнетитовые руды, формирование которых связано с процессом скаполитизации и альбитизации габбро, сопровождавшимся их осветлением. Главная же масса магнетита отлагалась несколько позже в связи с формированием пироксен-амфибол-хлоритовых метасоматитов. Еще более поздний магнетит входит в состав бедных руд с флогопитом и хлоритом. По данным Ю. В. Индукаева, в составе руд постоянно присутствует титан и важную роль играют щелочи, особенно натрий. Спектральными анализами в составе руд установлены ванадий (0,01—0,003%), кобальт (0,1—0,03%), никель (0,01—0,003%), хром (0,001—0,003%), медь (0,1—0,0003%), марганец (0,01—0,001%) и галлий (0,001—0,003%). В. А. Вахрушевым (1965) установлены особенно высокие содержания в качестве элементов-примесей в магнетитах Хайлеольского месторождения  $TiO_2$  (в среднем 0,394%) и  $V_2O_5$  (0,136%).

В формировании Хайлеольского месторождения Ю. В. Индукаев выделяет следующие этапы и стадии:

I — этап термального (контактового) метаморфизма: мраморизация известняков, ороговикование песчано-сланцевых толщ;

II — этап ранней гидротермальной деятельности (актинолит I, хлорит I, кальцит I и др.);

III — этап хлорно-натрового метасоматоза (альбит, актинолит II, клиноцоизит, скаполит, магнетит I, щелочные амфиболы);

<sup>1</sup> Рудно-минерагеническая характеристика Хайлеольского месторождения дается по Ю. В. Индукаеву (1962, 1963).

IV — пневматолитово-гидротермальный этап. Он делится на стадии:

1) скарновую (пироксен, редко гранат); 2) ранней гидратации и карбонатизации (актинолит III, роговые обманки, эпидот, кальцит II); 3) рудную (магнетит II); 4) магнезиально-железо-калиевого метасоматоза (флогопит, магнетит III); 5) поздней гидратации и карбонатизации (хлорит, серпентин, кальцит III и др.); 6) карбонатно-сульфидную (доломит, анкерит, кальцит IV, пирит, халькопирит, пирротин, шмальтин-хлоантит и др.).

В постмагматических процессах, проявившихся на месторождении, главенствующую роль принадлежит хлорно-натровому метасоматозу, который связан с внедрением дорудных даек кислого состава. Главными продуктами этого процесса являются, как уже указывалось, метасоматические альбит-скаполит-амфиболовые, амфибол-скаполитовые и амфибол-альбитовые породы. В ходе процесса происходит радикальное изменение химического и минерального состава исходных пород с привнесом в них значительных количеств щелочей (особенно натрия), кремнезема и летучих, главным образом воды и хлора, и выносом железа, титана, кальция, магния, которые перееотлагаются в форме скоплений магнетита первой генерации, сфена, апатита и других сопутствующих оруденению минералов. Активное участие хлора в метасоматическом минералообразовании нашло отражение в составе скаполитов Хайлеольского месторождения, содержащих, по данным Ю. В. Индукаева (1962), от 2,32 до 3,12% хлора. Эта особенность сближает хайлеольские скаполиты со скаполитами Анзасского (Д. И. Павлов и др.), Таятского (Д. В. Калинин) и Кустанайских (Г. А. Соколов) месторождений. Учитывая высокие содержания хлора в скаполитах и в других минералах месторождения (амфиболах, флогопите и др.), Ю. В. Индукаев (1963) считает, вслед за Д. В. Калининым (1961) и Д. И. Павловым, что железо при образовании подобного типа месторождений переносилось растворами в форме комплексных соединений с натрием и хлором (хлорацидокомплексов).

Щелочной метасоматоз проявился не только на ранних этапах постмагматической деятельности интрузий габбро-альбититового комплекса, но и на более поздних ее стадиях. Об этом свидетельствуют находки натриевых щелочных амфиболов в рудах (повышенные содержания щелочей в рудах фиксируются и химическими анализами), а также образование альбита, анальцима и натролита на поздних стадиях метасоматического процесса.

Процессы щелочного натрового метасоматоза, сопровождавшегося широким развитием альбитизации, являются характерной чертой и всех других магнетитовых месторождений и рудопроявлений Балыксинской зоны (Изых-Гольского, Березовского, Начульского, Ойского, Каменского и др.), связанных с интрузиями габбро-альбититового комплекса. В ряде случаев (Начульское и Ойское рудопроявления) наряду с альбитизацией обнаруживаются явления скаполитизации, оруденение же при этом сопровождается, как и на Хайлеоле, специфическим набором метасоматитов, в сложении которых главную роль играют альбит и скаполит.

В целом магнетитовые месторождения Балыксинской зоны, включая Хайлеольское, обладают устойчиво повторяющимися одинаковыми особенностями и безусловно принадлежат к одному типу. Они по существу отличаются лишь масштабами метасоматических процессов и оруденения. При этом легко заметить, что масштабы метасоматоза и оруденения находятся в прямой зависимости от размеров и характера рудоносных интрузий: относительно крупные габбровые интрузивы сопровождаются более обширными полями метасоматитов и, соответственно, более крупными месторождениями магнетита (Хайлеол), с дайковыми же представителями этого комплекса ассоциируют меньшие по размерам зоны метасоматитов и меньшие по масштабам рудопроявления. Все месторождения Балыксинской группы обладают четко выраженными свой-

ствами месторождений, генетически связанных с относительно слабо дифференцированными основными интрузиями, и обнаруживают в этом отношении большое сходство с ранее охарактеризованными однотипными магнетитовыми месторождениями Анзасской зоны Западного Саяна.

### ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГАББРО-АЛЬБИТИТОВОГО КОМПЛЕКСА И МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Суммируя изложенные данные по геологическому строению, магматизму и металлогении Балыксинской зоны, можно сделать заключение, что в данном случае вопросы связей магнетитового оруденения с магматическими комплексами решаются еще более определенно, чем на Анзасе. Прежде всего, совершенно несомненными представляются генетические отношения магнетитового оруденения с габбро-альбититовым комплексом. Базальтоидная природа последнего также не вызывает сомнения, ибо его формирование начинается и заканчивается внедрением интрузий габбрового состава. Альбититы и связанные с ними околорудные метасоматиты и руды находятся внутри этого ряда интрузий, в «вилке» между дорудными и послерудными габбро. Причастность к их генезису кислых, гранитоидных интрузий в данном случае немыслима по той простой причине, что таких интрузий нигде в Балыксинской зоне, и тем более вблизи магнетитовых месторождений, нет вообще. Ассоциация же альбититов, метасоматитов и магнетитовых руд с однотипными габбровыми интрузиями повторяется, причем одинаково в разных местах этой зоны.

Таким образом, Балыксинский район, в котором габбро-альбититовый комплекс и сопутствующее ему магнетитовое оруденение проявились четко обособленно от раннепалеозойских гранитов, хорошо дополняет данные по рудоносным интрузиям и месторождениям анзасского типа. Повторение анзасской ситуации в таком весьма ярком варианте свидетельствует, во-первых, о вполне закономерном проявлении габбро-альбититовых ассоциаций и, во-вторых, о безусловной продуктивности этого комплекса в отношении магнетитового оруденения, причем вполне определенного, специфического, представленного магнетитовыми месторождениями скаполитового типа со всеми главнейшими особенностями месторождений, генетически связанных с основными интрузиями.

Балыксинский район интересен еще и тем, что габбро-альбититовый комплекс здесь ассоциирует и обнаруживает черты сходства не с габбро-пироксенит-дунитовым, как на Анзасе, а с габбро-сиенитовым типом раннеорогенных базитовых формаций. Сравнивая приведенные описания габбро-сиенитовых массивов куль-тайгинского и интрузивов габбро-альбититового комплексов, нетрудно заметить, что они сопряжены пространственно и обладают некоторыми общими особенностями состава слагающих пород. Прежде всего как те, так и другие размещаются в обрамлении Балыксинского прогиба в пределах сравнительно небольшого по площади района. Вместе с тем они приурочены к различным типам структур: массивы куль-тайгинского комплекса размещаются в пределах относительно жестких структур ранней консолидации, представленных Шорским и Батеневским внутригеосинклинальными поднятиями, тогда как интрузивы габбро-альбититового комплекса проявляются в более подвижных условиях четко обозначенной меридиональной зоны дизъюнктивных нарушений, связанных с системой Балыксинского регионально-го разлома. Соответственно и представлены эти комплексы по-разному: стратифицированными массивами центрального типа в первом случае и линейными трещинными интрузивами — во втором.

Вполне возможно, что особенности эволюции и состава этих комплексов также определяются условиями их формирования. Высокая прони-

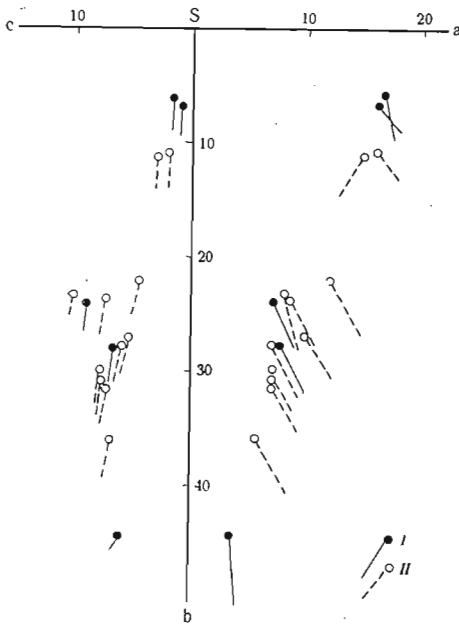


Рис. 14.  
Сравнительная петрохимическая диаграмма габбро-альбититовых комплексов Анзасской и Балыксинской зон

I — усредненные анализы пород габбро-альбититового комплекса Анзасской зоны;

II — усредненные анализы пород габбро-альбититового комплекса Балыксинской зоны

цаемость трещиноватых зон, вероятно, способствовала широкому развитию метасоматических процессов, имевших в силу базальтоидной природы материнских интрузий резко выраженный натровый характер и, образованию различных по характеру метасоматитов, среди которых ведущую роль играют альбититы. По-видимому, в таких условиях возникали и альбитовые расплавы, формировавшие дайковые тела альбититов. В этом собственно и состоят главные отличия в составе габбро-сиенитового и габбро-альбититового комплексов, обнаруживающих в целом очевидное сходство минералогических и петрохимических черт.

Прежде всего, сходной спецификой обладают габброиды этих комплексов. В том и другом случае они представлены нормальными габбро; габбро-нориты в данных ассоциациях отсутствуют. Намечается сходство и в характере дифференциации габбро, среди которых устанавливаются в обоих случаях меланократовые и анортитовые разновидности пород. Общей особенностью габбро этих комплексов (включая поздние дайковые производные) является их повышенная титанистость, проявляющаяся в составе пироксенов, представленных обычно титанистом авгитом, в высоких содержаниях титаномагнетита и повышенных количествах  $TiO_2$  по данным химических анализов пород. Кстати, магнетитовые руды и сами магнетиты Хайлеольского месторождения также характеризуются необычно высокими содержаниями в них титана.

О преемственности состава габбро-сиенитового и габбро-альбитового комплексов Балыксинской зоны свидетельствует также появление среди кислых дифференциатов наряду с альбититами сиенитоидов, сходных с сиенитами куль-тайгинского комплекса. В условиях же Анзасской зоны, где стратифицированные габбровые массивы лишены сиенитов, сиениты не обнаруживаются и в составе габбро-альбититового комплекса.

Близость состава пород габбро-сиенитового и габбро-альбититового комплексов Балыксинского района проявляется и в их химизме (см. табл. 7, 8, 9, 10). При сравнении химических анализов пород этих комплексов на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 14 и 15) отмечается их полная идентичность. Особенно четко это проявляется в группе основных пород габбрового состава, представленных в обоих случаях одинаковы-

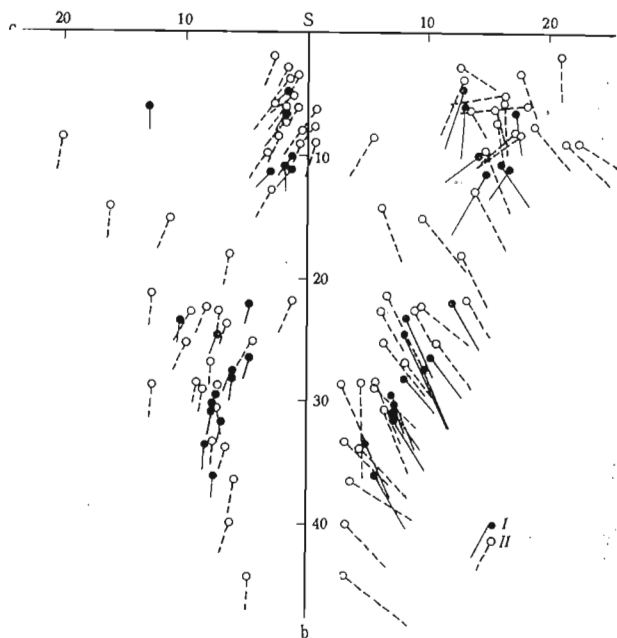


Рис. 15.  
Сравнительная петрохимическая диаграмма габбро-сиенитового (куль-тайгинского) и габбро-альбититового комплексов Балыксинской зоны (анализы усреднены)

I — породы габбро-альбититового комплекса;  
II — породы габбро-сиенитового комплекса

ми по характеру, строго совмещенными рядами векторов. В габбро-альбититовом комплексе, как и в габбро-сиенитовом куль-тайгинском, намечаются две ветви дифференциации: щелочноземельная анортозитовая и субщелочная сиенитовая. Петрохимическое родство проявляется и в ряде дополнительных характеристик, в частности в параметре  $t$ , отражающем содержание титана в породах.

Наконец, габбро-сиенитовый и габбро-альбититовый комплексы сближаются и по металлогении. Как уже подчеркивалось, некоторые массивы куль-тайгинского комплекса сопровождаются не только титаномагнетитовым, но и магнетитовым оруденением контактового метасоматического типа (Таскыльское месторождение массива Шор-Тайга). В свою очередь, магнетитовые руды, связанные с габбро-альбититовым комплексом, характеризуются в Балыксинском районе необычно высокой титанистостью. Большие масштабы магнетитового оруденения в связи с габбро-альбититовым комплексом объясняются особенностями формирования этого комплекса, сопровождавшегося широким развитием метасоматических процессов.

Цифры абсолютного возраста сиенитов куль-тайгинского комплекса и магнетитового оруденения, связанного с габбро-альбититовым комплексом, по материалам отдельных лабораторий оказываются практически равноценными, отличаясь друг от друга на величины, находящиеся в пределах допустимых ошибок метода. Так, по данным Лаборатории геологии докембрия АН СССР возраст биотита из сиенито-диоритов горы Малая Куль-Тайга, определенный калий-аргоновым методом, составил 411 млн. лет, а возраст флогопита руд Хайлеольского месторождения — 425 млн. лет. В лаборатории абсолютного возраста ВСЕГЕИ по тем же пробам получены соответственно цифры 438 и 392 млн. лет.

Обращают на себя внимание обратные соотношения цифр в обоих случаях, в силу чего последовательность формирования анализированных проб на основании этих цифр выявлена быть не может. Напротив, возникает вывод, что эти породы настолько близки по возрасту, что точность метода не позволяет достоверно установить последовательность их образования. Таким образом, следует, вероятно, принять для габбро-

сиенитовой и габбро-альбититовой ассоциации один возраст, оценивающийся в среднем цифрой 420—425 млн. лет. Если исходить из этой цифры, то возраст интрузий отвечает силуру или ордовику. Вместе с тем в кабинете абсолютного возраста ИГиГ СО АН СССР возраст тех же хайлеольских флогопитов определен в 497 млн. лет.

Таблица 12

Сравнительные данные возраста магнетитового оруденения и габбровых интрузий Анзасской и Балыксинской зон

Место определения возраста	Анзасская зона		Балыксинская зона	
	Биотит окolorудноизмененных габбро (месторождение Безымянка)	Биотит кварцевых диоритов (1) и габбро-норитов (2) Шаманского габбро-пироксенит-дунитового массива	Флогопит околорудноизмененных габбро (Хайлеольское месторождение)	Биотит сиенит-диоритов габбро-сиенитового массива Малая Куль-Тайга
Лаборатория геологии докембрия (Ленинград)	425·10 <sup>6</sup> лет	—	425·10 <sup>6</sup> лет	411·10 <sup>6</sup> лет
Лаборатория абсолютного возраста ВСЕГЕИ (Ленинград)	—	—	392·10 <sup>6</sup> лет	438·10 <sup>6</sup> лет
Кабинет абсолютного возраста ИГиГ СО АН СССР (Новосибирск)	497·10 <sup>6</sup> лет	1) 498·10 <sup>6</sup> лет 2) 495·10 <sup>6</sup> лет	497·10 <sup>6</sup> лет	—

Примечание. Данные по Шаманскому массиву заимствованы у И. М. Волохова и В. М. Иванова (1968), остальные определения выполнены по материалам автора

Отмечается полное совпадение цифр абсолютного возраста анзасского и хаймольского оруденений по данным одних лабораторий и в то же время существенная разница в цифрах, полученных в разных лабораториях (табл. 12). Так, в Лаборатории геологии докембрия АН СССР возраст анзасских и хайлеольских биотитов определяется одинаковой цифрой — 425 млн. лет, в кабинете абсолютного возраста ИГиГ СО АН по тем же пробам получены также одинаковые цифры, но большие по значению — 497 млн. лет. Таким образом, мы опять приходим к выводу о том, что пользоваться имеющимися радиологическими определениями для оценки истинного абсолютного возраста пород в данном случае вряд ли можно. Однако эти цифры, полученные одним методом, по одному минералу, позволяют более обоснованно судить об относительных возрастах рассмотренных групп пород. Анализируя цифры, приведенные в табл. 12, с таких позиций, можно сделать заключение, что габбро-альбититовые интрузии и связанное с ними магнетитовое оруденение имеют в Анзасской и Балыксинской зонах примерно один возраст, близкий с возрастом пород представленных здесь же габбро-пироксенит-дунитовых массивов — в первом случае и габбро-сиенитовых — во втором.

Истинный же возраст этих ассоциаций определить в настоящее время, по-видимому, не представляется возможным. Эти комплексы на основании косвенных геологических данных мы считаем сейчас додевонскими, формировавшимися в широком диапазоне времени от верхнего кембрия до силура. Несомненным, на наш взгляд, является то, что магматизм и связанное с ним магнетитовое оруденение не имеют ничего общего с раннегеосинклинальными нижнекембрийскими базальтоидными комплексами спилит-кератофирового ряда и выходят за рамки собственно геосинклинальных этапов формирования каледонид, представляя собой проявления уже орогенной стадии их развития.

Последовательность формирования и особенности происхождения пород габбро-альбититового комплекса Балыксинской зоны оказываются

точно такими же, как на Анзасе. В частности, вопросы генезиса альбититов и связанного с ними магнетитового оруденения решаются нами в данном случае так же, как вопросы генезиса альбититов и магнетитового оруденения Анзасских месторождений, что избавляет нас от необходимости повторного их рассмотрения.

## МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ТАЯТ-ТАБРАТСКОГО РАЙОНА (Восточный Саян)

Северо-западная часть Восточного Саяна, включающая Таят-Табратский район, весьма интересна и перспективна в отношении эндогенных железорудных месторождений. Известная здесь Ирбинско-Краснокаменная группа промышленных магнетитовых месторождений генетически связана с достаточно хорошо изученными девонскими субвулканическими граносиенитовыми интрузиями ирбинско-краснокаменского комплекса. Более мелкие рудопроявления магнетита устанавливаются и в связи с раннепалеозойскими гранитоидными интрузиями батолитового типа. Вместе с тем в последние годы в этом районе выявлены новые магнетитовые месторождения (Таят-Табратская группа), ассоциирующие с более основными — диоритовыми и габбро-диоритовыми интрузиями. Месторождения Таят-Табратской группы очень похожи на охарактеризованные Анзасские и Балыксинские месторождения, тогда как рудоносная интрузия габбро-диорит-гранодиоритового состава заметно отличается от интрузий габбро-альбититового комплекса.

Первые сведения об интрузивных образованиях Таят-Табратского района приводятся в работах А. Я. Булыникова (1929) и А. Г. Вологодина, которые относили к ольховско-чибижекскому гранитоидному комплексу все интрузии этого района. А. Г. Вологдин впервые указал на возможность обнаружения по р. Табрат рудопроявлений железа.

Интерес к Таят-Табратскому району значительно возрос в последние годы в связи с открытием на его территории ряда месторождений и рудопроявлений железа (В. М. Ярошевич). Главное внимание при этом уделялось геологической съемке и поискам. При геологосъемочных работах, естественно, детализировались представления о магматических образованиях района.

Так, В. М. Ярошевич разделяет интрузии района на две группы. К первой он относит граниты горы Сухой, хребтов Крыжина и Покровского, ко второй — габбро-диориты, диориты и гранодиориты Убинского (Хабалыкского) и Ефимовского (Таятского) массивов, в составе которых отмечаются многочисленные дайки спессартитов. Железоносным считается второй тип интрузий.

В. Д. Чехович объединяет интрузии среднего и основного составов (габбро-диориты, диориты и диорит-порфириды) в один нижнепалеозойский комплекс, с которым генетически связывается железооруденение. В качестве характерных особенностей этого комплекса отмечаются обилие даек различного состава, чрезвычайная изменчивость интрузивных пород и слабое контактовое воздействие на вмещающие породы.

Ю. И. Шеломов и Г. Н. Спиридонов сопоставляют интрузии Таят-Табратского района с двумя известными в соседних районах комплексами: нижнепалеозойским ольховско-чибижекским и нижнедевонским ирбинско-краснокаменским. К первому отнесены граниты горы Сухой, ко второму — интрузия диоритов, гранодиоритов и граносиенитов Таят-Табратской зоны. Железооруденение связывается с интрузиями ирбинско-краснокаменского комплекса.

В ходе дальнейших геологосъемочных (Е. А. Шнейдер, Б. П. Зубкус, 1963—1965 гг.) и тематических (Курцерайте, 1964, а, б) исследований на

площади Таят-Табратского района рудоносная габбро-диоритовая интрузия была вновь отнесена в разряд раннепалеозойских магматических образований.

Параллельно с геологосъемочными работами проводились связанные с разведкой месторождений Таят-Табратской группы детальные минералого-геохимические исследования (Калинин, 1961; Калинин и др., 1962; Князев, 1965, и др.). Д. В. Калинин детально изучил и обстоятельно описал Таятское месторождение, его структурные и минералого-геохимические особенности. В районе месторождения им, как и Ю. Н. Шеломовым, выделены две интрузии: 1) древняя (кембрийская) интрузия габбро-диоритов, объединяемая с эффузивами кизирской свиты в один комплекс; 2) рудоносная нижнедевонская интрузия диоритов, которая сопоставляется с ирбинско-краснокаменским комплексом.

Подводя итог, необходимо отметить, что все геологи, изучавшие Таят-Табратский район, связывают железооруденение с диоритовой интрузией. В связи с задачами, которые ставились перед ними, объемы, содержание, петрологические особенности и формационный тип этой интрузии остались невыясненными. Этим вопросам были посвящены наши исследования, результаты которых изложены ниже.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Таят-Табратский район расположен в междуречье Казыра и Кизира в центральной части Кизир-Казырского синклинория. В геологическом строении района принимают участие нижнекембрийские геосинклинальные отложения и более молодые вулканогенные и интрузивные образования (рис. 16).

Нижнекембрийские отложения, представленные балахтисонской и осиновской свитами, сложно дислоцированы; в них господствует северо-восточное простираие складчатости, совпадающее с общим структурным планом района. Балахтисонская свита сложена в районе р. Табрат преимущественно карбонатными породами: светло- и темно-серыми массивными, реже слоистыми известняками, несущими иногда мало-мощные кремнистые прослои, и массивными молочно-белыми мраморами, преобладающими в рудном поле Табратского месторождения вблизи северного контакта Хабалыкского диоритового массива. В северо-восточной части района, в бассейнах рек Канатик и Таят, в разрезе балахтисонской свиты отчетливо возрастает роль терригенных пород, представленных алевролитами, песчаниками и конгломератами. Осиновская свита, постепенно сменяющая вверх по разрезу балахтисонскую, отличается постоянным присутствием среди обломочных пород туфогенных разностей: туфопесчаников и туфоконгломератов. В соседних районах в ней устанавливаются горизонты эффузивов кислого и среднего состава.

Сложно дислоцированные отложения балахтисонской и осиновской свит нарушены серией дизъюнктивов, объединяемых нами в Таят-Табратскую зону, имеющую региональное значение. Она прослеживается в северо-восточном направлении на десятки километров от Табратских болот, через Таятское и Покровское месторождения далеко за пределы района. К ней приурочены вулканогенные породы преимущественно основного состава и сопряженные с ними многочисленные интрузивы габбро-диорит-гранодиоритового комплекса. Относительно стратиграфического положения и возраста эффузивов Таят-Табратского района существуют различные представления. Большинство исследователей, к которым относится и автор, основываясь на несогласном залегании этих эффузивов на отложениях балахтисонской и осиновской свит, считает их среднекембрийскими и параллелизует с известными в смежных рай-



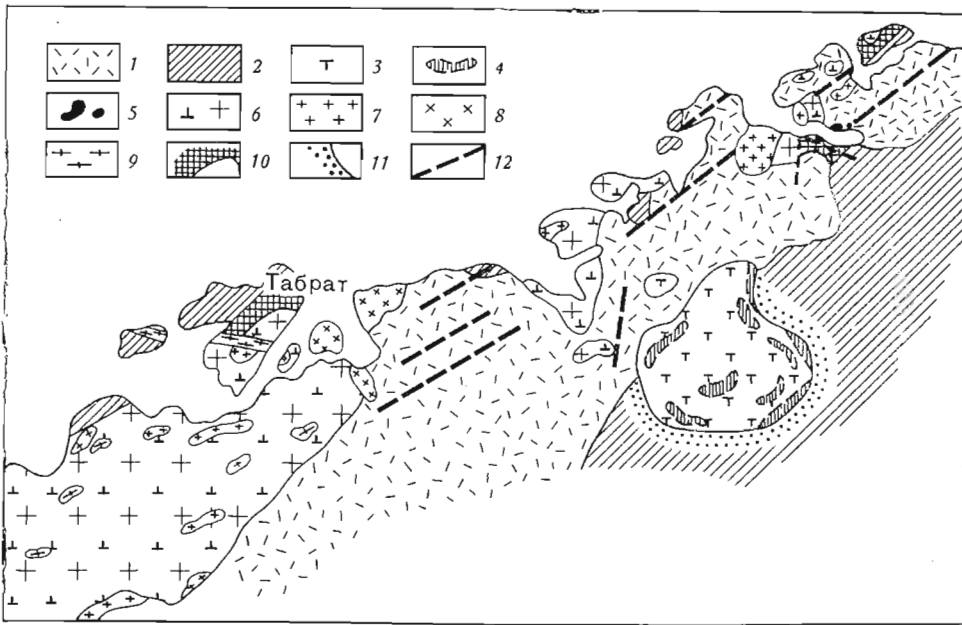


Рис. 16. Схематическая геологическая карта района Таят-Табратской группы железорудных месторождений

- |  |  |  |  |                              |                                  |                   |              |                                  |  |                      |   |
|--|--|--|--|------------------------------|----------------------------------|-------------------|--------------|----------------------------------|--|----------------------|---|
| 1 — вулканогенные отложения, кизирская свита (Ст <sub>2</sub> ); | 2 — терригенно-карбонатные и вулканогенные отложения, балахтисонская и осниовская свиты (Ст <sub>1</sub> —Ст <sub>2</sub> ). Канатикская габбровая интрузия; | 3 — лейкократовые габбро, габбро-нориты, габбро-диориты и диориты; | 4 — меланократовые оливковые и роговообманковые габбро. Габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс Таят-Табратской зоны; | 5 — габбро-диориты и габбро; | 6 — диориты и кварцевые диориты; | 7 — гранодиориты; | 8 — граниты; | 9 — диорит-порфиры и лампрофиры; | 10 — рудные тела и околорудные метасоматиты; | 11 — ороговикование; | 12 — дизъюнктивные нарушения и зоны дробления |
|--|--|--|--|------------------------------|----------------------------------|-------------------|--------------|----------------------------------|--|----------------------|---|

онах эффузивами кизирской свиты. Вместе с тем А. Е. Шнейдером и Б. П. Зубкус те же эффузивы отнесены к нижнекембрийской тарбатской свите.

В целом эта толща имеет устойчивый вулканогенный характер. Она сложена почти исключительно основными эффузивами (диабазами, диабазовыми и лабрадоровыми порфиритами) и соответствующего состава лавобрекчиями и туфами. Преобладают диабазы и диабазовые порфиры. Для них, как правило, характерно порфиоровое строение. Вкрапленники представлены в значительной мере разложившим зональным плагиоклазом (№ 64—78 в центре и № 8—10 в краях зерен), реже встречаются в разной степени замещенные актинолитом вкрапленники клинопироксена и роговой обманки. Основная масса диабазовая или интерсервальная, причем полевошпат в ней представлен вторичным альбитом. Некоторые разновидности диабазов содержат в основной массе единичные зерна кварца. В качестве примесей устанавливаются магнетит (1—2%) и сфен.

Лабрадоровые порфиры, покровы которых встречаются в районе оз. Ефимовского, отличаются большей степенью свежести и ярче выраженной порфиоровой структурой, на долю порфиоровых выделений иногда приходится 30—40% объема пород. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом, меняющимся по составу от № 70—80 в центре зерен до № 15—20 — в краях, и реже — актинолитизированным пироксе-

Таблица 13

## Химический состав эффузивов кизирской свиты

Оксиды	Содержание, вес. %				
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	48,74	48,14	48,12	48,54	58,0
TiO <sub>2</sub>	0,84	0,92	0,80	0,64	0,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,48	16,55	14,89	18,14	16,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,41	3,68	2,88	4,74	2,53
FeO	6,65	9,08	8,55	8,77	6,25
MnO	0,14	0,10	0,18	0,09	0,13
MgO	6,76	6,30	8,48	4,67	3,87
CaO	9,97	9,58	9,93	7,48	6,26
Na <sub>2</sub> O	2,84	2,92	2,46	3,96	3,50
K <sub>2</sub> O	0,30	0,61	0,34	0,81	0,70
П. п. п.	1,36	1,74	4,47	2,23	1,41
Сумма	100,49	99,63	101,10	100,07	99,56

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	6,8	7,5	6,1	10,5	8,9
<i>c</i>	8,6	7,8	7,1	7,5	6,7
<i>b</i>	26,8	27,5	30,5	23,2	15,6
<i>s</i>	57,8	57,2	56,3	58,8	68,8
<i>f'</i>	42,0	45,0	35,0	55,0	54,0
<i>m'</i>	44,0	40,0	48,0	36,0	43,0
<i>c'</i>	14,0	15,0	17,0	9,0	3,0
<i>n</i>	94,0	89,0	92,0	88,0	89,0
<i>Q</i>	-6,6	-8,4	-6,7	-10,9	+3,1
<i>a/c</i>	0,9	1,0	0,9	1,4	1,3

Примечание. 1 (Т-Е-6) — лавобрекчия порфирита, рудное поле Таятского месторождения; 2 (С-3) — порфирит, Таятское месторождение; 3 (Т-177) — диабаз, левый борт ручья Рудного; 4 (Т-175) — диабазовый порфирит, там же; 5 (Т-30в) — кварцодержащий диабазовый порфирит, озёрный склон горы Ефимки. Анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ.

ном, близким по оптическим свойствам к салит-авгитам. Замещение порфировых выделений салит-авгита низкожелезистым актинолитом происходит с полным сохранением их кристаллографических очертаний и сопровождается выделением тонкозернистого агрегата магнетита и эпидота. Основная масса интерсертальная и пилотакситовая, в ее составе значительную роль играют актинолит и тонко рассеянный магнетит.

Лавобрекчия и туфы имеют ограниченное распространение, встречаясь главным образом на северных склонах горы Ефимки. Состав их аналогичен составу диабазов и лабрадоровых порфиритов. В обломках устанавливаются те же диабазы и лабрадоровые порфириты, но несколько более основные и меланократовые, чем связующая их масса. Содержание магнетита поднимается до 3—4%.

По химическому составу наименее измененные разности эффузивов (табл. 13, анализы 1, 2 и 3) близки к платобазальтам и нормальным габбро, по Р. Дэли, отличаюсь от диабазов относительно высоким содержанием анортитовой извести и пониженной щелочностью ( $a/c = 0,9—1,0$ ). В этом проявляется их сходство с интрузивными и, особенно, дайковыми породами Таят-Табратской зоны. Измененные разности

эффузивов (анализ 4) обладают химизмом диабазов. Диабазовые порфирыты, содержащие в незначительных количествах кварц (анализ 5), по петрохимическим особенностям приближаются к диоритам и андезитами, по Р. Дэли.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В составе интрузий Таят-Табратской зоны нами выделяются два типа образований: 1) расположенный в некотором удалении от рудных полостей месторождений Канатикский габбровый стратифицированный массив и 2) сопряженная с оруденением сложная по составу габбро-диорит-гранодиоритовая интрузия, представленная Хабалькским и Ефимовским массивами, а также комплексом многочисленных разнообразных даек (см. рис. 16).

### Канатикская интрузия габбро

Канатикский массив располагается в верховьях р. Канатик, несколько южнее Таят-Табратской зоны нарушений. Площадь массива около 15 км<sup>2</sup>, форма в плане изометричная, строение неоднородное с чередованием, напоминающим стратификацию различных по составу и облику пород, обладающих, как правило, ярко выраженными планпараллельными (трахитоидными) текстурами. По отношению к структурам вмещающих пород массив занимает секущее положение, располагаясь на границе отложений балахтисонской и кизирской свит. Его форма в разрезе не выяснена, однако учитывается намечающееся концентрически-зональное в плане строение этого тела; легче всего представить его в виде воронкообразного стратифицированного интрузива.

В строении массива принимают участие лейкократовые и меланократовые габбро, габбро-нориты, кварцсодержащие нориты, габбро-диориты и пироксеновые диориты, связанные между собой постепенными переходами. Меланократовые габбро, среди которых устанавливаются оливинные и роговообманковые разновидности (рис. 17 и 18), распространены преимущественно по периферии массива, слагая при условии воронкообразного его строения придонную часть. Особенно хорошо это проявлено в восточной части массива, тогда как в западной его части, примыкающей к Таят-Табратской зоне нарушений, эта закономерность выражена менее четко, по-видимому, в силу того, что массив в этом месте обрезан и разбит дизъюнктивами на блоки. Минеральный состав пород в целом устойчив, количественные же соотношения и свойства породообразующих минералов заметно варьируют.

Состав плагиоклазов меняется от № 41—51 в габбро-диоритах и лейкократовых габбро до № 25—40 в диоритах. Цветные минералы представлены слегка титанистым авгитом ( $Ng=1,727$ ;  $Np=1,697$ ;  $2V=+40^\circ$ ;  $cNg=44^\circ$ ), гиперстеном ( $Np=1,710$ ;  $-2V=46^\circ$ ), буро-зеленой роговой обманкой ( $Ng=1,702$ ;  $Np=1,675$ ;  $-2V=74^\circ$ ;  $cNg=16^\circ$ ) и биотитом ( $Nm=1,660$ ;  $2V=-20^\circ$ ). Содержание авгита колеблется от 2—3% в норитах до 20% в габбро, гиперстена — от 1—2% в габбро до 17—22% в норитах. Количество роговых обманок достигает в габбро-диоритах и роговообманковых габбро 30%. В некоторых образцах присутствуют кварц (до 5%) и единичные зерна калишпата. Акцессорные минералы представлены ильменитом, титаномагнетитом, апатитом и цирконом.

Меланократовые разновидности габбро отличаются более высокой основностью плагиоклазов (№ 65—75 в оливинном и № 52—60 в роговообманковом габбро) и присутствием оливина ( $Np=1,716$ ;  $-2V=80—82^\circ$ ), содержание которого достигает 20%. Наряду с пироксеном и обык-

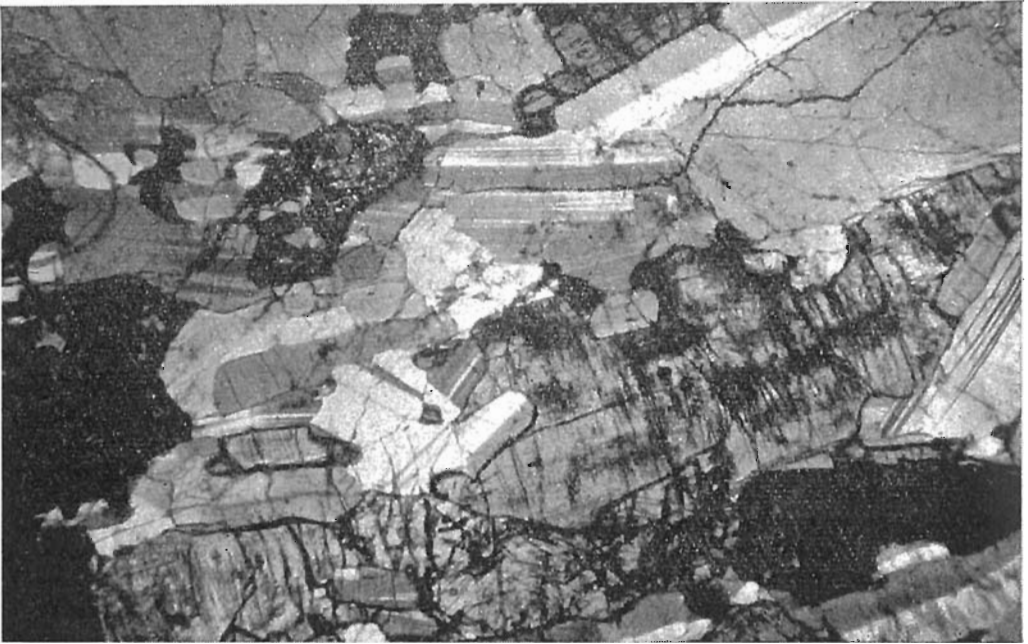


Рис. 17. Габбро-норит, Канатикский массив. Увел. 18, с анализатором

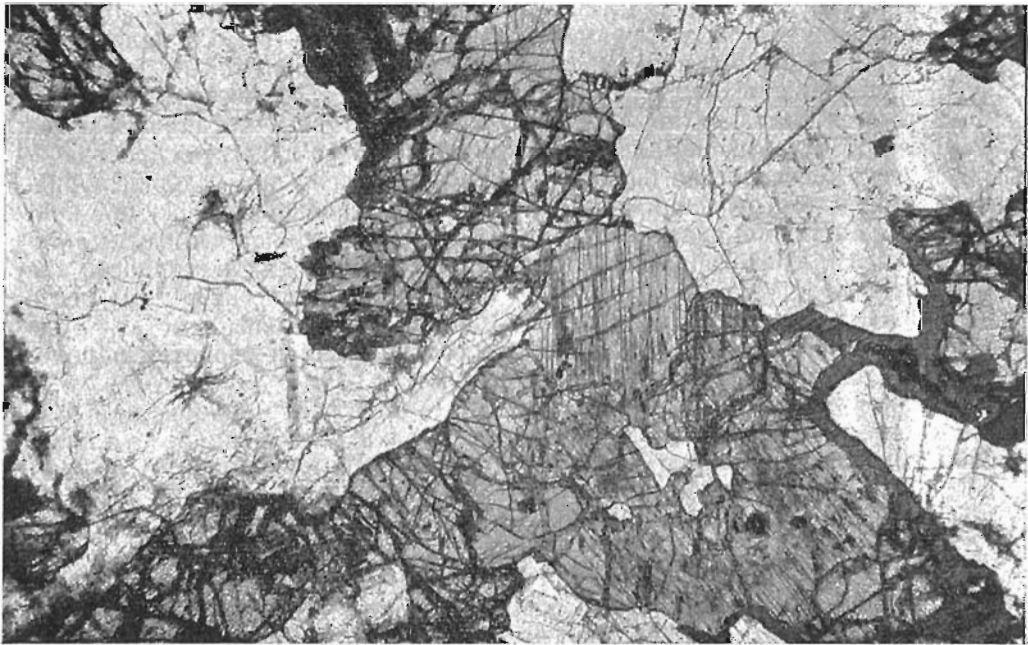


Рис. 18. Оливиновое габбро, Канатикский массив. Бурая роговая обманка (темно-серая) обрастает зерна оливина и пироксена (серые). Увел. 18, без анализатора

Таблица 14

## Химический состав пород Канатикского массива

Оксионы	Содержание, вес. %								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	57,72	55,69	54,44	54,52	53,40	48,49	48,42	51,12	64,14
TiO <sub>2</sub>	1,32	1,71	1,22	1,92	1,92	2,17	1,42	1,14	0,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,90	16,05	17,14	15,71	16,04	14,64	15,97	14,35	16,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,25	1,92	—	3,25	1,77	5,21	2,25	2,36	1,25
FeO	5,53	7,44	5,85	7,83	9,84	7,94	9,48	7,62	4,45
MnO	0,13	0,16	0,15	0,24	0,23	0,21	0,18	0,18	0,08
MgO	3,40	3,50	4,59	2,84	3,79	5,97	7,53	9,77	1,91
CaO	5,68	5,92	7,71	5,82	7,50	10,09	10,04	8,97	3,15
Na <sub>2</sub> O	4,00	4,10	3,40	4,20	4,10	2,50	2,52	2,55	3,80
K <sub>2</sub> O	1,80	1,75	1,00	1,50	0,75	1,08	0,62	1,10	2,35
П. п. п.	0,40	1,34	0,62	1,55	0,91	1,52	1,32	1,16	1,02
Сумма	99,13	99,58	96,12	99,38	100,25	99,82	99,75	100,32	99,62

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	11,7	11,8	9,5	11,8	10,2	6,9	6,4	7,0	11,6
<i>c</i>	5,7	5,1	7,2	4,9	5,8	6,2	7,5	5,8	3,6
<i>b</i>	14,6	16,8	16,9	17,9	21,0	30,7	29,1	30,0	11,3
<i>s</i>	68,0	66,3	66,4	65,4	63,0	56,2	57,0	57,2	73,7
<i>f'</i>	51,0	55,0	49,0	60,0	53,0	40,0	39,0	30,0	47,0
<i>m'</i>	40,0	36,0	36,0	27,0	31,0	41,0	44,0	54,0	28,0
<i>c'</i>	9,0	9,0	15,0	13,0	16,0	19,0	17,0	16,0	25,0
<i>n</i>	77,0	78,0	83,0	81,0	89,0	78,0	87,0	77,0	71,0
<i>Q</i>	+3,8	+3,9	+6,6	+2,3	0,2	-8,0	-6,3	-5,4	+19,6
<i>a/c</i>	2,1	2,3	1,3	2,4	1,8	1,1	0,8	1,2	3,1

Примечание. 1 (26-4) — гипертензивитовый диорит; 2 (660a) — лейкократовый габбро-диорит; 3 (39) — габбро-диорит; 4 (741) — пироксенный диорит; 5 (322-1) — оливинсодержащие габбро; 6 (К-1) — оливиново-габбро; 7 (26-3) — микрогаббро (дайка); 8 (41-1) — порфиридовый долерит (дайка); 9 (19-1) — гранодиорит (дайка).

Анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ.

новенной роговой обманкой иногда встречается титанистый амфибол ( $Ng=1,693$ ;  $Np=1,672$ ;  $cNg=15^\circ$ ;  $-2V=82^\circ$ ).

По химизму габбро-диориты и диориты (табл. 14, анализы 1—5), занимают промежуточное положение между диоритами и кварцевый габбро, по Р. Дэли. От стандартных типов габбро они отличаются более высоким содержанием кремнезема и повышенной щелочностью ( $a/c=1,3-2,3$ ). Оливиновые габбро (анализ 6) близки к платобазальтам, по Р. Дэли, отличаясь лишь несколько меньшей основностью ( $c=6,2$  против  $c=9,0$  в оливиновом габбро, по Р. Дэли).

Дайковые породы, развитые в массиве весьма ограниченно, представлены долеритами, оливиновыми микрогаббро и оливинсодержащими диабазами. Минеральный состав их примерно такой же, как основных пород массива. Отличительными чертами являются относительно высокая основность плагиоклаза (№ 60—75), постоянное наличие оливина и отсутствие ромбического пироксена. По химическим особенностям основные дайки Канатикского массива соответствуют оливиновому диабазу, по Р. Дэли (см. табл. 14, анализы 7 и 8).

Канатикский интрузив активно воздействовал на вмещающие породы. Эффузивы кизирской свиты на контакте с массивом преобразованы в черно-серые амфибол-плагиоклазовые и диопсид-плагиоклазовые роговики, часто наследующие порфиновую структуру исходных пород. Аргиллиты, сланцы и песчаники балахтисонской свиты не только орого-виковываются, но и скарнируются. Скарны узловатые и полосчатые, гранат-пироксенового состава. В центральной части массива встречаются ксенолиты, преобразованные в весьма своеобразные оливин-пироксеновые и оливин-амфибол-плагиоклазовые роговики, похожие на роговики, описанные В. Н. Довгалем в контактах Узасского габбро-сиенитового массива (Кузнецкий Алатау). В свою очередь, сам массив в ряде мест, особенно в западных, обращенных к Таят-Табратской зоне, контактах, попержен кислой (гранодиоритовой) инъекции (см. табл. 14, анализ 9).

В целом Канатикский интрузив по особенностям строения, составу и характеру контактового метаморфизма сопоставляется со стратиформными габбровыми массивами Кизир-Казырского междуречья (Булкинским, Китатским, Осередком и др.).

### Габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс

К этому комплексу мы относим несколько одновременных, но в общем сближенных во времени и сходных по составу интрузий — габбро-диоритовую, диоритовую, кварцевых диоритов и гранодиоритов, проявившихся совместно в пределах Таят-Табратской зоны нарушений. Каждая из этих интрузий сопровождается дайками соответствующего состава, причем дайковой серией лампрофиров и диоритовых порфиритов завершается и формирование всего комплекса в целом. Столь активная роль даек, проявившихся в большом количестве на всех этапах становления комплекса, — его ярко выраженная специфическая особенность.

### Габбро-диоритовая интрузия

Эта интрузия является наиболее ранней. Она представлена небольшими штокообразными телами и дайками, развитыми в северо-восточной части района вблизи Таятского и Покровского месторождений. Слагающие эту интрузию породы близки по особенностям минерального состава и химизму к эффузивам кизирской свиты и являются, по-видимому, их коагматами.

Породы габбро-диоритовой интрузии, несколько варьируя по составу, в целом близки к габбро. Для них характерна субофитовая структура, которая легко обнаруживается даже невооруженным глазом. Под микроскопом устанавливаются признаки пойкилоофитовой структуры. Наиболее типичные разности пород на 60—65% сложены плагиоклазом и на 30—40% — цветными минералами, 1—4% составляют акцессорные минералы (апатит и магнетит). Плагиоклаз зональный, меняющийся по составу от олигоклаза в краях зерен до битовнита (№ 70—80) — в центре. Цветные минералы представлены салит-авгитом, бурой роговой обманкой, приближающейся по оптическим свойствам к куммингтониту ( $N_g = 1,681$ ;  $N_p = 1,665$ ;  $cN_g = 20^\circ$ ;  $2V = -85^\circ$ ), и буро-зеленой роговой обманкой, обладающей необычным сочетанием малых значений угла оптических осей ( $-2V = 60-65^\circ$ ) и  $cN_g = 14^\circ$ . Пироксен и роговые обманки замещаются, нередко полностью вытесняясь, светло-зеленым актинолитом, также обладающим необычно малым для актинолитов углом оптических осей ( $-2V = 70-75^\circ$ ;  $N_g = 1,657$ ;  $N_p = 1,631$ ).

В дайках рудного поля Таятского месторождения часто встречаются порфировидные разности пород, близкие по структуре к габбро-диабазам.

зам. Они имеют по существу тот же состав, что и габбро-диориты главных интрузивов, отличаясь лишь несколько большими количествами темноцветных минералов, содержание которых иногда достигает 45%.

Общими характерными особенностями габбро-диоритов являются относительно высокое содержание в них темноцветных минералов, отчетливо выраженная офитовая структура и относительно высокая основность плагиоклазов, достигающих в центральных частях зерен состава битовнита.

Таблица 15

Химический состав пород габбро-диоритовой интрузии

Оксиды	Содержание, вес. %				Оксиды	Содержание, вес. %				
	1	2	3	4		1	2	3	4	
SiO <sub>2</sub>	55,28	51,38	46,97	48,74	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому					
TiO <sub>2</sub>	0,94	2,10	2,30	—		<i>a</i>	8,9	8,3	6,6	5,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,48	17,11	14,82	12,80		<i>c</i>	6,1	7,6	6,8	6,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,80	2,68	3,55	6,73		<i>b</i>	20,9	22,5	30,0	32,1
FeO	7,18	5,60	10,38	10,88		<i>s</i>	64,1	61,6	56,6	56,5
MnO	0,13	0,18	0,19	0,27		<i>f'</i>	44,0	34,0	45,0	52,0
MgO	4,68	5,25	6,65	5,96		<i>m'</i>	39,0	40,0	38,0	32,0
CaO	7,70	10,76	9,52	9,10		<i>c'</i>	17,0	26,0	17,0	16,0
Na <sub>2</sub> O	3,84	3,59	2,58	2,13		<i>n</i>	94,0	96,0	88,0	87,0
K <sub>2</sub> O	0,30	0,26	0,56	0,63		<i>Q</i>	+4,3	-1,0	-6,8	-3,8
П. п. п.	1,04	0,87	2,56	1,63		<i>a/c</i>	1,5	1,1	1,0	0,9
Сумма	99,37	99,80	100,20	98,90						

Примечание. 1 (Т-103) — габбро-диорит. Таятское месторождение; 2 (Т-VIII-5) — габбро-диорит. там же; 3 (С-1-210) — порфиридовое габбро, там же; 4 (Т-98-2) — порфиридовое габбро, там же.

Анализ выполнен в Центральной лаборатории КГУ.

В суммах учтены не показанные в таблице небольшие количества воды.

По химическому составу породы этой интрузии наиболее близки к габбро. Равнозернистые габбро-диориты (табл. 15, анализы 1 и 2) отличаются от средних габбро заметно большим содержанием кремнезема, приближаясь к кварцевым габбро. Порфиридные разности (анализы 3 и 4) характеризуются высоким значением характеристики *b* и низким — отношения *a/c*, что вполне отвечает особенностям их минерального состава (меланократовость пород и высокая основность плагиоклаза).

В рудном поле Таятского месторождения породы габбро-диоритовой интрузии подвергаются интенсивным метасоматическим изменениям: альбитизации, скаполитизации и оруденению. За счет этих пород образуется значительная часть лейкократовых альбитовых и скаполитовых метасоматитов (рис. 19).

Возможно, к этой же группе следует относить встречающиеся в рудном поле Таятского месторождения небольшие по размерам дайковые тела габбро-диорит-порфиритов и пироксеновых порфиритов. Формировались эти тела до диоритовой интрузии, описание которой следует ниже, ибо слагающие их породы встречаются в ксенолитах среди диоритов северо-восточной окраины Таятского интрузива. В рудном поле Таятского месторождения эти породы также подвергаются интенсивным метасоматическим изменениям.

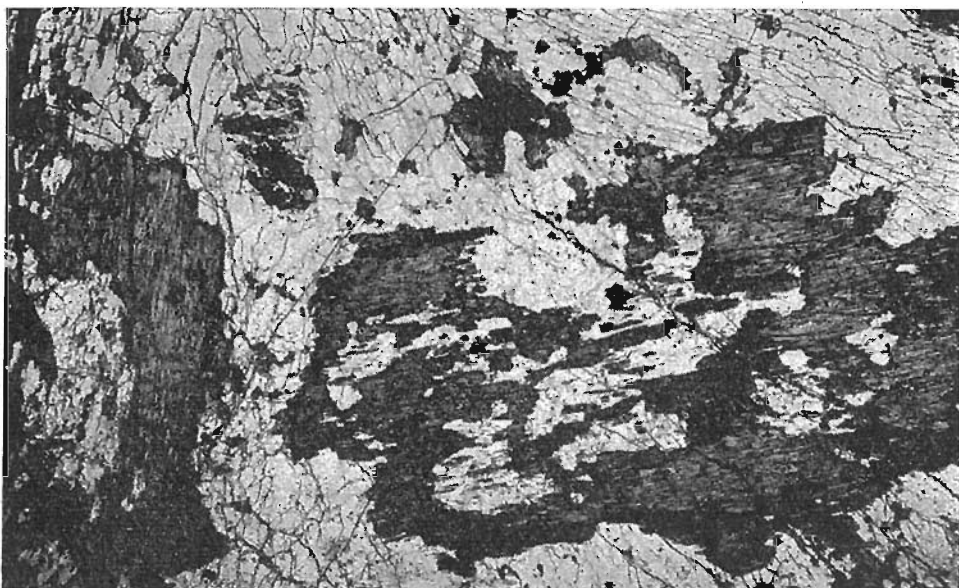


Рис. 19. Скаполитизированный габбро-диорит, Таятское месторождение. Скаполит (светлый) замещает зерна роговой обманки (темно-серая); в краях зерен роговой обманки образуются тонкие каймы магнетита (черный). Увел. 22, без анализатора

### Диоритовая интрузия

Данная интрузия преобладает в Таят-Табратской зоне. Она представлена крупным Хабальским массивом и группой небольших интрузивов устья р. Канатик, Таятского и Покровского участков. Все интрузивы располагаются цепочкой в северо-восточном направлении, согласно простиранию Таят-Табратской зоны нарушений. Диориты отчетливо прорывают отложения балахтисонской, осиновской и кизирской свит, а также ранее охарактеризованные габбро-диоритовые интрузивы. В районе Табрятского месторождения среди кварцевых диоритов часто встречаются ксенолиты кизирских эффузивов, габбро-диоритов, габбро-диорит-порфиритов и пироксеновых порфиритов.

Породы, слагающие диоритовые интрузивы, варьируют по составу от лейкократовых кварцевых диоритов до меланократовых кварцсодержащих габбро-диоритов, приближающихся иногда к габбро. Лейкократовые разности встречаются на участках, инъецированных более поздними гранодиоритами, и несут обычно признаки окварцевания и калишпатизации. Габбро-диориты развиты в эндоконтактных частях интрузивов, насыщенных ксенолитами более основных пород кизирской свиты и ранней интрузии габбро.

Наиболее типичные диориты имеют серую окраску и среднезернистое строение, иногда в них улавливается планпараллельная ориентировка плагиоклазов; микроструктура диоритовая с элементами пойкилитовой. Минеральный состав их сравнительно прост: плагиоклаз — 60—65%, феррические минералы (пироксен и амфибол) — 25—30%, кварц — около 10%, акцессорные минералы (апатит и магнетит) — 1%.

Плагиоклазы резко зональные, меняющиеся по составу от № 25—30 в краях до № 50—60 в центре зерен. В меланократовых кварцсодержащих габбро-диоритах северо-восточной, обращенной к месторождению



части Таятского массива встречаются зерна плагиоклаза с ядрами битовнитового состава.

Среди темноцветных минералов преобладают амфиболы при подчиненной роли клинопироксена салит-авгитового состава. Амфиболы представлены буро-зеленой роговой обманкой, аналогичной по оптическим свойствам ( $N_g=1,681$ ;  $N_p=1,660$ ;  $cNg=15^\circ$ ;  $2V=-60^\circ$ ) роговым обманкам габбро-диоритовой интрузии. Буро-зеленая роговая обманка и пироксен замещаются актинолитом.

Довольно часто диориты, подвергаясь более поздней плагногранитной и гранодиоритовой инъекции, существенно меняются по составу и облику. Образующиеся при этом породы обладают пятнистой окраской и неоднородным такситовым сложением: на фоне лейкократовой, гранодиоритового состава и строения массы выделяются более темные участки (пятна), представляющие собой реликты глубоко измененных амфиболлизированных диоритов.

По химическому составу наименее измененные разности диоритов (табл. 16, анализы 1, 2, 3 и 4) отвечают нормальным диоритам, по Р. Дэли, отличаясь меньшим значением отношения  $a/c$ , что свидетельствует о более высокой основности этих пород, сближающей их с габбро. Обогащенные кварцем разности (анализы 5, 6, 7 и 8) приближаются по химизму к кварцевым диоритам.

Диоритовая интрузия сопровождается большим количеством даек, встречающихся либо внутри диоритовых массивов, либо во вмещающих их породах и, особенно, в рудных полях месторождений.

Обилие даек, большая часть которых отвечает кварцсодержащим габбро-диоритам и лабрадоровым порфирирам, приближающимся по составу к диоритам, является весьма специфической особенностью образований данного этапа, что свидетельствует о поступлении в это время расплавов высокой и средней основности, а значит, вероятнее всего, об интрузивной природе и более крупных диоритовых массивов Таят-Табратской зоны. Среди даек устанавливаются следующие разновидности пород:

1. Дайки порфиroidных габбро-диоритов и диоритов особенно часто встречаются в Хабалыкском массиве. Они обладают значительными размерами (мощностью до 10—20 м) и сложены хорошо раскристаллизованными порфиroidного строения породами с офитовой, иногда призматическизернистой структурой основной массы, относительно высокой основностью плагиоклазов (№ 60—70) во вкрапленниках и средней основностью (№ 40—45) в основной массе. Характерно постоянное присутствие в небольших количествах кварца (около 5%). Темноцветные минералы, содержание которых иногда достигает 40%, представлены преимущественно актинолитом.

2. Диабазовые дайки широко распространены как внутри диоритовых интрузивов, так и за их пределами. Среди них различаются две группы. Одна представлена относительно крупными дайками, сложенными хорошо раскристаллизованными разностями, напоминающими габбро-диабазы. Они близки по составу к порфиroidным габбро-диоритам, отличаясь равнозернистым строением и резче выраженной офитовой структурой.

Во вторую группу входят небольшие по размерам дайки, сложенные весьма своеобразными диабазами, существенно отличающимися от предыдущих. Для них характерна резко выраженная пойкилосубофитовая структура. Основная масса сложена крупными, плотно соприкасающимися зернами зеленого амфибола ( $N_g=1,674$ ;  $cNg=19^\circ$ ;  $2V=-76^\circ$ ), образующими однородный плотный базис, переполненный более мелкими идиоморфными табличками основного плагиоклаза (№ 55—65). Соотношение амфибола и плагиоклаза 1:1. Характерно почти полное отсутствие рудных минералов и кварца.

Таблица 16

Химический состав пород диоритовой интрузии

Оксиолы	Содержание, вес. %						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	54,80	54,96	55,56	52,84	53,79	55,10	58,04
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,84	1,18	0,86	1,64	1,71	1,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,73	19,02	16,31	18,86	16,73	16,31	17,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,38	3,19	4,12	2,08	3,46	4,22	1,01
FeO	6,86	5,32	5,38	5,67	6,40	5,71	5,57
MnO	0,14	0,12	0,18	0,07	0,18	0,18	0,15
MgO	2,01	3,05	4,04	3,91	3,79	3,44	2,29
CaO	8,38	8,42	7,07	10,18	7,73	6,27	8,55
Na <sub>2</sub> O	3,65	3,83	3,20	3,55	3,43	3,60	3,60
K <sub>2</sub> O	0,60	0,21	1,45	0,40	1,32	1,15	0,36
П. п. п.	1,44	1,29	1,49	0,87	1,22	1,44	1,08
Сумма	99,91	100,25	100,21	99,31	99,69	99,13	99,32

Числовые характеристики по А. Н. Заварцкому

<i>a</i>	9,3	9,1	9,5	8,6	9,8	10,1	8,8
<i>c</i>	8,7	8,9	6,5	8,9	6,7	6,4	7,7
<i>b</i>	14,8	15,7	18,4	18,6	19,0	17,2	13,5
<i>s</i>	67,2	66,3	65,6	63,9	64,5	66,3	70,0
<i>f'</i>	60,0	52,0	49,0	41,0	50,0	56,0	48,0
<i>m'</i>	25,0	35,0	38,0	37,0	35,0	35,0	30,0
<i>c'</i>	15,0	13,0	13,0	22,0	15,0	9,0	22,0
<i>n</i>	90,0	96,0	77,0	93,0	80,0	83,0	94,0
<i>Q</i>	+7,1	+5,5	+5,7	+1,7	+2,7	+6,0	+14,7
<i>a/c</i>	1,1	1,0	1,5	1,0	1,5	1,6	1,1

Примечание. 1 (Т-222) и 2 (Т-224) — диорит, Таятский интрузив; 3 (410а) — диорит, Хабальский массив; 4 (С-1-12) — габбро-диорит-порфирит, Таятокое месторождение; 5 (1024) — диорит, Ефимовский массив; 6 (ЕФ-1) — кварцсодержащий диорит, там же; 7 (680а) — кварцевый диорит, Табратское месторождение.

Анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ. Здесь и далее в таблицах химических составов интрузивных пород Таят-Табратской зоны в некоторых суммах учтены не показанные в таблицах небольшие количества олеы.

Наконец, встречаются диабазы, обладающие типичной офитовой структурой и содержащие в качестве темноцветного минерала пироксен, близкий по оптическим свойствам к авгиту.

Породы этой группы подвергаются в рудных полях метасоматическим преобразованиям и оруденению, которые развиваются в них неравномерно и с различной степенью интенсивности. По химизму наименее измененные разности габбро-диабазов приближаются к платобазальтам, по Р. Дэли (табл. 17, анализы 5 и 6), отличаясь от них более высоким значением характеристики *b*, обусловленным повышенными содержаниями в породах магнетита.

3. Дайки лабрадоровых порфиритов развиты в районе весьма широко, концентрируясь преимущественно в Таят-Табратской зоне нарушений. Судя по всему, они проявились дважды. Главная масса даек лабрадоровых порфиритов формировалась после диоритов, но несколько раньше следующей гранодиоритовой интрузии. Вместе с тем в районе Табрата (оз. Щучье) встречаются дайки лабрадоровых порфиритов, про-

Таблица 17

## Химический состав дайковых пород

Оксиолы	Содержание, вес. %					
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	50,0	51,06	49,88	51,16	47,81	48,50
TiO <sub>2</sub>	0,73	1,20	1,52	1,02	1,02	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,22	16,14	16,12	14,80	14,40	14,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,41	3,67	3,66	4,55	2,43	2,14
FeO	6,65	8,55	7,00	9,12	9,59	8,33
MnO	0,11	0,21	0,18	0,18	0,29	0,11
MgO	1,97	3,06	5,94	4,47	8,41	11,10
CaO	11,92	9,58	9,83	9,47	12,12	8,86
Na <sub>2</sub> O	2,48	2,95	2,60	2,77	1,42	2,57
K <sub>2</sub> O	0,43	1,42	0,75	1,05	0,52	0,34
П. п. п.	1,29	1,61	2,19	1,58	1,87	2,93
Сумма	99,24	99,45	99,75	100,17	99,90	100,18

## Числовые характеристики по А. Н. Заварницкому

<i>a</i>	6,6	8,9	7,1	7,6	3,9	5,9
<i>c</i>	16,6	22,6	25,2	25,9	32,8	32,8
<i>b</i>	12,5	6,8	7,6	6,3	7,7	6,1
<i>s</i>	64,3	61,7	60,1	60,2	55,6	55,2
<i>f'</i>	56	54	40	50	35	30
<i>m'</i>	22	23	41	29	43	57
<i>c'</i>	22	23	19	21	22	13
<i>n</i>	90	76	84	80	82	92
<i>Q</i>	+2,9	-1,2	-1,6	-1,8	-4,3	-8,1
<i>a/c</i>	0,5	1,3	0,9	1,2	0,5	0,9

Примечание. 1 (Т-IV-11) — лабрадорный порфирит, Таятокое месторождение; 2 (С-4) и 3 (Т-101) — меланократовые лабрадорные порфириты, там же; 4 (714) — меланократовый лабрадорный порфирит, Табротское месторождение; 5 (Т-6-в) — диабаз, там же; 6 (Т-30) — порфиридный габбро-диабаз, Таятокое месторождение.

Анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ.

рывающие лейкократовые кварцевые диориты, принадлежащие к гранодиоритовой интрузии.

Лабрадорные порфириты характеризуются устойчивым внешним обликом и составом. Это темные, зеленовато-серые, иногда черно-серые породы с ярко выраженной порфировой структурой. Вкрапленники представлены крупными, рельефно выступающими матово-белыми лейстами плагиоклаза, длина которых колеблется от 5 до 15 мм, достигая в отдельных случаях 25—30 мм. Основная масса мелкозернистая, плотная, иногда афанитовая, сложена на 50—65% различными по размерам (0,2—0,5 мм длиной) лейстами плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены зернами актинолита, иногда напоминающими по форме пироксен, и рудным минералом (магнетит), содержание которого колеблется от 1 до 5%. В основной массе и во вкрапленниках устанавливаются реликты клинопироксена. Плагиоклаз меняется по составу от № 45—50 в основной массе до № 60—65 во вкрапленниках.

Химический состав лабрадорных порфиритов существенно меняется

в зависимости от количества в них плагиоклазовых вкрапленников. Лабрадоровые порфиры, богатые вкрапленниками, содержание которых достигает 30%, близки по химизму к апортзитовым габбро (см. табл. 17, анализ 1). Более меланократовые их разности с меньшим количеством вкрапленников приближаются по химическому составу (анализы 2, 3 и 4) к диабазам и долеритам, отличаясь от тех и других меньшим значением отношения  $a/c$ .

Дайки, связанные с диоритовой интрузией, подвергаются в рудных полях различным по интенсивности преобразованиям. Дайки диабазов и лабрадоровых порфиритов Таятского рудного поля изменяются слабо, однако и в них устанавливаются признаки скаполитизации и оруденения. На Табрятском месторождении оруденение и сопутствующие ему изменения отчетливо накладываются на дайки диабазов и лабрадоровых порфиритов, секущие Хабалыкский диоритовый массив.

### Интрузия гранодиоритов и гранитов

В районе Таят-Табратской группы железорудных месторождений имела место и кислая интрузия, проявившаяся позднее диоритовой в виде небольших по размерам штокообразных интрузивных тел, локализованных в Таят-Табратской зоне нарушений. Инъекции кислого расплава подвержены все диоритовые массивы, причем наиболее сильно инъецированы эти массивы и вмещающие их породы в приконтактных частях. В местах наиболее обильной инъекции образуются пестрые по составу и облику гибридные породы.

В составе интрузии различаются две группы пород, слагающие различные, изолированные друг от друга интрузивные тела: 1) гранодиориты и тоналиты; 2) лейкократовые граниты, приближающиеся в ряде случаев к граносенитам, а иногда к трондьемитам.

Гранодиоритами сложены Таятский интрузив, два небольших штокообразных тела в районе Табрятского месторождения и целый ряд более мелких инъекционных тел, встречающихся в Хабалыкском массиве. Минеральный состав их характеризуется следующими содержаниями: плагиоклаза 40—45%, калишпата 20—25%, кварца около 20%, амфибола 10—15%, аксессуарных минералов (апатита, циркона и магнетита) менее 1%. Микроструктура гранитовая, на отдельных участках близкая к диоритовой.

Плагиоклаз обладает резко выраженным зональным строением и в целом более высокой, чем в нормальных гранитах, основностью (№ 55—60 в центре зерен и № 20 в краях). Калишпат представлен микроклин-пертитом, образующим иногда микропегматитовые сростания с кварцем. Первичный буро-зеленый амфибол обладает следующими свойствами:  $N_g=1,689$ ;  $N_p=1,669$ ;  $cN_g=14-15^\circ$ ;  $-2V=65^\circ$ . Обычно он замещается актинолитом. Изредка встречаются отдельные мелкие чешуйки бурого биотита. Характерной особенностью гранодиоритов являются значительные колебания содержания в них калишпатов. Богатые кварцем, существенно плагиоклазовые их разности приближаются по составу к плагиогранитам.

Химизм гранодиоритов хорошо отображает особенности их минерального состава. Наиболее типичные их представители (табл. 18, анализы 1 и 2) отвечают по химическому составу гранодиоритам, по R. Дэли, плагиоклазовые разности (анализ 3) — тоналитам, а наиболее богатые кварцем образцы (анализы 4 и 5) сближаются с гранитами.

Лейкократовые гранофировые граниты распространены преимущественно в районе Табрятского месторождения, где ими сложены три небольших по размерам интрузивных тела, разделенных долиной р. Безымянной. Кроме того, мелкие инъекционные тела этого же состава встре-

Таблица 18

Химический состав пород гранодиорит-гранитной интрузии

Окислы	Содержание, вес. %							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	68,92	62,72	67,36	70,54	73,75	72,88	72,84	73,36
TiO <sub>2</sub>	0,72	0,92	0,70	0,46	0,36	0,30	0,34	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,43	14,91	14,29	13,42	12,66	13,34	13,51	13,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,61	1,89	1,88	1,54	1,58	0,70	0,80	0,41
FeO	4,67	5,21	4,01	2,76	2,80	2,51	2,51	3,23
MnO	0,08	0,10	—	0,05	0,03	0,02	0,02	0,04
MgO	0,61	2,34	0,93	0,69	0,34	0,49	0,83	0,37
CaO	3,60	4,75	4,37	2,21	0,85	1,21	1,08	0,66
Na <sub>2</sub> O	3,54	3,00	5,07	3,72	4,22	3,40	3,50	3,80
K <sub>2</sub> O	2,72	2,60	0,35	3,40	2,93	3,75	3,50	3,00
П. п. п.	0,94	1,22	0,87	0,44	0,69	0,76	0,64	0,68
Сумма	100,84	99,66	99,83	99,23	100,12	99,36	99,57	99,47

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	11,4	11,7	11,4	12,7	12,9	12,5	12,2	12,1
<i>c</i>	3,1	4,1	3,7	2,3	1,0	1,3	1,2	0,7
<i>b</i>	8,1	12,2	8,3	5,1	5,4	5,6	6,9	7,2
<i>s</i>	77,4	72,0	76,6	79,9	80,7	80,6	79,7	80,0
<i>f'</i>	81,0	54,0	63,0	74,0	69,0	14,0	43,0	46,0
<i>m'</i>	12,0	32,0	18,0	21,0	8,0	51,0	19,0	7,0
<i>c'</i>	7,0	14,0	19,0	5,0	—	—	—	—
<i>a'</i>	—	—	—	—	23,0	35,0	38,0	47,0
<i>n</i>	66,0	56,0	96,0	63,0	68,0	57,0	60,0	66,0
<i>Q</i>	+28,9	+16,5	+26,7	32,0	34,6	+31,6	+33,8	35,1
<i>a/c</i>	3,7	2,9	3,1	5,5	12,9	9,6	10,0	17,3

Примечание. 1 (Т-203) — гранодиорит, Таяцкий интрузив; 2 (Т-684) — гранодиорит, Табратское месторождение; 3 (Т-128) — тоналит, Таяцкий интрузив; 4 (Т-99-5) — гранит, Табратское месторождение; 5 (Т-406) — инъекционный гранит, Хабальский массив; 6 (Т-699), 7 (Т-906) и 8 (199-2) — гранофиновые лейкограниты, Табратское месторождение.

Анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ.

чаются внутри Хабальского массива. Лейкограниты отличаются от охарактеризованных гранодиоритов более мелкозернистым строением, светлой, обычно розоватой окраской, широким развитием гранофиловых структур и заметно большим количеством калишпата.

Минеральный состав их прост и однообразен. Они сложены плагиоклазом (около 30%), микропегматитом (55—55%) и кварцем (5—10%), в отдельных зернах и скоплениях встречается хлорит, замещающий амфибол и биотит, в некоторых образцах содержание темноперецветных минералов достигает 8%. Плагиоклаз зональный — № 60 в центре и № 15—20 в краях зерен. Кроме того, значительно развит буроватый однородный плагиоклаз альбитового состава (№ 5—10). Создается впечатление, что этот плагиоклаз образуется в результате альбитизации зональных плагиоклазовых зерен основного состава. Калиевый полевой шпат представлен тонко пертитизированным микроклином, образующим с кварцем тонкие микропегматитовые страдания, причем в качестве составной полевой шпатовой части микропегматитов часто выступает альбит. Среди гранитов встречаются разности, близкие по структуре и составу к охарактеризованным гранодиоритам. По химическому составу лей-

кограниты (см. табл. 18, анализы 6, 7 и 8) отличаются от гранодиоритов пересыщенностью глиноземом и значительно более высоким содержанием калия ( $n=57-66$ ). В целом по химизму они близки к липаритам и аляскитовым гранитам.

В связи с интрузией гранодиоритов и кварцевых диоритов устанавливаются три типа даек.

1. Наиболее близки к гранодиоритам и кварцевым диоритам по составу и времени формирования дайки плагиогранитов, развитые вблизи Таятского массива и особенно в рудном поле Таятского месторождения. Судя по всему, они формировались одновременно и в прямой связи с гранодиоритовой интрузией, концентрируясь в экзоконтактах гранодиоритовых интрузивов.

Эти породы очень своеобразны. Их своеобразие состоит в том, что многочисленные вкрапленники представлены не только отдельными минеральными зернами, но главным образом скоплениями связанных между собой кристаллов плагиоклаза и пироксена, напоминающими мелкие реликтовые включения полнокристаллических основных пород. Под микроскопом отчетливо видно, что такие включения обладают призматическисзернистой структурой и габбро-диоритовым составом. Они сложены слабозональным плагиоклазом, основность которого достигает № 50, и уралитизированным салит-авгитом. Плагиоклаз обычно альбитизирован, в результате чего первичный зональный плагиоклаз преобразуется в альбит № 5—10. Основная масса плагиогранитов сложена тонкими микролитами альбита, образующими иногда радиальнолучистые сферолиты, и мелкими изометричными зернами кварца. В сферолитах иногда встречаются тонкие срастания альбита с кварцем, напоминающие микропегматит. Кварц-альбитовая основная масса ведет себя агрессивно по отношению к вкрапленникам и полиминеральным включениям, разъедавая и порой дезинтегрируя их.

В общем создается впечатление, что дайковые плагиограниты представляют собой продукты внедрения по ослабленным трещиноватым зонам контаминированного на глубине (материалом ранних габброидов, присутствующим в виде реликтовых «недоперезаренных» включений) кислого расплава, более значительные внедрения которого образовали Таятское гранодиоритовое тело. Вместе с тем эти включения можно представить себе как ранние продукты кристаллизации основной магмы, которая в ходе дальнейшей эволюции, при ассимиляции кислого материала, приобрела гранитный состав. Рассмотренные явления и их объяснение чрезвычайно сходны с тем, что описывается Ф. К. Шипулиным (1968) в гибридных породах Дашкесана, особенно в дайковых плагиоклазовых порфиритах. По-видимому, такое происхождение могут иметь и более крупные массы гранодиоритовых интрузивов, в условиях которых, как это справедливо отмечает Ф. К. Шипулин, достигается более полная гомогенизация расплавов, и реликты продуктов ранней кристаллизации либо ослабевают, либо утрачиваются полностью.

2. Дайки кварц- и биотитсодержащих диабазов встречаются преимущественно в рудных полях месторождений, где они отчетливо рассекают метасоматически измененные и оруденелые породы. Среди гранодиоритов и кварцевых диоритов такие диабазы обнаруживаются редко, но всегда в виде более поздних явно секущих дайковых тел.

Эта категория диабазов отличается высокой степенью свежести и афировым строением. Микроструктура субофитовая, промежутки между идиоморфными лейстами плагиоклаза выполнены синевато-зеленой роговой обманкой (более 20%), биотитом (до 10%), кварцем (около 5%) и магнетитом (1—4%). Плагиоклаз зональный — № 50 в центре и № 20 в краях зерен. Роговая обманка близка по свойствам к амфиболам ранее охарактеризованных пород ( $2V=-80^\circ$ ;  $cNg=16^\circ$ ). Биотит бурый, же-

Таблица 19

## Химический состав дайковых пород

Оксиолы	Содержание, вес. %									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	70,17	68,80	53,88	51,29	52,82	48,14	46,42	51,10	47,68	49,50
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,68	1,20	1,04	1,14	0,92	0,98	0,91	2,92	1,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,35	13,84	15,32	15,21	15,04	17,00	16,08	16,31	15,24	14,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,01	2,74	4,63	3,42	3,32	5,03	3,14	3,35	6,60	6,23
FeO	3,18	3,79	6,90	9,29	9,77	7,10	9,77	7,22	9,27	8,69
MnO	0,06	0,19	0,16	0,16	0,17	0,12	0,11	0,08	0,35	0,14
MgO	1,06	0,66	4,03	3,52	3,71	7,05	7,03	5,86	4,53	5,23
CaO	3,22	3,55	8,27	8,02	8,01	10,53	11,25	9,58	6,94	9,10
Na <sub>2</sub> O	5,68	5,56	3,40	3,67	3,90	2,76	2,26	3,40	3,05	3,93
K <sub>2</sub> O	0,11	0,16	0,50	1,35	0,40	0,29	0,32	0,30	1,23	0,38
П.п.п.	0,35	0,42	1,44	2,21	0,94	1,54	2,40	1,42	1,57	0,93
Сумма	99,82	100,39	99,76	99,38	99,22	100,48	99,81	99,53	99,36	100,59

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	12,2	12,0	8,4	10,3	9,3	6,6	5,5	8,1	8,9	9,2
<i>c</i>	2,5	3,0	6,3	5,3	5,5	8,4	8,5	7,1	6,3	5,3
<i>b</i>	7,5	8,0	21,8	23,1	23,2	28,2	30,5	24,8	25,6	28,0
<i>s</i>	77,8	77,0	63,5	61,3	62,0	56,8	55,5	60,0	59,2	57,5
<i>f'</i>	60	73	50	53	54	40	40	40	59	49
<i>m'</i>	23	13	32	26	27	43	41	41	31	31
<i>c'</i>	17	14	18	21	19	17	19	19	10	20
<i>n</i>	98	98	92	80	94	94	92	95	79	94
<i>Q</i>	+28,7	+27,0	+3,7	-3,3	-0,1	-8,0	-7,9	-3,3	-5,7	-8,7
<i>a/c</i>	4,9	4,0	1,4	1,9	1,7	0,8	0,6	1,1	1,4	1,7

Примечание. 1 (Т-136) и 2 (Т-III-7) — дайковые плагнограниты, Таятокое месторождение; 3 (Т-715) — кварцевый диабаз, Табратское месторождение; 4 (Т-202) — кварцевый диабаз, Таятокое месторождение; 5 (Т-10) — микродиабаз, Ефимовский массив; 6 (Т-59) — габбро-диабаз, пострудная дайка, Таятское месторождение; 7 (Т-IV-6) — микродиабаз, пострудная дайка, там же; 8 (Т-62) — габбро-диабаз, там же; 9 (Т-446) — диабаз, Хабальский массив; 10 (Т-74) — диабаз, Таятокое месторождение. Анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ.

лезистый, отвечающий по оптическим свойствам ( $Nm=1,650$ ) лепидомелану. Присутствие синевато-зеленоватой роговой обманки, принадлежащей, вероятно, к полущелочным амфиболам, и биотита свидетельствует о повышенной щелочности диабазов, что подтверждается также необычно высоким для пород такой основности значением характеристики  $a$  — 8,4—10,3 (табл. 19, анализы 3, 4 и 5).

Помимо кварцевых биотитсодержащих диабазов, среди даек этой группы встречаются и обычные разновидности основных пород — габбро-диабазы и диабазы, отвечающие по химизму (анализы 8, 9 и 10) стандартным типам диабазов.

3. Дайки микродиабазов, которые отчетливо рассекают и гранодиоритовые тела и рудные образования, характеризуются очень малыми (в пределах 1—2 м) мощностями, проявляясь в виде тонких ветвящихся жил.

Микродиабазы обладают темной, черно-серой окраской и тонкозернистым, внешне афировым строением. Под микроскопом обнаруживается

слабо выраженная порфировая структура. Вкрапленники представлены мелкими (до 1 мм длиной) призмами основного, иногда слабозонального плагиоклаза, достигающего по основности № 60. Основная масса иногда напоминает по строению микропойкилоофитовую. Плагиоклаз основной массы отвечает лабрадору № 50—55, темнокветные минералы представлены авгитом и замещающим его актинолитом.

При рассмотрении химического состава микродиабазов и сопряженных с ними послерудных габбро-диабазов (см. табл. 19, анализы 6 и 7) устанавливается, что они характеризуются высоким значением характеристики  $b$  и низким — отношения  $a/c$  (0,6—0,8).

Отношение гранодиоритовой интрузии к магнетитовому оруденению не вполне ясно, так как непосредственно в рудных полях она не проявилась, если не считать даек, которые иногда ведут себя как явно пострудные. Вблизи рудных полей Таятского и Табратского месторождений породы гранодиоритовой интрузии подвержены значительной альбитизации.

### Интрузия диорит-порфиритов и лампрофиров

В районе Табратского месторождения широко развита весьма своеобразная и интересная интрузия диоритовых порфиритов и лампрофиров, завершающая формирование всего габбро-диорит-гранодиоритового комплекса Таят-Табратской зоны. Интрузивы представлены небольшими по размерам, удлинёнными в плане дайкообразными телами, а также многочисленными типичными дайками субширотного простирания и пологого, преимущественно южного падения. Наиболее крупное из них прослеживается от Табратского месторождения в сторону Табратских болот на расстоянии около 4 км при средней мощности 0,4 км. Диорит-порфиритовые и лампрофировые дайки отчетливо прорывают гранодиориты и рудные тела Табрата. В контактах диорит-порфиритов с известняками, в частности в западных контактах Табратского тела, встречаются массивные гранатовые скарны без признаков магнетитового оруденения. Сами диорит-порфириты испытывают в эндоконтактах нередко значительную альбитизацию.

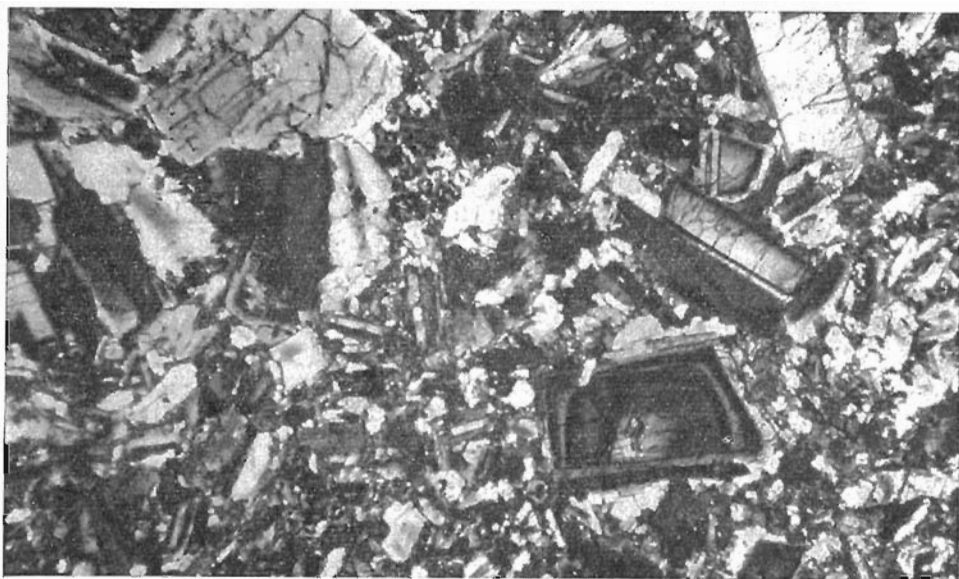


Рис. 20. Диорит-порфирит, район Табратского месторождения. Увел. 17, с анализатором



Породы, представляющие эту интрузию, легко узнаются по характерным игольчатым вкрапленникам темно-зеленого амфибола. По составу и строению основной массы они подразделяются на три типа.

1. Порфировидные диорит-порфириты с призматическизернистой основной массой (рис. 20). Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом (№ 55--60 в центре до № 20 в краях зерен) и бурой роговой обманкой ( $Ng=1,676$ ;  $Np=1,652$ ;  $2V=-78^\circ$ ;  $cNg=16^\circ$ ). Основная масса сложена идиоморфными призмами зонального плагиоклаза и тонкими, параллельно ориентированными иглами бурого амфибола, промежутки между которыми выполнены более мелкими ксеноморфными зернами кварца (около 10%). Количество роговой обманки меняется от 30 до 45%. Наиболее меланократовые разности почти полностью лишены кварца и приближаются по составу к спессартитам, а иногда к одинитам.

2. Афанитовые порфириты, слагающие маломощные дайки, отличаются более темной окраской и скрытокристаллическим строением основной массы, которая сложена плотным «войлоком» микролитов плагиоклаза и тонких игл бурого амфибола, ориентированных в одном направлении. По составу они также отвечают спессартитам и одинитам.

Таблица 20

Химический состав пород интрузии диорит-порфиритов

Окислы	Содержание, вес. %				
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	66,32	65,72	62,04	60,80	58,04
TiO <sub>2</sub>	0,61	0,70	0,65	0,94	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,70	16,0	15,88	15,80	16,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	0,46	0,56	2,67	1,05
FeO	3,81	5,17	6,25	4,24	7,22
MnO	0,06	0,08	0,10	0,08	0,13
MgO	1,43	1,79	2,93	3,22	3,87
CaO	4,59	3,78	5,61	6,59	6,15
Na <sub>2</sub> O	3,70	4,05	3,60	3,30	3,40
K <sub>2</sub> O	1,18	1,65	0,87	0,98	1,33
П. п. п.	1,03	0,48	0,88	1,50	1,03
Сумма	99,28	99,88	99,40	100,16	99,30

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	10,2	11,2	9,4	8,8	9,1
<i>c</i>	5,4	4,5	6,1	6,4	5,8
<i>b</i>	6,9	9,3	12,4	13,6	20,9
<i>s</i>	77,5	75,0	72,1	71,2	64,2
<i>f'</i>	65,0	57,0	53,0	47,0	35,0
<i>m'</i>	35,0	32,0	40,0	40,0	31,0
<i>c'</i>	—	—	7,0	13,0	34,0
<i>a'</i>	—	11,0	—	—	—
<i>n</i>	83,0	79,0	86,0	84,0	80,0
<i>Q</i>	+23,8	+23,9	+19,3	+18,4	+4,4
<i>a/c</i>	1,9	2,5	1,5	1,4	1,6

Примечание. 1 (Т-678к) — кварцевый диорит-порфирит, Табратское месторождение; 2 (Т-419-1) — кварцевый диорит-порфирит, Хабалковский массив; 3 (Т-444-21) — диорит-порфирит, там же; 4 (Т-681б) — диорит-порфирит, Табратское месторождение; 5 (Т-677в) — меланократовый диоритовый порфирит, там же. Анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ.

3. Кварц-биотитовые диорит-порфиры характеризуются светлой, буровато-серой окраской. Порфиновые выделения представлены зональным плагиоклазом, очень редко игольчатым амфиболом. Основная масса сложена зональным плагиоклазом и бурым биотитом, в нем заметно возрастает роль кварца, количество которого достигает иногда 15%.

В целом диорит-порфиры и лампрофиры, несмотря на все их своеобразие, обнаруживают сходство в минеральном составе с породами других ранее рассмотренных интрузий Таят-Табратской зоны. Сходство подтверждается петрохимическими и геохимическими сопоставлениями, которые показывают, что в этом отношении диорит-порфиры повторяют гранодиориты, диориты и габбро-диориты Таят-Табратской зоны. Среди них встречаются разности (табл. 20, анализы 1 и 2), близкие к кварцевым диоритам и гранодиоритам. Наиболее распространенные типичные представители диорит-порфиритов отвечают по химическому составу (анализы 3 и 4) диоритам Хабалыкского и Таятского массивов. Меланократовые диорит-порфиры приближаются по химизму (анализ 5) к габбро-диоритам. Обращает на себя внимание постоянство параметров  $a$  и  $c$  при закономерном пропорциональном изменении  $S$  и  $b$ , что характерно для крайних известково-щелочных рядов изверженных пород.

Вместе с тем следует заметить, что рассмотренная интрузия диорит-порфиритов и многочисленные дайки Таят-Табратской зоны весьма сходны по характеру и особенностям состава пород с малыми интрузиями диорит-гранодиорит-порфинового и порфирит-порфинового типов по Ф. К. Шилулину (1965). Кстати, Таят-Табратские месторождения по характеру магматических комплексов и ряду других особенностей очень сходны с магнетитовыми месторождениями Дашкесана, которые, по данным Ф. К. Шилулина (1968), генетически связаны с малыми интрузиями порфирит-порфировой формации, являющимися производными основной магмы.

### ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все магнетитовые месторождения Таят-Табратской группы обнаруживают тесную пространственную и структурную связь с рассмотренными интрузиями; они располагаются в пределах Таят-Табратской тектонической зоны, пространственно тяготея к периферическим экзоконтактовым ореолам диоритовых и гранодиоритовых интрузивов.

Внутри этой зоны главными рудоконтролирующими структурами являются наиболее нарушенные участки карбонатных и вулканогенно-осадочных отложений нижнего кембрия, насыщенные небольшими по размерам штокообразными интрузивами и дайками среднего и основного состава. В рудном поле Таятского месторождения некоторое влияние на размещение и форму рудных тел оказали пликвативные структуры вмещающих пород, ибо, как показал Д. В. Калинин (Калинин и др., 1962), часть рудных тел образуется путем избирательного замещения наиболее податливых в этом отношении тонкообломочных известковистых пород балахтисонской свиты. Трансгрессивно перекрывающие балахтисонскую свиту плотные, инертные к замещению эффузивы кизирской свиты играли в данном случае роль экрана и также оказали влияние на локализацию руд, определяя верхнюю границу возможного распространения промышленного оруденения. Магнетитовые руды Табрятского месторождения развиваются как по осадочно-метаморфическим, так и по интрузивным породам основного состава.

При рассмотрении минералогических особенностей месторождений Таят-Табратской группы обращает на себя внимание не свойственный скарнам характер минеральных ассоциаций, сопровождавших рудоотложение. В тесном парагенезисе с магнетитом находятся амфибол, эпи-

доты, скаполиты и хлориты при резко подчиненном значении типичных скарновых минералов — пироксенов и особенно граната.

Другой особенностью Таят-Табратских месторождений является двухстадийность рудоотложения, установленная наиболее отчетливо для Таятского месторождения (Калинин и др., 1962). Первая стадия магнетитового оруденения связывается при этом с пироксеновыми диорит-порфиритами, предшествовавшими интрузии кварцевых диоритов и гранодиоритов; вторая стадия проявилась несколько позднее, вероятно, в связи с этими интрузиями и следующими за ними дайками. Основная масса руд Таятского месторождения сформирована в первую, а Табратского — во вторую стадию.

В рудных полях Таятского месторождения исключительно широко проявились процессы альбитизации и скаполитизации, свидетельствующие о хлорно-натровом характере метасоматоза, сопровождавшего рудообразование. Особенно значительны масштабы скаполитизации, следовавшей в основном за альбитизацией. Рудные тела располагаются внутри скаполитизированных участков и зон, ширина которых изменяется от нескольких десятков до первых сотен метров. В ходе скаполитизации плагиоклазы габбро-диабазов, габбро-диоритов и габбро-диорит-порфиритов нацело замещаются, тогда как пироксены и роговые обманки сохраняются лучше. Вместе с тем нами было замечено, что скаполит ведет себя агрессивно и по отношению к темноцветным минералам, иногда замещая их. При этом состав темноцветных минералов изменяется в сторону уменьшения их железистости, а в ряде случаев происходит полное разложение феррических минералов с вытеснением их скаполитом. Высвобождающееся при этом железо частично осаждается здесь же внутри зерен, образуя хорошо заметные рудные (магнетитовые) каймы (см. рис. 19).

Оруденение на Табрате близко по времени к становлению дайковой свиты, следующей за гранодиоритовой интрузией. Оно накладывается на подвергающиеся дроблению и метасоматическим преобразованиям дайки габбро-диабазов, диабазов и лабрадоровых порфиритов и явно прорывается более поздними дайками диорит-порфиритов и лампрофиров. Для этого месторождения ведущим процессом, сопровождавшим рудоотложение, явилась амфиболизация, которой предшествовало интенсивное дробление пород. Оруденение имеет очень своеобразный прожилковый и штокверковый характер. В процессе метасоматического изменения дайковых пород имели место частичная потеря железа роговыми обманками и обогащение их натрием, о чем свидетельствует появление в породах сине-зеленой натриевой роговой обманки. Д. В. Калинин и Г. Б. Князев обратили внимание на то, что темноокрашенные разновидности амфиболов Табратского месторождения содержат хлор и по оптическим свойствам близки к дашкесаниту. Подробное обоснование принадлежности этих амфиболов к дашкесанитовому типу дано в работе А. М. Дымкина и М. П. Могилевой (1967).

Особенности метасоматических процессов отразились на характере магнетитовых руд Таят-Табратской группы месторождений. Наиболее распространенными типами руд являются: скаполит-магнетитовые, пироксен-скаполит-магнетитовые, амфибол-магнетитовые, амфибол-скаполит-магнетитовые и хлорит-скаполит-магнетитовые (Калинин и др., 1962).

Для магнетитов Таят-Табратских месторождений характерен вполне определенный набор элементов-примесей. По данным В. А. Вахрушева, магнетиты Таятского и Табратского месторождений характеризуются повышенными содержаниями титана, ванадия и хрома. Д. В. Калинин в магнетитах таятских руд установлены: марганец (0,03—0,1%), никель (0,003—0,01%), ванадий (0,1—0,3%), барий (0,01—0,03%) и магний (0,1—0,3%), а также цинк и медь. Подобный состав элементов-примесей

(по данным тех же исследователей) обнаруживается и в пиритах этих месторождений, причем В. А. Вахрушев подчеркивает особенно высокое содержание в пиритах кобальта (до 0,38%).

Минеральный парагенезис и баланс элементов, приведенный в работе Д. В. Калинина и др. (1962), показывают, что процесс рудообразования сопровождался значительным притоком натрия, хлора, железа и выносом марганца, магния и кальция. Именно на примере Таятского месторождения была им разработана рассмотренная нами ранее (при описании Анзасского месторождения) модель переноса железа в комплексных соединениях с натрием и хлором.

Формирование всех месторождений Таят-Табратской группы отчетливо укладывается в интервал времени становления рассмотренного габбро-диорит-гранодиоритового комплекса, с которым эти месторождения связаны генетически. В целом месторождения Таят-Табратской группы обладают всеми главнейшими особенностями месторождений, ассоциирующихся с основными интрузиями, и весьма сходны в этом отношении с рассмотренными ранее Анзасскими и Балыксинскими.

### ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗА ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Рассмотренные особенности интрузий Таят-Табратской зоны свидетельствуют о наличии в данном случае двух обособленных комплексов, один из которых представлен Канатикским стратифицированным габбровым массивом, а другой — сложной многофазной габбро-диорит-гранодиоритовой интрузией.

Канатикский массив по структурному положению, форме и характеру проявления, внутреннему строению и составу безусловно принадлежит к группе стратиформных габбровых массивов Кизир-Казырского междуречья, в которых, как это подчеркивалось ранее, сочетаются признаки интрузий габбро-пироксенит-дуניתового и габбро-сиенитового формационных типов. Кстати, и Канатикский массив обнаруживает смешанные признаки. Отсутствие в ассоциации с габбро сиенитов, которых нет нигде поблизости, и в то же время участие в строении массива диоритов, включая кварцевые их разновидности, а также местоположение интрузива сближают его с известными в районе Базыбайской глыбы габбровыми массивами горы Осередок, р. Нижний Китат и оз. Попово, в которых обнаруживаются весьма характерные разновидности габбро-норитов и гиперстен-авгитовых диоритов, идентичных канатикским. Эти интрузивы по особенностям состава и металлогении (в связи с массивом горы Осередок известна пентландитовая минерализация) сопоставляются с массивами габбро-пироксенит-дуניתовой формации.

В то же время Канатикский интрузив сходен с расположенными немного дальше, в верховьях рек Кизир и Казыр, габбро-сиенитовыми массивами кизирского комплекса. Для основных пород Канатикского массива, как и для габброидов этого комплекса, характерна повышенная титанистость, выражающаяся в наличии среди фемических минералов титанистых пироксенов и амфиболов, а в составе рудных аксессуариев — титаномагнетита и ильменита. Габбро и диориты Канатикского массива характеризуются и несколько повышенной щелочностью, проявляющейся в особенностях их химизма. Химическими анализами устанавливаются повышенные содержания в этих породах титана.

Возраст и взаимоотношения Канатикского интрузива с интрузиями габбро-диорит-гранодиоритового комплекса Таят-Табратской зоны неясны, ибо непосредственного их взаимодействия не наблюдалось. Вместе с тем уже отмечалось, что в западной части массива, обращенной к Таят-Табратской зоне, устанавливаются инъекционные жильные тела кислого

состава, отвечающего кварцевым диоритам и гранодиоритам, причем особо следует подчеркнуть плагиоклазовый характер интрузионных пород, сходных в этом отношении с гранитоидами данной зоны. Кроме того, в полях развития диоритов устья р. Канатик и Хабалыкского массива встречаются в значительной степени измененные габбро, сходные с основными породами Канатикского массива. Наконец, о такой последовательности свидетельствуют имеющиеся в нашем распоряжении определения возраста биотитсодержащего габбро Канатикского массива (535 млн. лет) и дайковых кварц-биотитовых диабазов габбро-диорит-гранодиоритового комплекса Таят-Табратской зоны (467 млн. лет) <sup>1</sup>.

Таким образом, канатикская габбровая интрузия, по-видимому, предшествовала среднеосновным и кислым интрузиям Таят-Табратской зоны. Истинный же ее возраст точно не устанавливается, но она безусловно посленижнекембрийская, а вероятнее всего — послесреднекембрийская, ибо отчетливо прорывает отложения балахтисонской, осиновской и кизирской свит.

Интрузии собственно Таят-Табратской зоны, с которыми связаны известные в этой зоне магнетитовые месторождения, несмотря на разнообразие и некоторую разновременность, образуют, судя по всему, единый многофазный комплекс. Их размещение контролируется одной четко выраженной структурой — Таят-Табратской зоной дизъюнктивных нарушений. Временной диапазон их формирования также невелик: все интрузии, включая наиболее ранние габбровые, прорывают отложения балахтисонской, осиновской и кизирской свит, т. е. выходят за рамки среднего кембрия. В то же время наиболее поздние их представители — дайки кварц-биотитовых диабазов, секущие кварцевые диориты и гранодиориты второй фазы, оказываются по данным радиологических определений (467 млн. лет) раннеордовикскими. Таким образом, наиболее вероятное время формирования всей ассоциации — это верхний кембрий — ранний ордовик.

Породы рассматриваемых интрузий обнаруживают преемственность некоторых минеральных и геохимических черт, которая предопределена унаследованностью их свойств от исходной магмы, имевшей, судя по всему, основной состав. В породах всех фаз устанавливаются своеобразные ассоциации. Для них характерна в целом высокая основность плагиоклазов, обладающих, как правило, зональным строением и достигающих в центральных частях зерен даже кислых пород гранитного состава основности лабрадора (№ 50—60); в наиболее ранних дайковых габброидах плагиоклаз отвечает битовниту (№ 70—80). С другой стороны, большинство пород таят-табратских интрузий, в том числе дайковые диабазы и диабазовые порфириды, характеризуются избыточностью кремнезема и содержат в различных количествах кварц. Общей чертой всех пород этих интрузий, включая кислые их дифференциаты, является также ведущая роль в них в качестве фемических порообразующих минералов амфиболов, свойства и состав которых достаточно выдержаны. Особенности минерального состава и общность пород таят-табратских интрузий проявляются и в их химизме. Так, вся ассоциация в целом характеризуется исключительно четко и резко проявленной повышенной железистостью пород, приближающейся к «типу рапакиви» (рис. 21). Основные породы комплекса отличаются несколько завышенными, сравнительно со стандартными типами, значениями параметра  $Q$ , малой величиной отношения  $a/c$ , что свидетельствует о повышенных содержаниях в них кремнезема, и необычно высоком значении (даже для основных пород) аноритовой составляющей (рис. 22). Подобные свойства считаются характер-

<sup>1</sup> Обе цифры получены по биотитам калий-аргоновым методом Л. В. Фирсовым в лаборатории абсолютного возраста Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института СО АН СССР.

ной особенностью крайних известково-щелочных серий изверженных горных пород типа Пеле и Лассен Пик, возникающих при дифференциации толеитовой магмы, осложненной процессами глубинной ее контаминации более кислым силикатическим материалом осадочно-метаморфического слоя континентальных массивов (А. Н. Заварицкий; Уотерс, 1957; Ю. А. Кузнецов, 1964, и др.).

Характер интрузий Таят-Табратской зоны свидетельствует именно о таком их происхождении. О ведущей роли основной магмы в формировании этих интрузий свидетельствуют преобладание габбро в начальные стадии становления комплекса, а также обязательное участие в составе образований всех последующих фаз дайковых пород базальтового ряда, периодически появляющихся на всех этапах становления комплекса и имеющих как бы «сквозной» характер. Значительная роль в формировании комплекса процессов глубинной ассимиляции базальтовой магмой более кислого материала иллюстрируется спецификой минерального состава основных пород, особенно поздних диабазовых даек, характеризующихся, как отмечалось, повышенными содержаниями кремнезема, а иногда и калия. За счет контаминированной на глубине базальтовой магмы образуются, по-видимому, весьма своеобразные биотит- и кварцсодержащие диабазы, закономерно появляющиеся в конечную, преимущественно диоритовую фазу формирования комплекса.

Глубинное происхождение среднеосновной магмы и интрузивный характер диоритов хорошо доказываются обилием близких к ним по составу даек средней основности, сопровождающих диориты и завершающих формирование комплекса. Механизм глубинных процессов, ведущих к образованию диоритовых расплавов, может быть различным. Его можно связывать либо с процессами ассимиляции базальтовой магмой кислого силикатического материала и последующей дифференциацией контаминированной магмы в промежуточных интрузивных камерах, либо с разрастанием магматического очага, находящегося вначале в верхней части базальтового слоя и захватывающего при расширении вышележащие корневые части осадочно-метаморфической оболочки, либо, наконец, с постепенным перемещением магматического очага из базальтового слоя в осадочно-метаморфический.

Наиболее реальным представляется последнее, ибо такой вариант лучше всего согласуется с эволюцией магматизма в Таят-Табратской

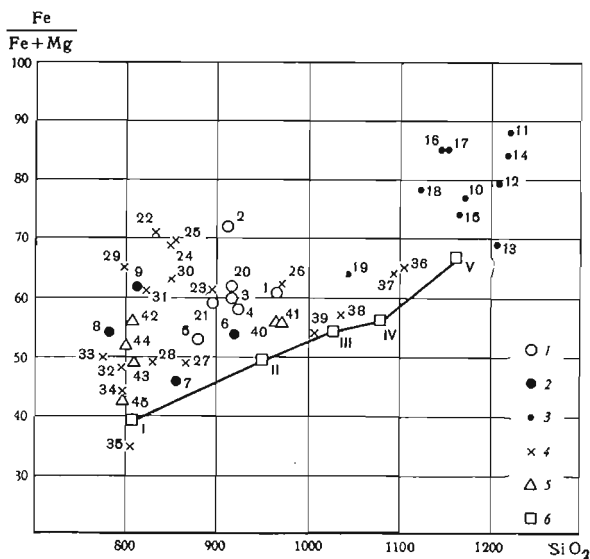


Рис. 21.

Диаграмма железистости пород габбро-диорит-гранодиоритового комплекса и эффузивов кизирской свиты района Таят-Табратской группы месторождений

- 1 — диориты и кварцевые диориты;
- 2 — габбро и габбро-диориты;
- 3 — гранодиориты и граниты;
- 4 — дайковые породы;
- 5 — эффузивы кизирской свиты;
- 6 — стандартные типы пород (I — габбро, II — диорит, III — кварцевые диориты, IV — гранодиориты, V — граниты).

Номера фигуративных точек соответствуют номерам анализов сводной петрохимической диаграммы (рис. 22)

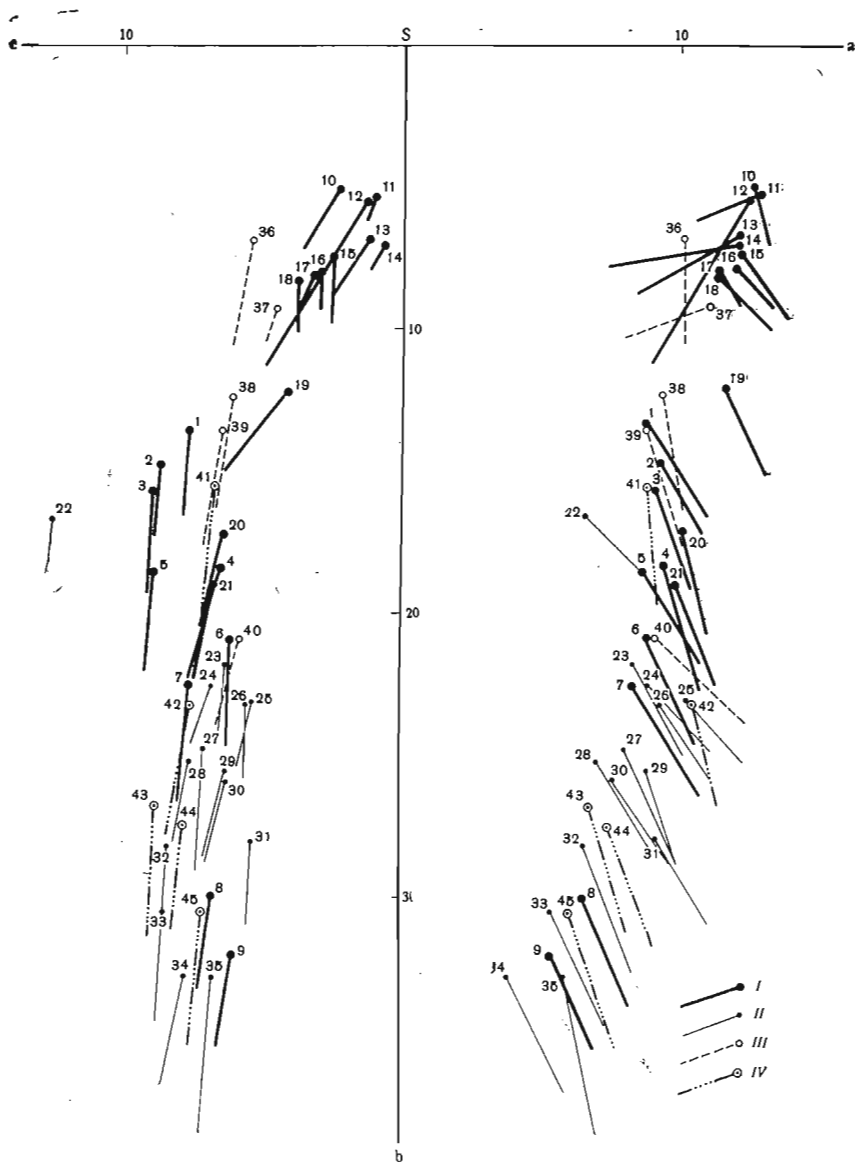


Рис. 22. Диаграмма химических составов магматических пород Таят-Табратской зоны:

- |  |  |  |
|--|--|--|
| 7 — породы габбро-диорит-гранодиоритового комплекса; | II — дайковые породы:                  | 34(6-8в) — диабаз;   |
| 1(680а) — кварцевый диорит;                          | 22(Т-IV-П) — лабрадоровый порфирит;    | 35(Т-30) — порфиroidный габбро-диабаз.                     |
| 2(222), 3(2224), 4(410а) — диориты;                  | 23(715) — кварцевый диабаз;            | III — породы интрузии диоритовых порфиритов и лампрофитов: |
| 5(скв. 1-12 — габбро-диорит-порфирит;                | 24(скв. 4-89) — лабрадоровый порфирит; | 36(678к), 37(419-1), 38(444-21) — диорит-порфириты;        |
| 6(Т-103), 7(ТVII-5) — габбро-диориты;                | 25(скв. 1-202) — кварцевый диабаз;     | 39(6816) — лейкократовый диорит-порфирит;                  |
| 8(скв. 1-210), 9(98-2) — габбро;                     | 26(Т-10) — микродиабаз;                | 40(677в) — меланократовый диорит-порфирит;                 |
| 10(99-3), 11(406) — гранодиорит;                     | 27(622) — габбро-диабаз;               | IV — эффузивы кизирской свиты:                             |
| 12(699), 13(906) — гранофировые лейкограниты;        | 28(714) — лабрадоровый порфирит;       | 41(80в), 42(Т-175) — диабазовые порфириты;                 |
| 14(199-2) — гранит (инъекционный);                   | 29(446-13) — диабаз;                   | 43(Т-6) — лавобрекчия порфирита;                           |
| 15(Т-136), 16(Т-III-7) — альбититы;                  | 30(Т-101) — лабрадоровый порфирит;     | 44(скв. 3-24) — порфирит;                                  |
| 17(203) — гранодиорит;                               | 31(Т-74) — диабаз;                     | 45(Т-177) — диабаз.  |
| 18(Т-128) — тоналит; 19(684-3),                      | 32(Т-59) — габбро-диабаз;              | Данные химических анализов приведены в табл. 13, 15—20     |
| 20(ЕФ-1), 21(608а) — кварцевые диориты.              | 33(Т-IV-6) — микродиабаз;              |  |

зоне, заключающейся в последовательной смене во времени габбровых интрузий диоритовыми, а затем и гранодиоритовыми. Появление на конечной стадии формирования дайковой свиты диоритовых порфиритов и лампрофиров основного состава обусловлено, по всей вероятности, угасанием магматического процесса на уровнях, близких к первоначальным. Отсюда становится понятным отмеченное совпадение составов дайковых пород интрузии диоритов и лампрофиров с породами предшествующих фаз становления комплекса, с повторением в дайках практически всех более ранних интрузивных его представителей. Таким образом, формирование комплекса хорошо согласуется с гипотезой вертикальной миграции магматических очагов. При этом следует подчеркнуть, что масштабы перемещения магматического очага в данном случае, вероятно, были сравнительно небольшими. Все происходило, по-видимому, в пределах пограничной области базальтового и осадочно-метаморфического слоев, охватывающей верхи базальтовой и корневые части осадочно-метаморфической оболочек, чем, собственно, и объясняется доминирующая роль интрузий средней основности в составе комплекса.

В целом вся ассоциация интрузий Таят-Табратской зоны по характеру, месту и времени проявления в истории развития алтае-саянских каледонид отвечает как бы незавершенным габбро-гранитным интрузивным сериям орогенного этапа или, иначе, такому их варианту, при котором масштабы основного и среднеосновного магматизма значительно превосходят явно недоразвитый гранитоидный.

Магнетитовые месторождения Таят-Табратской зоны, несомненно, связаны с габбро-диорит-гранодиоритовым комплексом интрузий. Как было показано, магнетитовое оруденение всех этапов отчетливо укладывается в интервал времени становления этих интрузий, проявляясь в одних случаях (Таят) преимущественно до гранодиоритовой интрузии в связи с пироксеновыми диоритами, а в других (Табратское месторождение) главным образом после этой интрузии, но до завершающей формирование комплекса дайковой интрузии диоритовых порфиритов и лампрофиров. Вместе с тем некоторые основные дайки рудного поля Табрятского месторождения являются, как отмечалось, явно дорудными образованиями, и оруденение оказывается здесь весьма близким по времени к моменту становления дайковой свиты. Исходя из рассмотренных петрологических особенностей интрузий Таят-Табратской зоны, следует причислить Таят-Табратские месторождения, как это нами и сделано, к категории месторождений, генетически связанных с дифференцированными интрузивными комплексами базальтоидного ряда. Об этом свидетельствует и специфика самих месторождений Таят-Табратской группы, которые по особенностям структурного положения, состава, геохимии и происхождения отвечают скаполитовому типу месторождений, обнаруживая большое сходство с магнетитовыми месторождениями Анзасской и Балыксинской зон.

Весьма интересным фактом, обратившим на себя внимание автора уже после завершения исследований Таят-Табратских месторождений, в связи с недавно появившимся обстоятельным описанием Дашкесанского месторождения Ф. К. Шипулиным (1968), является большое сходство интрузивных комплексов этих месторождений. Состав, характер и последовательность проявления магматических комплексов в том и другом случае похожи даже деталями, сходно трактуется их происхождение, имеются принципиальные черты сходства в характере самих месторождений. Ф. К. Шипулин, определив в качестве рудоносных для Дашкесана малые интрузии порфирит-порфиров, относит их к конечным членам сложной комагматической интрузивной серии, удивительно сходной во всех звеньях с таят-табрятским комплексом интрузий, причем происхождение всей ассоциации связывается с основным магматизмом. В частности, завер-



шающий эту серию комплекс малых интрузий считается производным единого магматического очага основного расплава, постепенно менявшего свой состав в результате контаминации силикатным материалом и процессов дифференциации. Соответственно и скарново-железорудные проявления Дашкесана обладают свойствами месторождений, связанных с основными интрузиями. Для них, как и для сибирских месторождений подобного типа, характерна активная роль в метасоматических процессах хлорно-натрового метасоматоза.

Рассмотренные примеры различных значительно удаленных друг от друга районов Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саянов (Балыксинского, Анзасского и Таят-Табратского) убеждают нас в том, что на юге Средней Сибири реально существует особый скаполитовый тип магнетитовых месторождений, связанных с основными интрузиями и обладающих крупными промышленными запасами железных руд. Понятно, что этими, наиболее яркими примерами не исчерпываются все возможные случаи рудопроявлений данного типа. Известны и другие районы развития аналогичных по характеру интрузий, а иногда и рудопроявлений. Так, габбровые интрузии анзасского типа широко представлены в пределах Северо-Саянской вулканической зоны далеко за пределами Анзасского района, причем В. В. Богацким и Ш. Д. Курцерайте (1966) отмечают в местах проявления этих интрузий предположительно рудные магнитные аномалии, а в ряде случаев и рудопроявления магнетита, сходные с анзасскими.

К этому же (по терминологии упомянутых авторов «саянскому») типу магнетитовых месторождений, связанных с основным магматизмом, В. В. Богацкий и Ш. Д. Курцерайте относят и находящееся в эксплуатации Абаканское месторождение. Связь рудоносных альбитовых и олигоклазитовых интрузий этого месторождения с базальтовым, но девонским по возрасту магматизмом утверждается и В. Н. Довгалем (1958). При посещении этого месторождения и просмотре материалов по нему нам пришлось наблюдать среди интрузивных пород рудного поля признаки более основных, чем андезиты, разностей, причем создается впечатление, что некоторая часть альбититов и андезитов образуется именно за счет таких пород. В последнее время в составе минералов околорудных метасоматитов Абаканского месторождения установлен скаполит, роль которого с глубиной закономерно возрастает. Все это несколько напоминает обстановку в рудных полях Анзасских месторождений. Вместе с тем, Абаканское месторождение существенно отличается от анзасских более низкотемпературным гидросиликатным характером минерализации, а рудоносные интрузии — более кислым составом пород, представленных преимущественно альбититами и олигоклазитами при подчиненном значении андезитов. По-видимому, это месторождение можно отнести к данной категории с большой долей условности в качестве предложенного В. В. Богацким и Ш. Д. Курцерайте (1966) особого гидросиликатового подтипа магнетитовых месторождений, связанных с основным магматизмом. Особенности его минералогии определяются, по мнению большинства исследователей, значительной оторванностью рудных залежей от контактов рудоносных интрузивов.

В Кузнецком Алатау габбровые интрузии, аналогичные железоносным балыксинским, также распространены достаточно широко. По данным М. Н. Житкова, А. К. Мкртчяна и А. М. Очкасова, подобные образования известны на северном продолжении Балыксинской зоны смятия в верховьях р. Томи. А. Е. Телешевым (1964) и П. С. Антоновым аналогичные интрузии описываются на южном продолжении Балыксинской зоны в южной части Абаканского хребта, где в связи с ними отмечаются незначительные рудопроявления магнетита. Наконец, сходные по характеру габбровые интрузии, сопровождающиеся альбитовыми породами и явления-

ми альбитизации, известны на западных склонах и в осевой части Кузнецкого Алатау, причем в последнем случае с ними ассоциируют промышленные магнетитовые месторождения (Канымское, Лавреновское и др.).

Вряд ли окажутся уникальными и габбро-диорит-гранодиоритовые интрузии таят-табратского типа. Ранее нами уже высказывалась мысль о том, что подобные интрузии представляют собой особый вариант неполных (незавершенных) габбро-гранитных ассоциаций с недоразвитым гранитоидным магматизмом. Они обычно включаются в состав широко распространенных в Восточном Саяне и Восточной Туве сложных гранитоидных комплексов и не выделяются в качестве особого, самостоятельного типа ассоциаций. Вместе с тем именно с таким видом существенно габбро-диоритовых интрузий некоторые исследователи (Курцерайте, 1964б) связывают, помимо Таят-Табратских, ряд других промышленных магнетитовых месторождений Восточного Саяна (Мульгинское, Тереховские и др.), которые относятся при этом в разряд скаполитовых.

Таким образом, выделенная и охарактеризованная нами группа габброидных железоносных комплексов оказывается достаточно устойчивой и распространенной. С принадлежащими к ней интрузиями сопряжен особый промышленно важный тип магнетитовых месторождений, поэтому обнаружить новые районы проявления этих интрузий весьма интересно и необходимо в практическом отношении.

## ГРАНИТОИДНЫЕ ЖЕЛЕЗОНОСНЫЕ ИНТРУЗИИ

---

Железоносные интрузии этой группы представлены раннепалеозойскими комплексами формации гранитоидных батолитов. Эта формация распространена на юге Сибири очень широко, однако промышленные магнетитовые месторождения встречаются в связи с ней сравнительно редко. Наиболее продуктивен в отношении железоороуденения тоналит-гранодиоритовый тип гранитоидных интрузий, развитый в пределах линейных вулканических и промежуточных зон с четко обозначенным фемическим профилем.

Как уже отмечалось в первой главе, собственно гранитным обычно предшествуют раннеорогенные базитовые интрузии, которые зачастую объединяются с гранитоидами в сложные габбро-диорит-тоналит-гранодиоритовые комплексы, именуемые иногда габбро-плагиогранитными и диорит-гранодиоритовыми. Учитывая значительные петрографические различия и, соответственно, формационную самостоятельность предгранитных базитовых и гранитоидных интрузий, мы относим их к различным комплексам, а образованные ими ассоциации рассматриваем в качестве сложных габбро-гранитных серий. Примерами таких серий являются ольховская в Восточном Саяне, таннуольская в Туве и тельбесская в Кузнецком Алатау. В составе этих ассоциаций и рассматриваются в дальнейшем интересующие нас гранитоидные интрузии.

### ОЛЬХОВСКАЯ СЕРИЯ

Гранитоиды этой серии широко распространены в центральной и юго-восточной частях Сисим-Казырского синклинория (южный склон северо-западной окраины Восточного Саяна), где образуют крупные батолитовые, обычно удлиненные в плане массивы, ориентированные согласно главным структурным элементам этой области (см. рис. 1). Они впервые были описаны в 1929 г. А. Я. Булытниковым в районе Артемовского золотого рудника под названием Ольховско-Чибижекской гранитоидной интрузии. Впоследствии это название было распространено на все другие раннепалеозойские интрузии данной части Восточного Саяна, характеризующиеся сложным габбро-диорит-гранитным составом. Так сформировались представления об «ольховском комплексе», трактуемом в зависимости от особенностей его проявления и взглядов исследователей весьма различно: либо в качестве габбро-диорит-гранодиоритовой (плагиогранитной) ассоциации, либо в качестве собственно гранитоидной формации батолитового типа.

Интрузии «ольховского комплекса» изучались при производстве геологических съемок Ф. Я. Паном, А. В. Третьяковым, В. М. Чаиркиным, Р. Ш. Залялевым, А. Д. Шелковниковым, В. Н. Долговой, Е. А. Шнейдером, Б. П. Зубкус и многими другими красноярскими геологами. Различные сведения об этих интрузиях содержатся в ряде опубликованных

работ Д. А. Васильева, А. Л. Додина, Ф. Я. Пана (1959), В. Н. Долговой (1961), А. Д. Шелковникова (1962, 1966), В. Я. Хильтовой и И. Н. Крылова (1964), Ф. П. Митрофанова (1962), А. Д. Смирнова и В. В. Булдакова (1962), О. И. Шохиной, Г. В. Филиппова, В. М. Ярошевича и др. Обобщенная характеристика комплекса в целом дана А. Д. Шелковниковым (1962, 1966), который кратко описал главные, наиболее типичные массивы и, основываясь на общегеологических предпосылках и особенностях состава этих массивов, пришел к выводу об образовании всей ассоциации пород за счет палингенной гранитной магмы, контаминированной на глубине и по пути следования основными породами древних метаморфических толщ, причем к категории гибридных им отнесены все основные и среднеосновные породы, включая ассоциирующие с гранитами габбро. Предпринятые нами позднее специальные петрологические исследования наиболее крупного и представительного в этом ряду Шиндинского гранитоидного плутона (Поляков и др., 1965) привели к несколько иным выводам о генезисе данной ассоциации пород, которую предполагается рассматривать в качестве сложной габбро-гранитной серии, объединяющей различные по формационному типу, но связанные в развитии базитовые и гранитоидные комплексы. На примере этого плутона и пород ближайшего его окружения мы прежде всего и рассмотрим особенности интрузий ольховской серии.

Шиндинский плутон, расположенный в среднем течении р. Кизир, приурочен к центральной части четко обозначенного антиклинального поднятия, выделяемого А. А. Моссаковским (1963б) в качестве Артемовской мегантиклинали. Район сложен песчано-карбонатно-сланцевыми, рифогенно-известняковыми, граувакковыми и вулканогенными комплексами протерозойского и кембрийского возраста. Юго-западнее, в северо-восточной окраине Минусинского прогиба эти комплексы сменяются трансгрессивно на них налегающими девонскими вулканогенно-осадочными отложениями, прорванными субвулканическими интрузиями граносиенитов и сиенитов ирбинско-краснокаменского комплекса (рис. 23).

Вмещающие плутон толщи образуют крупную, протяженностью около 100 км и шириной до 35—40 км, антиклиналь северо-западного простирания, известную под названием Ничкинской. Ось ее погружается на северо-запад, крылья усложнены дополнительной складчатостью и дизъюнктивными нарушениями.

В строении Ничкинской антиклинали принимают участие верхнепротерозойский и нижне-среднекембрийский комплексы. Верхнепротерозойский комплекс пород вскрывается в ядре антиклинали в юго-восточной, относительно приподнятой ее части. Он представлен метаморфическими сланцами кувайской серии, объединяемыми в бахтинскую свиту ( $Pt_2$ ), в составе которой преобладают хлорит-актинолитовые и кварц-хлорит-серицитовые сланцы, содержащие иногда линзы известняков. Отложения этой свиты отличаются исключительно сильной дислоцированностью, несогласной с общим направлением складчатости в Ничкинской антиклинали. Кроме того, здесь же вскрываются залегающие стратиграфически выше бахтинских сланцев, существенно карбонатные отложения, переходные от верхнепротерозойских к нижнекембрийским. Эти отложения объединяются в павловскую, или овсянковскую, свиту темных, иногда слоистых битуминозных известняков с маломощными прослоями кварцитов. В пределах ничкинской структуры павловские известняки непосредственно контактируют с Шиндинским массивом и поэтому, как правило, мраморизованы.

В крыльях Ничкинской антиклинали доминируют кембрийские отложения, приобретающие особенно широкое развитие в северо-западной, наиболее погруженной ее части. Основание кембрийского разреза сложено песчано-сланцевыми отложениями колпинской свиты ( $St_1$ ), в состав

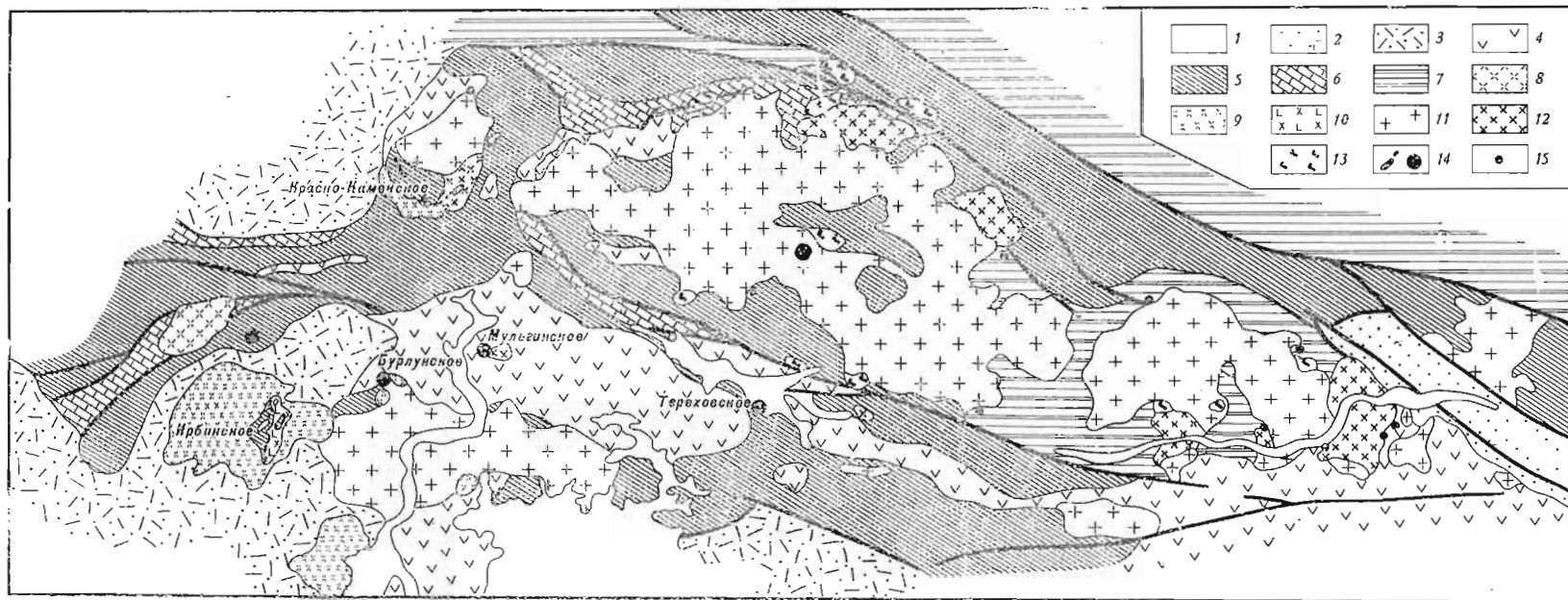


Рис. 23. Схематическая геологическая карта Кизирского района

1 — аллювиальные отложения;  
 2 — девонские осадочные отложения ( $D_2$ );  
 3 — нижнедевонский вулканогенный комплекс ( $D_1$ );  
 4 — эффузивы кизирской свиты ( $Ст_2$ );  
 5 — нижне-среднекембрийские вулканогенно-осадочные отложения ( $Ст_1$ — $Ст_2$ );

6 — карбонатные отложения ( $Ст_1$ );  
 7 — протерозойские карбонатные отложения и метаморфические сланцы ( $P_2$ ). Девонские интрузии;  
 8 — сиениты и нордмаркиты;

9 — сиениты, граносиениты и щелочные граниты (ирбинско-краснокаменский комплекс);  
 10 — гранитизированные (сиенитизированные) габбро, габбро-диориты и диориты рудного поля Ирбинского месторождения. Раннепалеозойская габбро-диорит-гранитная серия;

11 — граниты, гранодиориты и тоналиты;  
 12 — диориты и кварцевые диориты;  
 13 — габбро-диориты, габбро-нориты и габбро;  
 14 — скарново-магнетитовые месторождения;  
 15 — магнетитовые рудопоявления

которой входят интенсивно рассланцованные конгломераты, песчаники и алевролиты, глинистые и филлитовидные сланцы. В обломках преобладают кремнистые, иногда карбонатные породы, в цементе — известковый материал. В отдельных местах появляются серые мергелистые известняки. Севернее Шиндинского разлома, нарушающего северное крыло Ничкинской антиклинали, в составе колпинской свиты отмечаются горизонты зеленокаменных эффузивов: спилитов, диабазов, альбитофиров и туфов.

Выше по разрезу песчано-сланцевая толща постепенно сменяется карбонатно-терригенными отложениями, в составе которых выделяются две свиты: балахтисонская, сложенная преимущественно конгломератами и светло-серыми известняками, и чибижеская, существенно известняковая с горизонтами доломитов, кремнистых и туфогенных пород. Возраст песчано-сланцевых (колпинская свита) и карбонатно-терригенных (балахтисонская и чибижеская свиты) отложений достаточно надежно определяется по многочисленным находкам фауны как нижнекембрийский.

В южном крыле и в северо-западной опущенной части Ничкинской антиклинали широко развиты вулканогенно-осадочные отложения осинской свиты ( $Сп_{1-2}$ ). Свита сложена зеленоцветными и лиловыми, обычно сланцеватыми туфогенными породами: туфопесчаниками, туфогенными алевролитами и туфосланцами, чередующимися с туфами и эффузивами кислого и среднего состава. Возраст этих отложений определяется фаунистически концом нижнего — началом среднего кембрия (Моссаковский, 1963).

Сложно дислоцированные отложения нижнего и среднего кембрия трансгрессивно перекрываются эффузивами кизирской свиты, которыми слагаются дополнительные складки, усложняющие южное крыло Ничкинской антиклинали. Свита образована преимущественно средними и основными, в меньшей мере кислыми эффузивами и их туфами, содержащими прослой тонкослойных серо-зеленых кремнистых сланцев. Обращает на себя внимание слабая степень диагенеза и относительно спокойное залегание отложений кизирской свиты, вследствие чего они принимаются иногда за девонские. Среди эффузивов преобладают андезитовые и лабрадоритовые порфириты. Реже встречаются эффузивы более высокой основности (плагноклаз-пироксеновые и диабазовые порфириты), а также кислые разности, отвечающие по составу кварцевым альбитофирам. Эффузивы чередуются с игнимбритами, туфами и граувакками, сложенными плохо сортированными обломками тех же эффузивов. Возраст кизирской свиты большинством исследователей ограничивается средним кембрием, однако некоторыми из них возрастной диапазон расширяется от среднего кембрия до ордовика.

Юго-восточная часть Ничкинской антиклинали обрезана молодыми нарушениями, которые ограничивают Кизирский девонский грабен, vyplненный порошинской свитой конгломератов, песчаников и алевролитов среднего девона.

Шиндинский плутон приурочен к осевой части Ничкинской антиклинали, грубо повторяя в плане ее форму, и на первый взгляд кажется конкордантным. Вместе с тем обнаруживаются признаки несогласия плутона со структурами вмещающих пород. Он контактирует в разных частях со всеми свитами, прорезая всю многокилометровую по мощности толщу отложений, образующих Ничкинскую антиклиналь, в том числе кизирские эффузивы, залегающие несогласно на отложениях нижнего и среднего кембрия. Все это наглядно проявляется при рассмотрении формы и особенностей внутреннего строения плутона (рис. 24).

В строении Шиндинского плутона и прилегающей к нему территории принимают участие разнообразные по составу интрузивные породы, среди которых различаются две четко разновременные группы. К первой относятся габбро, габбро-нориты и диориты, образующие сравнительно

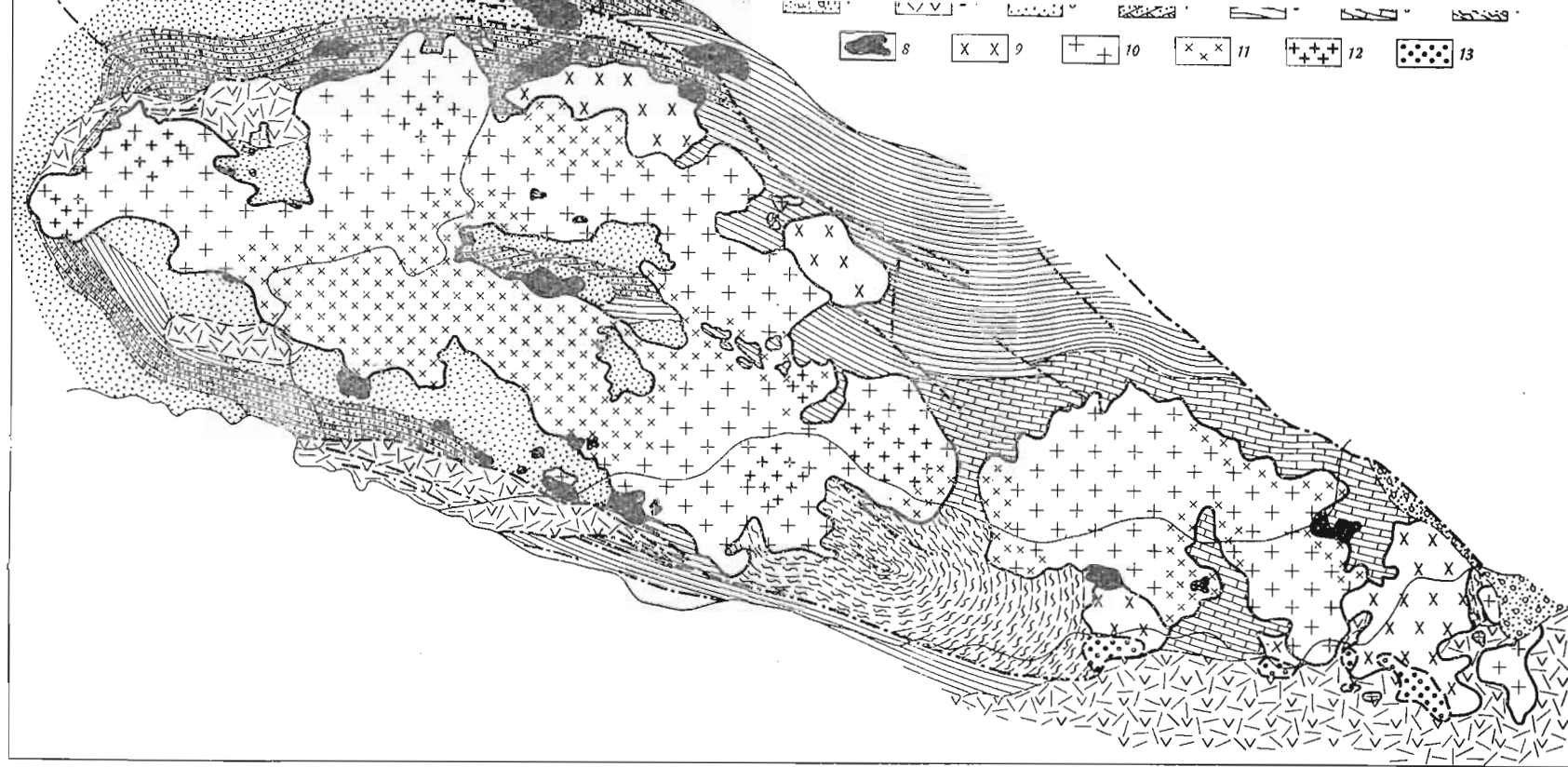


Рис. 24. Схематическая геологическая карта района Шиндинского плутона (составлена Г. С. Федосеевым, Г. В. Поляковым, А. Е. Телешевым и С. М. Николаевым с использованием материалов Минусинской комплексной экспедиции КГУ)

- |  |  |   |   |
|--|--|---|---|
| <p>1 — девонские красноцветные отложения: конгломераты, песчаники и алевролиты (порожнинская свита, D<sub>2</sub>);</p> <p>2 — эффузивы кизирской свиты (Ст<sub>2</sub>): альбитофиры, андезитовые и диабазовые порфиры и их туфы;</p> <p>3 — вулканогенно-осадочные отложения осипновской (монсеевской) свиты</p> | <p>(Ст<sub>1-2</sub>): туфопесчаники и туфосланцы, эффузивы среднего и кислого состава, их туфы;</p> <p>4 — терригенно-карбонатные отложения балахтинской и чибийской свит (Ст<sub>1</sub>): конгломераты, известняки, доломиты;</p> <p>5 — песчано-сланцевые отложения колпинской свиты (Ст<sub>1</sub>): конгломераты, песчаники, алевролиты и сланцы. Протерозойские отложения;</p> | <p>6 — карбонатные отложения павловской (овсянковой) свиты (Pt<sub>2</sub>): мраморизованные и бутиминовые известняки;</p> <p>7 — толща метаморфических хлорит-актинолитовых и кварц-хлорит-серицитовых сланцев (бахтинская свита, Pt<sub>2</sub>). Интрузивные породы:</p> | <p>8 — габбро, габбро-нориты и габбро-диориты;</p> <p>9 — диориты и кварцевые диориты;</p> <p>10 — биотитовые и биотит-роговообманковые граниты;</p> <p>11 — меланократовые граниты, гранодиориты и тоналиты;</p> <p>12 — мелкозернистые граниты и гранитпорфиры;</p> <p>13 — графитофиры</p> |
|--|--|---|---|

но небольшие самостоятельные интрузивные тела. Во вторую группу объединяются пестрые по составу гранитоиды — граниты, гранодиориты и тоналиты, слагающие крупные массивы Шиндинского плутона.

Первая группа пород выделяется нами в самостоятельный догранитный габброидный комплекс, который не имеет прямого отношения к собственно гранитоидному Шиндинскому плутону и должен поэтому рассматриваться отдельно от этого плутона.

#### КОМПЛЕКС ГАББРО, ГАББРО-НОРИТОВ И ДИОРИТОВ

В составе догранитных интрузивов различаются две категории тел. Одна из них сложена достаточно выдержанными по составу габбро, габбро-норитами и габбро-диоритами, а вторая — преимущественно кварцевыми диоритами, среди которых встречаются более основные разности — диориты.

Габбровые тела имеют, как правило, небольшие размеры и размещаются в экзоконтактной зоне гранитоидного плутона, а иногда и за ее пределами как вполне самостоятельные интрузивы. Внутри плутона они встречаются значительно реже в составе останцов вмещающих пород.

Это слегка удлиненные, реже изометричные в плане, иногда с очень слабо проявленными признаками расслоенности тела, располагающиеся обычно цепочками друг за другом согласно дизъюнктивным нарушениям северо-западного простирания. Наиболее значительными по размерам являются Балахтисонский, Тартоякский и Московский интрузивы, расположенные в северо-западной части Ничкинской антиклинали, и интрузив Хайрюзового Белка, находящийся в южном контакте Ничкинского массива. Кроме того, в южном контакте и в центральной части Шиндинского плутона встречается большое количество более мелких тел габброидов аналогичного состава и строения. Некоторые тела южного контакта, сложенные мелкозернистыми диоритами, габбро-диабазами и диорит-диабазами относятся, по-видимому, к более древнему раннекембрийскому комплексу метагаббро, известному под названием шиндинского (габбро-диорит-диабазовая формация). Не исключено также, что некоторая часть экзоконтактных мелкозернистых диоритов представляет собой глубоко измененные перекристаллизованные в контакте с гранитами эффузивы основного состава. Однако господствует первый тип явно интрузивных габбровых тел с элементами грубой расслоенности, сложенных относительно свежими, устойчивыми по составу габброидами.

Общая площадь выходов таких габбровых тел, расположенных внутри плутона и поблизости от него, составляет около 80 км<sup>2</sup>. Аналогичные по составу и морфологии интрузивы отмечаются и за пределами Шиндинского плутона в левобережье р. Кизир (междуречье Кизира и Казыра) и севернее р. Шинды (бассейны рек Балахтисона и Малой Шинды).

Петрографический состав варьирует незначительно. Преобладают относительно свежие разности пород, представленные габбро-норитами, оливиновыми и роговообманковыми габбро. В наиболее крупных интрузивах встречаются меланократовые и лейкократовые разности габбро, что свидетельствует о явлениях дифференциации. Характерны планпараллельные (трахитоидные) текстуры. В мелких телах и в эндоконтактах встречаются порфириовидные и офитовые габбро.

Наиболее типичны габбро-нориты. Ими сложены Верхнечинжебинский и Тартоякский интрузивы, в малых количествах они отмечаются и в большинстве других тел. Верхнечинжебинский интрузив, входящий в состав Нырдинско-Чинжебинского останца, сложен роговообманковыми габбро-норитами, которые отличает необычно высокая основность плагиоклазов (№ 83—90). Микроструктура пород габбровая, на отдельных



участках призматическозернистая. Состав характеризуется следующими количествами минералов: плагиоклаза 50%, клинопироксена 15%, ортопироксена 12%, оливина до 1%, амфиболов около 20% и рудных минералов 2%. Плагиоклаз отличается резким идиоморфизмом и высокой степенью свежести. Моноклинные пироксены представлены железистым салитом ( $cNg=44^\circ$ ;  $Ng=1,712\pm 0,006$ ;  $Np=1,690\pm 0,002$ ;  $2V=54^\circ$ ), а ромбические — гиперстеном ( $-2V=64^\circ$ ;  $Ng=1,710\pm 0,004$ ;  $Nm=1,702\pm 0,004$ ;  $Np=1,695\pm 0,004$ ). Среди амфиболов выделяются буро-зеленая магматическая роговая обманка ( $cNg=17-20^\circ$ ;  $-2V=75^\circ$ ) и светло-зеленый актинолит ( $cNg=18^\circ$ ;  $-2V=84^\circ$ ). В переменных количествах присутствуют эпимагматический кварц и обычно сопутствующий ему биотит ( $Ng=1,637\pm 0,003$ ;  $Np=1,587\pm 0,003$ ).

В этом же теле встречены габбро-нориты, содержащие 21% ромбических и 19% моноклинных пироксенов, а также меланократовые (содержание фемических компонентов достигает 55—60%) и лейкократовые (10—15% темноцветных минералов) их разности. В лейкократовых габбро основность плагиоклазов снижается до № 70. Отмеченные вариации в составе Верхнечинжебинского интрузива позволяют предполагать его слоистость.

Габбро-нориты Тартоякского интрузива отличаются пойкилофитовой структурой, присутствием в составе цветных минералов оливина и меньшей основностью плагиоклазов (№ 60). Темноцветные минералы по составу и свойствам близки к минералам охарактеризованных верхнечинжебинских габбро-норитов и оливиновых габбро Хайрюзовского Белка. Оливин магнезиальный, отвечает по оптическим свойствам хризолиту ( $-2V=79^\circ$ ), пироксены представлены салитом ( $2V=53^\circ$ ;  $cNg=39^\circ$ ;  $Ng=1,714\pm 0,002$ ;  $Np=1,691\pm 0,002$ ) и гиперстеном ( $-2V=57^\circ$ ;  $Ng=1,714\pm 0,004$ ;  $Nm=1,702\pm 0,002$ ;  $Np=1,699\pm 0,004$ ), роговая обманка — базальтическая ( $cNg=6^\circ$ ;  $Ng=1,691\pm 0,004$ ;  $Np=1,677\pm 0,002$ ). В измененных разностях пород широко распространен уралит ( $-2V=77^\circ$ ;  $cNg=16^\circ$ ;  $Ng=1,678\pm 0,003$ ;  $Np=1,649\pm 0,003$ ), появляется биотит ( $Ng=1,654\pm 0,003$ ;  $Np=1,594\pm 0,003$ ).

Оливиновые габбро встречаются почти в каждом габбровом теле, однако распознаются они с большим трудом, так как даже при легких изменениях породы оливин разрушается и замещается в первую очередь. Типичные оливиновые габбро представлены в небольшом по размерам Хайрюзовом интрузиве, залегающем в кровле Ничкинского массива. По структурно-текстурным особенностям они подобны трахитоидным габбро-норитам и отличаются лишь количественными соотношениями минералов: плагиоклаза 64%, клинопироксена 16%, ортопироксена 4%, оливина 8%, амфибола 7%, рудного минерала 1%. Плагиоклаз обладает высокой основностью (№ 70—80). Клинопироксен, отвечающий салит-авгиту ( $2V=54^\circ$ ;  $Ng=1,708\pm 0,004$ ;  $Np=1,686\pm 0,002$ ), образует самостоятельные зерна. Зерна хризолита обрастают ромбическим пироксеном ( $-2V=88^\circ$ ;  $Nm=1,685$ ). Амфиболы представлены буро-зеленой роговой обманкой, образующей отдельные зерна и реакционные каймы вокруг зерен клинопироксена. Роговая обманка и пироксены замещаются актинолитом. Оливиновые габбро других тел имеют в общем близкий состав. Наиболее существенно меняется состав плагиоклазов, основность которого может снижаться до № 60; в небольших пределах колеблются количества фемических минералов.

Весьма распространенным типом пород этой группы являются амфиболовые габбро, присутствующие в тех или иных количествах в каждом габбровом интрузиве. Они характеризуются более низкой основностью плагиоклазов (№ 50—60) и преобладанием среди цветных минералов буро-зеленой роговой обманки и актинолита. В ряде случаев устанавливаются реликты пироксенов и оливина, свидетельствующие о том, что

Таблица 21

Химический состав габбро и габбро-норитов

Оксиды	Содержание, вес. %						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	45,10	44,41	47,42	52,50	49,00	44,96	46,38
TiO <sub>2</sub>	1,14	0,49	0,59	0,90	1,19	1,3	1,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,99	20,76	18,06	15,53	16,40	18,45	15,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,18	2,74	1,83	2,13	1,97	6,01	7,53
FeO	9,55	7,32	6,22	6,82	7,72	5,42	8,10
MnO	0,20	0,12	0,104	0,15	0,17	0,14	0,17
MgO	7,32	9,25	6,22	8,40	6,93	5,48	5,52
CaO	12,81	13,08	13,34	8,78	8,42	10,83	10,0
Na <sub>2</sub> O	1,40	1,18	2,56	2,52	3,07	2,83	2,23
K <sub>2</sub> O	0,31	0,30	0,42	0,60	1,44	0,63	1,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,031	0,039	0,094	0,14	0,21	0,66	0,14
П.п.п.	1,71	1,11	3,10	0,95	3,77	2,75	2,47
Сумма	100,74	100,86	100,14	99,42	—	—	—

Числовые характеристики по А. Н. Заварцкому

<i>a</i>	3,7	3,2	6,6	6,4	9,1	7,7	6,9
<i>c</i>	10,0	13,0	9,4	7,2	6,8	9,5	7,3
<i>b</i>	32,3	30,1	26,7	26,1	25,4	26,1	29,7
<i>s</i>	54,0	53,7	57,3	60,3	58,7	56,7	56,1
<i>f'</i>	41,1	32,9	29,8	32,2	37,3	43,2	49,7
<i>m'</i>	39,7	54,8	41,5	54,4	47,7	38,5	32,7
<i>c'</i>	19,2	12,3	28,7	13,4	15,0	18,3	17,6
<i>n</i>	87,3	85,7	90,3	86,5	76,4	87,2	73,5
<i>φ</i>	11,4	8,2	6,2	7,0	6,8	21,3	22,4
<i>t</i>	1,86	0,82	0,9	1,27	1,8	2,1	2,9
<i>Q</i>	-9,1	-12,2	-8,0	+0,6	-7,8	-11,8	-8,9
<i>a/c</i>	0,4	0,24	0,7	0,9	1,3	0,8	0,9
FeO/MgO	1,0	0,60	0,72	0,59	0,78	1,13	1,52

Примечание. 1 (816а) — габбро-норит, Верхнечнынебинский интрузив; 2 (6686), 3 (1224) — оливниное габбро, Хайрюзовый интрузив; 4 (648в) — амфиболовое габбро, Верхнечнынебинский интрузив; 5 (2070) — габбро, Московский интрузив (по данным В. С. Смолыча и Р. В. Шемпель); 6 (441) — габбро, Балахтинский интрузив (по тем же данным); 7 (1751) — габбро, там же (по данным Г. А. Грещова и В. А. Кулумаева).

Анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ. Здесь и в табл. 23, 26, 28—31 в суммах некоторых анализов учтены не показанные в таблицах небольшие количества H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> и S.

определенная часть амфиболовых габбро образована по габбро-норитам и оливниновым габбро при их амфиболлизации, которая может быть связана с автотематоморфическими процессами или с метаморфизиующим воздействием гранитов.

Химический состав относительно свежих разностей габбро достаточно выдержан, о чем свидетельствуют данные табл. 21.

При сравнении этих данных со средними химическими составами пород, по Р. Дэли, видно, что наиболее свежие разности габбро-норитов и оливниновых габбро (образцы 816а, 6696, 1224) близки к стандартным типам оливниновых габбро, отличаясь еще более высокой основностью ( $a/c=0,24-0,7$ , против 0,68 в оливниновых габбро, по Р. Дэли). Амфиболовое габбро характеризуется большим количеством кремнезема ( $Q=+0,6$ ) и явно меньшей основностью ( $a/c=0,9$ ).

Вблизи гранитов габбро подвергаются значительным изменениям, преобразуясь в кварцевые габбро-диориты и диориты, а иногда в горн-блендиты. Изменения начинаются обычно с появления кварца, образующего незначительные по размерам скопления и жилки мозаичного строения. Одновременно появляется биотит, пироксены замещаются уралитом, плагиоклаз становится более кислым, приобретая своеобразное зонально-пятнистое строение; иногда в таких плагиоклазовых зернах устанавливаются признаки деанортитизации с выделением соссорита и альбитизацией по жилкам.

В непосредственном контакте с гранитами габбро полностью утрачивают свой первоначальный состав, преобразуясь в богатые кварцем (до 25%) породы, приближающиеся по основности к кварцевым диоритам. Кварц распределен неравномерно, образуя гнезда мозаичного строения. Причем ведет он себя весьма агрессивно, корродируя с краев зерна плагиоклаза. Биотит, развивающийся совместно с кварцем, замещает и постепенно вытесняет амфибол. Общее содержание цветных минералов снижается до 10—15%. Иногда в таких образцах устанавливаются признаки микроклинизации. В ксенолитах среди гранитов габбро преобразованы в пироксен-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые роговики.

На участках, подверженных сильному дроблению и гранитной инъекции, габбро нацело амфиболизируются и перекристаллизуются, преобразуясь в грубозернистые горнблендиты. Особенно много таких пород в Балахтисонском интрузиве.

В полях гранодиоритов, естественно, преобладают измененные, значительно варьирующие по составу и структурам разности габбро, в силу чего исходный вид породы выявляется обычно с трудом. Именно этим объясняется то, что многими исследователями вся данная группа пород относится к гибридным образованиям. Ошибочность такой трактовки становится очевидной при внимательном изучении габбро и продуктов их изменения.

Сложней обстоит дело с тесно сопряженными с гранитами и близкими к ним по составу кварцевыми диоритами, встречающимися только в экзо-контактах гранитных тел. Среди них широко развиты в разной степени измененные и гранитизированные породы, которые образуются при реакционном взаимодействии габбро и гранитов и могут, таким образом, рассматриваться как связанные с гранитами гибридные образования.

Кварцевые диориты образуют три относительно крупных изометричных в плане тела — Порожинское, Чебулакское и Московское, располагающиеся по одной линии вдоль северного, осложненного дизъюнктивными нарушениями контакта Шиндинского плутона. Они непосредственно контактируют с гранитами и входят в состав плутона, составляя в общей сложности около 10% его площади.

Диоритам свойственны высокие содержания кварца, сближающие их с тоналитами, и значительная изменчивость состава. Более всего варьируют содержания кварца, а также состав и количество цветных минералов, что в ряде случаев явно связано с метасоматическими изменениями, выражающимися в амфиболитизации, окварцевании, биотитизации и иногда калишпатизации диоритов.

Наиболее типичные представители кварцевых диоритов обладают средне-, реже мелкозернистым строением и зачастую ясно выраженной трахитоидностью, сходной с планпараллельными текстурами в габбро. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, близкая к призматическизернистой, а в измененных разностях — пойкилобластическая и гранобластовая. Количественно-минеральный их состав приведен в табл. 22.

Из табл. 22 видно, что даже типичные разности кварцевых диоритов характеризуются существенными изменениями состава. Наиболее заметно

Таблица 22

Количественно-минеральный состав кварцевых диоритов и диоритов  
(в объемн. %)

Минерал	№ образца									
	91	125	129	130	137	488	491a	514	48	107
Плагиоклаз	64,0	56,5	66,0	66,0	68,0	68,0	70,3	59,5	60,3	40,9
Амфиболы	7,0	8,0	7,0	8,0	10,0	13,0	7,3	7,3	3,8	41,8
Кварц	25,0	27,0	21,0	22,0	16,0	16,5	15,8	21,7	29,6	8,2
Биотит	4,0	7,0	6,0	4,0	3,5	—	1,8	11,1	4,8	—
Пироксен	—	—	—	—	—	—	3,6	—	—	—
Калишпат	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	9,1
Аксессуары	Ед. з.	1,5	Ед. з.	—	2,5	2,5	1,2	0,4	1,0	Ед. з.

меняются содержания кварца и биотита, при этом проявляется зависимость количества биотита от содержания в породе кварца.

Свойства и состав минералов также непостоянны. Плагиоклазы зональные: № 40—45 — в центре и № 30—35 в краях зерен; в измененных разностях диоритов основность плагиоклазов снижается до № 20—25. Амфиболы представлены буро-зеленой роговой обманкой ( $2V=64-65^\circ$ ;  $Ng=1,699\pm 0,002$ ;  $Nm=1,687\pm 0,002$ ;  $Np=1,677\pm 0,002$ ) и замещающим ее актинолитом. Роговая обманка иногда образует очень крупные, явно разросшиеся, лапчатой формы кристаллы, содержащие в виде пойкилитовых включений более мелкие зерна плагиоклаза. Биотит ярко-бурый, железистый, близкий по свойствам к лепидомелану ( $Nm=1,661-1,675$ ). Аксессуары минералы представлены магнетитом, апатитом и сферном, в наиболее кислых разностях встречаются единичные зерна циркона.

Кварц и биотит часто образуют мозаичные гнездообразные скопления и жилы, корродирующие другие минералы. Особенно агрессивен биотит, который проникает по спайным трещинам в плагиоклазовые и амфиболовые зерна, иногда полностью замещая последние.

В поле кварцевых диоритов, особенно в краевых, максимально удаленных от гранитов участках, встречаются более основные по составу породы, в которых выявляются признаки офитовых структур. В неровных, изъеденных ядрах явно разложенных пятнистых плагиоклазовых зерен иногда устанавливается лабрадор. Среди цветных минералов встречаются клинопироксен и оливин. Часто обнаруживаются ксенолиты основных пород, преобразованные в плагиоклаз-пироксен-амфиболовые роговики.

Вблизи гранитов кварцевые диориты интенсивно окварцованы, биотитизированы, а иногда и калишпатизированы, приближаясь по составу к гранитам. Такие близкие к гранитам породы особенно характерны для Чебулакского тела, в котором диориты распознаются преимущественно по реликтам трахитоидности и более высокому, чем в гранитах, содержанию роговой обманки. В интрузиве горы Москвы, напротив, кварцевые диориты отличаются повышенной основностью, приближаясь по составу к охарактеризованным ранее габброидам.

Значительные изменения в составе диоритов подтверждаются химическими анализами, результаты которых приведены в табл. 23.

Как видно из табл. 23, кварцевые диориты Порожинского и Чебулакского тел меняются по химическому составу в очень широких пределах: от пород, близких к гранодиоритам (анализ 9), до пород, близких к кварцевым габбро, по Р. Дэли (анализ 14). Обращает на себя внимание относительно высокая основность пород этой группы, в большинстве анали-

Таблица 23

## Химический состав кварцевых диоритов и диоритов

Окислы	Содержание, вес. %						
	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	62,06	64,30	59,14	61,19	57,25	63,49	55,34
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,55	1,02	0,82	1,02	0,38	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,44	14,14	16,17	13,31	15,38	16,39	19,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,66	1,81	3,52	3,43	1,64	2,06	2,91
FeO	6,68	5,39	7,97	8,48	5,48	3,25	4,92
MnO	0,26	0,11	0,24	0,34	0,15	0,102	0,17
MgO	0,49	1,97	1,42	1,12	5,39	2,69	4,04
CaO	4,81	4,79	5,73	4,48	7,64	5,60	7,87
Na <sub>2</sub> O	5,00	3,98	3,60	3,98	3,45	3,37	3,35
K <sub>2</sub> O	0,90	0,66	0,78	1,08	1,21	1,08	0,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,21	0,33	0,12	0,42	0,143	0,16
П. п. п.	0,77	1,64	0,79	0,99	1,19	1,05	—
Сумма	100,84	99,74	100,71	99,61	100,22	99,69	—

## Числовые характеристики по А. Н. Заварницкому

<i>a</i>	12,4	9,8	9,3	10,4	9,3	9,2	8,5
<i>b</i>	4,9	4,6	6,5	3,8	5,6	6,6	9,2
<i>c</i>	10,8	11,4	14,3	15,0	19,5	10,1	15,7
<i>s</i>	71,9	74,2	69,9	70,8	65,6	74,1	66,6
<i>f'</i>	82,8	59,8	77,8	75,8	34,5	49,7	49,1
<i>m'</i>	7,8	29,4	17,3	12,7	46,7	46,2	45,9
<i>c'</i>	9,4	10,8	4,9	11,5	18,8	4,1	5,0
<i>n</i>	89,4	90,2	87,5	84,9	81,2	82,6	91,0
<i>φ</i>	21,3	14,0	21,7	19,7	7,2	17,9	16,7
<i>t</i>	0,75	0,6	1,3	1,0	1,3	0,5	0,5
<i>Q</i>	13,9	24,0	14,8	17,0	7,1	23,2	6,7
<i>a/c</i>	2,5	2,1	1,4	2,8	1,7	1,4	0,9
FeO/MgO	10,8	2,0	4,5	6,0	0,74	1,07	1,07

Примечание. 8 (49a) — пироксеновый кварцевый диорит. Порожинское тело; 9 (514), 10 (137), 11 (130) — кварцевые диориты, то же; 12 (107) — кварцсодержащий диорит, то же; 13 (48) — кварцевый диорит, Чебулаковское тело; 14 (2412) — диорит, то же (по данным Г. А. Гревцова и В. А. Кулумаева). Анализы 8, 10, 12, 14 выполнены в Центральной лаборатории КГУ, анализы 9, 11, 13 — в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Минеральный состав анализировавшихся образцов приведен в табл. 22

зов параметр  $c > 5$ , причем соответствующие им фигуративные точки располагаются на аноритовой плоскости петрохимической диаграммы (рис. 25) в один ряд параллельно  $Sb$ . Характерно наличие разновидностей (анализ 13), в которых необычно сочетаются значительная, свойственная гранитам пересыщенность кремнеземом ( $Q=23,0$ ) с относительно высокой основностью ( $a/c=1,4$ ), соответствующей габбро и диоритам. Содержание кремнезема и фемических окислов непрерывно и очень существенно меняется, что, вероятно, связано с рассмотренными метасоматическими изменениями диоритов вблизи гранитов.

На сводной петрохимической диаграмме пород Шиндинского плутона (см. рис. 25) ранее рассмотренные габбро группируются в нижней ее части, образуя компактный рой векторов, тогда как диориты в значительной степени рассредоточены как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Это свидетельствует о значительных колебаниях содержа-

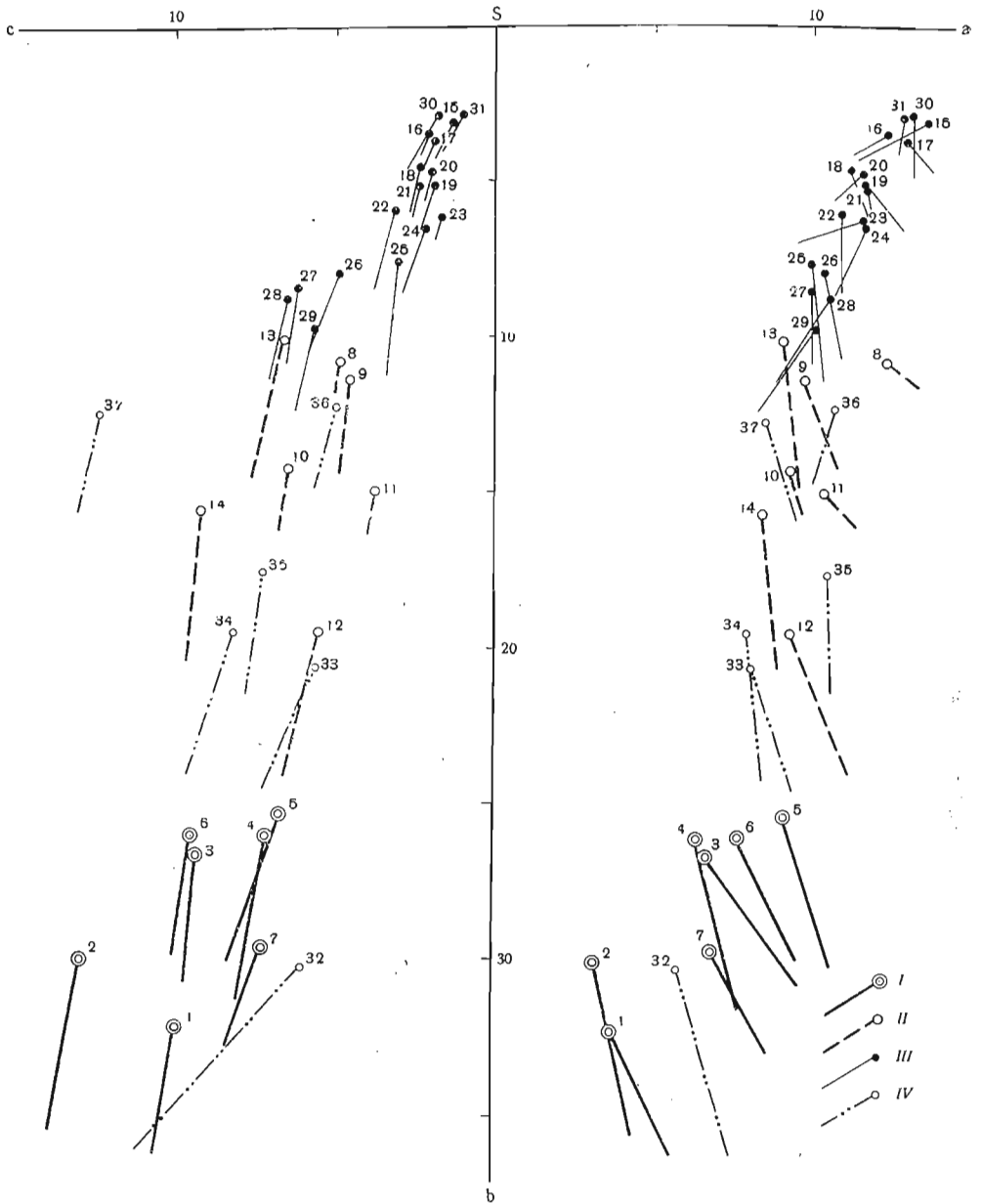


Рис. 25. Диаграмма химических составов пород габбро-норитового комплекса и гранитоидов Шиндинского плутона

- |   |   |  |
|---|---|--|
| <p>I — габбро и габбро-нориты (анализы 1—7, табл. 21):<br/>         1 — габбро-норит;<br/>         2, 3 — оливниновое габбро;<br/>         4 — амфиболитованное габбро;<br/>         5—7 — габбро.<br/>         II — кварцевые диориты (анализы 8—14, см. табл. 23):<br/>         8 — пироксеновый кварцевый диорит;<br/>         9—14 — кварцевые диориты.</p> | <p>III — граниты, гранодиориты, тоналиты, аляскитовые граниты (анализы 15—21, см. табл. 26);<br/>         анализы 22—25, см. табл. 28; анализы 26—29, см. табл. 29; анализы 30—31, см. табл. 30):<br/>         15—17 — лейкократовые граниты;<br/>         18—21 — биотит-роговообманковые граниты;<br/>         22—25 — меланократовые граниты;<br/>         26 — гранодиорит;</p> | <p>27—29 — тоналиты;<br/>         30 — гранит-порфир;<br/>         31 — мелкозернистый гранит.<br/>         IV — дайковые породы (анализы 32—37, см. табл. 31):<br/>         32, 33 — габбро-диабаз;<br/>         34 — авгитовый порфирит;<br/>         35 — лабрадоровый порфирит;<br/>         36 — кварцевый диорит-порфирит;<br/>         37 — лабрадоровый порфирит</p> |
|---|---|--|

ний в них кремнезема, фемических окислов и анортитовой составляющей. Наиболее кислые разновидности диоритов приближаются к тоналитам.

Габбровые и диоритовые тела имеют достаточно четкие контакты с вмещающими породами и, что особенно характерно для кварцевых диоритов, неровные расплывчатые контакты с гранитами. Они явно прорывают отложения осиновской свиты, взаимоотношения же их с типичными кизирскими эффузивами непосредственно не установлены.

В контактах с вмещающими породами габбро и кварцевые диориты несут признаки закалки, становясь отчетливо более мелкозернистыми. В кварцевых диоритах часто обнаруживаются ксенолиты, к которым явно приспособляется трахитоидность, подчеркивающая обтекание магмой этих включений. Ксенолиты представлены преимущественно плагиоклаз-пироксеновыми и плагиоклаз-пироксен-амфиболовыми роговиками.

Контактные воздействия на вмещающие породы габбро и кварцевых диоритов по характеру сходны, различаясь лишь интенсивностью. В контактах габбровых тел образуются преимущественно мраморы и плагиоклаз-пироксен-амфиболовые роговики, а в качестве постмагматических контакто-реакционных пород — гранат-геденбергитовые скарны. Последние сопровождаются нередко явлениями скаполитизации и альбитизации, свидетельствующими о хлорно-натровой специализации постмагматических растворов, свойственной габбровым интрузиям. На контактах диоритов, помимо мраморов и роговиков, широко распространены скарны, характеризующиеся четко выраженным зональным строением. Внутренние зоны таких скарнов обладают преимущественно диопсидовым составом, средние — диопсид-гранатовым и внешние — гранатовым. Наряду с гранатом и пироксеном в скарнах часто фиксируется волластонит. В контактах Порожинского и Чебулакского тел устанавливаются магнетитсодержащие скарны.

В контактах с гранитами габбро и кварцевые диориты испытывают глубокие изменения. Контакты габбровых тел с гранитами более четкие. Соприкасающиеся с гранитами габбро обычно катаклазированы, инъецируются гранитным материалом, амфиболизируются, окварцовываются и иногда слабо скарнируются. Возникающие при этом изменения в составе габбро охарактеризованы при описании габброидной группы пород.

Кварцевые диориты по существу не имеют с гранитами четко выраженных контактов; их связывают зоны глубоко измененных, гранитизированных пород, в которых устанавливаются лишь реликты кварцевых диоритов. Вблизи гранитов в кварцевых диоритах появляются многочисленные сложно ветвящиеся, с неровными, «плывущими» контактами аплитовидные жилы, среди которых отчетливо видны в разной степени измененные останцы кварцевых диоритов. При более глубоких изменениях аплитовидный материал проникает в диоритовые останцы, разобщая их на многочисленные различные по формам и размерам блоки; постепенно утрачивая ясность очертаний, они приобретают вид неровных шпирообразных темных пятен, в которых исходный состав и строение кварцевых диоритов распознаются с трудом. Такие преобразования кварцевых диоритов приводят в конечном счете к дезинтеграции слагающих их минералов, реликты которых устанавливаются лишь под микроскопом. Аплитовидный материал при этом становится неоднородным и более основным по составу. В результате возникают пестрые по составу и облику породы, отличающиеся широким развитием реакционных гранофириров, в которых сохраняются реликты минеральных зерен, а иногда и структур исходных диоритов.

Под микроскопом устанавливается, что изменение кварцевых диоритов начинается с появления в интерстициях гранобластического кварца постепенно разрастающегося и захватывающего плагиоклазовые и амфиболовые зерна, затем образуется кварц-полевошпатовый гранобластовый



Рис. 26. Образование метасоматического микропегматита в габбро-диорите. Увел. 15, с анализатором

агрегат, иногда с элементами графической (рис. 26) и ситовидной структур явно метасоматического типа. Ихтиоглипты кварца одинаковой оптической ориентировки нередко образуют жилообразные цепочки, проходящие последовательно через несколько различно ориентированных зерен плагиоклаза. В наиболее интенсивно окварцованных и перекристаллизованных разностях графические структуры приобретают облик эвтектонидных образований, при этом иногда появляется калишпат. Гранофиризация сопровождается растворением цветных минералов и общим осветлением породы; иногда на измененные таким образом (гранофиризированные) габбро и диориты накладывается магнетитовое оруденение (рис. 27).

Кварцевые диориты иногда обнаруживают черты самостоятельных интрузивных образований, родственных догранитным габброидам. Об этом свидетельствуют прежде всего формы их проявления. Они образуют в ряде случаев закономерно ориентированные, с признаками закалки и течения на контактах тела, приуроченные преимущественно, как и габбровые интрузии, к зоне дизъюнктивов северного фланга плутона. Несмотря на значительную изменчивость состава пород, их устойчивая основность и постоянное присутствие кварца, часть которого имеет первичномагматический характер, свидетельствуют о том, что исходными должны быть кварцсодержащие основные или среднеосновные интрузивные породы. На это указывает тот факт, что описанные изменения — аплитизация и гранофиризация, связанные с гранитами, накладываются обычно на уже сформированные кварцсодержащие диориты. Признаки трахитоидности, присутствие минералов, а иногда и микроструктур, свойственных габброидам первой группы, сходство контактовых явлений — все это сближает диориты с габброидами и позволяет выделить их в догранитную группу интрузий. Вместе с тем рассмотренные особенности строения и состава диоритов, в частности их трахитоидных разностей (Порожинский и Чебулакский массивы), свидетельствуют о возможности образования части из них за счет габбро, видоизмененных под воздействием гранитов.



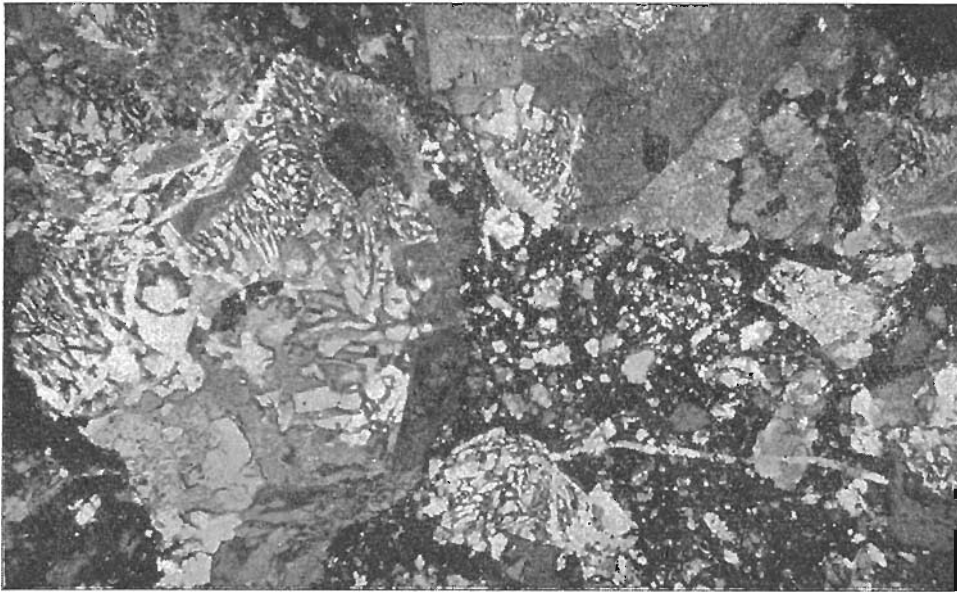


Рис. 27. Наложение магнетитового оруденения (черная цементующая масса) на катаклазированный аподиоритовый гранофир. Увел. 20, без анализатора

Примыкающие к гранитам глубоко переработанные разности диоритов иногда полностью утрачивают исходный состав, преобразуясь в «пестрые», неоднородные по составу породы, которые можно рассматривать как гибридные или, точнее, в разной степени гранитизированные. Такие разности диоритов сближаются по характеру и составу с кварцевыми диоритами и тоналитами собственно гранитоидной группы пород, образующимися в контактах гранитных тел при контактово-реакционном взаимодействии гранитного расплава с вмещающими эффузивами и кристаллическими сланцами основного состава. Таким образом, рассмотренные диориты являются, по-видимому, образованиями гетерогенными, объединяющими породы, связанные с ранним самостоятельным габброидным комплексом и в какой-то части с формированием более поздних гранитоидов Шиндинского плутона.

### ШИНДИНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ ПЛУТОН

На современном эрозионном срезе Шиндинский плутон картируется в виде нескольких гранитоидных массивов. Наиболее крупными из них являются Ольховский, образующий большую, западную, часть плутона, и Ничкинский, расположенный в среднем течении р. Нички; самый малый — Подпорожный массив — обнажается в юго-восточной оконечности плутона, в районе Третьего кизирского порога (см. рис. 24). Массивы следуют друг за другом в северо-западном направлении, согласно с простиранием Ничкинской антиклинали. Они разделены ничтожно малыми по размерам перемычками вмещающих пород и, вероятнее всего, соединяются на глубине, образуя единое, сложное по форме и значительное по размерам батолитообразное тело. Кроме перечисленных главных гранитоидных массивов, в экзоконтактах и вблизи плутона вскрывается ряд небольших по размерам интрузивных тел габбрового состава.

Общая протяженность обнаженной части Шиндинского плутона равна 100 км, ширина изменяется от 5 до 25 км, суммарная площадь состав-

ляет около 1300 км<sup>2</sup>. Плутон имеет весьма сложную в плане конфигурацию; его границы, очень неровные и извилистые, изобилуют заливами и выступами вмещающих пород; особенно сложными очертаниями отличаются поля гранитов. Изменчивая, извилистая форма границ определяется, вероятно, двумя причинами: во-первых, сложным характером контактов плутона и, во-вторых, значительной изрезанностью современного рельефа. Контакты плутона обычно погружаются в сторону вмещающих пород. Углы падения постоянно меняются, однако в целом устанавливается крутое падение северного контакта (в районе Артемовска отмечается даже обратное, южное, его падение) и более пологое — южного. Таким образом, плутон имеет, судя по всему, весьма сложную асимметричную форму.

Рельеф поверхности плутона также должен быть сложным. Об этом свидетельствуют многочисленные останцы и провесы кровли, изобилующие в эндоконтактах плутона, особенно в западной, наиболее погруженной его части. Размеры останцов меняются в широких пределах: от нескольких десятков до нескольких сотен метров, а то и нескольких километров в поперечнике. Наиболее значительным по размерам является Нырдинско-Чинжебинский останец, расположенный в центральной части Ольховского массива, между реками Шиндой и Нырдой. Останец представляет отложениями колпинской и осиновской свит, прорванными небольшим габбровым интрузивом. Породы колпинской свиты и верхнечинжебинского габбрового интрузива во многих местах инъецированы гранитным материалом. По мнению А. Д. Шелковникова (1964), в данном случае вскрывается не кровля, а почва Шиндинского плутона, который трактуется при этом как межформационный конкордантный лакколлит. Вместе с тем имеются данные, не согласующиеся с этим выводом. Прежде всего сама форма массива оказывается более сложной и в значительной степени несогласной. Отложения колпинской свиты, выполняющие останец, аналогичны породам северного экзоконтакта, под которые погружаются граниты. Многочисленные инъекции гранитного материала, наблюдаемые в останце, должны быть более свойственны кровле массива. Наконец, гравиметрические данные по двум профилям, пройденным через этот останец, позволяют предполагать, что под ним продолжается тело гранитов, так как существенных изменений аномалии силы тяжести на этом участке не фиксируется и останец никак не обнаруживается в гравитационном поле гранитов. Основываясь на этих, а также на ряде других геолого-геофизических данных, Е. П. Пучков и Г. С. Федосеев (1965) определяют этот останец как крупный провес кровли Ольховского массива, а весь Шиндинский плутон в целом относят к категории весьма сложных по форме дискордантных периклинальных ядерных плутонов.

Массивы Шиндинского плутона сложены различными гранитоидами, связанными между собой постепенными переходами. Намечается общая зависимость их состава от состава вмещающих толщ: относительно богатые щелочами лейкократовые породы, близкие к нормальным гранитам, встречаются на участках и в телах, контактирующих преимущественно с карбонатными отложениями, тогда как «пестрые», более меланократовые гранитоиды повышенной основности развиты на контактах с более ранними основными и средними вулканогенными и интрузивными породами, присутствующими среди гранитов в многочисленных в разной степени переработанных ксенолитах и останцах.

Более 50% площади плутона составляют породы, отвечающие по составу гранитам и гранодиоритам; от нормальных калиевых гранитов они отличаются четко выраженным преобладанием плагиоклазов над калишпатом. Относительно богатые калием граниты слагают Ничкинский массив, залегающий преимущественно в карбонатных отложениях павловской свиты. В Ольховском массиве они занимают северную часть,

Таблица 24

Количественно-минеральный состав биотитовых гранитов (в объемн. %)

Минерал	№ образца								
	805	610	703д	329	710в	914	710д	719	829
Плагиоклаз	35	27	38	39	27	28	41	53	38
Калишпат	21	24	24	24	25	24	24	15	27
Кварц	41	46	36	35	46	45	33	30	31
Биотит	3	3	2	2	2	3	2	2	4

Таблица 25

Количественно-минеральный состав биотит-роговообманковых гранитов (в объемн. %)

Минерал	№ образца				
	809	115	671	722	609
Плагиоклаз	45	40	38	46,2	41,7
Калишпат	16	19	13	9,5	7,3
Кварц	33	36	42	39,5	43,9
Биотит	3	2	3	1,0	3,1
Роговая обманка	3	3	4	3,8	4,0

контактирующую с терригенно-карбонатными отложениями колпинской свиты и существенно карбонатными отложениями чибижекской свиты, в составе которой широко развиты доломиты.

Граниты характеризуются довольно устойчивым составом и строением. Внешне это слегка розоватые, иногда серые порфиroidные породы. Порфиroidные выделения представлены округлыми зернами дымчатосерого кварца, полевошпатовые вкрапленники не характерны. Калиевый полевой шпат присутствует только в основной массе, образуя мелкие ксеноморфные зерна.

Среди гранитов различаются биотитовые и биотит-роговообманковые разновидности. Биотитовые граниты, количественно-минеральный состав которых приведен в табл. 24, характеризуются кислым составом плагиоклазов: № 20—25 в центре и № 10—15 в краях зерен. Калишпат представлен ксеноморфными зернами микроклина, обычно пертитизированного. Кварц распределен в породе неравномерно, образуя на отдельных участках гнездообразные скопления мозаичного строения. На границах зерен калишпата и плагиоклазов часто появляются мирмекиты. Биотит железистый ( $Nm=1,682-1,686$ ), густоокрашенный, часто хлоритизированный: иногда он включает мелкие зерна циркона.

Биотит-роговообманковые граниты связаны с предыдущими постепенными переходами. В них иногда обнаруживаются мелкие ксенолиты ороговообманковых пород более основного, чем граниты, состава.

При сопоставлении таблиц 24 и 25 видно, что биотит-роговообманковые граниты отличаются от биотитовых меньшим количеством калишпата и кварца и, наоборот, повышенным содержанием цветных минералов, среди которых наряду с биотитом появляется зеленая роговая обманка. Заметно возрастает основность плагиоклазов, обычно зонарных: № 40 (иногда № 50) — в центре и № 15—20 — в краях зерен. Зеленая роговая обманка обладает, судя по окраске и другим оптическим свойствам, повышенной железистостью (густо-зеленая, иногда слегка синеватая — по

Таблица 26

## Химический состав гранитов

Окнолы	Содержание, вес. %						
	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	74,65	74,70	74,28	74,82	74,16	74,58	73,44
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,15	0,22	0,20	0,16	0,20	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,07	13,26	12,99	12,35	11,92	12,44	12,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,58	0,26	0,78	1,60	0,68	1,16
FeO	1,96	2,44	3,01	3,16	2,51	3,52	3,80
MnO	0,03	0,09	0,10	0,10	0,08	0,08	0,14
MgO	0,22	0,05	0,22	0,45	0,46	0,27	0,36
CaO	1,12	1,81	1,81	2,25	2,13	1,72	2,12
Na <sub>2</sub> O	4,25	4,10	4,30	4,00	4,18	4,00	4,40
K <sub>2</sub> O	3,25	2,66	2,80	2,00	1,99	2,20	1,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04
П. п. п.	0,24	0,49	1,02	0,43	0,24	0,33	0,44
Сумма	99,31	100,36	101,06	100,59	99,59	100,06	100,65

## Числовые характеристики по А. Н. Заварницкому

<i>a</i>	13,6	12,4	13,0	11,2	11,7	11,6	11,7
<i>c</i>	1,3	2,1	1,9	2,4	1,9	2,0	2,4
<i>b</i>	3,1	3,5	3,7	4,6	5,1	4,7	5,2
<i>s</i>	82,0	82,0	81,4	81,8	81,3	81,7	80,7
<i>a'</i>	22,2	12,9	—	—	—	9,6	—
<i>f'</i>	66,1	80,1	83,2	78,6	72,7	81,1	87,1
<i>m'</i>	11,7	7,0	9,8	15,7	14,8	9,3	11,2
<i>c'</i>	—	—	7,0	5,7	12,5	—	1,7
<i>n</i>	66,5	70,1	70,0	83,2	76,1	73,4	79,5
<i>φ</i>	6,7	13,7	5,8	13,8	26,0	11,0	18,2
<i>t</i>	0,14	0,15	0,22	0,2	0,16	0,2	0,22
<i>Q</i>	35,6	37,0	35,0	38,8	37,6	38,3	35,4
<i>a/c</i>	10,3	5,8	7,0	4,8	6,2	5,7	4,9
FeO/MgO	5,65	11,4	8,5	3,8	4,9	8,8	7,8

Примечание. 15 (829) — лейкократовый гранит, Ольховский массив, южный склон горы Моквы; 16 (719) — лейкократовый гранит, Ольховский массив, гора Павлин Белок; 17 (914) — лейкократовый гранит, Ничкинский массив, гора Кум; 18 (722) — биотит-роговообманковый гранит, Ольховский массив, устье р. Тумы; 19 (721) — биотит-роговообманковый гранит, там же; 20 (609) — биотит-роговообманковый гранит, Ничкинский массив, Хайрюзовый Белок; 21 (115) — биотит-роговообманковый гранит, Подпорожный массив, гора Подпорожный Белок.

Анализы 16, 17, 18, 20 и 21 выполнены в Центральной лаборатории КГУ, анализы 15 и 19 — в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Количественно-минеральный состав лейкократовых гранитов (образцы 829, 719, 914) приведен в табл. 24, 25, а биотит-роговообманковых гранитов (образцы 722, 609, 115) — в табл. 25.

*Ng* и светлая, желтовато-зеленая — по *Np*;  $Ng = 1,688 - 1,697$ ). Реже встречается обыкновенная буро-зеленая роговая обманка ( $-2V = 64^\circ$ ;  $Ng = 1,705 \pm 0,002$ ).

В контактах со сланцеватыми породами колпинской свиты и в местах, где обнаруживаются останцы и ксенолиты этих пород, граниты приобретают ориентированную гнейсовидную текстуру и характеризуются относительно высоким содержанием цветных минералов (до 10% и более), отвечая по составу гранодиоритам.

Химический состав гранитов отражен в табл. 26 и на диаграмме химических составов (см. рис. 25).

Обращает на себя внимание то, что биотитовые граниты, взятые из разных, значительно удаленных друг от друга точек плутона, обладают очень выдержанным, практически одинаковым минеральным и химическим составом. Наиболее типичные представители биотит-роговообманковых гранитов также характеризуются устойчивым химизмом. Различия между биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами в общем незначительны. Биотитовые граниты отличаются прежде всего меньшим количеством феррических окислов (параметр  $b$  не превышает 3,7), а также пересыщенностью глиноземом, несколько более высоким содержанием калия ( $n=60-70$ , тогда как в биотит-роговообманковых гранитах  $n > 70$ ) и повышенной общей щелочностью (отношение  $a/c=5,8-10,3$ , а в биотит-роговообманковых гранитах  $a/c=4,8-6,2$ ). Биотитовые граниты близки по химизму к нормальным гранитам, отличаясь несколько меньшими величинами параметра  $v$ . Биотит-роговообманковые граниты отличаются от стандартных типов щелочноземельных гранитов преобладанием в составе щелочей натрия над калием. Общей специфической особенностью биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов является их относительно высокая железистость сравнительно со стандартными типами гранитов, по Р. Дэли.

Таблица 27

Количественно-минеральный состав меланократовых гранитов и гранодиоритов (в объемн. %)

Минерал	№ образца				
	703	707	385	190	166-1
Плагиоклаз	38,8	40	41,5	51,8	53,5
Калишпат	14,2	15	11,5	4,8	7,5
Кварц	37,7	37	41,0	30,0	21,5
Биотит	5,3	3	1,0	2,0	2,0
Роговая обманка	4,0	5	5,0	11,4	15,5

Среди гранитоидных пород всех трех массивов широко распространены меланократовые граниты, приближающиеся по составу к гранодиоритам. Они связаны с охарактеризованными, биотит-роговообманковыми гранитами постепенными переходами, причем роль их закономерно возрастает в южных контактах массивов, обращенных к эффузивно-сланцевым отложениям. Здесь в полях развития неоднородных по составу и строению меланократовых гранитов и тоналитов постоянно встречаются в разной степени переработанные ксенолиты ороговикованных пород, судя по всему, основного состава. Минеральный состав гранитов этого типа очень изменчив (табл. 27).

При сопоставлении данных, приведенных в табл. 25 и 27, видно, что некоторые породы данной группы сближаются по минеральному составу с охарактеризованными гранитами. Крайние же, обедненные кварцем граниты отвечают типичным гранодиоритам (обр. 166-1). В целом эта группа гранитоидов отличается несколько большей основностью (плагиоклаз четко зональный, достигающий иногда в центральных частях зерен состава лабрадора № 50), относительно высокими содержаниями цветных минералов и в общем меньшими количествами кварца и калишпата. Калишпат образует неправильные, причудливой формы зерна, выполняющие промежутки между плагиоклазом и кварцем. Цветные минералы представлены главным образом зеленой роговой обманкой, обладающей повышенной железистостью ( $cNg=13^\circ$ ;  $Ng=1,693-1,708$ ;  $Np=1,680-$

Таблица 28

## Химический состав меланократовых гранитов

Окислы	Содержание, вес. %				Окислы	Содержание, вес. %				
	22	23	24	25		22	23	24	25	
SiO <sub>2</sub>	71,11	73,26	72,76	72,31	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	<i>a</i>	10,9	11,6	11,7	10,0
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,20	0,22	0,42		<i>c</i>	3,2	1,7	2,2	3,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,19	12,60	13,08	12,64		<i>b</i>	6,0	6,2	6,5	7,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,71	0,58	0,56	0,84		<i>s</i>	79,9	80,5	79,6	79,3
FeO	4,01	4,16	4,16	3,93		<i>a'</i>	0,29	21,9	10,0	—
MnO	0,06	0,08	0,12	0,06		<i>f'</i>	73,1	70,2	67,6	57,7
MgO	0,96	0,30	0,89	1,76		<i>m'</i>	26,6	7,9	22,4	38,0
CaO	2,70	1,42	1,90	2,94		<i>c'</i>	—	—	—	4,3
Na <sub>2</sub> O	3,64	4,15	4,10	3,71		<i>n'</i>	72,4	76,1	73,9	91,7
K <sub>2</sub> O	2,11	1,98	2,20	1,51		$\varphi$	9,9	7,7	7,1	9,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,04	0,04	0,08		<i>t</i>	0,4	0,2	0,2	0,4
П. п. п.	0,46	0,89	0,74	0,44		<i>Q</i>	34,7	36,2	33,5	45,5
Сумма	99,44	99,66	100,77	100,64		<i>a/c</i>	3,4	6,9	5,3	3,2
						FeO/MgO	2,75	8,90	5,28	1,53

Примечание. 22 (190) — меланократовый гранит, Ольховский массив, водораздел рек Верхней и Нижней Чинжебы; 23 (703д), 24 (707) — меланократовый грайит, Ничкинский массив, гора Кум; 25 (166-1) — меланократовый гранит, Ольховский массив, р. Нижняя Чинжеба. Анализы 22 и 25 выполнены в химической лаборатории КГУ. Минеральный состав анализированных образцов приведен в табл. 27.

1,693) и густоокрашенным железистым биотитом, акцессорные минералы — магнетитом и цирконом.

По химическому составу меланократовые граниты занимают промежуточное положение между нормальными щелочноземельными гранитами и гранодиоритами, по Р. Дэли (табл. 28); наиболее кислые их разновидности отличаются от нормальных гранитов несколько большим значением параметра *v* и явным преобладанием натрия над калием ( $n > 70$ ), сближаясь в этом отношении с плаггиогранитами. Более основные по составу породы (анализы 22 и 25) приближаются к гранодиоритам, от которых отличаются сравнительно высокими содержаниями кремнезема и меньшим количеством щелочей при доминирующей роли натрия.

В южных же контактах массивов широко распространены, как уже отмечалось, породы, отвечающие по основности, характеру полевых шпатов и количеству темноцветных минералов тоналитам.

Значительно реже такие породы встречаются в северной части массива (северный склон горы Москвы и район Чибижика), на контактах гранитов с более ранними габброидами и диоритами. Вблизи таких контактов гранодиориты иногда сменяются кварцевыми диоритами. Неоднородные меланократовые породы, близкие по составу к кварцевым диоритам, устанавливаются и в Ничкинском массиве, но очень ограниченно, в узких зонах на контактах гранитов с метаморфическими сланцами бахтинской свиты и вблизи останцов более ранних габброидов.

Состав и строение таких гранитоидов повсеместно и очень сильно меняются. В них почти всегда присутствуют в значительной степени переработанные включения вмещающих пород, часть которых дезинтегрируется, утрачивает четкие очертания и преобразуется в шширообразные

темные пятна, придающие породе неоднородный, такситовый облик. Состав меняется от плагиогранитов до диоритов. Наиболее распространенные типы характеризуются примерно следующими соотношениями минералов: плагиоклаза 50—55%, калишпата 0—10%, кварца около 25%, цветных минералов 15—20%, акцессориев (магнетита и апатита) до 1%. Плагиоклаз зональный, меняющийся по основности от олигоклаз-андезина в краях до андезина № 40—45 в центре зерен, в ядрах иногда устанавливается лабрадор № 50—55. Цветные минералы представлены главным образом зеленой роговой обманкой, отличающейся высокой степенью идиоморфизма, и небольшим (до 5%) количеством биотита. Оптические свойства роговой обманки ( $cNg=14^\circ$ ;  $Ng=1,688\pm 0,002$ ;  $Np=1,669\pm 0,002$ ) указывают на повышенную ее железистость.

Химический состав наиболее распространенных типов пород этой группы средний между гранитами и кварцевыми диоритами, по Р. Дэли (табл. 29). От первых они отличаются более высокой основностью и натриевой специализацией щелочей, а от вторых — большими количествами свободного кремнезема ( $Q>20$ ) и меньшими — феррических окислов ( $b<10$ ). Кварцевые диориты рудного поля Чибижекского месторождения сближаются по химическому составу с наиболее измененными разностями порожинских и чебулакских диоритов.

Породы данной группы обычно связаны с охарактеризованными гранитами постепенными и лишь иногда относительно резкими переходами. В общем же эта группа пород достаточно четко отличается от ранее рассмотренных гранитоидов более высокой основностью, большим количеством роговых обманок и очень малыми содержаниями, а иногда и полным отсутствием калишпата. В них иногда обнаруживаются реликты основных пород и признаки альбитизации, биотитизации, окварцевания и

Таблица 29

Химический состав тоналитов и кварцевых диоритов

Оксиды	Содержание, вес. %				Оксиды	Содержание, вес. %				
	26	27	28	29		26	27	28	29	
SiO <sub>2</sub>	67,26	64,40	62,90	63,38	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому					
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,64	0,50	0,69		<i>a</i>	10,4	10,0	10,7	10,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,12	16,52	18,18	16,89		<i>c</i>	4,9	6,3	6,4	5,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,50	1,92	1,23	0,52		<i>b</i>	7,9	8,5	8,8	9,8
FeO	3,92	4,83	3,84	5,10		<i>s</i>	76,8	75,2	74,1	74,4
MnO	0,11	0,17	0,06	0,08		<i>a'</i>	—	—	17,5	17,9
MgO	1,35	1,16	1,36	1,48		<i>f'</i>	64,9	76,3	55,6	56,0
CaO	4,44	5,07	5,12	4,55		<i>m'</i>	29,1	23,5	26,9	26,1
Na <sub>2</sub> O	3,50	3,88	3,85	3,62		<i>c'</i>	6,0	0,2	—	—
K <sub>2</sub> O	1,89	0,88	1,32	1,28		<i>n</i>	73,8	87,0	81,6	81,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	—	0,10	0,16		$\varphi$	16,3	19,6	12,3	4,6
П. п. п.	0,75	1,37	1,02	1,62		<i>t</i>	0,51	0,7	0,6	0,8
Сумма	100,49	100,78	99,48	99,38		<i>Q</i>	27,7	24,1	20,3	23,0
						<i>a/c</i>	2,1	1,6	1,7	1,8
						FeO/MgO	2,23	3,25	2,07	2,1

Примечание. 26 (1344) — гранодиорит, Ольховский массив, правый борт р. Шинды, ниже устья ручья Соновского; 27 (2931) — тоналит, Ольховский массив, район Чибижска (по данным П. И. Ролдугина); 28 (1-2), 29 (11-2) — тоналит, там же (по данным Ю. И. Шеломова). Все анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ.

частичной перекристаллизации, что указывает на возможность образования некоторой их части в результате гранитизации ранних габброидов и, возможно, диоритов.

Таким образом, вся группа гранитоидов Шиндинского плутона от гранитов до тоналитов образует непрерывный ряд пород с постепенными плавными переходами между ними. Эти породы объединяются многими общими особенностями минерального состава и химизма. Все они характеризуются преобладанием плагиоклазов над калишпатом и, соответственно, доминирующей ролью в составе щелочей натрия, фиксируемой химическими анализами. Очень яркой устойчивой особенностью всех гранитов, включая тоналиты, является высокая железистость входящих в их состав темноцветных минералов (биотитов и амфиболов). Это четко проявлено и в их химизме, свидетельствующем о значительно более высокой общей железистости пород по сравнению со стандартными типами гранитов, по Р. Дэли.

В полях развития гранитоидов Шиндинского плутона встречаются дайко- и штокообразные тела гранит-порфиров, аляскитов и мелкозернистых лейкогранитов, представляющих собой группу дополнительных интрузий. Они характеризуются очень высокими содержаниями кремнезема и малыми — феррических минералов, представленных исключительно биотитом, а также относительно высокими содержаниями калишпата. Из рассмотренных ранее гранитоидов они наиболее близки к лейкократовым гранитам.

По химическому составу (табл. 30) эти породы наиболее близки к аляскитам и аплитам, по Р. Дэли. От других гранитоидов плутона они отличаются малыми значениями параметра  $v$  и повышенной щелочностью ( $a/c=7,4-13,1$ ) при активной роли калия ( $n=64$ ).

Таблица 30

Химический состав гранитоидов дополнительной интрузии

Окислы	Содержание, вес. %		Окислы	Содержание, вес. %				
	30	31		30	31			
SiO <sub>2</sub>	74,09	76,08	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому					
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,13						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,71	11,57						
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59	0,50						
FeO	1,89	2,27						
MnO	0,03	0,02						
MgO	0,36	0,21						
CaO	1,51	0,84						
Na <sub>2</sub> O	3,91	3,91						
K <sub>2</sub> O	3,31	3,31						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03						
П. п. п.	0,85	0,64						
Сумма	99,66	99,64				<i>a</i>	13,1	12,9
						<i>c</i>	1,8	1,0
						<i>b</i>	2,9	2,9
						<i>s</i>	82,2	83,2
						<i>a'</i>	—	1,4
			<i>f'</i>	78,5	86,7			
			<i>m'</i>	20,5	11,9			
			<i>c'</i>	1,0	—			
			<i>n</i>	64,2	64,2			
			$\varphi$	17,0	14,3			
			<i>t</i>	0,26	0,13			
			<i>Q</i>	36,7	39,7			
			<i>a/c</i>	7,4	13,1			
			FeO/MgO	3,82	7,32			

Примечание. 30 (757) — гранит-порфир, Ольховский массив, правый борт р. Джеби; 31 (179) — мелкозернистый лейкогранит, Ольховский массив, водораздел рек Верхней и Нижней Чинжебы. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР.



## Дайковые породы

Дайки Шиндинского плутона подразделяются на две группы. К первой относятся дайки, тесно связанные с гранитами и гранодиоритами. Они представлены кислыми породами гранитного ряда: аплитами, фельзитами и фельзит-порфирами, аналогичными по составу охарактеризованным породам группы дополнительных интрузий — аляскитовым гранитам и гранит-порфирам. Шире других развиты аплитовые дайки. Они имеют неправильные, часто ветвящиеся жилкообразные формы и характеризуются пережимами и раздувами; мощности их меняются от нескольких сантиметров до нескольких метров. В контактах аплиты обычно не несут признаков закалки и иногда постепенно переходят в граниты. Количество кислых даек заметно увеличивается в краевых и апикальных частях массивов. В подавляющем большинстве они приурочены к относительно пологим контракционным трещинам, которые свойственны сводам гранитных тел.

Дайки второй группы отличаются значительным петрографическим разнообразием и в общем более высокой основностью слагающих пород. Они внедрялись явно позднее даек первого этапа и характеризуются иными закономерностями размещения, располагаясь в плутоне неравномерно и образуя на отдельных, явно нарушенных его участках закономерно ориентированные рои, прослеживающиеся нередко и за пределами плутона. Все дайки имеют выдержанное, в общем согласное с господствующими структурами района субширотное простирание, крутые, обычно близкие к вертикальным, углы падения и резкие, с ярко выраженными явлениями закалки, контакты. Все это свидетельствует о том, что они формировались, когда плутон уже успел в достаточной мере консолидироваться и был подвержен деформациям разрывного характера с образованием поздней наложенной трещиноватости и дизъюнктивных нарушений, контролирующей размещение подобного типа даек. Отмеченные особенности считаются характерными для жильных пород второго этапа, завершающих формирование сложных гранитоидных комплексов (Коптев-Дворников, Полквой, 1956). О принадлежности данной категории даек к дайкам второго этапа свидетельствуют пространственная их связь с гранитами (максимальное количество даек отмечается в пределах гранитных массивов и в ближайшем их окружении), а также особенности минерального и химического составов пород, указывающие на внедрение даек в еще не полностью остывшие гранитные массивы, а значит, и на незначительный разрыв их во времени с гранитами. Вместе с тем часть рассматриваемых даек, особенно даек основного состава, прослеживается далеко за пределами гранитных массивов и имеет региональное значение. Такие дайки, по-видимому, следует относить к самостоятельным малым интрузиям, по Ф. К. Шипулину (1965).

В целом в составе даек этой группы преобладают габбро-диабазы, диабазы и диабазовые порфириты, реже встречаются авгитовые и лабрадоровые порфириты, широко развиты диорит-порфириты и спессартиты. Среди диоритовых порфиритов встречаются богатые кварцем разновидности, содержащие иногда ксеногенные включения кварца. Характерными особенностями диабазовых, диоритовых и лампрофировых даек, секущих граниты, являются повышенная щелочность и железистость цветных минералов и постоянное присутствие кварца даже в некоторых основных по составу породах, что находит отражение и в химическом составе пород (табл. 31). Все анализы (за исключением первого) указывают на переизбыток пород кремнеземом и относительно высокую их щелочность ( $a/c > 1,0$ ). Эта особенность свидетельствует о близости времени формирования данной группы даек и гранитов, так как повышение активности

Таблица 31

Химический состав пород дайкового комплекса

Окислы	Содержание, вес. %					
	32	33	34	35	36	37
SiO <sub>2</sub>	50,24	56,34	52,63	53,10	61,50	52,17
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,66	0,82	0,88	0,60	0,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,30	14,35	17,25	17,81	15,81	22,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,41	0,53	2,91	1,43	1,30	1,94
FeO	7,45	9,77	6,72	9,41	7,47	5,14
MnO	0,19	0,17	0,17	0,17	0,09	0,13
MgO	10,04	4,69	5,01	3,80	1,76	2,18
CaO	8,77	6,76	7,18	5,76	4,03	10,08
Na <sub>2</sub> O	1,40	2,57	2,62	4,00	3,80	2,90
K <sub>2</sub> O	1,83	1,60	1,25	0,80	1,50	0,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,09	0,10	0,09	0,18	0,09
П. п. п.	5,13	2,08	3,58	2,68	1,27	0,85
Сумма	100,19	99,61	100,24	99,94	99,31	99,85

Числовые характеристики по А. Н. Заварницкому

<i>a</i>	5,8	8,1	8,0	10,5	10,8	8,6
<i>c</i>	6,1	5,7	8,2	7,3	5,0	12,4
<i>b</i>	30,3	20,7	19,6	17,7	12,3	12,7
<i>s</i>	57,8	65,5	64,2	64,5	71,9	66,3
<i>a'</i>	—	—	—	—	6,8	—
<i>f'</i>	28,9	48,4	48,8	61,3	68,6	58,2
<i>m'</i>	56,6	38,8	45,9	38,3	24,6	32,2
<i>c'</i>	14,5	12,8	5,3	0,4	—	9,6
<i>n</i>	53,8	70,9	76,1	88,4	79,4	82,1
<i>φ</i>	4,0	2,2	13,4	7,3	9,2	14,5
<i>t</i>	0,55	0,87	1,2	1,2	0,7	1,0
<i>Q</i>	-2,0	9,1	4,0	0,5	17,2	9,1
<i>a/c</i>	0,9	1,4	1,0	1,4	2,1	0,7
FeO/MgO	0,50	1,25	1,06	1,6	2,78	1,8

Примечание. 32 (1—2) — габбро-диабаз, Ничкинский массив, гора Хайризовый Белок; 33 (675а) — кварцсодержащий диабаз, там же; 34 (931г) — авгитовый порфирит, Ничкинский массив, гора Кум; 35 (674д) — лабрадорный порфирит, Ничкинский массив, гора Хайризовый Белок; 36 (610) — кварцевый диорит-порфирит, там же; 37 (165) — лабрадорный порфирит, Ольховский массив, водораздел рек Верхней и Нижней Чинжебы.

Анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ.

щелочей и кремнезема в послегранитных дайках основного состава обычно объясняется их взаимодействием с еще не полностью остывшими гранитными телами (В. С. Соболев, В. П. Костюк и др.; Изох, 1958).

### Контактовые явления

С самого начала подчеркнем активную роль в контактово-реакционных процессах, связанных с гранитоидами Шиндинского плутона, преобразований магматической стадии, значительные эндоконтактовые изменения гранитов и очевидную зависимость таких изменений от состава вмещающих пород.

В контактах с известняками павловской свиты гранитоиды представ-

лены наиболее устойчивыми по составу биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами. Вблизи контакта граниты обычно несут следы закали, выражающиеся в уменьшении зернистости и усилении порфирированности. Контакты резкие, в известняках иногда устанавливаются признаки деформации (мелкая складчатость и гофрировка, зависящие от формы контакта). Известняки павловской свиты мраморизованы и лишь иногда на участках, где они сочетаются с эффузивными или интрузивными породами основного состава, скарнированы.

Более существенны изменения на контактах с кембрийскими карбонатными отложениями (камешковская свита), включающими, помимо известняков, терригенно-сланцевые, а иногда и туфогенные породы. Согласно описаниям О. М. Шохиной и др. (1967), в северо-западной части Ольховского массива на контактах гранитов с такими отложениями образуется значительная по размерам зона гибридных пород повышенной основности.

Весьма своеобразны изменения гранитов на контактах с чибижекской свитой, в сложении которой принимают участие доломиты и доломитсодержащие известняки. В северо-западной части Ольховского массива, контактирующей с отложениями этой свиты, в гранитах увеличивается содержание калия и, соответственно, несколько повышается общая щелочность. Непосредственный контакт сложный, с многочисленными апофизами гранитов в известняках и доломитах. В. Г. Лазаренковым (1963) установлены в этом контакте явления магматического замещения доломитовых ксенолитов в гранитах с образованием богатых калием аплит-пегматитов, мономинеральных пироксеновых и карбонат-пироксеновых пород и пироксеносодержащих гранитов, возникающих, по его мнению, при обмене компонентами между доломитовыми ксенолитами и вмещающими их гранитами. На контактах апофизы гранитов с доломитами им же описываются зоны доломит-серпентин-диопсид-бруситовых, диопсидовых и плагиоклаз-диопсидовых пород. В северных ольховско-чибижекских контактах массива широко представлены разнообразные по составу скарны. Широкое развитие в составе контактово-реакционных пород участка серпентина и находки хондрита (Ю. А. Кузнецов, 1927) указывают на присутствие в этих контактах высокотемпературных магнетических скарнов магматической стадии, образующихся, как известно, при инфильтрационном и отчасти диффузионном магматическом замещении доломитов (Жариков, 1960; Шабынин, 1961; Шабынин, Заревич, 1967).

В контактах с метаморфическими сланцами бахтинской и песчано-сланцевыми отложениями колпинской свит гранитоиды представлены гнейсовидными тоналитами, в которых обнаруживаются полосы ороговевших, тонко инъецированных сланцев, создающих в отдельных случаях подобие теневых текстур. Породы экзоконтактовой зоны рассекаются дайкообразными телами контаминированных, близких к тоналитам гранитов и наряду с этим инъецируются по сланцеватости тонкими, не имеющими зачастую четких границ жилками гранитного материала. При этом в сравнительно узких, измеряемых десятками метров контактовых зонах возникают своеобразные инъекционные сланцы и гнейсы. Известковистые песчаники и конгломераты колпинской свиты иногда скарнируются.

Наиболее разнообразны и значительны изменения в контактах гранитов с предшествующими им габбро и диоритами, а также с эффузивами осиновской и кизирской свит. Здесь сосредоточена большая часть «пестрых» гранитоидов гибридного облика и повышенной основности. В данном случае различают два вида контактов:

1. Четкие интрузивные с дроблением и последующим инъецированием гранитами вмещающих пород. Граниты в таких контактах претерпеваю:

лишь структурные изменения, становясь более мелкозернистыми и порфировидными, состав же их по существу не меняется. Вмещающие породы преобразуются в плагиоклаз-пироксеновые и плагиоклаз-амфиболовые роговики, иногда скарнируются. Такие контакты свойственны Подпорожному гранитному массиву и аляскитовым гранитам нижнего течения р. Шинды, принадлежащим, по-видимому, к группе дополнительных интрузий. Непосредственно контактирующие с гранитами габбро Верхнечинжебинского останца подвергнуты дроблению и инъецированы гранитами, преобразуясь в породы, напоминающие по виду эруптивную брекчию (рис. 28). Резкие рвущие контакты гранитов с габбро характерны также для Московского и Хайрюзовского участков.

2. Неясные, расплывчатые контакты гранитов с габбро, эффузивами и особенно диоритами. По существу это зоны контактово-реакционных пород с широким развитием явлений гранитизации.

Вулканогенные породы преобразуются в сравнительно неширокой, редко превышающей первую сотню метров, приконтактной полосе в пироксен-амфибол-плагиоклазовые роговики, а на отдельных, еще более ограниченных, участках — в амфиболиты ранней стадии контактового метаморфизма, сходные с меладiorитами эндоконтактных зон гранитных тел. В эндоконтактах гранитных массивов многочисленные ксенолиты ороговикованных и амфиболизированных пород, подвергаясь гранитизации, частично дезинтегрируются и «растворяются» в гранитном материале. При этом образуется «пестрая» гамма неоднородных, такситового сложения пород, обладающих неустойчивой, но в целом повышенной, сравнительно с исходными гранитами центральных частей массивов, основностью и меланократовостью (рис. 29).

Габбро и диориты подвергаются на контактах с гранитами амфиболизации и биотитизации, а в ходе дальнейших преобразований — окварцеванию и параллельно развивающейся деанортитизации плагиоклазов; в отдельных, сравнительно редких, случаях они калишпатизируются, при этом происходит растворение темноцветных минералов, осветление и общее покисление породы. Такие преобразования иногда сопровождаются

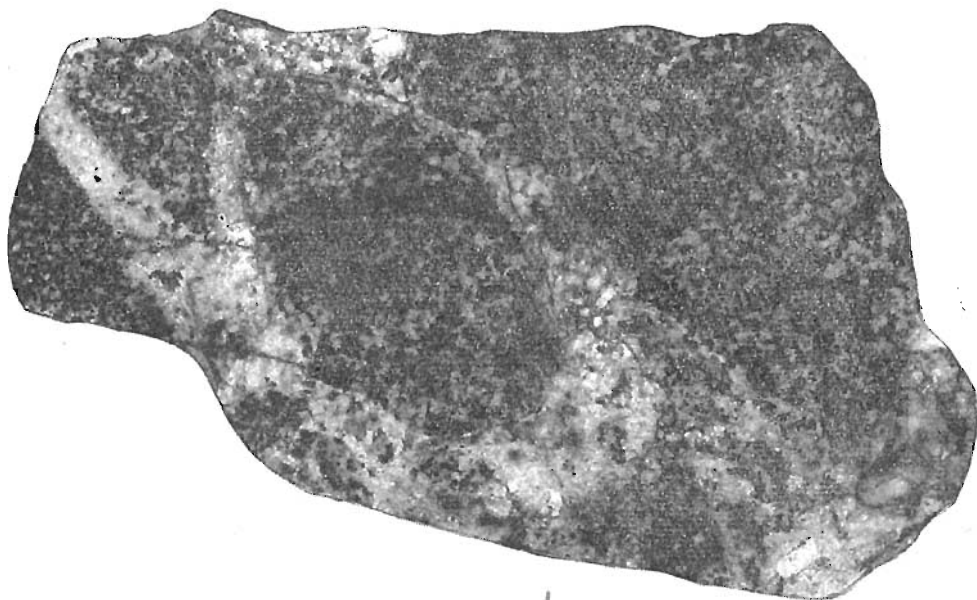


Рис. 28. Инъекционные жилы гранита (светлые) в габбро. Верхнечинжебинский останец. Нат. вел.

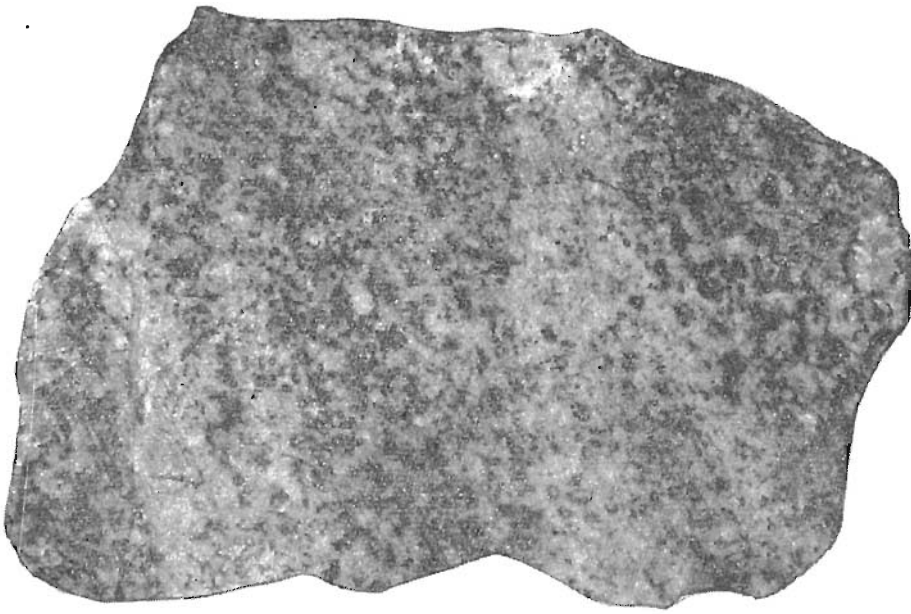


Рис. 29. Гранитизированное габбро такситового сложения. Нат. вел.

частичной и, реже, полной перекристаллизацией с образованием гранобластовых структур и реакционных метасоматических гранофигов, в которых устанавливаются реликты исходных пород<sup>1</sup>.

Все это по характеру отвечает процессу гранитизации, причем такому его варианту, когда растворение исходного материала идет не до конца и в гранитизированных породах сохраняются реликты минералов, а иногда и структур исходных пород. Такие явления неполного замещения считаются характерными для случаев, когда вмещающие породы состоят из компонентов гранита, но состав их существенно отличается от эвтектического, т. е. когда они представлены, как в нашем случае, магматическими породами основного состава (Д. С. Коржинский; Ю. А. Кузнецов, 1964).

Постмагматические изменения на контактах с гранитами выражены преимущественно в скарнировании вмещающих пород. Скарны северо-западных контактов Ольховско-Чибижекского гранитного массива детально изучены и обстоятельно описаны Ю. А. Кузнецовым (1927), А. Я. Булыгинниковым (1927), Д. А. Тимофеевским и др. Наиболее распространенные их разновидности состоят из встречающихся в разных комбинациях и различных соотношениях гранатов (андрадитового состава), пироксенов (диопсида и, реже, салита), амфиболов и эпидота. Здесь же, в северных контактах Ольховско-Чибижекского массива, встречаются уже упоминавшиеся оливин- и серпентинсодержащие скарны, которые, по-видимому, следует относить к магнезиальным скарнам магматической стадии.

Гранитоиды Шиндинского плутона сопровождалась весьма значительными по масштабам и интенсивности гидротермальными процессами (анкеритизацией, окварцеванием, серицитизацией, березитизацией и хлоритизацией), затронувшими породы как экзо-, так и эндоконтакта. Эти процессы обстоятельно рассмотрены О. И. Шохиной и др. (1967) на примере тех же северо-западных контактов Ольховско-Чибижекского интрузива.

<sup>1</sup> Более подробно эти явления рассмотрены при описании предгранитных габбро и диоритов.

## Происхождение пород плутона

Рассмотренные особенности внутреннего строения и состава гранитных массивов и связанных с ними контактово-реакционных процессов свидетельствуют о сложном способе их формирования. Сочетания явно интрузивных форм ряда тел и контактов с широким развитием в приконтактных частях явлений гранитизации и магматического замещения, а также очевидная зависимость состава гранитоидов эндоконтактных зон от состава вмещающих пород свидетельствуют о совмещении в данном случае механизма внедрения гранитных расплавов с процессом магматического замещения, ведущим к гранитному магмообразованию в местах становления массивов. Роль и соотношения этих механизмов могут быть различными. При условии главенствующего значения процессов магматического замещения и формирования гранитных массивов «in situ» выявляющиеся в ряде случаев интрузивные формы гранитных тел имеют второстепенный характер, отражая лишь местные, незначительные по масштабам перемещения гранитных расплавов. Если же признать ведущим механизм внедрения гранитной магмы, то, наоборот, описанные явления магматического замещения следует считать локальными, приконтактовыми.

На наш взгляд, имеется больше данных в пользу второго предположения. Об этом свидетельствует прежде всего узко локальный характер явлений гранитизации и магматического замещения, которые прослеживаются на сравнительно небольшие расстояния от контактов. Обращают на себя внимание относительно малые масштабы экзоконтактных изменений (мощность зоны контактовоизмененных пород — роговиков, мраморов, амфиболитов, скарнов и других — колеблется в подавляющем большинстве случаев в пределах нескольких десятков метров, очень редко и незначительно превышая первую сотню метров), тогда как в случае образования столь значительных по размерам автохтонных гранитных массивов следует ожидать намного более широкие и интенсивные изменения вмещающих пород с образованием обширных полей роговиков, амфиболитов, гранитизированных (диоритизированных) пород, возникающих на ранних (подготовительных) стадиях этого процесса. «Пестрые» по составу контамированные разности гранитов также распространены ограниченно, слагая только эндоконтактные зоны массивов, главные по объему внутренние части которых сложены в общем устойчивыми по составу биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами. Кстати, последние образуют в ряде случаев отчетливо интрузивные небольшие по размерам тела, очень мало меняющиеся даже в контактах (Подпорожный массив). Кроме того, в пределах плутона устанавливаются явно внедренные дополнительные интрузивы лейкогранитов, близких по составу к ведущим, наиболее устойчивым разностям гранитов главных массивов.

Исходя из всего сказанного, мы склонны думать, что гранитные массивы Шиндинского плутона в основном интродированы, однако в ходе их становления в зоне контактов и особенно в кровле массивов имели место значительные по масштабам процессы гранитизации вмещающих пород, сопровождавшиеся магматическим замещением последних и расширением за счет этого интрузивной камеры. Данные процессы протекали, по-видимому, при активном участии сквозьмагматических растворов, без которых подобные преобразования в контактах гранитных массивов вряд ли были бы возможны. В таком виде все это отвечает по характеру процессу локального инфильтрационно-диффузионного магматического замещения, по Д. С. Коржинскому и В. А. Жари-

кову. В. А. Жариков (1960) обращает внимание на то, что контактово-реакционные процессы с доминирующим значением диффузионного магматического замещения по существу идентичны широко известным и обстоятельно рассмотренным в петрографической литературе процессам ассимиляции и гибридизации при условии участия в них летучих. Действительно, рассмотренные нами явления в ряде случаев очень напоминают процессы гибридизации и ассимиляции, фундаментально описанные на примере гранитных интрузий Центрального Казахстана В. С. Коптевым-Дворниковым (1953), который, кстати, также подчеркивает необходимость участия в них летучих, способствующих газовому переносу компонентов.

Таким образом, формирование гранитоидных массивов Шиндинского плутона, по-видимому, связано с внедрением в ослабленную зону нарушений, оперяющихся с юга Восточно-Саянский, или Дербинский, глубинный разлом гранитного расплава. Камерное пространство могло возникнуть различными путями. Согласно А. Д. Шелковникову (1964), гранитный расплав внедрялся вдоль пологой поверхности структурного несогласия между вулканогенно-осадочными отложениями нижнего и среднего кембрия, с одной стороны, и средне- или верхнекембрийскими эффузивами кизирской свиты — с другой, образуя при этом уплощенные интрузивные залежи (массивы отслоения). Г. С. Федосеев (1969), исходя из представлений о форме плутона как сложного батолитообразного (не менее 6 км мощностью) тела, приуроченного к участку, разбитому на многочисленные в различной степени перемещенные блоки, пришел к выводу об образовании камерного пространства путем обрушения кровли гранитных массивов и оседания отдельных блоков, место которых занималось соответственно гранитным расплавом. Для плутона в целом, особенно для восточных массивов, прорезающих всю многокилометровую толщу протерозойских и кембрийских отложений, включая кизирскую свиту, более реально, на наш взгляд, второе предположение. Вместе с тем, учитывая сложную форму гранитных массивов и значительную изменчивость их контактов, нельзя исключить возможность распространения гранитного расплава и в горизонтальном направлении вдоль поверхностей структурного несогласия отдельных свит. Такие явления свойственны, вероятно, северо-западным контактам Ольховского массива, где, по данным разведочного бурения, фиксируются иногда пластовые внедрения гранитов. Однако и здесь, как это показал А. М. Хазагаров (1963), в целом преобладают сложные секущие контакты, в одних случаях погружающиеся в сторону вмещающих пород, а в других — в сторону массива. Внедрение гранитов и в северных контактах контролируется, по данным этого автора, главным образом крутопадающими дизъюнктивными нарушениями.

Формировавшая массивы магма была, по-видимому, близка по составу к наиболее устойчивым и распространенным разновидностям гранитоидов — биотит-роговообманковым гранитам. Последние же, как это было показано, характеризуются высоким содержанием кремнезема и сравнительно низким содержанием щелочей (особенно калия), сближаясь в этом отношении с плагиогранитами и тоналитами. В ходе контактово-реакционных процессов, которые проходили с участием сквозьмагматических растворов и сопровождались локальным инфильтрационно-диффузионным магматическим замещением вмещающих пород с разрастанием интрузивной камеры и усложнением ее границ, состав гранитоидов в эндоконтактной зоне менялся в зависимости от состава пород окружения. При этом в северо-западной части плутона на контактах с доломитсодержащей толщей (чибижекская свита) возникли граниты относительно повышенной щелочности с заметно большими количествами ка-

лия, достигающими, а иногда и превышающими содержания натрия. На контактах с более ранними габбро и диоритами, а также с вмещающими вулканогенно-осадочными отложениями кизирской и ссиновской свит (преимущественно ожные контакты) проявились весьма неоднородные и изменчивые по составу, но в целом более основные и меланократовые разновидности гранитоидов (меланократовые граниты, гранодиориты, тоналиты и т. п.). На контактах с известняками (северо-западная часть Ольховского массива, Ничкинский массив и т. п.) эндоконтактные зоны, как правило, невелики, а изменения состава пород в общем незначительны.

Особо следует остановиться на соотношении гранитов плутона с предшествующими им интрузиями габбро и диоритов. Большинство исследователей объединяют эти породы в один многофазный комплекс. К интрузиям первого этапа относятся при этом небольшие тела габбро, к главной, господствующей, второй фазе — пестрые по составу массивы диоритов и гранитов, в составе которых большая роль отводится гибридным породам, и к третьей, завершающей, — мелкие дополнительные интрузивы лейкогранитов и адамеллитов. В такой интерпретации вся эта ассоциация, как и другие подобные комплексы, нередко считается производной базальтоидного магматизма.

Против такой трактовки ольховского и ему подобных комплексов решительно выступил А. Д. Шелковников (1964, 1966), который связывает образование таких ассоциаций, включая габбро и диориты, исключительно с гранитоидным магматизмом. Соответственно все разнообразие пород комплекса он объясняет процессами ассимиляции и гибридизма, сопровождавшими внедрение гранитного расплава и становление гранитных массивов. К аналогичному выводу также пришли, правда, по ограниченному материалу очень небольшой северо-западной части плутона, лишенной главных принципиально важных участков развития габбро и диоритов, О. И. Шохина, Г. В. Филиппов и В. М. Ярошевич (1967).

Изложенные данные по Шиндинскому плутону свидетельствуют об обособленности габбро и диоритов, с одной стороны, и гранитов — с другой. Ранее было показано, что диориты и особенно габбро образовывали самостоятельные, явно предгранитные интрузивные тела, которые вступали впоследствии во взаимодействие с сформировавшимися позднее гранитами на правах вмещающих более ранних образований. Эти группы пород явно отличаются спецификой минерального состава и геохимии (см. рис. 25). Характеризуя гранитоиды, мы подчеркивали, что граниты и связанные с ними гибридные породы отличаются необычно высокой железистостью темноцветов, тогда как в габбро и большинстве диоритов железистость фемических минералов, как правило, обычная. Эта особенность ясно выражена и в химизме пород. Граниты, как это следует из химических анализов валовых проб (см. табл. 26, 28, 29), характеризуются намного более высокой, сравнительно со стандартными типами гранитоидов, общей железистостью (отношение  $FeO/MgO$  колеблется от 2 до 11, составляя в среднем около 5). Общая железистость габбро отвечает стандартным типам этих пород, диориты в одних случаях обладают нормальной железистостью, а в других — более высокой, близкой к гранитам. На диаграмме, учитывающей функциональную зависимость общей железистости магматических пород от содержания в них кремнезема (Литвинов, Соломин, 1967), габбро и диориты Шиндинского плутона четко отделяются от гранитоидов (рис. 30). Габбро плутона располагаются около вариационной линии, отвечающей средним типам пород, по Р. Дэли. Диориты в одних случаях также группируются около этой линии, а в других отступают от нее далеко

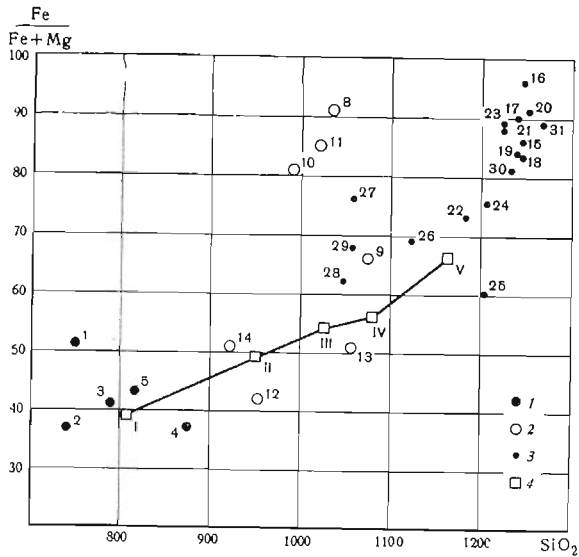


Рис. 30.

Диаграмма железистости интрузивных пород габбро-норитового комплекса и гранитоидов района Шиндинского плутона

- 1 — габбро-диориты, габбро-нориты и габбро;  
 2 — кварцевые диориты и диориты;  
 3 — граниты, гранодиориты и тоналиты;  
 4 — стандартные типы пород (I — габбро, II — диориты, III — кварцевые диориты, IV — гранодиориты, V — граниты).

Номера фигуративных точек соответствуют номерам анализов на сводной петрохимической диаграмме (см. рис. 25)



вверх, оказываясь в поле высокожелезистых пород. Граниты полностью располагаются выше средней линии в поле крайних высокожелезистых кислых пород (тип гранитов рапакиви).

Химизм гранитов, диоритов и габбро различен и в целом. При рассмотрении сводной петрохимической диаграммы (см. рис. 25) видно, что габбро обособляются в виде достаточно компактной группы векторов в нижней части диаграммы. Они отвечают по химизму породам нормальных известково-щелочных серий, их состав очень близок к стандартным типам габбро, норитов и оливиновых габбро, по Р. Дэли. Граниты же явно отличаются от нормальных щелочноземельных типов пород меньшим количеством щелочей и прежде всего калия при относительно высоких содержаниях кремнезема, причем эта особенность свойственна всем породам группы гранитоидов.

Значительно варьирует химический состав кварцевых диоритов, наиболее основные разности которых близки к кварцевому габбро, по Р. Дэли, а кислые — к тоналитам. Для них характерно сочетание относительно высокой основности с постоянной и весьма значительной избыточностью кремнезема.

Данные по содержаниям элементов-примесей в гранитоидах Шиндинского плутона, в догранитных габбро и в диоритах не свидетельствуют о родственности и преемственности их геохимических черт. Никаких существенных отклонений от средних (кларковых) содержаний элементов-примесей (по А. П. Виноградову), которые бы указывали на геохимическую общность гранитоидов и предшествующих им ранних габбро, не фиксируется (Поляков и др., 1965а).

Основываясь на проведенных сопоставлениях, мы разделяем предгранитные габбро и гранитоиды Шиндинского плутона на самостоятельные интрузии, образующие вместе с дайковой свитой основных и среднеосновных пород единую сложную габбро-гранитную серию, состоящую из догранитного комплекса габбро и диоритов и собственно гранитоидного (ольховского) комплекса. Соотношения этих комплексов меняются и в ряде случаев бывают существенно различными, в связи с чем иногда кардинально изменяется и характер всей ассоциации, что иллюстрируется ниже на примерах аналогичных образований в соседних районах.

## КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДРУГИХ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ

Соседними с Шиндинским являются Канзыбинский и Кордовский массивы, расположенные соответственно северо-западнее и юго-западнее от него (см. рис. 23).

Канзыбинский массив находится на северо-западном продолжении Шиндинского плутона, в пределах той же антиклинальной структуры, прерывающейся несколько западнее девонскими вулканогенными отложениями северо-восточного обрамления Минусы. Он отделен от Шиндинского плутона узкой перемычкой вмещающих пород, едва достигающей по ширине 4 км, и проявляется так же, как другие массивы этого плутона, представляя собой, по-видимому, составную часть последнего или его крупный спутник.

Вместе с тем этот массив до сих пор рассматривался изолированно от Шиндинского, причем некоторые исследователи (Шелковников, 1962) выделяют его из ольховского комплекса вообще, относя к более молодому (предположительно девонскому) буюдзульскому комплексу гранитов и сиенитов. Основанием для этого послужили: наличие в контактах массива значительной по запасам Краснокаменской группы магнетитовых месторождений, сопровождающих в районе обычно интрузии ирбинско-краснокаменского (буюдзульского) комплекса, присутствие в южной части массива сиенитов ирбинского типа и, наконец, несколько повышенные в некоторых разностях канзыбинских гранитов содержания калия, тогда как гранитам ольховского комплекса свойственна в целом натриевая специализация щелочей.

Исследования последних лет по существу устранили все эти аргументы и дали ряд новых бесспорных, на наш взгляд, доказательств в пользу принадлежности Канзыбинского массива к ольховскому комплексу. Прежде всего исследованиями, проведенными Г. А. Крутовым, А. В. Миловским, О. В. Кононовым и другими, установлено, что известные в южных контактах массива сиениты горы Красный Камень по геохимическим особенностям действительно идентичны имирским эффузивам и должны относиться к девонскому субвулканическому комплексу гранитов и сиенитов (ирбинский комплекс). В то же время сиениты горы Красный Камень резко отличаются от гранитов и диоритов собственно Канзыбинского массива, которые намного ближе в этом отношении к ольховским гранитоидам (Миловский, 1962; Миловский и др., 1966). В тех же работах и в статье Р. А. Виноградовой и О. В. Кононова (1966) главнейшие месторождения Краснокаменской группы — Рудный Каскад и Одиное — связываются генетически с сиенитами горы Красный Камень и отрываются, таким образом, от более ранних гранитов и диоритов Канзыбинского массива. Кроме того, детальные петрографические исследования северо-западной части Шиндинского плутона (Поляков и др., 1965а; Корель, 1966а; Шохина и др., 1967) показали, что в соседней с Канзыбинским массивом части Шиндинского плутона также встречаются калиевые разности гранитов, аналогичные по химическому составу канзыбинским. Если принять все это во внимание, то собственно Канзыбинский диорит-гранитный массив (без краснокаменских сиенитов) оказывается непохожим по набору пород и особенностям их состава на интрузивы ирбинского субвулканического комплекса гранитов и сиенитов. В то же время он тождествен северо-западной части Шиндинского плутона ольховского комплекса. Такой вывод хорошо подтверждается данными абсолютного возраста гранитов и диоритов Канзыбинского и гранитоидов Шиндинского массивов, свидетельствующими об их одновозрастности. Наконец, геофизические данные (Пучков, 1965) позволяют предполагать возможность слияния на глубине Шиндинского и

Канзыбинского массивов, которые, как уже отмечалось, разделены на поверхности всего 4-километровой перемычкой вмещающих пород.

Состав и строение Канзыбинского интрузива рисуется большинством исследователей (Г. В. Шубин; Пан, 1959; Корель, 1966а; и др.) следующим образом. Массив залегает в вулканогенно-осадочных отложениях осиновской и кизирской свит. Он имеет изометричную в плане форму и сравнительно небольшие размеры, занимая площадь около 90 км<sup>2</sup>. По мнению большинства исследователей, это секущее дискордантное штокообразное тело. В юго-восточной и северной окраинах массива в районе Краснокаменской группы скарново-магнетитовых месторождений развиты «пестрые» по виду и составу основные и среднеосновные породы, среди которых описываются кварцевые габбро, габбро-диориты, кварцевые авгитовые диориты, авгитовые диорит-порфириды, сиенито-диориты и монцониты. Эти породы характеризуются весьма невыдержанным составом и неоднородным строением; по характеру они очень похожи на гибридные образования и обычно рассматриваются как продукты взаимодействия гранитоидной интрузии с вмещающими породами. По нашим наблюдениям, среди этих пород имеются самостоятельные предгранитные габбро и диориты, по-разному и в различной степени преобразованные под воздействием более поздних гранитов Канзыбинского массива и сиенитов горы Красный Камень, появляющихся в маломощных дайкообразных телах на глубоких уровнях рудной зоны Краснокаменских месторождений.

Главная, центральная, часть массива сложена относительно однородными порфировидными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, достигающими в отдельных случаях состава адамеллитов и, значительно реже, гранодиоритов. Канзыбинские граниты характеризуются в большинстве случаев примерно равными количествами калия и натрия и наиболее сходны в этом отношении с гранитами западной части Ольховского массива (Шиндинский плутон). В полях порфировидных гранитов отмечаются небольшие дайкообразные тела аляскитов, аплитов и пегматитов. Другая, более поздняя, группа даек представлена диабазами, диорит-порфиридами и лампрофирами.

Обращает на себя внимание относительная однородность и устойчивость состава гранитов центральной части массива, резко отличных от пород группы габбро и диоритов. Промежуточные связующие их разности — кварцевые сиенито-диориты и монцониты — образуются, по нашему мнению, в результате процессов локальной приконтактной гранитизации габбро и диоритов. Особенно хорошо это видно в корневых частях рудной зоны месторождения Рудный Каскад, на чем мы остановимся в дальнейшем особо при рассмотрении этого месторождения и описании сиенитов Краснокаменского интрузива. Обособленность и резкие различия в составе габбро и диоритов, с одной стороны, и гранитов — с другой, привели большую часть исследователей Канзыбинского массива к выводу о формировании его путем последовательных внедрений вначале магмы среднеосновного, а возможно, и основного состава, а затем кислого — гранитоидного.

Большими отличиями характеризуется Кордовский гранитоидный массив, расположенный также недалеко от Шиндинского, но в существенно иной структурной обстановке. Этот массив находится южнее Артемовской (Ничкинской) мегантиклинали в пределах Кизирской промежуточной зоны, отличающейся более сложной складчатостью, резкой фациальной изменчивостью и существенно вулканогенным составом слагающих толщ. Вмещают массив вулканогенно-осадочные отложения осиновской и кизирской свит; в юго-западной части он перекрывается нижнедевонскими эффузивами имирской свиты и прорывается девонской субвулканической граносиенитовой интрузией ирбинского комплекса

(см. рис. 23). В плане это слегка удлиненное в широтном направлении тело площадью около 300 км<sup>2</sup>. В разрезе, согласно данным А. Д. Шелковникова (1964), оно представляет собой лакколитообразную интрузивную залежь, сформировавшуюся на границе эффузивов кизирской свиты и подстилающих нижнекембрийских вулканогенно-осадочных отложений.

В массиве преобладают значительно варьирующие по составу диориты (обычно кварцевые), насыщенные многочисленными, в различной степени измененными и переработанными ксенолитами основных эффузивов. В северной части массива А. Д. Шелковниковым отмечаются более основные разности пород, отвечающие габбро-диоритам. Относительно однородные диориты устанавливаются в Мульгинском интрузиве, по-видимому, связанном с Кордовским. Граниты играют резко подчиненную роль. Они встречаются лишь в мелких дайкообразных телах (иногда с нечеткими расплывчатыми контактами и раздувами) среди диоритов и могут расцениваться как многочисленные, но в целом мелкие инъекции гранитного материала, вступающего во взаимодействие с диоритами, а также с вмещающими их эффузивами, образуя «пестрые» инъекционные и гранитизированные породы гибридного облика. Таким образом, Кордовский массив является диоритовым телом, граниты же в данном случае либо вообще не получили достаточно полного развития, либо представляют собой надапикальную часть более крупного не вскрывшегося гранитного плутона, залегающего в основном на большей глубине.

Группа гранитоидных массивов, относящихся к ольховскому комплексу, известна в бассейне р. Казыр. К ним относятся Убинский, Базыбайский, Вознесенский, Яшинский и Карахемский плутоны, кратко охарактеризованные А. Д. Шелковниковым (1964), по данным которого они преимущественно и описываются в дальнейшем.

Наиболее крупный из этих массивов — Убинский (около 600 км<sup>2</sup>) — располагается в нижнем течении р. Казыр, в пределах Сретенско-Таятской структурно-фациальной зоны, сходной, по данным А. А. Моссаковского (1963б), с Артемевской мегантиклиналью. Эта изометричная по типу структура сложена, как и аналогичная ей Артемевская, преимущественно карбонатно-терригенными свитами нижнего и среднего кембрия. Соответственно этот массив, как и приуроченный к Артемевской мегантиклинали Шиндинский, помимо крупных размеров, отличается преобладающей ролью гранитоидов в составе слагающих пород при подчиненном значении диоритов и габбро-диоритов. Так, по данным А. А. Крингель и А. И. Анатольевой, в центральной части массива доминируют биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты. Западная часть сложена гранитами, обладающими преимущественно натровой специализацией, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами. А. Д. Шелковниковым (1964) отмечаются в экзоконтактах массива штокообразные тела роговообманковых габбро и габбро-диоритов.

Базыбайский плутон, расположенный в среднем течении р. Казыр, в пределах Базыбайского докембрийского выступа, представлен несколькими разобщенными и различными по составу массивами, общая площадь которых составляет около 500 км<sup>2</sup>. Вмещающий метаморфический комплекс пород представлен гранат-биотитовыми и амфиболовыми сланцами, слюдяными кварцитами, мраморами, гнейсами и амфиболитами, которые одними исследователями (Савельев и др., 1966) относятся к докембрийским образованиям, а другими — к глубоко метаморфизованным нижнекембрийским отложениям.

Для Базыбайских массивов характерно в целом преобладание диоритов, значительная часть которых, например среднезернистые кварц-биотитовые диориты района Базыбайского порога, очень напоминают

диориты Шиндинокского плутона. Наряду с этим широко распространены мелкозернистые гнейсовидные диориты, образующиеся при диоритизации (гранитизации) кристаллических сланцев<sup>1</sup>. Граниты, как и в Кордовском массиве, слагают небольшие инъекционные тела и участки гранитизации в полях диоритов, причем доля их участия в строении Базыбайского плутона еще меньшая, чем в Кордовском. Зато в данном случае относительно хорошо сохранились интрузивные породы основного состава, среди которых выделяются как наиболее распространенная и типичная разновидность кварц-биотитовые габбро-нориты, очень сходные с породами близлежащих стратифицированных габбровых массивов — Канатикского, Осередка и др. В районе горы Базыбай ими слагаются отдельные участки (останцы) в полях среднезернистых диоритов.

Прежде эти габброиды относились к первой фазе сльховского гранитоидного комплекса; такого мнения некоторые исследователи (В. М. Чаиркин, Р. Ш. Залылеев и др.) продолжают придерживаться и сейчас. А. А. Савельев, Е. А. Шнейдер и Б. П. Зубкус, исходя из особенностей состава и четко выраженной стратиморфности массива горы Осередок, с породами которого сходны эти габброиды, выделили их в самостоятельный габбровый комплекс булжинского типа. Отношение габбровых интрузий к гранитоидам ольховского комплекса ими не определяется. Однако, если учесть, что эти интрузии прежде относились (а некоторыми исследователями и сейчас относятся) к первой фазе гранитоидного комплекса, их следует считать более ранними, догранитными. Об этом свидетельствуют наблюдавшиеся нами ксенолитообразные останцы измененных габбро-норитов в полях диоритов, появление в габбро-норитах эпигенетических биотита и кварца, а также перекристаллизация кварцевых габбро-норитов с образованием на отдельных участках гранобластовых структур.

Остальные из упоминавшихся массивов — Вознесенский, Яшинский, Падунский, Кара-Хемский и ряд других более мелких — располагаются в верхнем течении р. Казыр в восточной части Кизирской промежуточной зоны. Согласно данным А. Д. Шелковникова, все они характеризуются в общем сходным набором пород, среди которых преобладают диориты, кварцевые диориты; гранодиоритам, тоналитам и гранитам принадлежит в общем подчиненная роль. В экзоконтактах Кара-Хемского массива отмечаются габбро-диориты и пироксен-роговообманковые габбро. Здесь же недалеко появляются габбровые массивы казырского комплекса.

В целом рассмотренные примеры свидетельствуют о том, что характер представляющих ольховскую серию габбро-гранитных ассоциаций закономерно меняется в зависимости от структурных условий. В пределах изометричных структур типа внутригеосинклинальных поднятий проявляются относительно крупные, существенно гранитоидные плутоны; предгранитные же габбро и диориты слагают при этом небольшие тела, расположенные в экзоконтактах плутонов, и играют в целом резко подчиненную роль. В пределах промежуточных зон большое значение приобретают габбровые и в особенности «пестрые» диоритовые интрузии, тогда как граниты развиты намного слабее.

---

<sup>1</sup> Не исключено, что такие мелкозернистые гнейсовидные диориты относятся к более древнему комплексу.

## ВОЗРАСТ ПОРОД ОЛЬХОВСКОЙ СЕРИИ

Возрастные границы ольховской серии устанавливаются по геологическим данным в широком диапазоне: от среднего кембрия до силура. Бесспорно доказан прорыв принадлежащими к ней массивами вулканогенно-осадочных отложений кнышинско-ирбинской, осиповской и монсевской свит, содержащих переходную фауну от нижнего (еланский горизонт) к среднему (амгинский ярус) кембрию (Мусатов, Немировская, 1961; Поляков, 1958).

Гранитоиды Шиндинского плутона прорывают и метаморфизуют эффузивы кизирской свиты. Непосредственные взаимоотношения последней с предгранитными габбро и диоритами не установлены. Если отнести в эту группу диориты Кордовского и Мульгинского интрузивов, то время формирования диоритов также можно считать более поздним относительно кизирской свиты. Однако содержание и особенно возраст самой кизирской свиты еще недостаточно ясны. Если принять наиболее реальный из предполагаемых среднекембрийский ее возраст, то все породы ольховской серии оказываются послесреднекембрийскими. Верхняя же возрастная граница определяется нижним девонем на основании трансгрессивного налегания на ольховские гранитоиды нижедевонских вулканогенных отложений окраин Минусинского прогиба. Других надежно датированных отложений в интервале от среднего кембрия до нижнего девона в районах развития интрузий ольховской серии нет.

В связи с этим большое значение приобретают радиологические данные, позволяющие существенно уточнить возраст ольховских гранитоидов. По нашим материалам проведено 11 определений их абсолютного возраста калий-аргоновым методом по биотиту. Исследовались граниты и тоналиты Шиндинского плутона, граниты и диориты Канзыбинского и диориты Кордовского массивов. Определения проводились в различных лабораториях — в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте (Магадан), в Лаборатории геологии докембрия АН СССР (Ленинград) и в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (Новосибирск), причем перекрестные определения одинаковых проб в разных лабораториях дали очень близкие результаты (исходные данные и результаты определений отражены в табл. 32).

При анализе этих данных видно, что сходство цифр, полученных по разным пробам в каждой лаборатории, очень хорошее и находится в пределах точности метода (для раннепалеозойских пород допустимые отклонения составляют  $\pm 20$  млн. лет). Расхождения в определениях различными лабораториями возраста одних и тех же проб также в общем незначительны и объясняются различием примененных методов анализа и расчетов. При пересчете данных разных лабораторий по одним формулам и константам цифры сближаются. При этом определения Северо-Восточного института и Лаборатории геологии докембрия практически повторяют друг друга. Сохраняются систематические отклонения в сторону удешевления возраста в определениях Института геологии и геофизики, которые проводились по методике изотопного разбавления аргоном воздушного состава с замером изотопных отношений на двойном радиочастотном масс-спектрометре. Как показал опыт, при таком определении радиогенного аргона получаются значения цифр в среднем на 4% выше значений, полученных объемным методом. Если это учесть, то данные, полученные в лаборатории Института геологии и геофизики, также совпадают с данными двух других лабораторий.

Сопоставление цифр абсолютного возраста гранитоидов (включая лейкократовые граниты) и диоритов показывает, что радиологически разница во времени их формирования не устанавливается, так как, по-

Таблица 32

## Абсолютный возраст пород ольховского комплекса

Массив	Порода	№ пробы	№ определения	Содержание, г/г			$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет
				K	$K^{40} \cdot 10^{-6}$	$Ar^{40} \cdot 10^{-6}$		
Шиндинский	Лейкократовый биотитовый гранит	715	1	0,0516	6,30	20,50	0,0325	485
			2	0,061	7,44	25,73	0,0346	537
	Биотит-роговообманковый гранит	914	3	0,0391	4,77	15,80	0,0331	495
			4	0,035	4,27	15,54	0,0364	561
	Тоналит	1344	5	0,06	7,32	22,50	0,0308	465
			6	0,057	6,954	24,30	0,0249	541
Канзыбинский	Гранит	547	7	0,0691	8,43	28,60	0,0339	505
			8	0,066	8,052	30,57	0,0380	583
	Кварцевый диорит	PK-50	9	0,0639	7,79	24,60	0,0316	475
Кордовский	Диорит	PK-55	10	0,0414	5,05	16,50	0,0327	518
		PK-56	11	0,0522	6,37	21,60	0,0340	537

Примечание. Определения 1, 3, 5, 7, 9 проведены в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте и рассчитаны по уравнению:

$$t = \frac{\lg \left( \frac{Ar^{40}}{K^{40}} \cdot 9,0 + 1 \right)}{2,2866} \cdot 10^{10} \text{ лет.}$$

$\lambda_{\beta} = 4,68 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>,  $\lambda_{\kappa} = 0,585 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>,  $K^{40} = 0,0122$  вес.% K (Фирсов, 1960).

Определения 2, 4, 6, 8 сделаны в ИГиГ СО АН, а определения 10, 11 — в Лаборатории геологии докембрия АН СССР по формуле:

$$t = 4363 \left[ \lg \left( \frac{Ar^{40}}{K^{40}} + 0,1056 \right) + 0,9765 \right] \text{ млн. лет,}$$

$\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>,  $\lambda_{\kappa} = 0,557 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>,  $K^{40} = 0,0122$  вес.% K (Старик, 1961).

видимому, находится за пределами точности метода. Таким образом, можно лишь говорить о среднем возрасте всей ассоциации в целом, который в зависимости от способов анализа и расчета составляет 485—520 млн. лет.

Главная ценность радиологических определений состоит в том, что ими устанавливается верхняя возрастная граница всей серии, которая, как уже отмечалось, геологическими данными фиксируется очень неточно. При условии использования любых цифр, приведенных нами в табл. 32, а также другими авторами, верхняя возрастная граница пород серии (в том числе относительно поздних лейкократовых гранитов) определяется ранним ордовиком. Нижняя же граница надежно устанавливается на основании геологических данных средним кембрием. Таким образом, наиболее реальным временем формирования данной ассоциации следует считать верхний кембрий — нижний ордовик.

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОЛЬХОВСКОЙ СЕРИИ

Вопросы происхождения пород рассмотренной ассоциации раннепалеозойских габбро, диоритов и гранитов, которые объединяются рядом исследователей в единый «ольховский комплекс», а нами — в сложную габбро-гранитную серию, уже разобраны на примере Шиндинского плутона. При этом мы пришли к выводу, что все разнообразие пород данной ассоциации нельзя объяснить какой-то одной причиной: только контактово-реакционными процессами, связанными с формированием гранитоидов, или только последовательным внедрением расплавов, меняющихся по составу от габбро до гранитов. Нам представляется, что в данном случае сочетается и то и другое.

Несомненно, что ведущая роль в этой ассоциации принадлежит собственно гранитоидным плутонам, в формировании которых наряду с интрузивной гранитной магмы большое значение имели контактово-реакционные процессы, протекавшие при участии сквозьмагматических растворов и сопровождавшиеся локальными явлениями инфильтрационно-диффузионного магматического замещения. Состав пород этой группы значительно варьирует, закономерно меняясь в зависимости от состава пород окружения от биотитовых гранитов до тоналитов, а иногда и до диоритов. Все это происходит в местах становления гранитоидных плутонов, и возникающие при этом породы связаны между собой постепенными переходами.

Вместе с тем с гранитоидными плутонами часто ассоциируют явно предгранитные интрузивы габбро и диоритов, значительно усложняющие картину. Эти интрузивы, как было показано, носят черты самостоятельных, что особенно характерно для габбро. Положение диоритов менее ясное, они, судя по всему, являются образованиями гетерогенными, причем выделение разных их типов оказывается в большинстве случаев делом весьма сложным. Предгранитные габбровые интрузивы сопоставляются с раннеорогенными базитовыми комплексами разных формационных типов. Некоторые из них обнаруживают черты сходства со стратифицированными габбровыми массивами габбро-пироксенит-дунитовой и габбро-сиенитовой формаций, а в ряде случаев (район Базыбая) непосредственно увязываются с такими массивами. Чаще же они проявляются как особый подтип этих формаций, представленный относительно слабо дифференцированными габбро-норитовыми комплексами. Таким образом, предгранитные габбро и связанные с ними диориты должны рассматриваться как самостоятельные по отношению к гранитоидам образования. Вместе с тем они обычно сопряжены с гранитами в пространстве, сближены во времени и, по всей вероятности, связаны в развитии, закономерно предшествуя гранитоидным комплексам. Основываясь на этом, мы рассматриваем данную ассоциацию как один из примеров, подробно описанных в первой главе габбро-гранитных серий, объединяющих самостоятельные в формационном отношении, но сближенные во времени и связанные в развитии раннеорогенные базитовые и собственно орогенные гранитоидные комплексы. Происхождение таких серий лучше всего объясняется, на наш взгляд, с позиций ранее изложенной гипотезы вертикальной миграции магматических очагов в инверсионный этап развития подвижных зон.

Напомним, что соотношения габбровых и гранитоидных комплексов, а вместе с тем и характер габбро-гранитных ассоциаций в целом существенно меняются в различных структурных обстановках, что в полной мере относится и к ольховской серии. Так, в пределах крупных антиклинальных поднятий (Артемовского, Таятско-Сретенского и др.) доминируют гранитоиды, образующие значительные по размерам и сравни-



тельно однородные по составу массивы. Габбро и диориты играют при этом подчиненную роль, они очень сильно изменены, гранитизированы и подавлены гранитами, в результате чего выявить их очень трудно. В пределах промежуточных зон та же ассоциация характеризуется более широким развитием габбровых и диоритовых интрузивов (при доминирующем значении последних); граниты же проявлены относительно слабо, образуя мелкие инъекционные тела в полях диоритов и габбро.

Характер габбро-гранитных ассоциаций, по-видимому, зависит также от эрозионных уровней, на которых мы их наблюдаем. Ассоциации второго типа с относительно малым участием гранитоидов могут быть встречены и в условиях внутригеосинклинальных поднятий, но в относительно высоких срезках, на которых вскрываются лишь приапикальные части гранитоидных батолитов. В этих случаях также наблюдаются лишь начальные проявления (передовой фронт) гранитоидного магматизма, тогда как более ранние, предшествующие гранитам, среднеосновные и основные интрузии представлены в более полном виде.

### МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИИ

В связи с интрузиями ольховской серии известны месторождения железа и золота, причем намечается закономерная их приуроченность к разным типам интрузий. Эти закономерности лучше всего проследить на примере Кизирского района, включающего Артемовскую группу золоторудных месторождений, Ирбинско-Краснокаменский железорудный узел и ряд магнетитовых месторождений (Мульгинское, Тереховское и др.), а также разнообразные по возрасту и составу интрузивы, в том числе массивы ольховского комплекса.

При анализе закономерностей размещения на территории этого района золоторудных и магнетитовых месторождений легко заметить, что подавляющее большинство промышленных рудопроявлений железа пространственно ассоциирует с девонскими субвулканическими гранит-сienитовыми интрузиями (описываются в следующей главе), тогда как Артемовские золоторудные месторождения, безусловно, связаны с раннепалеозойскими гранитоидами ольховской серии. В связи с ольховскими гранитоидами отмечаются и сравнительно небольшие по размерам скарново-магнетитовые рудопроявления, расположенные преимущественно в южных контактах Шиндинского плутона, в ореольной его зоне (см. рис. 23).

Золоторудные месторождения, представленные Ольховско-Чибижекской (Артемовской) группой месторождений, относятся чаще всего к гидротермально-метасоматическим, а иногда к контактово-метасоматическим образованиям, причем связываются они обычно с гранитоидами главной доминирующей фазы. Скарны, другие околорудные изменения и само золоторуднение Ольховско-Чибижекских контактов обстоятельно рассмотрены в работах многих геологов (Булытников, 1927, 1948; Ю. А. Кузнецов, 1927; Хазагаров, 1963; Филиппов, 1964, и др.).

Мелкие магнетитовые рудопроявления, известные в ореольной зоне Шиндинского плутона (Ильинское, Кундусуюльское, Шиндинское, Нижне-Ничкинское, Тумнинское, Суханаковское, Гремячинское, Утичь, Малиновое, Скарновое, Космическое и др.), относятся к типичным контактово-метасоматическим скарновым. В ряде случаев отмечаются также незначительные по размерам медно-магнетитовые рудопроявления, что, по-видимому, можно считать своеобразной особенностью контактово-метасоматических железорудных месторождений, связанных с гранитоидными батолитами «пестрого» состава. Ф. Я. Пан (1959) относит к железо-медным Гремячинское скарново-магнетитовое месторождение, рас-

положенное в южном контакте Ничкинского массива (восточная часть Шиндинского плутона) с верхнепротерозойскими мраморами и кристаллическими сланцами. Согласно его описаниям, скарны этого месторождения состоят из граната, амфиболов, эпидота, и геденбергита и волластонита; в качестве более поздних наложенных минералов описываются кварц, кальцит и хлорит; среди рудных минералов отмечаются магнетит, пирит, халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин, блеклые руды, сфалерит, пирротин, куприт, малахит, азурит и хризоколла. Руды существенно магнетитовые, они содержат также медь и цинк.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что магнетитовые рудопоявления, известные в контактах Шиндинского плутона, ассоциируют в большинстве своем с диоритами, проявляясь преимущественно в юго-восточной его части, где эти породы особенно широко развиты. В непосредственной связи с самими гранитами рудопоявления железа встречаются очень редко, причем масштабы рудной минерализации крайне малы. В то же время гидротермально-метасоматическое золоторуденение Ольховки и Чибижека (Артемовская группа месторождений) свойственно северо-западному контакту Шиндинского плутона. В этой части плутона, контактирующей с доломитсодержащими карбонатными отложениями чибижекской свиты, наряду с диоритами широко представлены биотитовые граниты, обладающие относительно высокой щелочностью; среди скарнов устанавливаются магниезальные типы, описываются явления магматического замещения. Все это, включая повышение щелочности гранитов, мы склонны рассматривать как результат связанного с формированием гранитов локального (приконтактового) процесса инфильтрационно-диффузионного магматического замещения, сопровождавшегося в условиях доломитсодержащих карбонатных отложений эффектом отраженной щелочности, по Д. С. Коржинскому (1960) и В. А. Жарикову (1960). Кстати, сравнительно недавно В. А. Вахрушев (1970) на основании наблюдений в ряде других золоторудных районах Алтае-Саяна пришел к выводу о связи золоторуденения преимущественно с гранитоидными батолитами «пестрого» состава, особо подчеркнув широкое развитие в формировании этих гранитоидов процессов инфильтрационно-диффузионного магматического замещения с явлениями отраженной щелочности, образованием магниезальных скарнов и т. п. К аналогичному выводу пришел и Ю. Г. Щербаков (1967), который также подчеркивает высокую продуктивность по золоторуденению гранитоидных батолитов «пестрого» состава.

С «ольховским комплексом» иногда связывают и более крупные промышленные магнетитовые месторождения — Мульгинское и Тереховские. Однако следует особо подчеркнуть, что в этом случае мы имеем дело с габбро-диоритовыми интрузиями, представляющими собой, по видимому, наиболее ранние предгранитные проявления ольховской серии. Некоторые исследователи (Курцерайте, 1964б) относят эти интрузии к особому «доольховскому» комплексу габбро и диоритов, аналогичному интрузиям Таят-Табратского района.

Мульгинское и Тереховские месторождения также относятся к скарновым контактово-метасоматическим. Для них характерны гранатовые, гранат-амфиболовые, амфибол-эпидотовые и другие разновидности скарнов, формирующиеся в экзоконтактовой зоне диоритовых и габбро-диоритовых интрузивов среди карбонатно-вулканогенных отложений ольховской и кизирской свит. Вместе с тем в этих месторождениях обнаруживаются некоторые особенности (отрыв от контактов интрузивов и преимущественно трещинный контроль размещения скарноворудных залежей, заметно большая, сравнительно с обычными контактово-метасоматическими скарновыми месторождениями, роль альбитизации и скаполитизации в метасоматических процессах и т. п.), сближающие их

со скаполитовым типом месторождений, связанных с относительно слабо дифференцированными основными интрузиями.

Оценивая металлогенические особенности ольховской серии в целом, необходимо подчеркнуть следующее. В отношении золотооруденения, по-видимому, весьма интересны и продуктивны крупные гранитоидные плутоны, отвечающие по характеру формации гранитоидных батолитов «пестрого» состава. Известные в связи с такими плутонами магнетитовые месторождения малы и не достигают, как правило, промышленных размеров. Более интересными в этом отношении могут считаться, по-видимому, лишь относительно слабо вскрытые массивы с хорошо развитой ореольной зоной. Промышленные магнетитовые месторождения сопряжены преимущественно с диоритовыми (при меньшем значении габбро и гранитов) ассоциациями, приближающимися по характеру к интрузивным комплексам габбро-диорит-гранодиоритового типа.

## ТАННУОЛЬСКАЯ СЕРИЯ

К ольховским гранитоидам очень близки по местоположению и характеру проявления раннепалеозойские гранитоиды Восточной Тувы, которые включаются обычно в состав сложной плутонической ассоциации габбро, диоритов и гранитов, известной под названием таннуольского комплекса. Эти гранитоиды обстоятельно описаны в работах многих геологов (Кузнецов, Пинус, 1949; Леонтьев, 1953; Иванова, 1963; Шенкман, 1959; Зоненшайн, Кудрявцев, 1960; Пинус, 1961, и др.). Общая характеристика структурного положения, состава и генезиса таннуольских гранитов и ассоциирующих с ними габброидов дана в первой главе.

Если не считать выделенную Г. В. Пинусом (1961) спорную группу послегранитных основных и ультраосновных интрузий третьей фазы, то в целом объединяемая в «таннуольский комплекс» ассоциация габбро, диоритов и гранитоидов идентична ольховской серии. В ней также устанавливаются, помимо завершающей дайковой свиты лампрофиров и диорит-порфиритов, две последовательно формирующиеся группы пород: 1) габбро, габбро-диориты и диориты, выделяющиеся в первую фазу; 2) граниты (обычно с плагиогранитным уклоном), гранодиориты и тоналиты, относящиеся ко второй фазе. В составе пород первой группы описываются, кроме того, оливиновые разности габбро, габбро-перидотиты, пироксениты и горнблендиты. Таким образом, в данном случае эта группа пород еще более резко отличается от собственно гранитоидной, приобретая черты самостоятельного предгранитного базитового комплекса, сходного с габбро-норитовыми и габбро-пироксенит-дунитовыми. В связи с этим нам представляется, что данную ассоциацию в целом, как и ольховскую, следует рассматривать в качестве сложной габбро-гранитной серии.

Гранитоиды таннуольской серии, детально охарактеризованные в работах Г. В. Пинуса (1961) и Т. Н. Ивановой (1963), очень сходны с ольховскими как по минеральному составу, так и по химизму. Вместе с тем обращает на себя внимание, что таннуольскими гранитоидами слагаются, как правило, очень крупные плутоны, превышающие по размерам гранитоидные плутоны ольховской серии. В этом отношении они сближаются с батолитовыми гранитами внутригеосинклинальных поднятий Енисейского геоантиклинального массива (улень-туимский и мартайгинский комплексы). Особенно это характерно для гранитоидов Восточно-Тувинского пояса, что, по-видимому, связано с особенностями его тектонического строения. Ранее уже отмечалось, что Восточно-Тувинский пояс представляет собой «раскroенную» глубинными и опережающими их более

мелкими разломами на многочисленные блоки зону перехода от Восточно-Саянского массива байкалид (южная часть Протеросаяна) и древнего поднятия Сангилен к каледонидам Восточной Тувы. В этой зоне имеется ряд обширных поднятий, к которым и приурочены наиболее крупные гранитоидные массивы комплекса.

Металлогения таннуольских гранитоидов в значительной степени зависит от особенностей их проявления. В связи с доминирующими в целом гранитоидными плутонами батолитовых размеров устанавливаются гидротермальные и скарновые рудопроявления золота, имеющие промышленное значение. При этом Г. В. Пинусом (1961) подчеркивается приуроченность золотооруденения к собственно гранитоидным интрузиям.

Крупные промышленные месторождения железа в связи с таннуольскими гранитоидами пока не установлены. Известные в контактах некоторых гранитоидных массивов скарново-магнетитовые месторождения имеют, как правило, небольшие размеры. Среди них, так же как среди месторождений, ассоциирующих с наиболее крупными гранитоидными массивами ольховской серии, встречаются медно-железородные месторождения (Деспенское, Хольское и др.). Кроме того, в связи с таннуольскими гранитоидами отмечаются отдельные рудопроявления меди и полиметаллическое оруденение (Пинус, 1961).

Большая часть известных рудопроявлений железа приходится на район Восточного Танну-Ола, который в структурном отношении и по характеру проявления гранитоидов наиболее сходен с Сисим-Казырским. В пределах Восточно-Тувинского пояса, образованного обширными полями гранитоидов, магнетитовые месторождения сравнительно редки. Однако этот весьма сложный в структурном отношении, труднодоступный, а поэтому слабо изученный район нам не представляется полностью бесперспективным, ибо наряду с крупными батолитообразными гранитоидными плутонами он включает в отдельных местах (в пределах разделяющих изометричные блоки промежуточных зон) относительно небольшие по размерам массивы габбро-диорит-гранодиоритового состава, которые в ряде других районов железозонны. Особенно интересна в этом отношении обширная по площади, сложная Хамсаринская структурно-фациальная зона, примыкающая с юга к средней части Протеросаяна и представляющая собой как бы продолжение рассмотренной ранее Сисим-Казырской.

## ТЕЛЬБЕССКАЯ СЕРИЯ

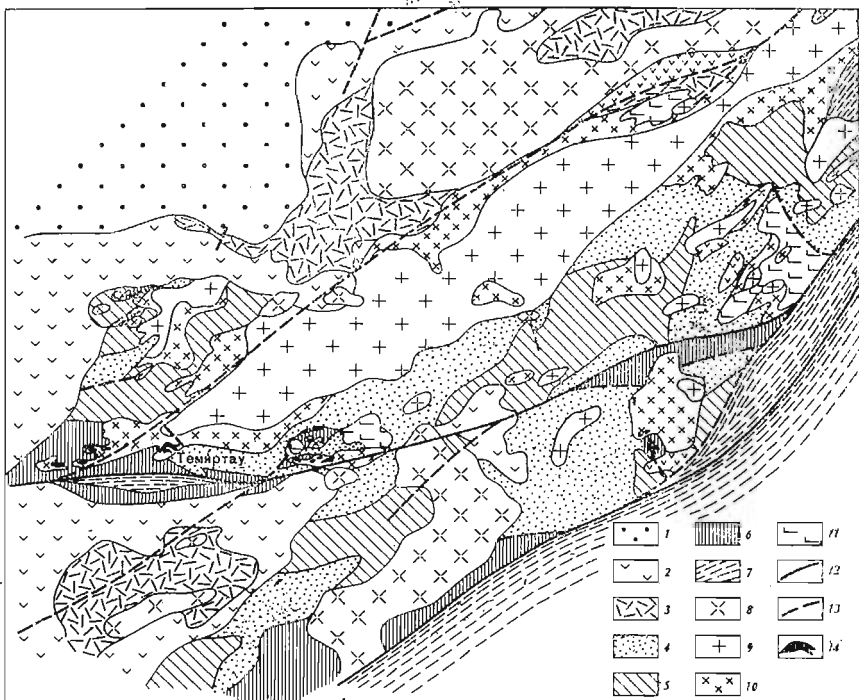
Наиболее интересны в отношении железооруденения раннепалеозойские гранитоиды Тельбесского района, с которым генетически связана широко известная Тельбесская группа скарново-магнетитовых месторождений Горной Шории. Тельбесский район исключительно благоприятен для выяснения особенностей магнетитового оруденения, связанного с крупными гранитоидными плутонами, что определяется относительно хорошей его изученностью. По этому району мы располагаем сейчас достаточным количеством фундаментальных исследований, выполнявшихся в разные годы с участием многих сибирских геологов: М. А. Усова, Ф. Н. Шахова, Г. Л. Поспелова, К. В. Радугина, И. В. Дербилова, А. С. Калугина, В. М. Ржывовского, С. С. Лапина, В. А. Вахрушева, В. Г. Кореля, В. Г. Руткевича, В. И. Синякова, В. Н. Шарпова, А. М. Дымкина, В. И. Богнибова и др.

Тельбесские гранитоиды проявлены в пределах рассмотренной Кузнецко-Алатауской структурно-фациальной зоны, которая, по определению А. А. Моссаковского (1963б), относится к линейным краевым вулканиче-

ским зонам. Тельбесские магнетитовые месторождения издавна и единодушно связываются с гранитами этого района, однако возраст и формационная принадлежность гранитоидов разными исследователями понимаются по-разному. На ранних этапах изучения этого района «тельбесский комплекс» считался преимущественно граносиенитовым и девонским по возрасту, причем это явно устаревшее традиционное представление сохранилось у некоторых геологов и доныне. Додевонский возраст тельбесских гранитов и связанных с ними магнетитовых руд, предполагавшийся некоторыми исследователями и раньше, впоследствии был надежно доказан работами В. М. Кляровского (1953, 1956). В дальнейшем при геологических съемках и тематических исследованиях из «тельбесского комплекса» был выделен действительно девонский комплекс субвулканических граносиенитовых интрузий, связанных с девонскими эффузивами окраин Кузнецкой впадины. Кроме того, В. И. Богнибовым (1966) из состава этой же ассоциации выделен самостоятельный предгранитный большереченский комплекс габбро-норитов, отличный по петрографическому составу и формационному типу от собственно тельбесских гранитоидов. Вместе с тем, основываясь на пространственной и временной сопряженности габбро-норитового и гранитоидного комплексов, В. И. Богнибов ставит вопрос о возможности их объединения в габбро-гранитную серию, аналогичную ольховской и таннуольской. Петрографический состав тельбесской серии в общем идентичен ольховской и таннуольской; в ней лишь несколько шире представлена диоритовая группа пород, связанная с гранитоидами.

Собственно тельбесские граниты отвечают по характеру формирования гранитоидных батолитов «пестрого» состава, причем тоналит-гранодиоритовому их типу, свойственному линейным вулканическим и промежуточным зонам каледонид. От батолитовых гранитоидов восточных районов Алтае-Саянской области тельбесские граниты действительно отличаются более молодым (по-видимому, верхнеордовикским или силурийским) возрастом, однако это вполне объяснимо и даже закономерно, если учесть особенности развития Кузнецко-Алатауской (Прикузнецкой) зоны, которая относится к типу переходных, примыкающих к каледонидам Горного Алтая структур с затянувшимся периодом геосинклинального развития. Инверсионный этап в этой зоне наступил явно позднее, чем в восточных районах ранних каледонид (салаирид), что, по-видимому, и обусловило относительно позднее проявление здесь батолитовых гранитов, а вместе с тем и позднюю консолидацию этой области (Ю. А. Кузнецов, 1960).

Особо следует остановиться на характеристике наиболее крупного и типичного среди прочих массивов Тельбесского гранитоидного плутона, в контактах которого располагаются все главнейшие магнетитовые месторождения Тельбесского железорудного узла. Этот плутон заметно уступает по размерам ранее охарактеризованному Шиндинскому, причем прежде всего в собственном гранитной, ядерной своей части. При взгляде на карту Тельбесского района (рис. 31) легко заметить, что Тельбесский плутон отличается сравнительно небольшим гранитным ядром и исключительно широкой и сложной периферией, сложенной многочисленными разрозненными телами диоритов. На эту особенность Тельбесского плутона неоднократно обращал внимание Г. Л. Поспелов (1960, 1963б), который относит его к четко зональным гранитоидным плутонам с широкой, хорошо развитой ореольной зоной. Эта зона значительно расширяется, достигая максимальных размеров в южном и юго-западном контактах плутона, где предполагается пологое его погружение в сторону вмещающих отложений. Здесь широко развиты диориты, в одних случаях слагающие периферию гранитоидного плутона, а в других — образующие отдельные тела (Казский, Мостокольский,



**Рис. 31.** Схематическая геологическая карта Тельбесского железорудного района (составлена по материалам В. И. Богнибова, Г. Л. Поспелова, В. Г. Демчука, С. С. Лапина, В. Г. Руткевича, Ф. И. Рубахи, В. И. Сняжкова, В. Н. Шарарова и др.)

- |  |   |  |
|--|---|--|
| 1 — пестроцветные девонские и каменноугольные отложения Кузнецкой котловины;             | 6 — усинская свита карбонатных и вулканогенных отложений (Ст <sub>1</sub> );  | 10 — кварцевые диориты и диориты;  |
| 2 — девонские вулканогенно-осадочные отложения (D <sub>1</sub> —D <sub>2</sub> );        | 7 — зеленокаменная метаморфическая эффузивно-осадочная толща (кондомская свита, Ст <sub>1</sub> ). Интрузивные комплексы; | 11 — большереченский габбро-норитовый комплекс (габбро, габбро-нориты и габбро-диориты); |
| 3 — эффузивные и субвулканические тела кварцевых порфиров и ортофиров (D <sub>1</sub> ); | 8 — субвулканический комплекс гранитов и граносиенитов. Тельбесский гранитондный комплексы;                               | 12 — главные непрерывно прослеживающиеся разломы;  |
| 4 — терригенно-сланцевые отложения (Ст <sub>2</sub> —O);                                 | 9 — граниты и гранодиориты;   | 13 — второстепенные, «пунктирные» и залеченные интрузиями разломы;                       |
| 5 — кембрийские эффузивы андезитовой формации (Ст <sub>2</sub> );                        |   | 14 — скарноворудные тела   |

Чернотазский и другие массивы). Большая часть диоритов считается продуктом гранитизации (диоритизации) основных эффузивов вмещающих толщ и предгранитных габбро большереченского комплекса, для некоторых из них допускается интрузивный способ образования.

В юго-западных и южных контактах плутона в полях максимального развития диоритов исключительно широко и интенсивно проявились контакто-реакционные процессы с образованием обширных полей роговиков, амфиболитов, магнезиальных скарнов и диоритизированных пород, связанных в ряде случаев с магматическими диоритами постепенными переходами. Все это, естественно, привело ряд исследователей (Сняжков, 1961; Г. Л. Поспелов, С. С. Лапин, В. Н. Шараров; В. И. Богнибов) к выводу об активном участии в формировании плутона процессов магматического замещения. В. И. Богнибов, специально исследовавший эти явления, отводит им главенствующую роль. Г. Л. Поспелов, С. С. Лапин, В. Н. Шараров, В. И. Сняжков и некоторые другие исследователи счи-

тают способ образования плутона комбинированным, допуская наряду со становлением гранитоидов на месте путем магматического замещения вмещающих толщ возможность частичного перемещения расплавов с формированием в ряде случаев интродуцированных тел гранитоидов и диоритов.

С широким развитием в Тельбесском плутоне ореольной зоны и недостаточно полным — ядерной связаны особенности состава последней. В. И. Богнибов обращает внимание на то, что даже самые крайние, наиболее кислые породы ядерной части Тельбесского плутона в целом явно беднее кремнеземом в сравнении с ольховскими гранитами; преобладают же среди них в основном гранодиориты. При этом подчеркивается неустойчивость состава и часто проявляющаяся порфирированность «ядерных» гранитов. Эти особенности объясняются либо недостаточно глубоким уровнем денудации плутона, при котором вскрываются породы лишь верхних приапикальных его частей, либо вообще относительно слабым, неполным развитием в нем гранитов.

Металлогения тельбесских гранитоидов в общем сходна с металлогенией гранитоидов ольховской и таннуольской серий. В связи с ними отмечаются полиметаллические, золоторудные и магнетитовые месторождения. Особенно значительны последние, причем это находится в полном соответствии с рассмотренными особенностями проявления тельбесских гранитоидов. Подавляющее большинство месторождений Тельбесского района (Тельбес, Одрабаш, Леспромхозное, Казское, Пыхтун, Жем-Жес и др.) располагается преимущественно в экзоконтактах периферийных массивов и сателлитов Тельбесского гранитоидного плутона и относится, таким образом, по Г. Л. Поспелову (1960, 1963б), к месторождениям зоны внешнего ореола (см. рис. 31). Другие месторождения (Темиртау, частично Сухаринское и др.) локализованы в эндоконтактах, но также отчетливо в ореольной зоне, представляя группу месторождений зоны внутреннего ореола. С гранитоидами ядерной части плутона магнетитовые рудопроявления не связаны. Таким образом, совершенно очевидно, что высокая продуктивность по железу тельбесских гранитов определяется прежде всего широким развитием ореольной зоны «пестрых» гетерогенных диоритов и контактово-реакционных пород и в то же время относительно слабым развитием ядерных гранитов.

Магнетитовые месторождения, связанные с тельбесскими гранитами, относятся к типично скарновым контактово-метасоматическим. Размеры их невелики (запасы каждого отдельно взятого месторождения обычно не превышают 30 млн. т). Однако, располагаясь сравнительно недалеко друг от друга, они образуют в целом промышленно значимые группы месторождений, которые обстоятельно и всесторонне охарактеризованы в работах упоминавшихся авторов.

К этому же типу гранитоидов должны, вероятно, быть отнесены и некоторые другие раннепалеозойские граниты Горной Шории, в частности гранитоидные интрузии Верхнекондомского и Лебедского районов соседней с Тельбесской Кондомско-Лебедской структурно-фациальной зоны. Эти интрузии по характеру сходны с тельбесскими, отличаясь от них явно более ранним, предположительно верхнекембрийским возрастом, что определяется структурными особенностями Кондомско-Лебедской зоны.

Эта структурно-фациальная зона примыкает к Шорскому срединному массиву, принадлежащему к структурам ранней консолидации салаирид. Для нее характерен сокращенный цикл осадконакопления; собственно геосинклинальные отложения представлены здесь вулканогенно-осадочными толщами нижнего и среднего кембрия, верхнекембрийские отложения отсутствуют. Отложения ордовика формировались в данном случае уже в условиях вторичного прогиба; они залегают резко

несогласно и полого на сложно дислоцированных кембрийских отложениях, имея, как это отмечает Ю. А. Кузнецов (1960), субплатформенный характер. Таким образом, эта зона относится к обычным, наиболее распространенным в центральной части Алтае-Саяна структурам ранней стабилизации каледонид. Соответственно и орогенные интрузии, включающая батолитовые граниты, проявляются в условиях этой зоны, как и в других аналогичных структурах, преимущественно в верхнем кембрии (иногда в раннем ордовике).

Раннепалеозойские интрузии Верхнекондомского и Лебедского районов также представлены сопряженными пространственно, но резко различными по составу комплексами габбро и гранитоидов. В составе первого, более раннего комплекса описываются габбро, габбро-диориты, роговообманковые эвкриты, габбро-пироксениты, горнблендиты и пироксениты. Эти породы образуют самостоятельные, небольших размеров интрузивы и ксенолитообразные останцы в полях гранитов. Явно доминирующие гранитоиды характеризуются в целом натровой специализацией; они представлены плагиогранитами, гранодиоритами, тоналитами и диоритами, а на контактах гранитоидных массивов с карбонатными отложениями — иногда нормальными калиевыми и щелочными эгириновыми гранитами. В формировании различных по составу гранитоидов значительное место отводится контактово-реакционным процессам и явлениям магматического замещения (Ярыгин, 1967).

Раньше габбровые и гранитоидные интрузии Верхнекондомского и Лебедского районов объединялись в один габбро-плагиогранитный комплекс, в становлении которого выделялись две фазы: ранняя — габбровая и поздняя — гранитоидная. В. И. Ярыгин (1967), предпринявший специальные петрологические исследования габбровых и гранитоидных интрузий Лебедского района, пришел к принципиально иным выводам. Детально изучив предгранитные габбровые интрузивы, он показал, что по характеру, формам проявления, набору и составу слагающих пород они идентичны стратифицированным габбровым массивам, известным в соседних районах в составе лысогорского габбро-пироксенит-дунитового комплекса (Волохов, Иванов, 1963). Гранитоидные интрузии В. И. Ярыгин выделяет в отдельный тоналит-гранодиорит-плагиогранитный комплекс, который образуется за счет самостоятельно гранитной магмы, возникающей при перемещении фронта магмообразования в пределы осадочно-метаморфической оболочки. Вместе с тем, основываясь на близости возраста, пространственной и структурной сопряженности этих комплексов, он объединяет их в единую сложную габбро-гранитную серию, аналогичную ольховской и таннуольской.

Таким образом, интрузии Верхнекондомского и Лебедского районов практически во всем подобны ранее рассмотренным ольховским, таннуольским и тельбесским, что в равной степени относится и к их металлогении. С верхнекондомскими и лебедскими гранитоидами ассоциируют золоторудные, полиметаллические, медные и скарново-магнетитовые месторождения. Наиболее значительные магнетитовые месторождения (Кеченское, Базасское и Верхнекондомское) находятся в Верхнекондомском районе, где гранитоидные интрузивы имеют сравнительно небольшие размеры и сложены преимущественно гранодиоритами и диоритами, т. е. и здесь проявляется все та же, подмеченная выше закономерность.

В связи с Тельбесским должен быть упомянут и расположенный несколько севернее, на продолжении Тельбесской зоны, Ташелгинский железорудный район, тем более что магнетитовое оруденение в нем прежде увязывалось с гранитоидными интрузиями тельбесского комплекса. Здесь также различаются две одновременные группы пород: в одну объединяются метагаббро, габбро-диориты и амфиболиты Ташел-



гинской зоны смятия, во вторую — гранитоиды Порожинского массива, сходные с тельбесскими. Относительно связи железоруднения с интрузиями существуют различные мнения. М. Г. Русанов и В. Г. Корель (1959) связывают Ташелгинские месторождения с древней догранитной интрузией сиенитов, Б. М. Тюлюпо (1964) и П. Ф. Лавренов — с интрузией метагаббро, габбро-диоритов и амфиболитов. Г. Л. Поспелов и другие включают сопутствующие оруденению габбро-диориты и диориты Ташелги в ореольную зону восточной оконечности Тельбесского плутона, объясняя особенности состава и метаморфизм этих пород большей глубиной их формирования и напряженной тектонической обстановкой в Ташелгинской зоне. Высказав эту весьма интересную, на наш взгляд, мысль, Г. Л. Поспелов допускает вместе с тем возможность проявления здесь же более древней (дотельбесской) самостоятельной интрузии габбро. В целом характер и тип железоносной интрузии в данном случае окончательно еще не определены.

С рассмотренными тельбесскими интрузиями очень сходны ольгинско-ампалыкские и некоторые гранитоидные массивы мартайгинского комплекса северной части Прикузнецкой структуры. Эта зона, известная под названием Золото-Китатской, идентична в структурном отношении Тельбесской. Она также относится к типу переходных салаиро-каледонских структур и характеризуется широким комплексом геосинклинальных эффузивно-терригенно-сланцевых и, в меньшей мере, карбонатных отложений кембрия и ордовика. Соответственно и гранитоидные интрузии в данном случае, как и в Тельбесском районе, характеризуются относительно молодым, по-видимому, позднеордовикским возрастом. Они подобно тельбесским образуют сравнительно небольшие, вытянутые согласно общему направлению вмещающей структуры массива (см. рис. 1), в формировании которых, как это отмечает А. Н. Дистанова (1965), наряду с процессами магматического замещения и гибридизации существенную роль играли интродуцированные гранитоиды. А. Н. Дистанова обращает также внимание на то, что гранитоидные массивы данной части Мартайги, в частности Федотовский, характеризуются, по сравнению с более крупными собственно мартайгинскими гранитоидными массивами восточных районов, меньшей степенью эродированности, вскрываясь преимущественно в приапикальных частях.

Для Ольгинско-Ампалыкского интрузива, так же как и для Тельбесского, характерна широкая ореольная зона. По данным В. Г. Кореля и В. Н. Кузнецовой (1961), на долю слагающих эту зону основных и среднеосновных пород — габбро, габбро-пироксенитов, габбро-диоритов, диоритов, сиенитов, банатитов, тоналитов и гранодиоритов, которые выделяются этими авторами в качестве продуктов первой фазы, приходится около  $\frac{2}{3}$  площади массива, а на долю гранитоидного ядра, сложеного адамеллитами и трондьемитами, — лишь  $\frac{1}{3}$ . Значительная роль среди пород первой фазы принадлежит габброидам и связанным с ними диоритам, которые выделяются В. Г. Корелем и В. Н. Кузнецовой в наиболее раннюю интрузивную субфазу. А. Н. Дистанова выделяет габброиды и ассоциирующие с ними габбро-пироксениты и пироксениты в самостоятельную предгранитную габбровую интрузию. Таким образом, и здесь, по-видимому, имеет место все та же габбро-гранитная серия.

Железоруднение Ольгинско-Ампалыкского района, представленное промышленными скарново-магнетитовыми месторождениями типа тельбесских, ассоциирует с породами ореольной зоны и обычно генетически связывается с гранодиоритовой интрузией (Алабин, 1959). Иного мнения придерживается В. Г. Корель (1966б), который увязывает железоруднение с деятельностью ранних щелочных сквозьмагматических растворов, опережавших явно пострудные мелкие дополнительные интрузии.

зии аляскитов, субщелочных гранитов и граносиенитов. Эти интрузии им, с одной стороны, выделяются в качестве третьей фазы Ольгинско-Ампалыкского массива и тем самым тесно увязываются с гранитоидами всех предшествующих фаз, а с другой — сопоставляются с девонской субвулканической «порфировой» формацией, которую в других районах обычно отрывают от формации гранитоидных батолитов «пестрого» состава, выделяя в особую группу посторогенных формаций. С постмагматической деятельностью субщелочных гранитоидов связывают рудопроявления золота, а с жильной фацией — халькопиритовую, сфалеритовую, галенитовую, молибденитовую, висмутовую и арсенопиритовую минерализацию.

Рассмотренные здесь и в первой главе особенности структурного положения, условий и форм проявления ольгинско-ампалыкских гранитоидов, а также имеющиеся в работах Л. В. Алабина (1959), В. Г. Кореля и В. Н. Кузнецовой (1961), А. Н. Дистановой и других обстоятельные геолого-петрографические описания этих интрузий, повторяя которые нет необходимости, вполне однозначно, на наш взгляд, свидетельствуют о принадлежности гранитоидов Ольгинско-Ампалыкского района к продуктивному в отношении железорудения тоналит-гранодиоритовому типу батолитовых гранитов, причем наиболее близки они к тельбесским гранитоидам. Соответственно проявлена и их металлогения. В данном случае магнетитовые рудопроявления достигают сравнительно больших, промышленно значимых размеров. В связи с этим интересно заметить, что в соседних восточных районах Мартайги, где гранитоиды развиты намного шире, образуя крупные батолитообразные массивы, скарново-магнетитовые рудопроявления также отмечаются, однако они очень малы и промышленного значения не имеют. Зато эти районы издавна известны золоторудными месторождениями.

## **ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗОНОСНЫХ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Обобщая изложенные данные и анализируя общие закономерности размещения магнетитовых месторождений в связи с гранитоидным магматизмом, можно наметить во всем сложном многообразии раннепалеозойских гранитоидных комплексов Алтае-Саянской области такие их типы, которые могут считаться наиболее продуктивными по железу.

Прежде всего, обращаясь к схеме размещения раннепалеозойских магматических комплексов и магнетитовых месторождений центральной части Алтае-Саянской области (см. рис. 1), мы видим, что все наиболее значительные магнетитовые месторождения, обнаруживающие связи с гранитоидным магматизмом (Тельбесские, Верхнекондомские, Ольгинско-Ампалыкские и некоторые месторождения Кизирского района), располагаются в линейных вулканических и промежуточных зонах с относительно слабым развитием раннепалеозойских гранитов. Последние представлены тоналит-гранодиоритовым типом гранитоидных интрузий, образующих сравнительно небольшие линейно вытянутые массивы, суммарная площадь выходов которых во много раз уступает площади окружающих вулканогенно-осадочных толщ. В то же время в пределах крупных внутргеосинклинальных поднятий (Батеневского, Восточно-Мартайгинского и др.) и Восточно-Тувинского пояса, примыкающего к байкалидам Протеросаяна, более половины площади которых составляют обширные батолитообразные гранитоидные массивы, скарново-магнетитовые месторождения сравнительно редки и в подавляющем большинстве случаев не имеют промышленного значения. Важными в про-

мышленном отношении оказываются связанные с гранитами этого типа золоторудные и медно-молибден-вольфрамовые месторождения.

Гранитоиды первого типа, развитые в пределах линейных вулканических и промежуточных зон, также неравноценны в металлогеническом отношении. Как было показано, наиболее крупные и сравнительно однородные существенно гранитные массивы, приуроченные к относительно крупным локальным поднятиям, сопровождаются мелкими, обычно непромышленными, скарново-магнетитовыми, медно-магнетитовыми и промышленными золоторудными месторождениями (Шиндинский, Лебедской и ряд массивов таннуольского комплекса), т. е. сближаются по металлогении с гранитоидами второй группы.

Промышленные же магнетитовые месторождения обычно связаны с небольшими по размерам, существенно диоритовыми (при подчиненном значении гранитов) массивами, образующими вместе с предшествующими им габбровыми интрузивами габбро-диорит-гранодиоритовые ассоциации (интрузии районов Таят-Табратского, Тереховского и Мульгинского месторождений Восточного Саяна). Среди более крупных гранитоидных массивов продуктивными по железу представляются относительно слабо вскрытые массивы с широкой хорошо развитой ореольной зоной предгранитных габбро и диоритов и относительно слабо — собственно гранитоидной ядерной частью (Тельбесский и Ольгинско-Ампалыкский массивы), причем скарново-магнетитовые рудопроявления связаны и ассоциируют с породами ореольных зон.

Исходя из приведенного анализа, можно сделать вывод, что возникающие в связи с гранитоидным магматизмом скарново-магнетитовые месторождения формируются либо в начальные периоды его развития, либо на передовом фронте гранитоидных батолитов, в надапикальных (ореольных) областях. Причем и в последнем случае мы имеем дело по существу с теми же начальными этапами развития гранитоидного магматизма, проявленного неполно. Контактново-реакционные процессы, протекавшие в этих условиях весьма активно, благоприятствовали образованию скарново-магнетитовых месторождений. На больших глубинах и в областях более полного развития гранитоидного магматизма (такая обстановка характерна для участков проявления обширных по площади мезоабиссальных гранитных массивов) в условиях широко и активно протекающих процессов магматического замещения и гранитизации завершающих стадий значительных концентраций магнетита не образуется. Напротив, высвобождающееся в ходе этих процессов железо выносится растворами в приапикальные или ореольные зоны и там в благоприятных условиях фиксируется, участвуя в образовании скарново-рудных тел. Рудное вещество скарново-магнетитовых месторождений, формирующихся в ореольных зонах гранитоидных интрузий, может быть мобилизовано на несколько больших глубинах при образовании на этих уровнях, в обстановке богатых железом фемических толщ больших масс гранитов, относительно бедных этим компонентом.

Подобные предположения высказывались ранее и другими исследователями. На возможность заимствования рудного вещества, идущего на образование скарново-магнетитовых месторождений из вмещающих толщ в ходе формирования на их месте крупных тел гранитов, указывает Ф. Н. Шахов (1960). Г. Л. Поспелов (1963б), подчеркивая максимальное проявление железорудности (в случае его связи с гранитоидным магматизмом) до или накануне появления гранитной интрузии, или впереди фронта заключительной гранитизации, также допускает возможность заимствования рудного железа из вмещающих толщ при их гранитизации. Особенно акцентирует на этом внимание В. Г. Корель. Сосредоточение магнетитовых месторождений в ореольных зонах гранитных интрузий объясняется Г. Л. Поспеловым (1963б) значительной

«увлажненностью» этих зон и «артеритообразно» размещающихся в них малых интрузий. Такие зоны, являющиеся, по определению Г. Л. Поспелова, активными флюидопроводниками, весьма благоприятны для развития в них контактово-реакционных процессов и рудообразования.

Магнетитовые месторождения, ассоциирующие с гранитоидными интрузиями, относятся к типично скарновым. Они обстоятельно описаны в работах многих геологов и в дополнительных пояснениях не нуждаются. Подчеркнем лишь еще раз, что эти месторождения во всех отношениях четко отличаются от ранее рассмотренных магнетитовых месторождений скаполитового типа, связанных с относительно слабо дифференцированными габбровыми интрузиями. Они явно отличаются от этих месторождений и заметно меньшими размерами. Выше уже отмечалось, что скарново-магнетитовые месторождения, ассоциирующие с гранитами, очень невелики, однако, обладая богатыми, высококачественными, удобными для металлургии рудами и концентрируясь обычно группами, они иногда образуют в сумме промышленно важные железорудные узлы (например Тельбесский). Таким образом, эти рудопроявления представляются важными и в промышленном отношении. При оценке их перспектив необходимо обязательно учитывать, что в районах широкого развития габбро-диорит-гранодиоритовых серий или в представленных аналогичными ассоциациями ореольных зонах относительно крупных гранитоидных плутонов обычно образуются «каскады» сравнительно мелких, но в совокупности нередко промышленно значимых скарново-магнетитовых месторождений.

## СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ГРАНИТ-СИЕНИТОВЫЕ ЖЕЛЕЗОНОСНЫЕ ИНТРУЗИИ

---

Третий тип железоносных комплексов представлен относительно поздними, послеплатитовыми субвулканическими интрузиями гранитов и сиенитов группы посторогенных (субсеквентных) формаций девонского возраста. Среди них наиболее продуктивны небольшие по размерам субвулканические интрузии граносиенитов, кварцевых сиенитов и сиенит-порфиров, пространственно и структурно сопряженные с девонскими эффузивами трахиандезит-липаритовой формации окраин Минусинской и Кузнецкой впадин. Магнетитовые месторождения образуются в связи с этими комплексами лишь в местах их наложения на вулканогенно-осадочные отложения линейных вулканических и промежуточных зон ранних каледонид (салаирид). Такие условия достигаются в северо-восточной (Ирбинско-Краснокаменский район) и юго-западной (Тейско-Балыксинский район) окраинах Южно-Минусинской впадины. Здесь широко развиты эффузивы трахиандезит-липаритовой формации и комагматичные им субвулканические интрузии граносиенитов и сиенитов, прорывающие раннекаледонские вулканогенно-осадочные отложения Сисим-Казырской и Тейско-Балыксинской структурно-фациальных зон. Именно здесь находится подавляющее большинство магнетитовых месторождений, связанных с девонскими сиенитовыми интрузивами: Ирбинско-Краснокаменская группа — в первом случае и Тейско-Тузухсинская — во втором. Некоторые исследователи (Каминская, 1960; Шаратов, 1964; Корель, 1966а; Г. Л. Поспелов и др.) сопоставляют с Тейским и Ирбинским районами Кондомскую зону Горной Шории, где также выделяются в качестве железоносных интрузии сиенитов, комагматичные, по утверждению этих авторов, с проявленными здесь же эффузивами предположительно девонского возраста.

Особенности железоносных сиенитов и связанных с ними магнетитовых месторождений рассматриваются ниже на примере изученных автором Ирбинско-Краснокаменского и Тейско-Балыксинского районов. Сиениты Кондомской зоны, происхождение и возраст которых менее ясны, описываются лишь в общих чертах по материалам других исследователей.

### МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ИРБИНСКО-КРАСНОКАМЕНСКОГО РАЙОНА

Ирбинско-Краснокаменский железорудный район, расположенный в северо-восточной окраине Южно-Минусинской впадины, на стыке ее с неоднократно упоминавшимся Сисим-Казырским синклиномом, выдвигается в последние годы на первый план в качестве одного из важнейших железорудных узлов юга Сибири. Здесь наряду с давно известными месторождениями — Ирбинским, Изыхским, Мульгинским и другими — уже в послевоенные годы были открыты и разведаны многие новые

скарново-магнетитовые месторождения: Краснокаменная группа, Бурлукское, Знаменское, Березовское, Тереховское и др. Среди этих месторождений имеются разные генетические типы, связанные с различными по составу и возрасту интрузиями. Одни из них (Мульгинское и Тереховские) ассоциируют и, по-видимому, генетически связаны с интрузиями раннепалеозойской (ольховской) габбро-гранитной серии. Другие (им принадлежит главная роль) связаны с девонскими субвулканическими гранит-сиенитовыми интрузиями. К ним относятся Ирбинские, Изыхское, Знаменское, Бурлукское, Краснокаменные, Березовское и ряд других более мелких месторождений и рудопроявлений железа, расположенных в зоне совместного проявления девонских эффузивов и комагматичных им сиенитовых интрузий северо-восточного фаса Минусы с нижнепалеозойскими вулканогенно-осадочными комплексами Сисим-Казырского раннекаледонского прогиба (см. рис. 1 и 23).

Общая характеристика геологического строения Сисим-Казырского синклиория, в том числе и Кизирской его части, дана в предыдущих главах. При этом были подробно описаны нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы раннекаледонских структур, слагающие северо-восточную часть района. Учитывая это, перейдем сразу к рассмотрению особенностей структурного положения, состава, происхождения и металлогении девонских эффузивов и комагматичных им сиенитовых интрузивов юго-западной части Кизирского района, в пределах которой размещаются месторождения Ирбинско-Краснокаменной группы.

#### ДЕВОНСКИЙ ЭФФУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Девонские эффузивы образуют обширные поля в западной и юго-западной частях района, где ими начинается разрез девонских отложений северо-восточной окраины Южно-Минусинской впадины. В районах Ирбинского и Краснокаменского месторождений они собраны в широкие спокойные моноклинальные складки, с резким угловым и азимутальным несогласием налегающие на сложно дислоцированные ниже- и среднекембрийские отложения Сисим-Казырского синклиория.

В районе Ирбинского месторождения толща девонских эффузивов подразделяется нами на две: нижнюю, в составе которой наряду с субщелочными кислыми эффузивами значительную роль играют андезитовые порфириды (ее мы будем называть в дальнейшем для краткости андезитовой), и верхнюю, существенно трахилипарит-ортофиловую, с подчиненным значением основных и среднеосновных пород. В районе Краснокаменского месторождения А. Д. Шелковников (1962) выделяет в качестве силуро-девонской лишь толщу субщелочных кислых эффузивов, которую он сопоставляет с имирской свитой, выделенной Е. А. Шнейдером и Б. П. Зубкус (1962) в соседних районах. Распространенные западнее основные эффузивы А. Д. Шелковников относит к более молодой, предположительно среднедевонской, трахибазальтовой толще (тонской свите, по Е. А. Шнейдеру и Б. П. Зубкус). Исходя из представлений об имирской свите как ассоциации эффузивов только кислого и субщелочного состава, А. Д. Шелковников относит нижнюю андезитовую толщу к додевонским образованиям, сопоставляя ее с выделенной им же в низовьях р. Кизир кизирской вулканогенной свитой ( $Ст_3 - O$ ).

Учитывая тесную структурную и пространственную соподчиненность нижней, андезитовой, и верхней, фельзит-ортофиловой, толщ, а также закономерную повторяемость и устойчивость характера этой ассоциации в других районах Алтае-Саянской области, на чем уже акцентировалось внимание в первой главе, мы рассматриваем ее в качестве единого тра-

хиандезит-липаритового комплекса девонских (возможно, силуро-девонских) эффузивов, формирование которых связано с заложением и развитием средне-верхнепалеозойских межгорных впадин<sup>1</sup>. В пользу этого также свидетельствует то, что в данном случае, как и в ряде других районов, в составе нижней толщи андезитовых порфиритов присутствуют точно такие же субщелочные кислые эффузивы, как в верхней толще, а среди субщелочных эффузивов верхней толщи постоянно отмечаются среднеосновные и основные разности пород, сходные с эффузивами нижней толщи. Таким образом, речь идет лишь о степени участия эффузивов разной основности в разных частях разреза толщи: среднеосновных — преимущественно в низах, а субщелочных кислых — в верхах разреза.

Такое предложенное нами ранее (Поляков, 1958) расчленение девонских вулканогенных отложений района Ирбинского месторождения совпадает с данными А. А. Моссаковского, М. В. Дуранте и И. И. Павлова, которые проводили на юге этого района (низовья р. Ирбы и прилегающая к ней часть бассейна р. Тубы) государственную геологическую съемку. Объединив все девонские эффузивы данной площади в единую быскарскую серию, эти исследователи подразделяют ее вместе с тем на две части: нижнюю — толщу нерасчлененных эффузивов смешанного состава, включающих, помимо альбитофиров и ортофиров, основные и среднеосновные разности пород, и верхнюю — толщу существенно субщелочных кислых эффузивов, представленных преимущественно ортофирами. Первые ими картируются в северо-восточной, прилегающей к Ирбинскому месторождению части района, вторые — на юго-западе в разрезе р. Тубы, вблизи с. Курагино. Самые высокие части видимого разреза быскарской серии данного района, вскрывающиеся в право- и левобережье р. Тубы, в районах дер. Ойха и с. Белый Яр, сложены, согласно этим авторам, ортофирами и трахилипаритовыми порфирами с прослоями туфов и мандельштейнов.

Толща андезитовых порфиритов и их туфов с горизонтами альбитофиров, кератофиров и ортофиров широко представлена в районе Ирбинского месторождения, вскрываясь в бассейнах рек Большой Ирбы, Бурлука и Грязнушки (район Знаменки, Успенки, Курской, Бугуртака и Березовского). В центре этой площади находится граносиенитовый массив горы Большой Урал и приуроченное к одному из останцов его кровли Ирбинское магнетитовое месторождение (см. рис. 23).

В строении этой толщи участвуют лабрадоровые, пироксеновые и андезиновые порфириты, туфы, туфо- и лавобрекчии. В ряде мест, особенно в верхах разреза, встречаются более кислые разности эффузивов: кварцевые альбитофиры (плагипорфиры), кератофиры и трахитовые порфиры. Последние доминируют в верхней, существенно ортофировой толще.

Лабрадоровые порфириты, вскрывающиеся главным образом в разрезе р. Грязнушки, характеризуются плотным, массивным сложением и темно-бурой окраской. Вкрапленники представлены матово-белыми относительно небольшими (около 3 мм длиной) лейстами лабрадора № 50—60. Основная масса гиалопилитовая, состоит из тонкого «войлока» микролитов основного плагноклаза и продуктов раскристаллизации стекла.

В райсне с. Бугуртака в толще девонских эффузивов смешанного состава встречаются бурые крупнолейстовые (длина лейст достигает 1,5 см) лабрадоровые порфириты. Это очень характерные породы, примечательной особенностью которых являются крупные уплощенные

<sup>1</sup> В эту ассоциацию не включаются эффузивы кизирской свиты в ее прототипе (Шелковников, 1962), самостоятельность и более ранний возраст которых мы здесь не оспариваем. Андезитовые порфириты, о которых в данном случае идет речь, не похожи и на известные в соседних районах базальтоиды тонской свиты (Шнейдер, Зубкус, 1962).

вкрапленники слегка розоватого плагиоклаза, рельефно выступающего на фоне темно-бурой плотной основной массы с многочисленными кавернами (пустотами выщелачивания), а также миндалинами хлорита и примазками медной зелени. Они очень напоминают весьма специфические крупнолейстовые лабрадорские порфириды девонских вулканогенных комплексов других районов Минусы.

Здесь же наряду с рассмотренными бурными разностями порфиритов устанавливаются темно-серые лабрадорские порфириды, ассоциирующие с диабазами и диабазовыми порфиритами. Последние в форме отдельных маломощных покровов и, возможно, силлов встречаются и в ряде других мест площади развития андезитовой толщи. Дайки и силлы диабазов отмечаются в полях эффузивов быскарской серии нижнего течения р. Ирбы А. А. Моссаковским, М. В. Дуранте и И. И. Павловым, которые подчеркивают генетическую общность этих диабазов с девонскими эффузивами.

Авгитовые порфириды, встречающиеся на северных склонах горы Большой Урал, по внешнему виду очень напоминают темно-серые лабрадорские порфириды, отличаясь тем, что в них наряду с плагиоклазом устанавливается во вкрапленниках авгит.

Развитые в центральной части Ирбинской площади андезитовые порфириды обладают бурой окраской и ясно выраженной порфировой, часто гломеропорфировой структурой. Вкрапленники представлены удлиненными табличками плагиоклаза, состав которого колеблется от № 30 до № 40. Структура основной массы в неизменном виде микролитовая; очень часто она преобразуется в сферолитовую или аллотриоморфную, что связано с альбитизацией порфиритов и преобразованием их в альбитофиры.

Андезитовые порфириды и в разной степени альбитизированные их разности (в том числе альбитофиры) образуют широко распространенную, преобладающую в составе нижней толщи группу плагиопорфиров, которые обладают бурой окраской, порфировым, нередко брекчиевидным и иногда миндалекаменным строением и переменным, варьирующим от андезитовых порфиритов до альбитофиров составом. По химизму (анализ 6, табл. 33) они близки к трахиандезитам, по Р. Дэли, что в общем свойственно значительной части плагиопорфиров Минусы. Плагиопорфиры и альбитофиры широко развиты в верховьях р. Большой Ирбы, в нижнем течении р. Бурлука, в районах сел Бугуртака, Березовского, дер. Курской и в ряде других мест Ирбинской площади. Среди них постоянно присутствуют весьма характерные по облику и структурам лилово-серые и бурые туфы, туфолавы, туфо- и лавобрекчии.

Часть существенно альбитового состава эффузивных пород, выделяемых нами под названием кератофиров (среди них устанавливаются кварцевые и бескварцевые разности), содержит реликты калишпата и характеризуется более высоким, чем у плагиопорфиров, содержанием калия (см. табл. 33, анализы 3, 4, 5). Такие породы встречены в районах дер. Успенки, с. Березовского и в приустьевой части р. Грязнушки, впадающей справа в р. Большую Ирбу ниже дер. Курской. Среди них устанавливается несколько разновидностей пород, часть которых сходна с субщелочными кислыми эффузивами верхней толщи.

Наиболее близки к ортофирам верхней толщи трахитовые порфиры района с. Березовского, вскрывающиеся в правом борту р. Большой Ирбы и в левом — р. Березовки, вблизи ее устья. Они обладают яркой красно-бурой окраской, плотным микрозернистым сложением основной массы и в целом отчетливо выраженным порфировым сложением при сравнительно небольших (длина 1,5—2 мм) размерах вкрапленников альбита № 3—4. Однако по характеру двойникования, продуктам разложения и прямым реликтам калишпата можно заключить, что значитель-



Таблица 33

## Химический состав девонских эффузивов района Ирбинского месторождения

Оксиды	Содержание, вес. %							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	68,38	65,54	70,14	67,80	62,10	59,74	55,70	47,80
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,66	0,56	0,92	0,26	1,24	1,86	1,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,03	14,92	13,92	15,44	18,71	15,48	14,01	15,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,77	5,59	3,32	2,43	2,91	4,45	8,30	11,58
FeO	0,65	0,36	0,32	2,30	0,43	4,71	4,57	—
MgO	0,18	0,20	0,24	1,19	1,09	2,51	3,66	7,47
CaO	0,49	1,19	0,77	0,30	1,19	2,30	2,38	10,77
Na <sub>2</sub> O	4,76	4,63	4,52	6,14	7,50	5,53	4,89	2,23
K <sub>2</sub> O	4,67	5,55	4,35	2,50	1,72	1,75	0,25	0,66
H <sub>2</sub> O	—	—	—	0,44	—	0,56	—	—
П.п.п.	0,36	0,45	0,48	0,62	2,10	1,40	2,98	1,76
Сумма	98,77	99,09	98,62	100,08	98,01	99,67	98,60	99,17

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	17,0	18,0	16,1	16,6	19,3	14,7	11,4	5,9
<i>c</i>	0,6	0,9	0,9	0,2	1,4	2,0	3,0	7,9
<i>b</i>	5,0	6,0	3,7	9,0	7,7	13,5	19,6	29,2
<i>s</i>	77,4	75,1	79,3	74,2	71,6	69,8	66,0	57,0
<i>a'</i>	3,0	—	7,5	32,5	29,0	7,9	9,0	—
<i>f'</i>	91,0	85,0	82,0	45,5	43,5	61,0	59,5	35,0
<i>m'</i>	6,0	5,5	10,5	22,0	27,5	31,0	31,5	45,0
<i>c'</i>	—	9,5	—	—	—	—	—	20,0
<i>n'</i>	61,0	57,0	59,5	78,5	87,0	82,5	96,3	83,0
<i>t</i>	0,5	0,8	0,6	1,0	0,3	1,5	2,5	2,3
<i>φ</i>	79,0	79,5	75,0	22,0	37,0	28,0	36,5	—
<i>Q</i>	20,0	13,3	25,5	15,0	5,2	5,2	6,2	—6,7
<i>a/c</i>	28,0	20,0	18,0	83,0	14,0	4,9	3,8	0,7
FeO/MgO	14,0	15,0	7,7	2,1	1,6	2,0	1,8	0,8

Примечание. 1 (666) — кварцевый ортофир, район с. Курагино; 2 (672) — трахитовый порфир, там же; 3 (623) — кварцевый трахитовый порфир, район с. Березовокого; 4 (1501) — кварцевый кератофир, район дер. Успенки; 5 (577) — кварцевый кератофир, район с. Курского; 6 (727) — трахнандезитовый порфирит (плагнопорфир); 7 (2063) — диабазовый порфирит, верховье р. Большой Ирбы; 8 (405) — диабаз, западный склон горы Большой Урал.

Анализы 1, 2, 3, 5, 7 и 8 выполнены в Центральной лаборатории КГУ, анализы 4 и 6 — в химической лаборатории ЗСФ АН СССР.

ная часть этих выделений образована при альбитизации ортоклаза. Основная масса, по структуре промежуточная по сравнению с трахитовой и ортофировой, сложена преимущественно альбитом и калишпатом. В ряде образцов наблюдаются весьма своеобразные, по-видимому, ликвационного происхождения, округлые каплевидные обособления трахитового строения в аллотриоморфном или сферолитовом кварц-полевошпатовом агрегате. Здесь же среди трахитовых порфиров встречаются кислые разновидности эффузивов микрофельзитового строения с четко выраженной ленточной флюидалностью. Выше по р. Большой Ирбе трахитовые порфиры сменяются андезитовыми порфиритами и альбитофирами.

Породы, приближающиеся к трахитовым порфирам, вновь появляются в полях андезитовых порфиритов и альбитофиров в устье р. Грязнушки.

(1,5—2 км южнее дер. Курской) и в районе дер. Успенки. В них также устанавливаются реликты калишпата и несколько повышенные по сравнению с альбитофирами содержания калия. Однако в целом они содержат явно меньше этих компонентов, чем ранее рассмотренные трахитовые порфиры окрестностей с. Березовского. Полевощпатовые вкрапленники представлены здесь исключительно альбитом № 5—9, основная масса — преимущественно кварц-альбитовая аллотриоморфная или сферолитовая, с незначительной примесью калишпата; реликты трахитовой структуры устанавливаются сравнительно редко. В устье р. Грязнушки среди этих пород встречаются миндалекаменные (в миндалинах кварц и, реже, калишпат) и флюидалные разности. Породы этой категории нами относятся к кварцевым и бескварцевым кератофирам. По химическому составу они занимают промежуточное положение между рассмотренными плагиопорфирами (альбитофирами) и ортофирами верхней толщи. Так же как андезитовые порфириты и альбитофиры, кератофиры сопровождаются туфами, туфо- и лавобрекчиями соответствующего состава, что является характерной чертой девонских эффузивов в целом.

Ортофиры (трахитовые порфиры) верхней толщи изучены нами в разрезе правого борта р. Тубы между с. Курагино и дер. Ойха. Макроскопически это красновато-бурые плотные породы с рельефно выступающими призматическими вкрапленниками розового калишпата, достигающими в длину 8 мм. Эти вкрапленники четко ориентированы вкрест вертикально-столбчатой ромбической (в поперечном сечении) отдельности. Фенокристы полевых шпатов представлены пертитизированными зернами нерешетчатого микроклина ( $-2V = 85-87^\circ$ ). Основная масса бурая или серовато-бурая, плотная, афанитовая, под микроскопом иногда обнаруживает микролитовое (трахитовое) строение. Чаще же микроструктура основной массы близка к ортофировой, а на участках, обогащенных кварцем, — к аллотриоморфной. Реже встречаются афировые разности серовато-бурых кварцсодержащих трахитов, обнаруживающих под микроскопом трахитовую или бостонитовую структуру. Как ортофиры, так и афировые разности трахитов нередко обладают миндалекаменным сложением. Миндалины, выполненные хрустально-прозрачным друзовым кварцем, имеют обычно удлиненные эллиптические формы и ориентированы по длинной оси согласно флюидалности.

По химическому составу ортофиры и трахиты верхней толщи занимают среднее положение между кварцевыми кератофирами и трахитами, по Р. Дэли (см. табл. 33, анализы 1 и 2). В петрохимическом отношении, как и в петрографическом, они по существу идентичны щелочным сиенитам и нордмаркитам девонских сиенитовых интрузий Ирбинского и Притубинского районов. К граносиенитам Ирбинского плутона более близки по химизму и минеральному составу рассмотренные кварцевые кератофиры и кварцевые трахитовые порфиры района деревень Успенки, Курской и с. Березовского.

Несколько иначе представлены девонские эффузивы в районе Краснокаменского месторождения. Согласно описаниям А. Д. Шелковникова, здесь преобладают кислые эффузивы: фельзиты и кварцевые порфиры при подчиненном значении субщелочных разностей. Среднеосновные андезитового состава порфириты, известные в этом районе, он относит к более ранней додевонской андезито-дацитовой формации (кизирская свита, Ст<sub>3</sub>—О), а появляющиеся западнее базальты — к трахибазальтовой формации (тонская свита, D<sub>2</sub>).

В целом рассмотренный девонский вулканический комплекс Ирбинско-Краснокаменского района вполне отвечает охарактеризованной в первой главе девонской трахиандезит-липаритовой формации окраин Минусы, с которой пространственно и структурно сопряжены субвулканические интрузии гранитов и сиенитов. Такие интрузии ассоциируют с де-

вонскими эффузивами и в Ирбинско-Краснокаменском районе, причем именно с ними, как это будет показано ниже, связаны наиболее значительные магнетитовые месторождения района.

## ДЕВОНСКИЙ КОМПЛЕКС СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ГРАНИТОВ И СИЕНИТОВ

Девонские граниты и сиениты представлены в рассматриваемом регионе массивами гор Сидоровский и Большой Урал, горы Красный Камень (Краснокаменский интрузив) и многочисленными более мелкими интрузивными телами, вскрывающимися в районах Бурлукского и Изыхского месторождений, деревень Курской, Красный Дар, Мишкиной и др. При этом четко различаются два типа интрузий. Один из них, представленный массивом горы Сидоровский Урал, относится к щелочно-сиенитовым интрузиям правобережья р. Тубы, выделяемым Е. А. Шнейдером, Б. П. Зубкус и А. Д. Шелковниковым в особый лугагский комплекс среднедевонского возраста. Другой, представленный массивом горы Большой Урал и всеми прочими интрузивами, относится к граносиенитовой интрузии, наиболее тесно сопряженной с эффузивами трахиандезит-липаритового комплекса.

Эти интрузии, которые мы считаем разными вариантами одной формации субвулканических гранитов и сиенитов, характеризуются различной металлогенической специализацией.

Особенности щелочно-сиенитовых и граносиенитовых интрузий лучше всего рассмотреть на примерах массивов гор Сидоровский и Большой Урал.

### Массив горы Сидоровский Урал

Сидоровский плутон располагается в западной части района, в 10 км северо-западнее Ирбинского месторождения. В плане он имеет овальную вытянутую форму и сравнительно небольшие размеры (около 30 км<sup>2</sup>). Осевой, центральной его частью является небольшой хр. Сидоровский Урал, вершина и склоны которого украшены многочисленными огромных размеров и причудливых форм столбообразными останцами нордмаркитов, очень напоминающими широко известные нордмаркитовые «Столбы» окрестностей г. Красноярск. Кстати, выше подчеркивалось, что интрузия Сидоровского Урала относится, как и красноярские нордмаркиты, к единой в формационном отношении группе щелочно-сиенитовых субвулканических интрузий, особенно широко распространенных в Притубинском районе правобережья р. Енисей (плутоны Сайбар, Буровский, Байтак, Бесь и др.).

Плутон имеет ясно выраженное зональное строение. Периферическая его часть сложена средне-, иногда крупнозернистыми кварцевыми щелочными сиенитами (типа нордмаркитов), наиболее характерными для тубинских и красноярских сиенитовых интрузивов. В нордмаркитах наблюдается планпараллельная ориентировка полевошпатовых и амфиболовых зерен. Плоскостные структуры очень пологие (10—15°); по-видимому, они отражают строение апикальной купольной части интрузива.

В центральной, судя по всему, несколько глубже вскрытой части массива выходят розовато-серые порфировидные граносиениты с четко обозначенными, близкими к вертикальным, линейными текстурами течения. Взаимоотношения нордмаркитов краевых частей массива и граносиенитов центральной части не вполне ясны. Обнаруживающиеся в ряде случаев промежуточные разности пород позволяют как будто бы предполагать постепенные переходы между ними. Вместе с тем наличие в ряде

мест достаточно быстрых переходов между граносиенитами и нордмаркитами (непосредственных контактов наблюдать не удалось), резко различный несогласный характер свойственных им элементов прототектоники, а также присутствие в полях нордмаркитов явно секущих дайковых тел мелкозернистых граносиенитов, близких по составу к граносиенитам центрального тела, свидетельствуют о возможной одновременности этих образований.

Таким образом, строение и формирование массива Сидоровский Урал можно представить по-разному. Не исключено, что это однофазный, существенно граносиенитовый интрузив с апикальной «шапкой» пород повышенной щелочности — нордмаркитов, образующихся при реакционном взаимодействии граносиенитовой магмы с доломитсодержащими карбонатными отложениями и основными эффузивами кровли (массив располагается в четко обозначенном тектоническом блоке, выполненном такими отложениями). Не менее вероятным представляется двухфазное формирование плутона с образованием в первую очередь щелочно-сиенитового (нордмаркитового) интрузива, прорванного затем в центральной части граносиенитовым дайкообразным телом.

Петрографический состав плутона довольно однообразен. В нем различаются две главные группы пород: в одну из них объединяются нордмаркиты и в разной степени измененные приконтактовые их разновидности, а в другую — граносиениты.

Нордмаркиты представляют собой серые, иногда слегка розоватые крупно- и среднезернистые породы с ясно выраженной трахитоидной текстурой, обусловленной планпараллельным распределением уплощенных призматических зерен полевого шпата (микроклин-пертита). Минеральный состав весьма прост: микроклин-пертит — 67%, олигоклаз № 15 — 14%, амфибол — 8%, кварц — 9%, акцессорные и вторичные минералы (магнетит, эпидот и кальцит) — 2%. Количество темноцветных компонентов иногда снижается до 4—5% и, наоборот, возрастает до 20—30% в меланократовых разностях, встречающихся сравнительно редко в эндоконтактах.

Преобладающий в породе калинатровый полевой шпат, судя по его оптическим свойствам и химическому составу породы, пересчитанному на нормативные минералы (табл. 34), характеризуется, если учесть свободный плагиоклаз и метасоматическую альбитизацию, примерно равным соотношением микроклина и альбита при некотором преобладании последнего. В. Г. Лазаренков (1964), специально исследовавший калинатровые полевые шпаты нордмаркитов Сидоровского плутона, указывает на их зональное строение с изменением составов от  $Ab_{60}Or_{40}$  в центре зерен до  $Ab_{50}Or_{50}$  — на периферии. Все зерна в той или иной мере пертитизированы. Пертиты по морфологии весьма разнообразны. Доминируют криптопертиты, тонковолокнистые полосчатые и, реже, пятнистые пертиты распада. Наряду с этим встречаются явно метасоматические оболочковые, жилковые и петлевидные (по классификации А. К. Болдырева) пертиты (часто антипертиты) замещения, образующиеся при более поздней альбитизации исходных экссолуционных пертитов распада. Метасоматические пертиты часто сопровождаются выпадающим тут же тонкочешуйчатым агрегатом светлоокрашенной слюды, что считается обычным явлением при альбитизации калишпатов.

Альбит-олигоклаз (№ 10—15) представлен идиоморфными таблитчатыми, обычно серицитизированными зернами.

Амфиболы весьма изменчивы. Наиболее редкой их разновидностью является обыкновенная буро-зеленая роговая обманка с относительно высоким показателем преломления ( $Nm = 1,679 \pm 0,002$ ;  $cNg = 18—19^\circ$ ;  $Ng - Np = 0,016$ ;  $-2V = 66—70^\circ$ ). Чаше же эта роговая обманка вытесняется преобладающей в породе синевато-зеленой разновидностью амфибола

Таблица 34

Пересчет химического анализа нордмаркита массива горы Сидоровский Урал по методу CIPW

Оксиды	Вес. %	Атомные количества	Нормативные минералы								
			il	mt	hm	or	ab	ap	wo	ep	Q
SiO <sub>2</sub>	65,06	1083				270	504	12	7	27	173
TiO <sub>2</sub>	0,77	10	10								
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,28	150				45	99	6			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,71	17		16	1						
FeO	1,87	26	10	16							
MgO	1,09	27								27	
CaO	0,70	13						6	7		
Na <sub>2</sub> O	6,14	99					99				
K <sub>2</sub> O	4,22	45				45					
Молекулярные количества минералов			10	16	1	45	99	6	7	27	173
Вес. количества			1,5	3,7	0,2	27,0	52	1,6	0,8	2,8	10,4

повышенной щелочности, промежуточному по оптическим свойствам между арфведсонитом и рибекитом (угол погасания большой, арфведсонитовый, достигает 40°;  $-2V=80^\circ$ ;  $N_g=1,666 \pm 0,002$ ;  $N_p=1,655 \pm 0,002$ ). Этот амфибол, в свою очередь, замещается, обычно с краев зерен, черно-зеленым с синеватыми и фиолетовыми оттенками типично натровым амфиболом глаукофан-рибекитового ряда, близким по оптическим свойствам к кросситам и рибекитам (угол погасания 3—5°; угол оптических осей большой, отрицательный).

Кварц, резко ксеноморфный по отношению к зернам полевых шпатов и амфиболов, выполняет обычно промежутки между ними. Минералы-примеси представлены редкими зернами циркона и апатита.

По химическому составу кварцевые щелочные сиениты Сидоровского Урала отвечают нордмаркитам, по Р. Дэли, отличаясь чуть большими количествами кремнезема и некоторым преобладанием в составе щелочей натрия (см. табл. 34 и 36). При пересчете данных химического анализа на реальный минеральный состав с учетом химического состава породосбразующих минералов по таблицам П. Н. Чирвинского получаются примерно те же, сравнительно с нормативным составом, соотношения минералов в полевошпатовой части и существенно другая группировка фемических компонентов: микроклин — 26%, альбит — 52%, амфибол (с натриевой составляющей) — 9%, кварц — 10%, магнетит — 3%.

Нордмаркиты, слагающие в большинстве случаев апикальные части массива, подвергаются легким, по-видимому, аутометасоматическим изменениям, заметно усиливающимся вблизи контакта. Помимо ранее рассмотренных явлений альбитизации микроклин-пертитов, ведущей к образованию антипертитов замещения, происходит образование явно наложенного биотита, выполняющего тонкие жилки и замещающего по спайным трещинам и с краев зерна амфибола. При этом в породе возрастает (иногда заметно) содержание кварца и на отдельных участках образуются реакционные гранофиры. В таких породах заметно увеличивается количество тонкоигльчатого апатита, характерного для нордмаркитов апикальной зоны.

С другой стороны, здесь же в приконтактной зоне на отдельных, измеряемых обычно несколькими метрами участках встречаются мелано-

кратовые контаминированные разности сиенитов, содержащие до 30% фемических минералов. Последние представлены преимущественно бу-ро-зеленой роговой обманкой, а иногда присутствующим в небольших количествах клинопироксенom. Гибридизированные нордмаркиты Сидоровского Урала детально описаны В. Г. Лазаренковым (1962), который, кстати, также подчеркивает весьма ограниченное их развитие в сравнительно узкой (10—15 м) эндоконтактовой зоне.

Более устойчивым составом характеризуются граносиениты центральной части массива, варьирующие главным образом по структуре. Это серые, слегка розоватые средне-, реже мелкозернистые породы с четко выраженной порфиroidной структурой. Вкрапленники представлены удлиненными (до 10—20 мм), закономерно ориентированными призмами розового калишпата и, сравнительно редко, матово-серого плагиоклаза. Основная масса гранитовая, сложенная преимущественно плагиоклазом, в различной степени пертитизированным калишпатам, отдельными самостоятельными зернами нерешетчатого микроклина, кварцем и, в меньшей степени, темно-зеленым амфиболом и тонкозернистым биотитом. Количественные соотношения этих минералов следующие: плагиоклаза 35%, микроклина и микроклин-пертита 28—30%, кварца 27%, амфибола 7%, аксессуарных минералов (апатита, циркона, сфена и магнетита); около 1%.

При сравнении минерального состава порфиroidных граносиенитов с охарактеризованными нордмаркитами прежде всего обращают на себя внимание высокие содержания в граносиенитах плагиоклаза и кварца, намного превосходящие количества этих минералов в нордмаркитах. Плагиоклаз несколько более кислый (№ 9—10), кварц ксеноморфный, обычный для структур гранитов. Калинатровые полевые шпаты в виде однородных нераспавшихся зерен встречаются редко; обычно же они пертитизированы, часто устанавливаются антипертиты; характерен резкий ксеноморфизм калишпатов по отношению к плагиоклазу и амфиболом. Последние представлены буровато-зеленой обыкновенной роговой обманкой и синевато-зеленым натрийсодержащим амфиболом, который по окраске и большому (около 90°) углу оптических осей сопоставляется с гастингситом.

Особенности минерального состава вполне согласуются с особенностями химизма граносиенитов. Они отличаются от нордмаркитов значительно

Т а б л и ц а 35

Пересчет химического анализа граносиенита по методу *CIPW*

Оксиолы	Вес. %	Атомные количества	Нормативные минералы							
			il	mt	or	ab	ap	ep	C	Q
SiO <sub>2</sub>	69,30	1154			270	378	52	27		427
TiO <sub>2</sub>	0,32	4	4							
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,48	141			45	63	26		7	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,91	12		12						
FeO	1,25	16	4	12						
MgO	1,08	27						27		
CaO	1,47	26					26			
Na <sub>2</sub> O	3,89	63				63				
K <sub>2</sub> O	4,21	45			45					
Молекулярные количества минералов			4	12	45	63	26	27	7	427
Вес. количества			0,6	2,8	25,9	34,2	7,2	2,8	0,7	25,8

Таблица 36

Химический состав пород массива горы Сидоровский Урал

Окислы	Содержание, вес.%				Окислы	Содержание, вес.%			
	1	2	3	4		1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	65,05	64,12	69,30	75,64	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому				
TiO <sub>2</sub>	0,77	0,77	0,32	0,20					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,28	15,46	14,48	12,11	<i>a</i>	20,0	19,6	14,6	13,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,71	3,33	1,91	1,24	<i>c</i>	0,7	0,5	2,0	0,4
FeO	1,87	1,68	1,25	1,32	<i>b</i>	6,1	7,1	5,4	3,0
MgO	1,09	1,13	1,08	0,29	<i>s</i>	73,2	72,8	78,0	83,1
CaO	0,70	1,12	1,47	0,44	<i>a'</i>	—	—	13,0	44,0
Na <sub>2</sub> O	6,14	6,38	3,89	2,60	<i>f'</i>	56,0	62,0	53,0	40,0
K <sub>2</sub> O	4,22	3,96	4,21	5,74	<i>m'</i>	30,0	25,5	34,0	16,0
П.п.п.	0,49	0,32	0,83	0,60	<i>c'</i>	14,0	12,5	—	—
Сумма	98,35	98,27	98,74	99,18	<i>n</i>	73,0	71,0	58,5	40,0
					<i>t</i>	0,9	0,9	0,3	0,2
					<i>φ</i>	40,0	40,0	30,4	31,0
					<i>Q</i>	5,7	6,0	25,0	39,0
					<i>a/c</i>	30,0	40,0	7,3	34,0
					FeO/MgO	2,2	2,5	1,5	3,6

Примечание. 1 (523), 2 (535) — нордмаркит; 3 (547) — граносиенит; 4 (140) — аплитовидный гранит. Все анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ.

но большим количеством кремнезема и соответственно большими содержаниями кварца. В полевошпатовых компонентах заметно возрастает роль анортитовой составляющей, что, по-видимому, обусловлено намного большими, сравнительно с нордмаркитами, содержаниями в граносиенитах свободного плагиоклаза. Все это отчетливо проявляется при пересчете данных химического анализа на нормативные минералы (табл. 35). Близкие соотношения получаются при пересчете тех же данных на реальный минеральный состав: микроклин — 26%, альбит — 34,7%, анортит — 3,5%, амфибол — 7,8%, магнетит — 1,7%, кварц — 26,3%.

В целом граносиениты Сидоровского Урала (табл. 36) приближаются по химическому составу к нормальным щелочноземельным гранитам, по Р. Дэли, отличаясь несколько меньшими содержаниями кремнезема и большими — щелочей ( $a/c=7,3$  против 5,3 в щелочноземельном граните).

Немногочисленные дайки представлены двумя разновидностями пород: субщелочными аплитовидными гранитами и мелкозернистыми граносиенитами. Шире распространены дайки аплитовидных гранитов, состав которых очень прост и однообразен: микроклина и микроклин-пертита 52%, альбита 12%, кварца 34,5%, биотита 1,5%. По химическому составу они заметно отличаются от стандартных типов щелочноземельных граносиенитов более высокой щелочностью ( $a/c=34$ ), приближаясь в этом отношении к щелочным гранитам (см. табл. 36, анализ 4).

Мелкозернистые граносиениты идентичны по минеральному составу граносиенитам центральной части массива. В них наряду с микроклин-пертитом, плагиоклазом и кварцем, присутствующим в меньших количествах (около 26%) по сравнению с аплитовидными гранитами, устанавливается синевато-зеленый рибекит (рис. 32).

Изменения на контактах массива весьма небольшие. Особенно незначительны, как это было показано, эндоконтактные изменения. Вмещающие породы преобразуются несколько сильнее, карбонатные породы мраморизуются, эффузивы подвергаются амфиболизации и ороговикованию.

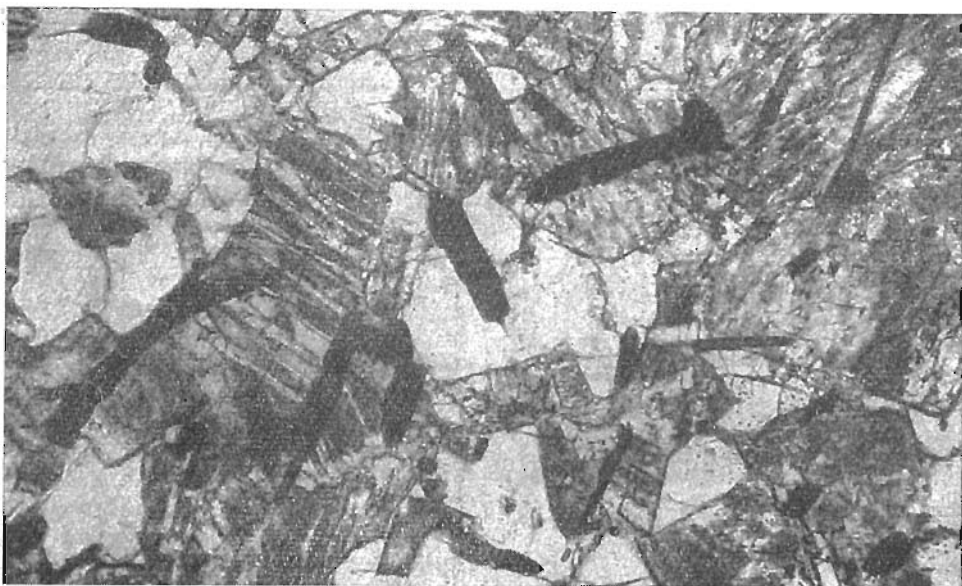


Рис. 32. Рибекитовый граносиенит. Сидоровский плутон (темный игольчатый минерал — рибекит; серый полосатый — пертит; белый — кварц). Увел. 51, без анализатора

Роговики, диопсид-эпидотовые по составу, формируются в узкой, измеряемой несколькими метрами зоне, ширина которой вместе с альбитизированными и амфиболитизированными породами составляет несколько десятков метров. На северном контакте массива, где полоса контактово-измененных пород несколько расширяется, отмечаются роговики с магнетитовой вкрапленностью.

В 3—4 км восточнее массива известно Знаменское скарново-магнетитовое месторождение, расположенное между массивами гор Сидоровский и Большой Урал. Характер рудоносной интрузии здесь неясен, однако представляется более вероятной связь этого месторождения с Большеуральской интрузией граносиенитов, сопровождавшейся, как будет показано ниже, значительными постмагматическими процессами и промышленным магнетитовым оруденением.

### Массив горы Большой Урал

Граносиенитовый массив горы Большой Урал, который мы будем в дальнейшем именовать для краткости Ирбинским, располагается в юго-западной части района в поле рассмотренных девонских эффузивов района Ирбинского месторождения (см. рис. 23). В центре массива находится сравнительно невысокий сглаженный хр. Большой Урал, на вершине которого местами вскрываются скальные выходы сиенитов, сходные с нордмаркитовыми «столбами» Сидоровского Урала. В восточной части массива, в долине р. Большой Ирбы, располагается останец кембрийских вулканогенных и карбонатных отложений, к контактам которого с сиенитами приурочена Ирбинская группа скарново-магнетитовых месторождений.

По сравнению с Сидоровским Ирбинский массив имеет значительно большие размеры и, по-видимому, вскрыт на большую глубину. В пла-



не — это неправильной конфигурации, но в целом близкое к изометричному телу площадью около 150 км<sup>2</sup>. Вблизи массива, в районе деревень Курской и Федоровки, в верховьях р. Бурлука и в ее устье вскрывается ряд более мелких граносиенитовых интрузивов, представляющих собой, по-видимому, спутники Ирбинского плутона. С некоторыми из них, как и с Ирбинским, генетически связаны скарново-магнетитовые месторождения (Изыхское, Бурлукское и др.).

В строении массива намечается грубая зональность. В западной, судя по всему, глубже вскрытой его части обнажаются, образуя обширное поле и ряд более мелких выходов, среднезернистые рибекитовые граниты, среди которых обнаруживаются на отдельных участках порфировидные граносиениты и кварцевые сиениты, слагающие, по-видимому, более высокие приапикальные части тела (рис. 33). Порфировидные граносиениты и кварцевые сиениты встречаются преимущественно в приконтактовой зоне, причем вблизи контактов с основными породами они приобретают несколько большую основность, приближаясь иногда по составу к сиенито-диоритам. Ими же и появляющимися местами мелкозернистыми разновидностями граносиенитов сложены сопровождающие Ирбинский массив мелкие соседние интрузивные тела — спутники и вся восточная, менее эродированная его часть.

Относительно природы и соотношений щелочных гранитов с граносиенитами и кварцевыми сиенитами нет полной ясности. Можно предположить, что между ними существуют постепенные переходы, при этом щелочные граниты должны слагать более глубокие части массива, а граносиениты и кварцевые сиениты — верхние приапикальные.

Вместе с тем сходство химизма рибекитовых гранитов Ирбинского массива с дайковыми субщелочными аплитовидными гранитами Сидо-

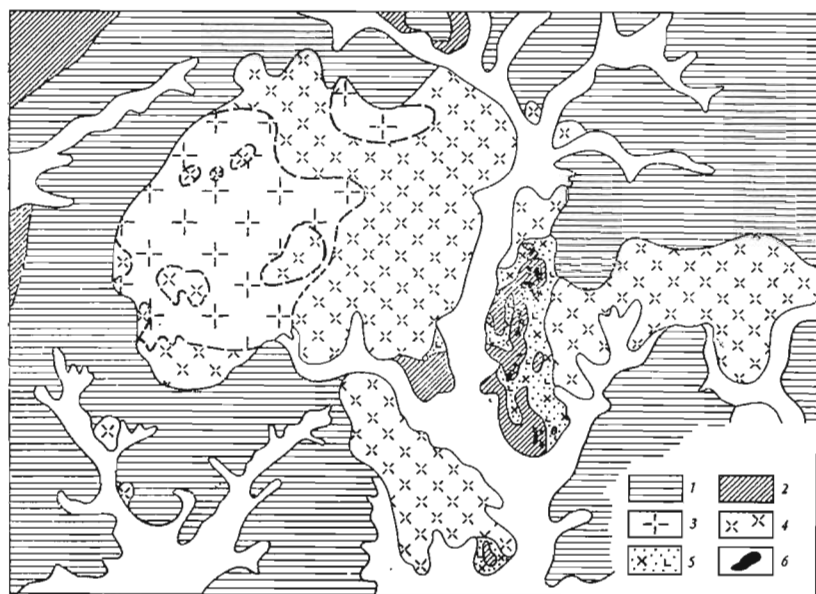


Рис. 33. Схематическая геологическая карта района Ирбинского магнетитового месторождения

- |   |  |   |                       |                                       |   |                                |
|---|--|---|-----------------------|---------------------------------------|---|--------------------------------|
| 1 — девонский вулканогенный комплекс: порфириты, плагиопорфиры, кератофиры, ортофиры и их туфы (D <sub>1</sub> ); | 2 — кыштинско-ирбинская свита карбонатных отложений, зс- | ленокаменных эффузивов и их туфов (Ст <sub>1-2</sub> ). Ирбинский плутон; | 3 — щелочные граниты; | 4 — кварцевые сиениты и граносиениты; | 5 — сиенитизированные габбро и габбро-диориты Ирбинского останца; | 6 — скарново-магнетитовые тела |
|---|--|---|-----------------------|---------------------------------------|---|--------------------------------|

ровского Урала, а также со щелочными гранит-порфирами, встреченными нами в явно секущих дайковых телах среди ирбинских граносиенитов, позволяет допустить и более позднее формирование рибекитовых гранитов в качестве отдельной интрузивной фазы. Однозначного суждения на сей счет высказать, к сожалению, нельзя, поскольку в условиях крайне плохой обнаженности Большого Урала выявить прямые отношения между рассмотренными группами пород не представилось возможным.

В юго-восточной части массива вблизи останца вулканогенно-осадочных отложений кнышинско-ирбинской свиты ( $Ст_2^1$ ), слагающих основание мощного провеса кровли, глубоко вдающегося в тело интрузива, развита пестрая гамма среднеосновных и основных пород — кварцевых и бескварцевых сиенито-диоритов и диоритов, монцититов и габбро-диоритов, образованных при реакционном взаимодействии сиенитов с основными породами останца. Часть входящих в эту группу сиенитоидов образуется при гранитизации (сиенитизации) основных и среднеосновных интрузивных пород, входящих в состав останца.

Таким образом, устанавливаются четыре главные группы пород массива: 1) порфировидные и мелкозернистые кварцевые сиениты и граносиениты, преобладающие в восточной его половине; 2) щелочные (рибекитовые) граниты западной части массива; 3) реакционные породы рудного поля Ирбинского месторождения (Ирбинский останец); 4) дайковый комплекс.

Кварцевые щелочные сиениты встречаются сравнительно редко в полях граносиенитов в наиболее высоких приапикальных частях массива. С граносиенитами они связаны постепенными переходами, представляя их петрографическую разновидность.

Это среднезернистые, порфировидного строения породы, окрашенные в серовато-розовый, реже в кирпично-красный цвета. Среди породообразующих минералов преобладают калинатровые полевые шпаты (60—65%), представленные микроклином ( $-2V=86-88^\circ$ ) с криптопертитовыми вростками, а также грубыми полосчатыми, реже пятнистыми пертитами распада. Значительную роль играют и антипертиты, о чем свидетельствуют не только петрографические наблюдения, но и пересчитанные на нормативные минералы данные химического анализа кварцевых сиенитов (табл. 37), указывающие на явную избыточность в калинатровых полевых шпатах плагиоклазовой составляющей.

Таблица 37

Пересчет химического анализа кварцевого сиенита по методу CIPW

Окислы	Вес. %	Атомные количества	Нормативные минералы								
			il	mt	hln	or	ab	an	wo	ep	Q
SiO <sub>2</sub>	68,06	1132	10			228	570	18	25	15	276
TiO <sub>2</sub>	0,83	10	10								
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,53	142				38	95	9			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,78	17		14	3						
FeO	1,72	24	10	14							
MgO	0,65	15								15	
CaO	1,90	34							25		
Na <sub>2</sub> O	5,87	95						9			
K <sub>2</sub> O	3,55	38				38	95				
Молекулярные количества минералов			10	14	3	38	95	9	25	15	276
Вес. количества			1,5	3,2	0,5	21,1	50,3	2,5	2,8	1,5	16,6

Таблица 38

Химический состав кварцевых сиенитов, граносиенитов и щелочных гранитов Ирбинского плутона

Окньюлы	Содержание, вес.%						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	68,06	68,24	68,70	72,02	72,12	75,50	74,02
TiO <sub>2</sub>	0,83	0,59	0,56	0,27	0,37	0,19	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,53	15,09	15,56	14,19	12,54	11,11	12,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,78	3,22	2,52	1,70	2,39	1,91	2,05
FeO	1,72	0,52	0,68	0,41	0,90	0,97	0,86
MgO	0,65	0,60	0,28	0,22	0,38	0,36	0,13
CaO	1,90	0,98	1,20	0,70	0,85	1,02	0,93
Na <sub>2</sub> O	5,87	4,74	5,08	4,83	4,46	3,75	4,15
K <sub>2</sub> O	3,55	4,34	3,74	4,05	4,58	4,45	4,50
H <sub>2</sub> O	0,16	—	—	—	0,30	—	—
П.п.п.	0,16	1,44	0,68	0,74	0,64	0,55	0,68
Сумма	100,21	99,76	99,0	99,13	99,53	99,81	99,95

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	17,3	16,5	16,2	16,0	16,0	14,0	15,0
<i>c</i>	1,5	1,2	1,4	0,9	0,1	0,0	0,4
<i>b</i>	5,7	5,3	4,7	3,0	4,3	4,4	3,2
<i>s</i>	75,5	77,0	77,7	80,1	79,6	81,6	81,4
<i>a'</i>	—	20,0	30,0	27,0	—	—	—
<i>f'</i>	58,5	61,0	60,0	62,0	64,5	58,5	73,0
<i>m'</i>	16,0	19,0	10,0	11,0	15,5	13,5	8,0
<i>c'</i>	25,5	—	—	—	20,0	28,0	19,0
<i>n</i>	71,5	62,0	67,0	60,0	60,0	61,2	51,0
<i>t</i>	0,7	0,7	0,6	0,3	0,2	0,3	0,3
<i>φ</i>	34,4	51,0	45,0	58,0	46,2	37,0	43,0
<i>Q</i>	14,8	20,0	22,0	28,0	27,0	35,4	32,8
<i>a/c</i>	11,5	14,0	11,5	18,0	16,0	C=0	37,5
FeO/MgO	7,3	3,1	6,1	5,6	4,2	2	9,0

Примечание. 1 (49) — кварцевый сиенит; 2 (648) — порфиридовый кварцевый сиенит; 3 (453) — порфиридовый граносиенит; 4 (448) — граносиенит; 5 (139) — щелочной граносиенит; 6 (476) — щелочной гранит; 7 (475) — мелкозернистый щелочной гранит.

Анализы 1 и 5 выполнены в химической лаборатории ЗСФ АН СССР, анализы 2, 3, 4, 6, 7 — в Центральной лаборатории КГУ.

Около 15—20% приходится на долю альбит-олигоклаз (№ 15—18). В переменных количествах (5—8%) присутствует зеленый натрийсодержащий амфибол, который обычно замещается актинолитом и хлоритом. Содержание кварца непостоянно; в среднем они составляют 15%. Таким образом, эта разновидность пород занимает по минеральному составу промежуточное положение между нордмаркитами и рассмотренными ниже граносиенитами.

Точно такое же промежуточное положение они занимают и по химическому составу (табл. 38). При рассмотрении приведенных в табл. 38 данных обращает на себя внимание то, что кварцевые щелочные сиениты Большого Урала, так же как нордмаркиты Сидоровского плутона, характеризуются избыточным количеством кальция, входящего не только в полевошпатовые, но и в фемические компоненты.

Т а б л и ц а 39

Пересчет химического анализа граносиенита по методу *CIPW*

Оксиды	Вес. %	Атомные количества	Нормативные минералы								
			il	mt	hm	or	ab	ap	ep	o	Q
SiO <sub>2</sub>	68,70	1144				234	492	42	7		369
TiO <sub>2</sub>	0,56	7	7								
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,56	152				39	82	21		10	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,52	16		3	13						
FeO	0,68	10	7	3							
MgO	0,28	7							7		
CaO	1,20	21						21			
Na <sub>2</sub> O	5,08	82					82				
K <sub>2</sub> O	3,74	39				39					
Молекулярные количества минералов			7	3	13	39	82	21	7	10	369
Вес. количества			1,1	0,7	2,1	22,5	45,0	5,8	0,7	1,0	21,4

Явно преобладают в массиве граносиениты, которыми сложена большая восточная его часть. Среди них четко различаются две структурные разновидности: порфириовидные, близкие к среднезернистым граносиениты и мелкозернистые их разновидности, постоянно сменяющие друг друга без какой-либо закономерности, причем смена структур зачастую происходит на очень малых участках, проявляясь иногда в отдельно взятых образцах. Заметим, что такая изменчивость структур весьма характерна для аналогичных субвулканических граносиенитов и в ряде других районов Алтае-Саянской области.

Минеральный состав варьирует, характеризуясь примерно следующими соотношениями минералов: альбит-олигоклаза (№ 15—16) около 20%, микроклина и микроклин-пертита около 55%, кварца 14—20%, амфиболов 3—7%, аксессуарных (циркона, апатита и магнетита) около 1,5%. Иногда в небольших количествах (1—2%) присутствует биотит. Состав микроклина и морфология пертитов по существу те же, что и в охарактеризованных кварцевых щелочных сиенитах. Петрографические наблюдения и данные химического анализа (табл. 39) свидетельствуют о наличии в породе антипертитов. Кварц образует отдельные зерна и микропегматитовые срастания с калишпатом, содержания микропегматитов непостоянны, иногда на их долю приходится до 20% объема породы (рис. 34 и 35). Амфибол представлен шестоватыми зернами актинолита ( $-2V=82^\circ$ ;  $cNg=16^\circ$ ;  $Ng=1,668\pm 0,002$ ;  $Np=1,642\pm 0,002$ ).

По химическому составу наиболее распространенные типы граносиенитов в общем близки к охарактеризованным ранее кварцевым щелочным сиенитам, отличаясь более высокими содержаниями кремнезема, пересыщенностью глиноземом и повышенными количествами окиси железа, что связано с пропыленностью граносиенитов гематитом, обусловившей интенсивную красно-бурую их окраску. В целом химический состав граносиенитов заметно варьирует, причем главным образом за счет изменения количеств кремнезема. Некоторые из них сближаются по содержанию кремнезема с кварцевыми сиенитами (см. табл. 38, анализ 2); вместе с тем встречаются разновидности граносиенитов, отвечающие по количеству этого компонента гранитам (см. табл. 38, анализы 4 и 5). Такая изменчивость содержаний кремнезема характерна для субвулканических граносиенитов и других районов Алтае-Саянской области.



Рис. 34. Порфировидный граносеннит. Ирбинский плутон. Увел. 22, без анализатора



Рис. 35. Мелкозернистый граносеннит. Ирбинский плутон. Увел. 51, с анализатором

Граносиениты иногда изменяются более существенно, причем вблизи контактов с основными породами отмечается повышение их основности и меланократовости с образованием пород, приближающихся по составу к сиенито-диоритам, а в верхних, апикальных частях массива встречаются мелкозернистые лейкократовые гранофиновые их разновидности.

Щелочные граниты западной части массива характеризуются более простым и выдержанным минеральным составом, хотя и в них отмечаются местами легкие изменения — альбитизация и слабая гранофиризация, по-видимому, автometасоматического происхождения. Среди них различаются два вида пород: явно преобладающие средне- и мелкозернистые рибекитовые граниты и встречающиеся сравнительно редко на отдельных участках лейкократовые биотит-рибекитовые их разновидности.

Мелко- и среднезернистые рибекитовые граниты обладают идентичным составом, отличаясь друг от друга только структурами. Мелкозернистыми гранитами сложены относительно высокие, прилегающие к вершине горы Большой Урал уровни массива, тогда как среднезернистые разновидности вскрываются преимущественно на западных склонах хребта; однако нередко они встречаются совместно и связаны между собой постепенными переходами. Минеральный состав этих пород крайне прост: калинатровые полевые шпаты — около 55%, кварц — 25—37%, амфибол — 8%, циркон — отдельные мелкие зерна.

Т а б л и ц а 40

Пересчет химического анализа щелочного гранита по методу *CIPW*

Окислы	Вес. %	Атомные количества	Нормативные минералы							
			il	mt	hm	or	ab	wo	en	Q
SiO <sub>2</sub>	75,50	1257				288	366	18	10	575
TiO <sub>2</sub>	0,19	3	3							
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,11	109				48	61			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,91	12		11	1					
FeO	0,97	14	3	11						
MgO	0,36	10							10	
CaO	1,02	18						18		
Na <sub>2</sub> O	3,75	61					61			
K <sub>2</sub> O	4,45	48				48				
Молекулярные количества минералов			3	11	1	48	61	18	10	575
Вес. количества			0,5	2,5	0,2	26,9	31,9	2,1	1,0	34,9

Полевые шпаты представлены исключительно микроклин-пертитами и антипертитами, свободный плагиоклаз не характерен. Преобладают криптопертиты и полосчатые пертиты распада примерно с равными отношениями калиевой и натровой составных частей. Выявляющееся при пересчете химического состава щелочных гранитов на нормативные минералы (табл. 40) превышение в полевошпатовой части плагиоклазовых компонентов объясняется, по-видимому, метасоматической альбитизацией полевых шпатов с образованием антипертитов замещения, что наблюдается в шлифах довольно часто.

Кварц представлен отдельными ксеноморфными зернами, однако местами образует тонкие, мозаичного строения прожилки и агрессивно развивающуюся тонкую гранофировую ткань, корродирующую полевошпатовые зерна, что, по-видимому, связано с локальной перекристаллизацией породы.

Амфибол густоокрашенный (от желтовато-зеленого по  $Ng$  до черного зеленовато-синего по  $Np$ ); по оптическим свойствам ( $Ng=1,696\pm\pm 0,002$ ;  $Np=1,692\pm\pm 0,002$ ;  $-2V=80^\circ$ ;  $cNg=5^\circ$ ) он относится к высокожелезистым натровым амфиболам типа рибекита. Очень редко, в отдельных мелких зернах встречается бурая разновидность щелочного амфибола, сходного по характеру с баркевикитовой роговой обманкой.

По химизму рибекитовые граниты отвечают стандартным типам гранитов, по Р. Дэли (см. табл. 38, 40), вместе с тем они отличаются очень малыми значениями характеристики  $c$  и достаточно большим значением  $a$ , что указывает на повышенную их щелочность. При пересчете данных химического анализа на нормативные минералы получается, что анортитовая составляющая отсутствует и весь кальций входит в феррические компоненты. Если же учесть существенно натровый состав феррических минералов щелочных гранитов, то группировка компонентов существенно меняется. Расчет тех же данных на реальный минеральный состав породы с использованием таблиц П. Н. Чирвинского дает иные соотношения: микроклина 26%, альбита 26,7%, анортита 3,5%, рибекита 8,8%, кварца 35%.

Лейкократовые рибекит-биотитовые граниты, встречающиеся на отдельных участках среди охарактеризованных рибекитовых, характеризуются относительно малыми содержаниями феррических минералов (3,5—4%), среди которых наряду с рибекитом встречается биотит. Последний закономерно появляется в альбитизированных разностях пород рядом с альбитизированными зернами калишпатов и представляет собой, по-видимому, продукт автометаморфических изменений.

Ирбинский массив сопровождается разнообразным комплексом даек, количество которых особенно велико в сильно нарушенном рудном поле месторождения. Различаются две группы даек. К первой относятся субщелочные кислые породы, близкие по составу к сиенитам Ирбинского массива. Наиболее характерны среди них кварцевые сиенит-порфиры, мелкозернистые аплитовидные граносиениты и щелочные гранит-порфиры. Последние аналогичны по составу щелочным гранитам западной части массива. Среди сиенит-порфиров преобладают богатые кварцем разности, отвечающие, как и большинство пород самого массива, граносиенитам. Соотношения калия и натрия меняются, но обычно натрия несколько преобладает над калием. Все эти особенности и близость состава дайковых сиенит-порфиров к сиенитам главного тела массива отчетливо проявляются в их химизме (табл. 41).

Группа даек основного состава представлена диабазами, диабазовыми порфиридами и монцонит-порфирами. Характерной их особенностью, указывающей на связь с сиенитами, является относительно высокая их щелочность при достаточно значительной роли калия. В этом отношении они явно отличаются от стандартных типов пород основного и среднеосновного состава, сближаясь с трахиандезитами и трахибазальтами. Заметим, что эти дайки четко отличаются от дайковых диабазов и диорит-порфиритов, ассоциирующих с известными по соседству раннепалеозойскими щелочноземельными гранитами (ольховский комплекс), среди которых породы монцонитоидного состава не встречаются.

Метаморфизм на контактах Ирбинского плутона более значительный, чем в связи с ранее описанным массивом горы Сидоровский Урал. Эндоконтактные изменения, играющие в общем малую роль, уже рассматривались при описании различных типов пород плутона. Они сводятся главным образом к структурным изменениям, связанным с закаливанием пород вблизи контактов, к незначительным автометасоматическим изменениям (альбитизации), к окварцеванию и гематитизации в апикальных частях массива и к весьма незначительной, проявляющейся

Таблица 41

Химический состав дайковых пород Ирбинского плутона

Окислы	Содержание, вес.%					
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	69,62	70,38	71,16	75,65	62,62	53,16
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,92	0,57	0,20	1,01	2,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,03	13,39	13,04	11,75	14,31	14,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,59	2,68	2,50	2,12	4,21	5,32
FeO	1,80	1,72	0,89	0,43	4,74	5,55
MgO	0,27	0,36	0,34	0,15	2,04	3,10
CaO	1,97	1,40	1,50	0,21	2,90	5,34
Na <sub>2</sub> O	4,60	5,09	4,83	3,75	4,03	4,46
K <sub>2</sub> O	3,48	2,80	2,99	4,43	3,41	2,18
П.п.п.	1,80	1,04	1,76	0,34	0,63	2,16
Сумма	99,54	99,78	99,58	99,03	99,95	98,31

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	15,0	15,0	14,6	14,0	13,6	13,5
<i>c</i>	1,8	1,2	1,3	0,1	2,6	3,5
<i>b</i>	4,4	5,0	4,1	3,1	12,4	18,7
<i>s</i>	78,8	78,8	80,0	82,8	71,4	64,3
<i>a'</i>	—	—	—	25,0	—	—
<i>f'</i>	72,0	78,5	72,0	67,0	64,5	54,0
<i>m'</i>	11,5	13,5	13,0	8,0	28,0	29,0
<i>c'</i>	16,5	8,0	15,0	—	7,5	17,0
<i>n</i>	68,0	73,0	70,0	56,0	65,0	71,0
<i>t</i>	0,4	0,9	0,6	0,6	1,2	2,8
<i>φ</i>	33,0	46,0	52,0	54,0	28,0	25,0
<i>Q</i>	26,0	26,0	30,0	38,0	13,0	—1,9
<i>a/c</i>	8,0	13,0	11,0	140,0	5,0	4,0
FeO/MgO	6,4	5,8	5,5	8,0	2,3	2,0

Примечание. 1 (И-103а) — кварцевый сиенит-порфир; 2 (И-34) — граносиенит-порфир; 3 (И-265) — граносиенит-порфир; 4 (И-458) — щелочной гранит-порфир; 5 (И-2172) — монзонит-порфир; 6 (И-106) — диабазовый порфирит.

Анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ.

узко локально, на контактах с основными породами контаминации сиенитов с образованием сиенитов несколько повышенной основности.

В связи с контактово-реакционными образованиями особого рассмотрения заслуживают основные и сиенитоидные породы рудного поля Ирбинского месторождения. Среди них различаются два вида образований: 1) более ранние, досиенитовые габбро-диориты и диориты; 2) разнообразные по составу и гетерогенные по способу образования сиенитоиды повышенной основности, сформированные в результате реакционных процессов, связанных с внедрением сиенитов.

Габбро-диориты и диориты встречаются преимущественно в разведочных скважинах и поэтому формы их проявления неясны. Несомненно лишь одно, что они не являются гибридными породами, как это считалось прежде, а представляют собой более ранние, чем сиениты, образования, ибо несут явные следы изменений, связанных с внедрением сиенитов. Минеральный состав этих пород варьирует в широком диапазоне: от габбро-диоритов до кварцевых диоритов и кварцевых сиенитоидов, причем в ряде случаев (например, в скв. 6б) наблюдались постепенные,



плавные переходы между ними. Изменения в составе обусловлены явлениями гранитизации, сопровождаемыми, по-видимому, локальные, связанные с внедрением сиенитов процессы магматического замещения с последовательным преобразованием габбро-диоритов в более кислые породы, достигающие в конечном счете состава кварцевых сиенито-диоритов.

Исходные в этом ряду габбро-диориты обладают темно-серой, иногда слегка зеленоватой окраской и обычно среднезернистым строением. Под микроскопом в них иногда улавливаются элементы офитовой структуры. Состав породообразующих минералов заметно варьирует в связи с теми изменениями, которым в той или иной степени подвержены габбро-диориты. Основность плагиоклаза колеблется от № 30 до № 60, что связано частично со слабовыраженной зональностью плагиоклазовых зерен, а в большей степени — с деанортитизацией их. Зерна плагиоклаза, как правило, интенсивно сосюритизированы; с краев и по спайности некоторых из них развивается метасоматический альбит, а иногда пренит. Пироксен, по оптическим свойствам салит ( $2V=56^\circ$ ;  $cNg=41^\circ$ ;  $Ng=1,712\pm 0,002$ ;  $Np=1,681\pm 0,002$ ), в большинстве случаев замещается актинолитом, по которому, в свою очередь, иногда развивается бурый биотит. В ряде мест встречаются тонкие жилки кварц-альбитового, альбит-актинолитового и эпидотового состава.

Преобразование габбро-диоритов в более кислые породы начинается с появления в промежутках между плагиоклазовыми зернами ксеноморфных мелких включений кварца, резорбирующего с краев и по спайности зерна плагиоклаза. Затем вместе с таким кварцем, количество которого постепенно растет, появляется и развивается бурый калишпат, замещающий плагиоклаз по спайным трещинам и с краев зерен. Чаше же он образует с кварцем мелкозернистый агрегат аллотриоморфного строения, развивающийся в промежутках между минеральными зернами исходной породы.

Дальнейшее преобразование идет по пути непрерывно прогрессирующего разрастания этого агрегата с вытеснением им первичных минералов. Некоторые плагиоклазовые зерна при этом резорбируются, распадаются на части и попадают в виде неправильных более мелких остаточных включений в кварц-калишпатовый агрегат. В то же время другая часть кристаллов исходного плагиоклаза полностью сохраняет первоначальные размеры и формы, причем на начальных стадиях процесса по ним легко восстанавливается призматическизернистое (а иногда офитовое) строение исходной породы.

При более далеких изменениях, когда вновь образующийся кварц-полевошпатовый агрегат разрастается в большей степени, количество идиоморфных, сохраняющих первоначальные очертания плагиоклазовых зерен становится постепенно все меньше и меньше, тогда как количество резорбированных и дезинтегрированных включений плагиоклаза, входящих в состав аллотриоморфного кварц-полевошпатового агрегата, соответственно возрастает. Однако и в этих случаях плагиоклаз, сохраняющийся все же в редких идиоморфных зернах, настолько типичен, что в нем легко распознаются морфологические черты основного плагиоклаза исходной породы.

Состав плагиоклазов в ходе этих изменений в целом меняется в сторону их общего поокисления. Пироксен нацело актинолитизируется, причем общее количество феррических минералов последовательно убывает. Изменения минерального состава пород в ходе рассмотренных преобразований иллюстрируются табл. 42. Данные количественно-минералогических подсчетов показывают, что эти изменения идут по пути поокисления и осветления габброидов с преобразованием их в породы, сближающиеся постепенно с кварцевыми диоритами и кварцевыми сиенитами.

Таблица 42

Количественно-минералогический состав габбро-диоритов и продуктов их изменения

Минерал	№ образца							
	И-92	И-254	И-78	И-101	И-2174	И-66 <sub>I</sub>	И-66 <sub>II</sub>	И-66 <sub>III</sub>
Плагиоклаз	70,6	62,0	70,0	69,6	75,0	69,0	69,5	63,7
Пироксен	20,6	29,0	1,5	4,2	3,3	—	—	—
Амфибол	8,8	4,0	24,0	11,0	7,0	12,0	8,5	10,7
Биотит	ед. з.	—	2,5	7,0	—	—	—	—
Кварц	—	—	2,0	6,2	10,2	14,0	14,5	15,3
Калишпат	—	5,0	ед. з.	2,0	4,5	5,0	7,5	10,3

Примечание. И-92—скв. 92, глубина 355 м, габбро-диорит; И-254—фельдшпатизированное габбро; И-78—скв. 78, глубина 150 м; И-101—скв. 101, глубина 332 м; И-2174, И-66<sub>I</sub>, И-66<sub>II</sub>, И-66<sub>III</sub>—скв. 66, глубины 387, 343, 350 м, в разной степени гранитизированные габбро-диориты.

нито-диоритами. Эта тенденция отчетливо проявляется и в химизме данной группы пород (табл. 43). Обращает на себя внимание, что увеличение содержаний кремнезема и щелочей в породах сопровождается соответственно уменьшением количеств магния и железа при общем весьма устойчивом поведении кальция. Такие изменения химизма обычно сопровождают протекающие на начальных стадиях гранитизации процессы осветления основных пород, в ходе которых вполне подвижно ведут себя щелочи, кремнезем, железо, магний и инертно — кальций.

Дальнейшие изменения, протекающие в том же направлении, ведут к образованию еще более кислых и богатых калием пород, в которых заметно понижаются содержания кальция. Такие породы, связанные с конечными членами рассмотренного ряда гранитизированных габбро-диоритов также постепенными переходами, представлены кварцевыми диопсидовыми сиенитами и граносиенитами повышенной основности, сближающимися по составу с граносиенитами Ирбинского плутона.

В этих породах кварц-калишпатовый агрегат имеет уже доминирующее значение, приобретая зачастую гранофировое строение. Идиоморфные зерна плагиоклаза, основность которого снижается до альбит-олигоклаза, встречаются сравнительно редко, но по характеру изменений и морфологии они все так же легко распознаются, как реликтовые плагиоклазы исходных пород. Количественно-минеральный состав конечных, наиболее богатых кварцем и калишпатом, разновидностей значительно отличается от рассмотренных гранитизированных габбро-диоритов. Однако между теми и другими существуют промежуточные связующие их разновидности.

Количественно-минеральный состав апогаббро-диоритовых граносиенитов и кварцевых диопсидовых сиенитов (в вес. %)

	Обр. И-103	Обр. И-66 <sub>IV</sub>		Обр. И-103	Обр. И-66 <sub>IV</sub>	
Плагиоклаз	42,0	35,0		Актинолит	3,5	—
Микроклин	28,0	34,5		Диопсид	—	8,0
Кварц	25,0	21,0		Сфен	1,5	1,5

Примечание. Обр. И-103 — скв. 103, глубина 241 м, апогаббро-диоритовый граносиенит повышенной основности; обр. И-66<sub>IV</sub> — скв. 66, глубина 315 м, апогаббро-диоритовый кварцевый диопсидовый сиенит.

По химическому составу (табл. 44) апогаббро-диоритовые граносиениты и кварцевые диопсидовые сиениты сравнительно с ранее рассмотренными монцонитоидами и сиенитоидами характеризуются намного большими количествами щелочей (особенно калия) и кремнезема и

Таблица 43

Химический состав габбро-диоритов Ирбинского останца и продуктов их изменения

Оксиды	Содержание, вес.%				
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	51,75	51,96	54,63	56,43	57,86
TiO <sub>2</sub>	0,94	2,25	1,04	1,05	1,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,44	14,17	16,63	16,52	16,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,60	7,65	4,48	4,70	4,23
FeO	4,30	3,63	4,86	4,39	2,66
MgO	4,26	3,78	3,46	3,04	2,64
CaO	7,94	6,25	6,81	6,49	6,70
Na <sub>2</sub> O	3,64	4,69	2,79	3,51	4,86
K <sub>2</sub> O	1,32	2,35	2,24	1,77	2,23
H <sub>2</sub> O	Не обн.	0,70	Не обн.	Не обн.	0,24
П.п.п	1,59	2,48	1,59	0,94	0,84
Сумма	98,78	99,91	98,53	98,84	99,58

Числовые характеристики по А. Н. Заварницкому

<i>a</i>	10,5	14,0	9,8	10,6	14,1
<i>c</i>	7,0	2,6	6,4	6,2	3,9
<i>b</i>	20,0	21,7	16,8	15,8	15,0
<i>s</i>	62,5	61,7	67,0	67,4	67,0
<i>f'</i>	46,5	46,5	52,5	53,0	40,0
<i>m'</i>	38,0	30,0	36,5	33,5	30,0
<i>c'</i>	15,5	23,5	11,0	13,5	30,0
<i>n</i>	80,0	74,0	66,0	75,0	76,0
<i>t</i>	1,1	3,1	0,9	0,9	1,4
<i>φ</i>	25,0	30,5	24,0	26,0	25,0
<i>Q</i>	-3,0	-7,2	8,0	7,4	2,1
<i>a/c</i>	1,5	5,4	1,5	1,7	3,6
FeO/MgO	1,2	1,5	1,4	1,6	1,6

Примечание. Характеристики анализировавшихся образцов и количественно-минералогический их состав приведены в табл. 42.

Анализы 1 (И-92), 3 (И-101), 4 (И-661) выполнены в Центральной лаборатории КГУ, анализы 2 (И-254) и 5 (И-2174) — в химической лаборатории Запдно-Сибирского геологического управления.

более низкими содержаниями не только магния и железа, но и кальция. Последнее свидетельствует о том, что на данной стадии преобразований кальций приходит в подвижное состояние. По сравнению с граносиенитами собственно Ирбинского массива эти породы отличаются относительно более высокими содержаниями кальция и калия. Все это принципиально сходно с теми явлениями, которые считаются характерными для процессов магматического замещения кислой магмой основных пород, протекающих в условиях высокой активности сильных оснований (особенно калия) с образованием на фронте замещения различного рода монцонитоидов, а в эндоконтактной зоне вследствие встречной диффузии K<sub>2</sub>O—щелочных фаций гранитоидов (Коржинский, 1960; Жариков, 1960).

Рассмотренные явления гранитизации и магматического замещения габбро-диоритов Ирбинского останца, на наш взгляд, безусловно связаны с граносиенитовой интрузией Ирбинского плутона, к кровле кото-

Таблица 44

Химический состав апогаббро-диоритовых граносиенитов и кварцевых диоксидовых сиенитов

Оксиды	Содержание, вес.%		Оксиды	Содержание, вес.%	
	Обр. И-103	Сбр И-66IV		Обр. И-103	Обр. И-66IV
SiO <sub>2</sub>	68,66	67,60	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому		
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,58	<i>a</i>	14,6	15,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,24	14,50	<i>c</i>	2,3	1,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,08	0,93	<i>b</i>	3,7	6,0
FeO	0,82	1,15	<i>s</i>	79,4	76,6
MgO	0,55	3,22	<i>f'</i>	47,0	27,0
CaO	2,67	1,41	<i>m'</i>	24,5	40,0
Na <sub>2</sub> O	3,23	3,18	<i>c'</i>	28,5	33,0
K <sub>2</sub> O	5,09	5,90	<i>n</i>	50,0	44,0
П.п.п	1,55	1,02	<i>t</i>	0,7	0,7
Сумма	99,52	99,49	<i>φ</i>	26,0	9,0
			<i>Q</i>	27,0	20,0
			<i>a/c</i>	6,0	8,0
			FeO/MgO	2,0	0,7

Примечание. Анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ.

рого они приурочены. Эти явления отчетливо усиливаются в зонах, особенно густонасыщенных инъекционными телами сиенитов, идентичных большеуральским. Кроме того, они закономерно возрастают с глубиной, в корневой части останца, т. е. с приближением к основному телу граносиенитов.

Намечается связь с этими процессами и рудообразования Ирбинского месторождения. Магнетитовое оруденение явно накладывается на описанные гранитизированные породы; вместе с тем скарново-магнетитовые тела столь же отчетливо прорываются в ряде случаев мелкими инъекционными жилами кварцевых сиенитов и сиенит-порфиров, являющихся, по-видимому, более поздними производными Ирбинского интрузива. Таким образом, оруденение находится в «вилке» между последовательными проявлениями сложного и растянутого во времени граносиенитового комплекса.

Следует особо подчеркнуть сравнительно небольшие масштабы и узлокальный характер рассмотренных процессов гранитизации и магматического замещения, проявившихся исключительно в приапикальной зоне граносиенитового интрузива и непосредственно связанных с его внедрением. Точно такие же по характеру и масштабам явления сопровождают и некоторые другие аналогичные сиенитовые интрузивы района, причем это, по-видимому, вообще специфично для формации субвулканических гранитов и сиенитов. Очень часто этим явлениям сопутствует и скарново-магнетитовое оруденение (Ирбинское, Краснокаменское, Березовское, Новоспасовское и другие месторождения).

Другие изменения вмещающих пород в экзоконтактах зависят в значительной степени от состава этих пород. Так, известняки, встречающиеся в составе кнышинско-ирбинской свиты, слагающей Ирбинский останец, преобразуются в кристаллические известняки и мраморы, среди последних встречаются пятнистые брекчиевидные разности.

Вулканогенные породы подвергаются в контактах с массивом ороговиканию. Зона ороговикования эффузивов превышает по ширине 200 м, причем вмещающие породы в этой зоне, как правило, подвержены незначительным изменениям и легко распознаются по отчетливо види-

мым реликтам порфиривого строения. Полная перекристаллизация вмещающих пород с утратой ими первичных структур происходит в более узкой приконтактной зоне, измеряемой обычно первыми десятками метров.

Состав роговиков меняется в зависимости от состава вмещающих пород и удаленности их от контакта. Девонские красно-бурые альбитофиры, прорыв которых сиенитами достаточно надежно установлен севернее дер. Ирбы, преобразуются вблизи от контакта в роговики, состоящие из эпидота, биотита, актинолита, калишпата, альбита и кварца. Особенно широко развит калишпат, образующий крупные разросшиеся порфиробласты и отдельные мозаичные скопления. Активная роль калишпатизации подтверждается химическими анализами ороговикованных альбитофиров, свидетельствующими о привносе в них железа, магния, кальция и особенно калия (Поляков, 1958).

Основные эффузивы (лабрадоровые и андезитовые порфириты), контактирующие с Ирбинским массивом в северо-западной его части, испытывают несколько иные изменения. Вдалеке от контакта порфириты подвергаются лишь частичной перекристаллизации, а также альбитизации и окварцеванию с образованием существенно кварц-альбитовых пород бластопорфириной структуры. С приближением к контакту происходит полная перекристаллизация исходных пород и возникают типичные роговиковые структуры; первоначальное строение породы в этом случае распознать уже невозможно. Минеральный состав становится актинолит-эпидот-кварц-альбитовым, на отдельных участках появляются эпидот-гранатовые гнезда, количество и размеры которых закономерно растут по мере приближения к контакту. Порфириты вблизи сиенитов отчетливо скарнированы: в приконтактных трещиноватых зонах гнездами, а иногда и сплошной массой, развиты бурый и зеленоватый гранат гроссуляр-андрадитового ряда и травяно-зеленый эпидот. В Ороговикованных и скарнированных порфиритах в форме тонкой рассеянной вкрапленности, гнездообразных скоплений и жилках развивается магнетит.

Скарнирование и сопровождающее его железооруденение получили максимальное развитие в пределах Ирбинского останца, сложенного разнообразными по составу карбонатными и основными силикатными породами, весьма благоприятными для контактово-реакционных процессов.

Скарны относятся к контактово-инфильтрационному типу, среди них нередки эндоскарны, формирующиеся по изверженным и в том числе по ранее описанным гранитизированным породам. По составу они разделяются на гранатовые, пироксен-гранатовые и пироксен-амфиболовые разновидности, включающие в качестве главных следующие минералы: гранат, пироксен, амфибол, кварц, эпидот, магнетит, апатит, хлорит, лимонит, альбит, сфен, гематит, лейкоксен, серпентин, цоизит и сульфиды. Скарны, процессы скарно- и рудообразования Ирбинского месторождения обстоятельно рассмотрены в работах А. И. Александрова (1938) и В. В. Богацкого.

#### **ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕВОНСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ**

Рассмотренные вулканогенный и интрузивный комплексы района Ирбинского месторождения обнаруживают, как это нетрудно заметить, тесную пространственную и структурную соподчиненность; они обладают очень близким геологическим возрастом и характеризуются одинаковыми, весьма специфическими для всей ассоциации петрографическими и петрохимическими особенностями.

При описании эффузивных и интрузивных пород особо подчеркивалось исключительно большое сходство их минерального состава. Практически всем главнейшим типам пород Сидоровского и Ирбинского плутонов находятся соответствующие эффузивные эквиваленты среди пород девонского вулканогенного комплекса этого района. Так, нордмаркиты Сидоровского Урала и кварцевые щелочные сиениты Большого Урала в петрографическом отношении являются интрузивными аналогами трахитовых порфиров и некоторых кварцевых кератофилов бассейна р. Большой Ирбы, а граносиениты и щелочные граниты — кварцевых трахитовых порфиров. Среднеосновные и основные разновидности эффузивов — плагиопорфиры, близкие по составу к трахиандезитам, и диабазы, сходные по химизму с трахибазальтами, сопоставляются с дайковыми монцонит-порфирами и диабазовыми порфиритами.

Близость составов эффузивных и интрузивных пород очень четко проявляется и в их химизме. На сводной петрохимической диаграмме (рис. 36) отчетливо видно, что эти породы образуют компактный рой векторов, объединяемых одной закономерно ориентированной вариационной линией. Обращает на себя внимание полное совмещение эффузивных, плутонических и дайковых образований. Рассмотренные группы петрографически сходных пород оказываются идентичными и по химизму: трахитовые порфиры и кератофиры (анализы 2 и 5) ложатся в поле нордмаркитов и кварцевых сиенитов (анализы 9, 10, 13), а кварцевые трахитовые порфиры (анализы 1 и 3) — в поле граносиенитов и щелочных гранитов (анализы 14, 15, 16, 17, 19 и др.). Подтверждается также близость состава плагиопорфиров (трахиандезитов) и диабазов эффузивной толщи с дайковыми монцонит-порфирами и диабазовыми порфиритами, образующими соответственно пары близких по местоположению и ориентировке векторов (анализы 6 и 24, 7 и 25).

Вся ассоциация в целом характеризуется общими специфическими особенностями химизма, заключающимися в повышенной щелочности пород (причем значительную роль в составе щелочей играет калий) и относительно низких содержаниях в них кальция. Соответственно аноксидная составляющая (параметр  $c$ ) для большинства пород не превышает 2 (имеются разности с очень малыми и даже отрицательными значениями этой характеристики) и только в средних и основных эффузивах достигает 3. В то же время характеристика  $a$ , отражающая суммарную щелочность пород, находится около 15, чаще же превышает эту цифру. Отношение  $a/c$  составляет более 3 в основных и среднеосновных разностях пород и более 10 — в субщелочных кислых.

По соотношению щелочей и кальция породы девонских магматических комплексов района Ирбы идентичны субвулканическим гранит-сиенитовым и трахиандезит-липаритовым комплексам других районов. Как видно из построенной в этих координатах диаграммы (см. рис. 44), породы таких ассоциаций отличаются очень низкими (даже для кислых пород) содержаниями кальция и относительно высокими — щелочей (в том числе калия), что определяет весьма специфическую и устойчивую особенность их минерального состава, заключающуюся в преобладании калинатровых полевых шпатов и в существенно альбитовом составе плагиоклазовой составляющей. Характер вариационной линии на сводной петрохимической диаграмме (см. рис. 36) свидетельствует о том, что вся ассоциация девонских магматических пород Ирбинского района обладает ясно выраженной пантеллеритовой тенденцией химизма, свойственной щелочным сериям пород.

Обращаясь к формационной принадлежности пород данной ассоциации, можно с полной уверенностью отнести интрузивную их часть к формации субвулканических гранитов и сиенитов, а эффузивную — к трахиандезит-липаритовой формации окраин Минусинских впадин. Предста-

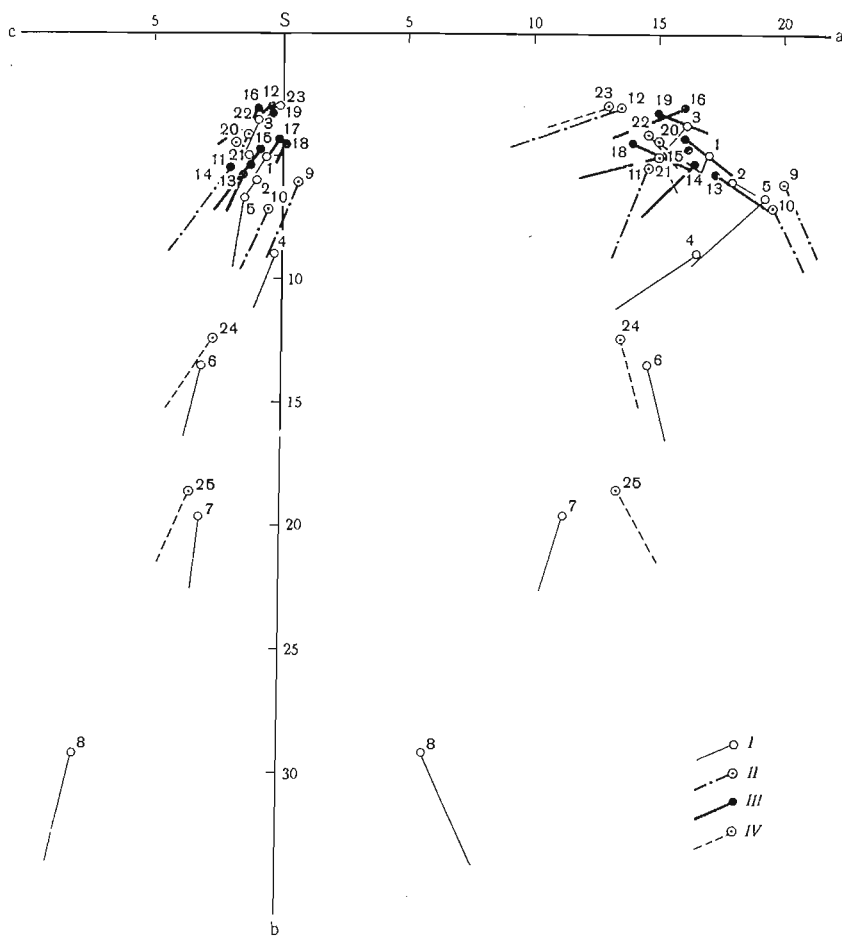


Рис. 36. Диаграмма химических составов пород девонских магматических комплексов района Ирбинского месторождения

- |  |  |  |
|--|--|--|
| I — комплекс вулканогенных пород (см. табл. 33): | II — Сидоровский плутон (см. табл. 36):  | 18(476) — щелочной гранит;                             |
| 1(666) — кварцевый ортофир;                      | 9(523), 10(535) — нордмаркиты;           | 19(475) — мелкозернистый щелочной гранит.              |
| 2(672) — трахитовый порфир;                      | 11(547) — граносиенит;                   | IV — дайковые породы, Ирбинский плутон (см. табл. 41): |
| 3(623) — кварцевый трахитовый порфир;            | 12(140) — аплитовый гранит.              | 20(И-103) — кварцевый сиенит-порфир;                   |
| 4(1501), 5(577) — кварцевый кератофир;           | III — Ирбинский плутон (см. табл. 38);   | 21(И-34) 22(И-265) — граносиенит-порфир;               |
| 5(577) — кварцевый кератофир;                    | 13(49) — кварцевый сиенит;               | 23(458) — щелочной гранит-порфир;                      |
| 6(727) — трахиандезитовый порфирит;              | 14(648) — порфиroidный кварцевый сиенит; | 24(2172) — монцонит-порфир;                            |
| 7(2063) — диабазовый порфирит;                   | 15(453) — порфиroidный граносиенит;      | 25(И-106) — диабазовый порфирит                        |
| 8(405) — диабаз.                                 | 16(448) — граносиенит;                   |  |
| Комплекс субвулканических гранитов и сиенитов.   | 17(134) — щелочной граносиенит;          |  |

вители этих формаций в большинстве случаев проявляются совместно как члены единой вулcano-плутонической ассоциации.

Продуктивным в отношении железооруденения является ирбинский тип интрузий, детально охарактеризованный на примере плутона хр. Большой Урал (Ирбинский массив). Этот плутон отличается от существенно нордмаркитовых интрузивов типа Сидоровского Урала тем, что в нем доминируют относительно богатые кварцем породы, отвечаю-

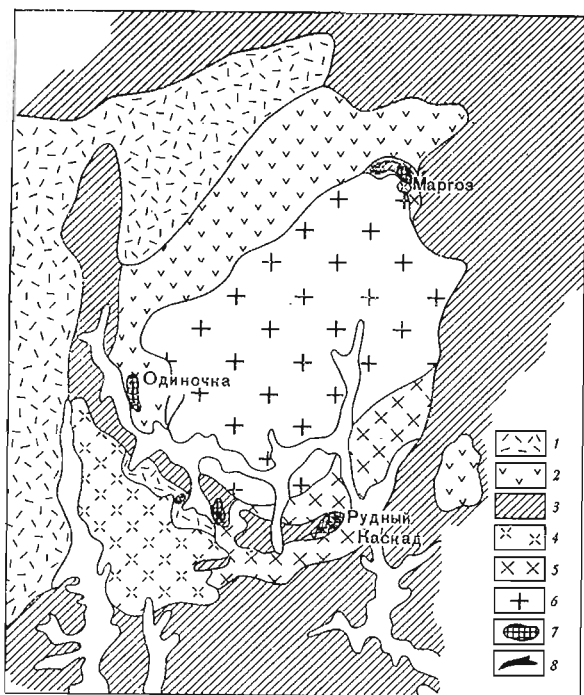


рис. 37.

Схематическая геологическая карта района Краснокаменской группы магнетитовых месторождений

- 1 — девонский вулканогенный комплекс: фельзиты, альбитофиры и их туфы (имирская свита,  $S_2 - D_1$ );
- 2 — андезит-дацитовый комплекс эффузивов (кизирская свита,  $St_2$ );
- 3 — кембрийские вулканогенно-осадочные отложения: кислые и среднесловные эффузивы, туфы, туфопесчаники и сланцы с линзами известняков (осиновская свита,  $St_1-2$ ). Краснокаменский интрузив;
- 4 — граносиениты и кварцевые сиенит-порфиры. Канзыбинский массив;
- 5 — габбро-диориты, кварцевые диориты;
- 6 — граниты и гранодиориты;
- 7 — скарны;
- 8 — магнетитовые рудные тела

щие по содержаниям кремнезема граносиенитам и щелочным гранитам при подчиненном значении кварцевых щелочных сиенитов. Как было показано, этот плутон характеризуется более значительными аутометасоматическими и контактово-реакционными преобразованиями (относительно широкими ореолами роговиков, локальными явлениями гранитизации и гибридизма, скарнированием и т. п.), с которыми связано магнетитовое оруденение.

Подобные интрузивы известны и в ряде других мест Ирбинско-Краснокаменского района. К Ирбинскому наиболее близок по характеру Краснокаменский интрузив, находящийся в 35 км северо-восточнее и ассоциирующий с субщелочными эффузивами имирской свиты.

В плане это небольшое, неправильной формы тело, расположенное в юго-западном экзоконтакте Канзыбинского массива (рис. 37), охарактеризованного в предыдущей главе в составе раннепалеозойского (ольховского) гранитоидного комплекса. Краснокаменский интрузив сложен весьма устойчивыми по структуре и составу порфировидными кварцевыми сиенитами, прорванными дайками кирпично-красных сиенит-порфиров. Те и другие полностью идентичны порфировидным сиенитам и сиенит-порфирам Ирбинского плутона и резко отличаются от гранитоидов Канзыбинского массива, что подтверждается и геохимическими их особенностями (Миловский, 1962; Миловский и др., 1966).

Детальными минералого-геохимическими исследованиями группы геологов МГУ (Г. А. Крутов, А. В. Миловский, О. В. Кононов, Р. А. Виноградова и др.) установлено, что Краснокаменские скарново-магнетитовые месторождения связаны не с канзыбинскими гранитоидами, а с сиенитовой интрузией горы Красный Камень. К этому выводу недавно пришел и В. Г. Корель (1966). Краснокаменский интрузив отчетливо погружается в сторону скарноворудной зоны, располагаясь в лежащем ее боку. Инъекционные дайкообразные тела мелкозернистых сиенитов, граносиенитов и сиенит-порфиров закономерно появляются в корневых частях



месторождений Одиночного и Рудный Каскад, причем с глубиной роль этих инъекций заметно возрастает. Г. А. Крутов, О. В. Кононов и другие обращают внимание на то, что дайковые сиениты отчетливо прорывают в ряде мест скарированные и оруденелые породы и вместе с тем зачастую сами подвергаются амфиболитизации, эпидотитизации, а иногда и магнетитовому оруденению. Основываясь на этом, они делают вывод о том, что данные сиениты оказываются по времени «внутрирудными» и сопровождают рудообразующий процесс. Этими же исследователями подчеркивается широкое развитие в рудных полях Краснокаменских месторождений, особенно на глубоких их горизонтах в местах выклинивания скарированных тел и возникновения инъекционных сиенитов, явлений интенсивной сиенитизации более ранних, сравнительно с сиенитами, габбро-диоритов и диоритов Канзыбинского массива, а также вмещающих вулканогенных пород основного состава. Судя по описаниям этих авторов, а также по нашим наблюдениям, эти явления сходны до деталей с рассмотренными явлениями гранитизации основных пород в рудном поле Ирбинского месторождения.

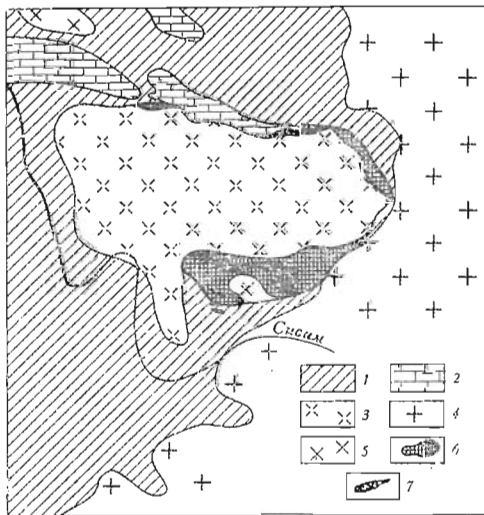
Краснокаменские месторождения, как и Ирбинское, относятся к группе скарированных месторождений в типичном их выражении. В целом обнаруживается полная идентичность месторождений Ирбинской и Краснокаменской групп как по связям их с интрузиями, так и по особенностям состава, характеру проявления и происхождения. Несколько обособленно стоит в этом ряду месторождение Маргоз. Будучи значительно оторванным от Краснокаменского интрузива, оно может оказаться связанным не с краснокаменскими сиенитами, а с гранитоидами Канзыбинского массива, однако и здесь отмечаются мелкие тела сиенитов, сходные с краснокаменскими, которые и считаются некоторыми исследователями рудоносными.

К субвулканическим гранит-сиенитовым интрузиям ирбинско-краснокаменского типа, по-видимому, относятся граносиениты района Березовского месторождения, расположенного в среднем течении р. Сисим, в 40—50 км северо-западнее Краснокаменской группы. Здесь среди гранитоидов Бuedжуло-Предтеченского массива развиты граносиенитовые и сиенитовые субвулканические интрузии, связанные с девонскими субщелочными эффузивами северо-восточного обрамления Сыдо-Ербинской впадины. В контактах одного из таких интрузивов, сложенного однородными мелкозернистыми породами, подобными ирбинским граносиенитам, располагается Березовское месторождение. На рис. 38 видно, что скари-

Рис. 38.

Схема геологического строения Березовского месторождения (по В. Т. Посохову)

- 1 — среднекембрийские порфириды и их туфы (витебковская, или кизирская, свита, Ст<sub>2</sub>);
- 2 — мраморизованные известняки, глинисто-кремнистые сланцы, кварциты (павловская, или овсянковская, свита, Р<sub>2</sub>);
- 3 — гранодиориты и граносиениты, ирбинско-краснокаменский комплекс (D). Бuedжуло-Предтеченский массив;
- 4 — монцониты, гранодиориты, граниты;
- 5 — диориты и габбро-диориты;
- 6 — скарны;
- 7 — магнетитовые рудные тела



ново-рудные тела этого месторождения контролируются контактами граносиенитового интрузива и, судя по всему, не связаны с обнажающимся здесь же Бuedжуло-Предтеченским гранитоидным массивом. Все это напоминает ситуацию в районе Краснокаменской группы месторождений. Соответственно и характер Березовского месторождения, особенности его состава, размещения и происхождения аналогичны Краснокаменскому и Ирбинскому.

Сходные по составу субвулканические интрузии сиенитов известны, кроме того, в верховьях р. Большой Бурлук и в междуречье Кизира и Казыра, вблизи их слияния, причем почти во всех случаях в связи с ними отмечаются скарновые месторождения и рудопоявления магнетита (Бурлукское, Изыхское, Новоспасовское и др.). Следует заметить, что все эти месторождения достаточно четко отличаются по особенностям минерального состава и геохимических свойств от известных в этом же районе магнетитовых месторождений, связанных с раннепалеозойскими основными и гранитоидными интрузиями. Об этом, например, свидетельствуют данные И. А. Киселевой (Киселева, Матвеев, 1967), которая, сопоставив минеральные и геохимические особенности Бурлукского и Мульгинского месторождений, пришла к выводу о связи первого с сиенитовыми интрузиями ирбинско-краснокаменского типа, а второго — с более древним габбро-диорит-гранодиоритовым комплексом (таятским). При этом И. А. Киселевой показано, что рудный магнетит Бурлукского месторождения по содержаниям таких элементов-примесей, как титан, ванадий, никель, хром и марганец, обнаруживает черты сходства с акцессорными магнетитами сиенитов и эффузивов ирбинско-краснокаменского комплекса. Таким образом, ею сделан применительно к Бурлукскому месторождению по существу тот же вывод, к которому пришли несколько раньше А. В. Миловский и др. (1962, 1966) относительно месторождений Краснокаменской группы. Исключительно интересными представляются устойчиво и одинаково повторяющиеся в рудных полях этих месторождений явления гранитизации (сиенитизации) основных пород, тождественные тем, какие были нами ранее описаны для Ирбинского и Краснокаменского месторождений.

Рассмотренные данные по Ирбинско-Краснокаменскому району свидетельствуют о специфичности и большой устойчивости характерных черт рудоносных граносиенитовых интрузий и связанных с ними скарново-магнетитовых месторождений. Это хорошо проявляется не только на примере рассмотренного Восточно-Саянского железорудного узла, но и ряда районов Кузнецкого Алатау, в частности, района Тейского месторождения, характеристика которого следует ниже.

## **МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ РАЙОНА ТЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Тейское месторождение расположено в северо-восточной части Тейско-Балыксинского района. Общая характеристика геологического строения и магматизма этого района уже дана во второй главе при описании интрузивных комплексов Балыксинской зоны, поэтому ограничимся рассмотрением лишь той его части, которая прилегает непосредственно к Тейскому месторождению.

В геологическом строении района Тейского месторождения принимают участие нижнекембрийские, преимущественно карбонатные и девонские вулканогенно-осадочные отложения, а также разнообразные по составу и генезису интрузии, которые группируются нами в три самостоятельных комплекса: 1) тейско-шорский габбровый, 2) раннепалеозойский



Рис. 39. Схематическая геологическая карта района Тейско-Тузухсинской группы магнетитовых месторождений

- |  |   |   |
|--|---|---|
| 1 — аллювиальные отложения;  | 4 — кварцевые ортофиры;   | 8 — тейско-шорский габбро-<br>вый комплекс (пироксениты, габбро-перидотиты, габбро, габбро-нориты, габбро-дiorиты и дiorиты); |
| 2 — среднедевонские отложения песчаников, сланцев и известняков (бейская свита). Нижнедевонская вулканогенная толща; | 5 — карбонатная толща нижнего кембрия. Интрузивные образования;             | 9 — скарновые тела;   |
| 3 — базокварцевые порфиры, кератофиры, плагиопорфиры, трахиандезиты;   | 6 — девонский субвулканический комплекс граносиенитов и кварцевых сиенитов; | 10 — дизъюнктивные нарушения:   |
|  | 7 — раннепалеозойский гранитоидный комплекс (Есинская интрузия);            | а — разломы,<br>б — зоны дробления  |

гранитоидный и 3) девонский комплекс субвулканических граносиенитов и сиенитов (рис. 39).

Нижнекембрийские карбонатные отложения распространены в районе весьма ограниченно, вскрываясь в средней части антиклинальной структуры северо-восточного простирания. Породы представлены мелкозернистыми, иногда слоистыми темно-серыми битуминозными известняками, среди которых изредка встречаются маломощные прослои и линзы известковистых песчаников, сланцев и кварцитов. Известняки в большинстве случаев мраморизованы, в рудном поле они брекчированы и подвергнуты скарново-магнетитовой минерализации. По составу и стратиграфическому положению эта толща сопоставляется с енисейской свитой. Южнее и

западнее в сложенных дизъюнктивными нарушениями и мелкой дополнительной складчатостью крыльях Тейско-Шорской антиклинали вскрываются вулканогенно-осадочные отложения вышележащих кембрийских свит (кондомской, усинской и сыйской).

Юго-восточнее распространены более молодые девонские отложения Южно-Минусинской впадины, налегающие на кембрийские с резким угловым и азимутальным несогласием. Такие отношения отчетливо видны в районе месторождения, где девонский вулканогенный комплекс образует широкую с пологими крыльями брахисинклиналь северо-западного простиранья, трансгрессивно перекрывая сложнодислоцированные отложения карбонатной толщи. В центральной части брахисинклинали в верховьях р. Хабзас вскрываются среднедевонские отложения, представленные желтовато-серыми известковистыми песчаниками, темно-серыми мергелями и серыми битуминозными известняками. В последних содержится обильная фауна брахиопод, идентичная среднедевонской фауне бейской свиты. Среднедевонские осадочные отложения окружены со всех сторон нижнедевонскими вулканогенными породами, слагающими большую периферическую часть брахисинклинали. Границы между этими отложениями нарушены, однако имеющиеся замеры элементов залегания свидетельствуют об их структурной соподчиненности. Вулканогенный комплекс, отвечающий по характеру трахиандезит-липаритовому типу ассоциаций, рассматривается в составе описанных ниже магматических образований района.

#### ТЕЙСКО-ШОРСКИЙ ГАББРОВЫЙ КОМПЛЕКС

Габбровый комплекс представлен в районе месторождения Тейским и Тузухсинским интрузивами, расположенными в водораздельной части рек Большой Шоры, Теи и Тузухсу. Среди слагающих его пород различаются следующие разновидности: габбро-перидотиты, горнblendиты, габбро и габбро-диориты, а также разнообразные, в целом более кислые по составу инъекционные и связанные с ними гибридные породы.

Габбро-перидотиты встречаются лишь на отдельных участках в центральной части Тейского интрузива в виде небольших (до 100 м в поперечнике) неправильных в плане тел, расположенных среди габбро и диоритов. Это черно-зеленые средне-, а иногда и крупнозернистые породы, сложенные главным образом пироксенами, оливином, плагиоклазом и, в меньшей степени, амфиболом. Текстура массивная, однородная, в измененных частях — такситовая; пятнистая. Микроструктура габбровая, близкая к панидиоморфнозернистой. Количественно-минеральный состав: оливин — 35%, клинопироксен — 30%, плагиоклаз (№ 75—92) — 25%, амфибол (зеленовато-бурая обыкновенная роговая обманка) — до 8%. В подчиненных количествах присутствуют серпентин и хлорит, развивающиеся по оливину и пироксенам. Оливин ( $2V=84^\circ$ ) магнезиальный, близкий к форстериту. Пироксен отвечает по оптическим свойствам ( $2V=57^\circ$ ;  $N_g=1,706$ ;  $N_p=1,678$ ) салиту. Зерна оливина и пироксена обрастают буро-зеленой обыкновенной роговой обманкой. Изредка встречаются бедные плагиоклазом, почти голомеланократовые породы, близкие по составу к верлитам и пироксенитам. Изменение габбро-перидотитов идет по пути амфиболлизации пироксенов и серпентинизации оливина. В результате они иногда преобразуются в богатые амфиболом и серпентином породы, сближающиеся по облику и составу с амфиболитами.

Горнblendиты встречаются обычно вместе с габбро-перидотитами и представляют собой видоизменение этих пород. Наиболее типичные представители горнblendитов имеют темно-зеленую, иногда пеструю окраску, неравномернозернистое, чаще грубозернистое строение и сущест-

венно амфиболовый состав. Среди амфиболов значительное развитие приобретает зеленая роговая обманка, близкая по оптическим свойствам к актинолиту. Более крупнозернистое по сравнению с габбро-перидотитами строение горнблендитов свидетельствует о том, что вместе с амфибололизацией габбро-перидотитов происходила их перекристаллизация с увеличением размеров зерен. Горнблендиты, как правило, сопровождаются плагиогранитной инъекцией и нередко превращены в породы, похожие на эруптивные брекчии.

Габбро являются главной составной частью Тейского интрузива. Обычно они значительно изменены и преобразованы в породы меньшей основности: габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты.

Типичные габбро встречаются сравнительно редко и главным образом в центральной части интрузива. Внешне это темно-серые массивные среднезернистые породы, сложенные преимущественно зеленовато-черными призмами пироксена и менее идиоморфными светло-серыми полупрозрачными зернами плагиоклаза. Микроструктура габбровая, на отдельных участках пойкилитовая. Количественно-минеральный состав: плагиоклаз (№ 70—75) — 62%, магнезиальный салит — 16%, оливин (близкий к форстериту) — 13%, бурая роговая обманка — 9%. Часто вокруг зерен оливина и салита ( $2V=56^\circ$ ;  $cNg=42^\circ$ ;  $Nm=1,704\pm 0,002$ ) образуются оторочки (венчики) ромбического пироксена, отвечающего по свойствам бронзиту. По бурой роговой обманке ( $-2V=48^\circ$ ;  $Ng=1,692\pm 0,002$ ) часто развивается актинолит, который в свою очередь замещается хлоритом. Бурый амфибол также образует оторочки вокруг зерен оливина и пироксена и, реже, крупные отдельные кристаллы с включениями других минералов. Оливин серпентинизирован. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, сфеном и апатитом.

Охарактеризованные оливиновые габбро встречаются в составе интрузии сравнительно редко. Более распространенной разновидностью являются роговообманковые габбро, приближающиеся по составу к габбро-диоритам. Особенно широко развиты роговообманковые габбро в Тузуксинском теле, где они резко преобладают над всеми другими породами. Микроструктура близка к диоритовой. Минеральный состав характеризуется в среднем следующими количествами минералов: плагиоклаза (зональный № 42—55) 63%, бурой обыкновенной роговой обманки 31%, салита 4%, акцессорных (апатита, сфена, рудного) 2%. Свойства и состав породообразующих минералов такие же, как в охарактеризованных оливиновых габбро.

Химический состав пород Тейско-Шорского интрузива меняется в довольно широких пределах (табл. 45, рис. 40). При этом намечаются три группы пород. Наиболее распространенными и устойчивыми по составу являются разности, отвечающие стандартным типам оливинового (анализ 5) и безоливинового (анализы 6 и 7) габбро, по Р. Дэли, или толеитовым базальтам, по С. Н. Нокколдсу. Эти породы, по-видимому, отражают особенности исходной родоначальной магмы, имевшей, вероятнее всего, толеитовый состав. Они дают, с одной стороны, переходы к менее основным и меланократовым разностям — роговообманковым габбро и габбро-диоритам, отличающимся от стандартных типов габбро меньшими значениями характеристики  $v$  и несколько большими  $c$  (анализы 8, 9, 10, 11, 12). С другой стороны, устанавливаются более меланократовые разности пород, приближающиеся по химизму к верлитам (анализы 1 и 3), пироксенитам и горнблендитам (анализы 2 и 4). Общей особенностью химизма, объединяющей все породы Тейско-Шорского массива, являются в целом очень низкие содержания в них щелочей, в силу чего все они относятся к крайним известково-щелочным рядам изверженных горных пород (тип Пеле и Лассен-Пик). Устанавливается закономерное увеличение отношения  $FeO/MgO$  при переходе от ультраосновных пород к габ-

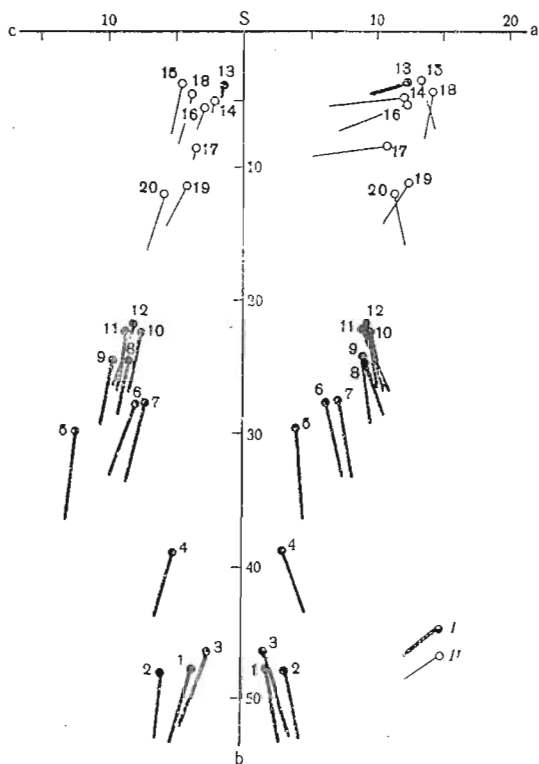


Рис. 40.

Диаграмма химических составов пород тейско-шорского габбрового и гранитоидного комплексов района Тейского месторождения

*I* — породы тейско-шорского габбрового комплекса (см. табл. 45):

- 1(24) — габбро-перидотит;
- 2(4) — пироксенит;
- 3(302) — габбро-пироксенит;
- 4(скв. 34) — горнблендит;
- 5(2556), 6(11), 7(553) — габбро;
- 8(5155а) — роговообманковое габбро;
- 9(18), 10(538) — габбро;
- 11(222), 12(285) — габбро-диориты;
- 13(1336) — плагиогранит (инъекционный).

*II* — породы гранитоидного комплекса (см. табл. 46):

- 14(1168) — порфировидный гранит;
- 15(1V), 16(133) — граниты;
- 17(4039а) — гнейсовидный гранодиорит;
- 18(III) — гранодиорит;
- 19(63) — кварцевый диорит;
- 20(81) — кварцсодержащий диорит

бро, а от них к габбро-диоритам. Магнезиально-железистое отношение (критерий Хесса) составляет даже в ультраосновных разностях пород около 4, т. е. явно не достигает значения этого отношения в породах гипербазитовой формации. Все рассмотренные особенности химизма отвечают химизму пород габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской области, по И. М. Волохову (1965).

Как уже отмечалось, габброиды Тейско-Шорского интрузива повсеместно и весьма активно инъецированы кислым, близким к гранитному материалом. Инъекционные породы весьма неоднородны. Неизменные их разности представлены плагиогранитами, имеющими переменный состав. Это лейкократовые, существенно альбитовые (состав плагиоклаза колеблется в пределах первых 10 номеров) породы с невыдержанным, но всегда высоким (больше 25%) содержанием кварца. Кварц нередко вступает с полевыми шпатами в микрогематитовые срастания.

По химическому составу (см. табл. 45, анализ 13) плагиограниты наиболее близки к трондьемитам, по Р. Дэли, отличаясь от них более высоким значением числа *Q* и еще большим преобладанием натрия над калием ( $n=97$  против  $n=86,8$  для трондьемитов, по Р. Дэли).

Более распространенными разностями инъекционных пород являются кварцевые диориты и лейкократовые диориты, которые образовались, по нашим наблюдениям, в результате контаминации плагиогранитного расплава материалом подвергавшихся инъекции основных пород массива. Минеральный состав инъекционных диоритов крайне невыдержан. Содержание кварца, например, колеблется ст 5 до 20%. Преобладающие в диоритах плагиоклазы характеризуются ясно выраженной зональностью, изменяясь по составу от альбит-олигоклаза (№ 15) до андезина (№ 45). Значительно варьируют содержания темноцветных минералов, представленных преимущественно актинолитом (5—25%).

Таблица 4

## Химический состав пород тейско-шорского габбрового комплекса

Оксиды	Содержание, вес. %												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	44,69	39,97	48,10	47,10	45,17	49,55	49,74	47,53	45,96	49,80	49,72	50,20	76,16
TiO <sub>2</sub>	0,72	0,57	0,63	1,33	0,46	1,44	1,40	1,58	0,60	1,88	1,39	1,10	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,63	9,86	5,80	10,35	20,48	16,03	15,75	18,72	19,55	17,36	18,81	18,04	12,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,62	12,76	2,86	5,49	1,61	3,59	2,30	4,32	6,91	3,83	2,60	2,60	0,35
FeO	7,43	6,17	6,23	11,23	6,77	6,22	5,70	6,62	4,44	5,76	5,02	7,36	2,30
MnO	0,20	0,11	0,23	0,40	0,17	0,13	0,20	0,16	0,12	0,14	0,15	0,21	0,03
MgO	21,14	15,27	20,01	10,95	11,12	8,70	9,51	5,72	6,39	5,97	5,77	5,28	0,21
CaO	8,69	10,73	10,44	9,45	10,95	9,28	8,46	9,69	8,58	8,11	10,21	8,25	1,23
Na <sub>2</sub> O	0,76	1,39	0,67	1,21	1,60	2,10	2,51	3,61	3,32	3,44	3,49	3,26	5,78
K <sub>2</sub> O	0,35	0,23	0,38	0,45	0,20	1,00	1,03	0,55	0,76	0,96	0,71	1,10	0,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,14	0,25	—	—	0,18	—	—	0,37	0,49	0,34	—
П.п.п	4,51	2,86	3,83	2,73	1,37	1,50	3,05	1,21	2,56	2,29	1,00	2,10	0,42
Сумма	99,74	99,91	99,32	100,97	99,90	99,85	100,33	99,71	99,19	99,81	99,50	99,74	99,75

## Числовые характеристики по А. Н. Заварницкому

<i>a</i>	2,0	3,4	1,8	3,2	4,0	6,2	7,1	9,1	9,1	9,4	9,1	9,2	12,4
<i>c</i>	3,7	4,9	2,6	5,1	12,3	7,8	7,1	8,5	9,6	7,5	8,6	8,1	1,4
<i>b</i>	47,7	48,0	46,5	39,0	29,6	27,8	27,6	24,5	24,4	22,4	22,3	21,8	3,8
<i>s</i>	46,6	43,7	49,1	52,7	54,1	58,2	58,2	57,9	56,9	60,7	60,1	60,9	82,4
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	29,0
<i>f'</i>	19,5	33,0	16,0	39,0	28,0	33,0	29,0	43,0	45,0	41,5	33,5	45,5	62,0
<i>m'</i>	68,0	51,0	65,0	46,0	66,5	54,0	59,0	41,5	48,0	45,5	47,0	43,0	9,0
<i>c'</i>	12,5	16,0	19,0	15,0	5,5	13,0	12,0	15,5	7,0	13,0	19,5	11,5	—
<i>n</i>	76,7	92,0	72,8	80,3	92,4	76,1	78,7	90,9	86,9	84,5	88,2	81,8	97,1
<i>φ</i>	5,9	25,0	4,7	11,6	5,0	11,2	8,8	15,8	26,1	15,5	10,4	10,7	7,4
<i>t</i>	1,2	1,0	1,0	2,1	0,8	2,1	2,1	2,4	1,0	2,7	2,1	1,6	0,7
<i>Q</i>	-14,4	-23,8	-7,9	-6,1	-12,2	-3,5	-4,8	-11,1	-13,9	-4,6	-6,6	-4,6	38,5
<i>a/c</i>	0,5	0,6	0,7	0,6	0,3	0,8	1,0	1,1	0,9	1,3	1,1	1,1	3,8
FeO/MgO	0,3	0,6	0,25	0,85	0,4	0,6	0,5	1,0	0,9	0,9	0,7	1,1	7,0

Примечание. 1 (24) — габбро-перидотит, правый борт р. Тей; 2 (4) — пироксенит; 3 (302) — габбро-пироксенит; 4 (скв. 31) — горнблэндит; 5 (2556) — габбро, правый борт р. Тей; 6 (11) — габбро; 7 (553) — габбро, гора Ельген-Таг; 8 (5155а) — роговообманковое габбро, правобережье р. Тей; 9 (18) — габбро; 10 (538) — габбро, гора Ельген-Таг; 11 (222) — габбро-диорит, там же; 12 (285) — габбро-диорит, Тейское месторождение; 13 (1336) — плагиогранит из инъекции.  
Анализы 2, 9 заимствованы у В. Г. Кореля, 3, 6, 11 — у И. К. Кокодзеева, 4, 7, 10, 12 — у Л. Я. Кулшова. Анализы 1, 5, 8, 13 выполнены по сборам автора в Центральной лаборатории КГУ.

Массовая гранитная инъекция в габбро сопровождалась значительными изменениями последних и привела к образованию разнообразных по составу и облику гранитизированных пород. Охарактеризованные ранее габбро-перидотиты, оливиновые и роговообманковые габбро встречаются лишь на отдельных участках и представляют собой реликты первичных пород. Главную же массу интрузива составляют различные диориты от лейкократовых кварцевых, близких к гранодиоритам, до меланократовых, близких к габбро-диоритам, на отдельных участках встречаются горнblendиты.

Наблюдаются два вида изменений основных пород интрузии под воздействием более поздней гранитной инъекции.

1. Габбро рассекается различной густоты сетью мелких прожилков гранитного материала. Прожилки имеют более или менее четкие границы и резко отличаются по составу от вмещающих их пород. Габбро на таких участках, особенно в непосредственной близости к прожилкам, заметно изменяются, амфиболизируются и серпентинизируются. Измененные участки становятся более светлыми, и на их фоне резко выступают темноокрашенные реликты неизмененных габбро. В результате порода приобретает неоднородный пятнистый облик.

В местах наиболее интенсивной инъекции наряду с амфиболизацией габбро происходит и их перекристаллизация, которая сопровождается перераспределением зерен амфибола с увеличением их размеров. В результате габбро на отдельных участках превращаются в грубозернистые, существенно амфиболовые породы, близкие по структуре и составу к горнblendитам.

2. Инъекционные прожилки, рассекающие габбро, не имеют четких границ. Лейкократовый гранитного состава материал проникает от жилков внутрь габбро, как бы рассасываясь в нем и растворяя в себе меланократовую массу габбро; при этом отчетливо наблюдается дезагрегация габбрового материала. Составы этих двух контрастных пород постепенно выравниваются, и в результате всех преобразований возникают такситовые, гибридного облика породы, которые в зависимости от особенностей этого процесса приобретают состав габбро-диорита, диорита или кварцевого диорита.

Плагиигранитная инъекция сопровождалась значительными метасоматическими изменениями. Вокруг инъекционных жилков и в них самих часто отмечается альбитизация, эпидотизация и амфиболизация пород. В некоторых случаях в контактах инъекционных гранитных тел образуются оторочки существенно амфиболовых пород (метасоматических амфиболитов).

Таким образом, представляется, что Тейско-Шорский интрузив сформировался в два этапа. Вначале произошло внедрение магмы толеитового состава, в результате дифференциации которой на месте, в интрузивной камере, образовались оливиновые и безоливиновые габбро, габбро-диориты и роговообманковые габбро, а в качестве крайних ультраосновных дифференциатов — габбро-перидотиты, приближающиеся иногда к верлитам, пироксениты и горнblendиты.

Второй этап знаменуется массовой плагиигранитной инъекцией, с которой связаны значительные по масштабам и последствиям процессы гибридизма и метасоматоза, обусловившие неоднородное строение массива и невыдержанный, весьма изменчивый состав слагающих его пород.

Происхождение габбровой интрузии и последующей плагиигранитной инъекции может быть представлено следующим образом. Рассмотренные особенности петрографического состава, петрохимии и строения собственно габбровой части Тейско-Шорского интрузива позволяют сопоставить его со стратифицированными массивами габбро-пироксенит-дунитовой формации Кузнецкого Алатау (Волохов, 1965; Волохов и др., 1968),



причем наибольшее сходство устанавливается с удлиненными в плане линзовидными массивами, приуроченными к зонам разломов. С таким заключением хорошо согласуются указания на повышенные содержания никеля в ореолах рассеивания около Тейско-Шорского интрузива, ибо для представителей этой формации никеленосность считается характерной и весьма устойчивой особенностью. Близость проявившихся совсем рядом и активно воздействующих на тейско-шорские габбро гранитов Есинского плутона, относящегося к формации раннепалеозойских гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау, позволяет увязывать гранитную иньекцию и сопутствующие ей преобразования габброидов с формированием этого плутона, тем более что гранитизация ранних предгранитных габбро — обычное явление в полях развития подобных гранитоидов. В таком случае мы имеем дело с ранее рассмотренной габбро-гранитной серией, представленной последовательно формировавшимися габбровыми и гранитоидными комплексами различных формационных типов.

### ГРАНИТОИДНЫЙ КОМПЛЕКС

В геологическом строении района Тейского месторождения значительную роль играют гранитоиды, широко распространенные юго-восточнее месторождения, в верховьях рек Теи, Хабзаса, Малой и Большой Еси. Ими сложена западная окраина крупного (более 400 км<sup>2</sup> в плане) плутона, главная центральная часть которого приходится на бассейн р. Есь, благодаря чему весь плутон в целом иногда называется Есинским; гранитоиды верховьев р. Хабзаса выделяются в Хабзасский гранодиоритовый массив. На северо-западе, севере, востоке и юго-востоке Есинский плутон трансгрессивно перекрывается девонскими отложениями Минусинской впадины, занимающими, как правило, более высокие, сравнительно с гранитами, гипсометрические уровни. На северо-западе, в районе гор. Пахтас и Сох-Чах, в истоках рек Теи, Хабзаса, Большой и Малой Еси, плутон перекрывается нижнедевонскими вулканогенными образованиями; на севере, в нижнем течении р. Большой Еси, он прикрывается тонким плащом терригенно-карбонатных отложений среднего девона; наконец, на востоке и юго-востоке, в среднем течении р. Теи, на них залегают конгломераты и песчаники нижнего девона. На западе, в районе рудного поля Тейского месторождения, граниты Есинского плутона активно контактируют с породами кембрийского метаморфического комплекса и Тейско-Шорской габбровой интрузии.

Есинские граниты представлены двумя петрографическими разновидностями: порфиоровидными грубозернистыми (пегматоидными) гранитами и среднезернистыми гнейсовидными гранодиоритами. Последние имеют в плутоне подчиненное значение, обнажаясь лишь в северо-западной его окраине, в верховьях р. Хабзаса (Хабзасский массив), а также Пятого и Шестого ключей (собственно Есинский плутон). Четких контактов между гранодиоритами и гранитами нигде наблюдать не удалось; напротив, создается впечатление плавных постепенных переходов между ними.

Порфиоровидные граниты представляют собой грубозернистые породы серовато-белого (в свежем изломе) и красноватого (на поверхности выветривания) цвета. Характерной их особенностью является, как показывает само название, порфиоровидное строение, проявляющееся в обособлении крупных округлых, а иногда гексагональных зерен кварца до 1—2 см в поперечнике в среднезернистом кварц-полевошпатовом (с незначительным участием мусковита) агрегате. Иногда вкрапленники представлены очень крупными (3—5 см, а в пегматоидных разновидностях до 15 см длиной) таблитчатыми зернами калишпата. Микроструктура основной

массы типичная гранитная. Количество минералов в шлифах вследствие крупнозернистого строения колеблется в широких пределах: плагиоклаза (№ 15—18) 50—60%, кварца 30—50%, калиевых полевых шпатов (решетчатого микроклина и микроклин-пертита) 5—10%, мусковита 1—2%, аксессуарных минералов (апатита, циркона, сфена, рутила и магнетита) около 1%.

Среднезернистые граниты слагают северо-западную краевую часть плутона, примыкающую к рудному полю Тейского месторождения.

Характерной особенностью среднезернистых гранитов является интенсивная их разгнейсовка, ориентированная меридионально, согласно направлению главной зоны дробления Тейского месторождения и явно усиливающаяся с приближением к рудному полю. Под микроскопом в них устанавливается гранитовая, нередко с признаками интенсивного катаклаза структура. Минеральный состав: альбит-олигоклаз (№ 17—20) — 60—70%, кварц — 30—40%, микроклин — 1—5%, мусковит — около 1%, аксессуарные минералы (апатит, сфен и магнетит) — менее 1%. В переменных, но обычно очень небольших количествах (в пределах 5%) присутствует биотит и совсем редко — зеленая роговая обманка. В некоторых образцах значительное развитие приобретают вторичные минералы: хлорит, эпидот, кальцит и серицит, развивающиеся главным образом по плагиоклазам. Вторичные изменения, как и разгнейсовка, усиливаются по мере приближения к северному контакту.

В районе рудного поля, вблизи контакта с более основными породами габбровой интрузии и кембрийской метаморфической толщи, среднезернистые граниты постепенно сменяются точно таким же образом разгнейсованными более меланократовыми и основными породами (кварцевыми, реже нормальными диоритами), представляющими собой продукты изменения и переработки габброидов и вмещающих пород основного состава со стороны гранитов. Этим породам свойственны серая, обычно с зеленоватым оттенком окраска, среднезернистая структура и гнейсовидная текстура, отчетливо выраженная благодаря закономерной планпараллельной ориентировке призматических зерен роговой обманки. Под микроскопом в них наблюдается преимущественно призматическизернистая, близкая к диоритовой структура с признаками деформации, дробления, корродирования и замещения одних минеральных зерен другими. Состав характеризуется значительными колебаниями содержаний минералов: плагиоклаза (№ 25—45) 30—60%, калишпатов (решетчатого микроклина) до 10%, амфибола 5—30%, кварца 5—30%, биотита около 1%. Значительную роль играют вторичные минералы (хлорит, эпидот, кальцит), содержание которых в отдельных образцах достигает 15%. Обращает на себя внимание исключительно широкая изменчивость состава этих пород, которые, судя по отмеченным колебаниям в содержаниях породообразующих минералов, меняются от гранодиоритов во внутренних частях эндоконтактовой зоны до меланократовых диоритов и габбро-диоритов — во внешних. Очень неустойчивы содержания кварца и калишпата, которые ведут себя весьма агрессивно по отношению к другим минералам. В целом эта группа образований очень похожа на продукты гранитизации основных пород, обычно сопровождающие гранитоидные батолиты «пестрого» состава.

Есинский массив расчленен дайками аплитовидных гранитов, а также сформировавшихся явно позднее диабазов и различных по составу порфиритов. Широко распространены дайки мелкозернистых сиенитов, граносиенитов и сиенит-порфиров, роль которых заметно возрастает вблизи девонских субвулканических интрузий граносиенитов и сиенитов, с которыми эти дайки, по-видимому, и связаны.

Химический состав пород плутона весьма изменчив, особенно широко варьируют гранодиориты и диориты эндоконтактовой зоны (табл. 46, см.

Таблица 46

Химический состав гранитоидов Есинского плутона

Оксиды	Содержание, вес.%						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	74,40	70,18	69,93	67,96	67,24	61,68	60,14
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,14	1,40	0,20	0,62	0,30	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,55	17,79	15,47	17,10	16,24	16,64	16,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,34	0,99	0,47	1,40	2,52	1,97
FeO	1,97	1,00	0,90	2,45	1,39	3,37	4,16
MnO	0,07	0,10	0,10	0,08	Следы	0,14	0,13
MgO	0,18	1,08	0,60	0,41	1,01	2,06	2,97
CaO	1,63	4,20	2,22	2,83	3,04	3,25	5,37
Na <sub>2</sub> O	4,37	5,27	3,34	4,86	5,00	3,53	3,92
K <sub>2</sub> O	2,04	2,14	2,91	0,20	2,10	2,95	1,69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,01	—	—	0,21	—
П.п.п	0,28	—	1,91	2,71	0,77	2,23	1,58
Сумма	99,65	102,24	99,78	99,27	98,81	98,88	99,39

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	12,0	14,3	12,3	10,9	14,3	12,4	11,4
<i>c</i>	2,0	4,4	2,7	3,4	3,7	4,0	5,8
<i>b</i>	5,0	3,6	5,5	8,5	4,5	11,4	12,0
<i>s</i>	81,0	77,7	79,5	77,2	77,5	72,2	70,8
<i>a'</i>	56,0	—	50,0	59,0	6,5	20,0	—
<i>f'</i>	38,0	36,0	32,0	33,0	55,5	49,0	49,5
<i>m'</i>	6,0	49,0	18,0	8,0	38,0	31,0	43,0
<i>c'</i>	—	15,0	—	—	—	—	7,5
<i>n</i>	77,0	78,9	67,5	97,3	78,3	65,0	77,9
$\varphi$	0,4	5,7	15,1	4,7	26,5	19,3	14,4
<i>t</i>	0,05	0,15	1,5	0,22	0,50	0,26	0,91
<i>Q</i>	36,0	22,3	31,6	28,9	23,0	15,5	13,1
<i>a/c</i>	6,0	3,2	4,6	3,1	3,8	3,1	1,9
FeO/MgO	5,8	0,73	1,7	4,0	1,5	1,6	1,1

Примечание. 1 (1163) — порфириновый гранит; 2 (IV). 3 (133) — граниты; 4 (4039a) — гнейсовидный гранодиорит; 5 (III) — гранодиорит; 6 (63) — разгнейсованный кварцевый диорит; 7 (81) — кварцсодержащий диорит.

Анализы 2 и 5 заимствованы у И. В. Дербикова (1935), 3 — у А. А. Меняйлова, 6 — у И. К. Кокодазева. Анализы 1, 4, 7 выполнены по сборам автора в Центральной лаборатории КГУ.

рис. 40). Порфириновые граниты более устойчивы, характерной их особенностью является постоянное и весьма существенное преобладание натрия над калием. К общим специфическим особенностям есинских гранитоидов в целом, включая эндоконтактные их различия, относятся переизбыток глинозема (плюмазитовый тип химизма), относительно малые количества щелочей, особенно калия, при высоких содержаниях кальция, что определяет относительно низкую щелочность ( $a/c < 6$ ) и несколько повышенную основность гранитов. Все это заметно отличает их от следующего, более молодого (девонского) граносиенитового комплекса. При сравнении петрохимических диаграмм (см. рис. 40 и 41) видно, что векторы, отвечающие есинским гранитоидам, располагаются на обеих плоскостях в общем явно левее векторов граносиенитового комплекса. Столь же четко они отличаются и по отношениям в породах щелочей.

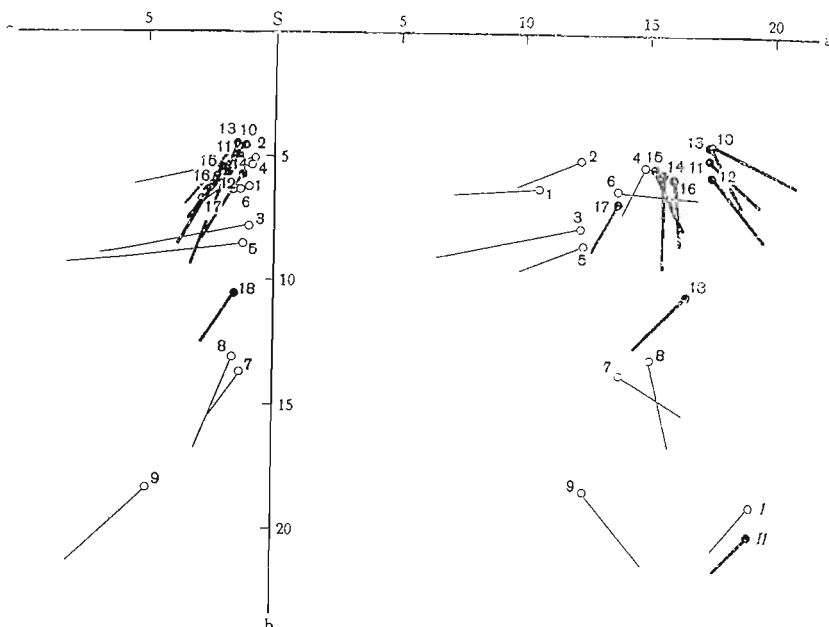


Рис. 41. Диаграмма химических составов пород девонских магматических комплексов района Тейского железорудного месторождения

- |  |   |   |
|--|---|---|
| 1 — вулканогенный комплекс (см. табл. 47); | 7(274), 8(97) — трахандезитовые порфириды;  | 14(скв. 145), 15(скв. 113) — граноснигиты Тейского месторождения; |
| 1(266д), 2(10е) — базокварцевый порфир;    | 9(1204) — порфирит.   |   |
| 3(V-5) — кератофир (базокварцевый порфир); | 11 — субвулканический комплекс граноснигитов и кварцевых сненигов (см. табл. 48); | 16(скв. 113к), 17(228) — кварцевые сненигит-порфиры;              |
| 4(1362) — трахитовый порфир;               | 10(106и), 11(106к), 12(106ж),   | 18(225) — сненигит-порфир   |
| 5(266в) — базокварцевый порфир;            | 13(V2) — кварцевые сненигиты Ельген-Тагского месторождения;                       |   |
| 6(272) — трахитовый порфир;                |   |   |

Таким образом, есинские гранитоиды наиболее сходны по составу, характеру и времени проявления с раннепалеозойскими гранитами формации гранитоидных батолитов «пестрого» состава, с которыми, по-видимому, и должны объединяться. Этому соответствуют и металлогенические их особенности. В контактах Есинского плутона с карбонатно-сланцевыми отложениями енисейской свиты отмечаются повышенные концентрации золота, а в самих гранитах — молибдена и вольфрама; для гранитов также характерны относительно высокие содержания акцессорного ортита. К железооруденению Тейского месторождения есинские граниты отношения не имеют, являясь образованиями более ранними. От процесса рудообразования они отделены во времени явно более поздними девонскими комплексами трахандезит-липаритов и субвулканических граноснигитов, с которыми генетически связано железооруденение. Девонские вулканические породы трансгрессивно перекрывают Есинский плутон, а интрузивные повсеместно его прорывают.

### ДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС

Нижнедевонские вулканогенные отложения распространены в районе Тейского месторождения очень широко. Породами этой толщи сложены центральная часть и северо-восточный фланг рудного поля, вершины и склоны гор Абагас I и Абагас II. Максимального развития молодые вулканогенные отложения достигают восточнее и северо-восточнее месторождения в районах гор Пахтас и Сох-Чах.

Вулканогенная толща с резким угловым и азимутальным несогласием залегает на сложнодислоцированных кембрийских отложениях и трансгрессивно перекрывает более ранние интрузивные образования района, в том числе гранитоиды Есинского плутона.

Отложения этой толщи занимают совершенно иное, по сравнению с кембрийскими комплексами, структурное положение. Ими выполнена явно наложенная широкая брахисинклиналь северо-западного простирания, тогда как кембрийские структуры характеризуются в общем меридиональным или даже северо-восточным простиранием и напряженной мелкой складчатостью. В ядре брахисинклинали, расположенном в верховьях рек Хабзаса и Большой Еси, выходят преимущественно пирокластические представители вулканогенной толщи, а также залегающие стратиграфически выше осадочные отложения среднего девона (бейская свита). Судя по тому, что в юго-восточном направлении роль более молодых девонских отложений возрастает, ось складки постепенно погружается именно в этом направлении. На юго-востоке, за пределами района Тейская синклиналь, расширяясь, сливается со структурами окраины Южно-Минусинской впадины.

Крылья брахисинклинали сложены преимущественно субшелочными кислыми и, в меньшей мере, среднеосновными эффузивами, перемежающимися с соответствующего состава пирокластами. Залегание пород в крыльях, по данным многочисленных замеров, переслаивания пород и флюидалности в эффузивах спокойное, пологое, с углами падения 20—40°.

Таким образом, вулканогенный комплекс района Тейского месторождения по геологическому строению и структурному положению относится к девонской вулканогенной серии Минусинского межгорного прогиба (Луцицкий, 1960а). По составу он отвечает трахиандезит-липаритовому формационному типу, для которого характерно преобладание эффузивов трахилипаритовой группы и сравнительно небольшое развитие основных и среднеосновных пород андезитового ряда.

Основные эффузивы встречены в районе Тейского месторождения в двух местах: в районе горы Абагас II (вблизи ее вершины) и в приустьевой части Шестого Ключа. На Абагасе они представлены базальтами, базальтовыми и диабазовыми порфиритами, в районе Шестого Ключа — лабрадорowymi порфиритами, принадлежность которых к девонским эффузивам не бесспорна. На западных склонах горы Сох-Чах встречаются плагиопорфиры повышенной основности, приближающиеся по составу к трахиандезитам.

Базальты и базальтовые порфириты характеризуются одинаковым минеральным и химическим составом, отличаясь только структурой. Внешне это черно-зеленые, иногда буроватые породы, относительно хорошо раскристаллизованные. Особенно хорошо раскристаллизованы афировые разности базальтов, размеры минеральных зерен в которых достигают 1 мм. Микроструктура пойкилоофитовая, в базальтовых порфиритах — порфировая с интерсертальной, реже с микродиабазовой структурой основной массы. Минеральный состав довольно прост. Из минералов преобладает основной плагиоклаз (№ 60—70), составляющий более 60% всей породы. Около 30% приходится на долю моноклинного пироксена, близкого по оптическим свойствам к салитам. Пироксен нередко амфиболизирован и хлоритизирован. В некоторых образцах устанавливаются псевдоморфозы серпентина по оливину с реликтами последнего.

Диабазовые и лабрадоровые порфириты Абагаса отличаются от базальтов более светлой окраской (зеленовато-серой или бурой), резче выраженной порфировой структурой и миндалекаменной текстурой (миндалины кальцитовые). В порфировых выделениях отмечен лабрадор (№ 60) и значительно реже — амфиболизированный клинопироксен.

Лабрадоровые порфиры Шестого ключа обладают зеленовато-серой окраской и порфировой структурой. В порфировых выделениях мелкие (до 3 мм длиной) призмочки сильно разложенного плагиоклаза, отвечающего по составу лабрадору № 50—55; основная масса пилотакситовая, иногда гиалопилитовая. Они характеризуются необычно высокой щелочностью ( $a/c=2,8$ ), приближаясь по химическому составу к трахиандезитам, по Р. Дэли (см. табл. 47, анализ 9).

В составе девонского вулканогенного комплекса района Тейского месторождения преобладают субщелочные эффузивы. Выделяются в основном две разновидности пород этой группы: кварцевые трахитовые порфиры, которые иногда характеризуются повышенной основностью, приближаясь по составу к трахиандезитам, и базокварцевые порфиры.

Кварцевые трахитовые порфиры распространены преимущественно на вершинах и склонах гор Пахтас и Сох-Чах, т. е. на некотором удалении от рудного поля. Это темно-бурые, иногда с лиловым или даже фиолетовым оттенком, нередко полосчатые породы с ясно выраженной порфировой структурой. Порфировые выделения представлены идиоморфными призмочками розового полевого шпата длиной от 1 до 8 мм. Основная масса бурая, плотная, афанитовая.

Под микроскопом в основной массе устанавливаются признаки микролитового строения (трахитовой структуры), длина микролитов достигает 0,2 мм. Чаще же структура основной массы аллотриоморфная, приближающаяся на отдельных участках к ортофировой, а на участках, обогащенных кварцем, — к фельзитовой. Порфировые выделения представлены пертитизированным калишпатом и, очень редко, кварцем. В основной массе наряду с явно преобладающим в ней калишпатом в значительных количествах присутствуют мелкие неправильные, порой причудливых очертаний ксеноморфные зерна кварца, выполняющие промежутки между более идиоморфными зернами полевых шпатов. Кроме того, кварц часто встречается в очень тонких многочисленных прожилках. Некоторые из них не имеют четких границ и выполняющий их кварц, как бы рассасываясь, переходит в основную массу. Таким образом, значительная часть кварца, содержащегося в трахитовых порфирах, имеет, несомненно, более позднее эпимагматическое происхождение.

Химические анализы (табл. 47, анализы 3, 4 и 6) также показывают необычно высокое для трахитовых порфиров содержание кремнезема. По химизму кварцевые трахитовые порфиры района Тейского месторождения наиболее близки к щелочноземельным трахитам, по Р. Дэли, отличающиеся более высокими содержаниями кремнезема ( $Q=28—29$  против 14,4 в стандартных типах) и большей щелочностью ( $a/c=11—18$  против 5,1).

На вершине и юго-западных склонах горы Сох-Чах, обращенных к Тейскому месторождению, среди кварцевых трахитовых порфиров встречаются более основные их разновидности с плагиоклазовыми вкрапленниками, отвечающими обычно альбит-олигоклазу, но нередко достигающими состава андезина. По особенностям минерального состава и строения они идентичны плагиопорфирам, описанным И. В. Лучицким (1960а) в качестве весьма распространенного и характерного типа эффузивов девонской вулканогенной серии Минусы. По химизму эти породы (см. табл. 47, анализы 7 и 8) близки к трахиандезитам и кварцевым латитам, по Р. Дэли.

В рудных полях Тейского и Абагасского месторождений доминируют базокварцевые порфиры. Внешне они отличаются от трахитовых порфиров более светлой зеленовато-серой, желтовато-серой, иногда розовой окраской и ярче выраженной флюидалностью. Порфировое строение не столь четкое, как в трахитовых порфирах, причем вкрапленники представлены исключительно калишпатом, тогда как кварц присутствует

Таблица 47

Химический состав эффузивов девонского вулканогенного комплекса района Тейского месторождения

Оксиды	Содержание, вес. %									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	74,94	73,98	71,87	71,20	69,30	69,86	63,62	61,88	50,78	59,32
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,17	0,22	0,36	0,26	0,24	0,67	1,15	1,14	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,42	11,68	14,66	13,16	11,24	12,39	15,34	14,32	16,12	16,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,49	0,82	0,84	1,61	2,17	2,05	3,60	2,56	2,47	1,03
FeO	3,87	2,68	1,82	2,68	4,16	2,38	5,20	5,42	5,95	2,30
MnO	0,05	0,02	0,06	0,03	0,06	0,07	0,05	0,24	0,13	0,03
MgO	0,05	0,38	0,55	0,57	0,43	0,08	1,40	2,84	3,06	0,29
CaO	0,87	0,65	0,89	0,73	2,68	2,83	1,09	2,43	7,04	3,53
Na <sub>2</sub> O	0,64	0,87	1,23	3,45	0,25	3,43	5,20	5,37	2,70	0,49
K <sub>2</sub> O	6,62	7,43	6,95	5,34	8,32	4,44	1,95	2,46	4,53	13,17
П.п.п	0,64	0,67	1,55	0,51	1,38	2,11	1,87	1,70	6,34	1,65
Сумма	99,72	99,35	100,18	99,64	100,25	99,88	99,99	100,37	100,26	99,35

## Числовые характеристики по А. Н. Заварницкому

<i>a</i>	10,6	12,3	12,3	14,9	12,4	13,8	13,9	15,1	13,5	21,0
<i>c</i>	1,0	0,8	1,0	0,9	1,2	1,3	1,3	1,6	4,9	1,3
<i>b</i>	6,2	5,1	7,8	5,3	8,5	6,3	13,7	13,1	18,4	7,0
<i>s</i>	82,2	81,8	78,9	78,9	77,9	78,6	71,1	70,2	63,2	70,7
<i>a'</i>	34,0	26,0	57,5	9,0	—	—	25,5	—	—	—
<i>f'</i>	64,5	62,0	31,0	73,0	68,0	64,0	57,5	56,0	46,0	46,0
<i>m'</i>	1,5	12,0	11,5	18,0	8,5	2,5	17,0	36,0	30,5	7,0
<i>c'</i>	—	—	—	—	23,5	33,5	—	8,0	23,5	47,0
<i>n</i>	12,8	15,1	21,2	49,5	4,4	54,0	60,2	70,8	47,5	5,4
<i>φ</i>	6,5	13,2	8,8	25,3	21,5	27,6	22,0	16,3	12,3	14,0
<i>t</i>	0,2	0,2	0,2	0,4	0,3	0,2	0,8	1,4	1,7	1,0
<i>Q</i>	42,2	38,1	32,0	27,2	29,6	28,3	13,0	7,7	—5,4	27,0
<i>a/c</i>	10,4	16,0	11,8	17,2	10,3	10,7	10,8	8,8	2,7	16,0
FeO/MgO	48,9	5,0	2,7	4,1	8,1	30,1	3,4	1,6	1,5	6,5

Примечание. 1 (266д) — базокварцевый порфир, юго-западный склон горы Сох-Чак; 2 (10e) — базокварцевый порфир, гора Абагас II; 3 (V—5) — кератофир (базокварцевый порфир), по И. К. Кокодзеву, Тейское месторождение; 4 (1362) — трахитовый порфир, гора Сох-Чак; 5 (266в) — базокварцевый порфир, юго-западный склон горы Сох-Чак; 6 (272) — трахитовый порфир, гора Сох-Чак; 7 (274) — трахиандезитовый порфирит (плагпорфир), там же; 8 (97) — трахиандезитовый порфирит, там же; 9 (1201) — порфирит, Шестой ключ; 10 (скв. 111) — калишпатизированный эффузив из метасоматизированной брекчии, рудное поле Тейского месторождения.

Все анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ.

только в основной массе. Микроструктура основной массы фельзитовая, иногда псевдосферолитовая. В образцах, обедненных кварцем, основная масса, сложенная преимущественно калишпатом, сходна с ортофировой, а иногда несет следы микролитового строения. Почти постоянно обнаруживаются признаки перекристаллизации, окварцевания, фельдшпатизации и интенсивной серицитизации.

Химизм базокварцевых порфиров весьма своеобразен (см. табл. 47, анализы 1, 2 и 5). Обращают на себя внимание очень высокие содержания калия (6—8%) при необычно малых для кислых эффузивов количествах натрия (менее 1%). Такими свойствами обладают обычно сферолитовые разности кварцевых или фельзитовых порфиров. Не исключе-

но, что обогащение тейских порфиров калием связано в какой-то мере и с отмечавшейся их фельдшпатизацией и серицитизацией. Эти изменения эффузивов проявились на достаточно большой площади. Будучи приуроченными к участкам, наиболее насыщенным мелкими интрузивными телами сиенитов, они не могут рассматриваться как явления контактового метаморфизма отдельных тел, а безусловно связаны с формированием этих интрузивов в целом. Эти изменения, по-видимому, следует рассматривать в связи с широко проявившимся в рудном поле Тейского месторождения калиево-кремниезым метасоматозом, который предшествовал рудообразованию. Химический состав измененных эффузивов, встречающихся в обломках метасоматизированных брекчий рудного поля (см. табл. 47, анализ 10), характеризуется необычно высокими, аномальными содержаниями калия (около 13%), что можно объяснить лишь привнесением этого компонента метасоматическим путем. Подобные явления «раннепостмагматического кремниево-щелочного метасоматоза» весьма характерны для многих алтае-саянских магнетитовых месторождений (Поспелов, Павлов, 1967).

Рассмотренные выше эффузивы сопровождаются во всех случаях туфами, туфо- и лавобрекчиями соответствующего состава. В рудном поле Тейского месторождения выявляется значительная по размерам и несомненно связанная с девонскими эффузивами вулканическая трубка взрыва (Поспелов, 1963а; А. Л. Павлов, 1964). Здесь же, помимо первичных вулканических брекчий, широко представлены различного рода метасоматические брекчиевидные породы и брекчированные метасоматиты, которые формировались в ходе становления месторождения в связи со сложным многоэтапным метасоматическим процессом, прерываемым повторными подвижками и включающим скарно- и рудообразование. Этот процесс единодушно связывается с постмагматической деятельностью субвулканической интрузии сиенитов, которая вскрывается среди эффузивов.

#### ДЕВОНСКИЙ КОМПЛЕКС СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ГРАНОСИЕНИТОВ И СИЕНИТОВ

Девонские интрузивы представлены многочисленными небольших размеров гипабиссальными и субвулканическими телами кварцевых сиенитов, граносиенитов и сиенит-порфиров. Непосредственно в рудном поле месторождения выделяются три группы тел: Тейские, Тузухсинские и Ельген-Тагские. Все они характеризуются очень небольшими размерами (в среднем  $200 \times 700$  м в плане) и однородным составом. Тейские и Тузухсинские тела сложены граносиенитами, Ельген-Тагские — кварцевыми сиенитами. Кроме того, на Абагасском, Хабзасском и некоторых других участках месторождения имеется большое количество мелких дайкообразных тел сиенит-порфиров.

Сиенитовые интрузивы Тейского и Абагасского участков располагаются в корневой части упоминавшейся вулканической трубки взрыва, вскрываясь на поверхности в виде разрозненных мелких выходов по ее периферии. Чаше же они встречаются на более глубоких уровнях в скважинах под достаточно мощным покровом брекчированных и метасоматизированных эффузивов и других близлежащих пород. Интрузивы Тузухсу, Ельген-Тага и Хабзаса приурочены к Тейско-Тузухсинской зоне разломов, образуя внешнее, более широкое, сравнительно с первым, полукольцо интрузий и связанных с ними магнетитовых рудопроявлений (см. рис. 39). Различаются три вида, пород, слагающих эти интрузивы: кварцевые сиениты, граносиениты и кварцевые сиенит-порфиры.

Кварцевыми сиенитами сложен Ельген-Тагский интрузив, расположенный в юго-восточном фланге одноименного месторождения. Здесь они



были впервые выявлены и описаны Б. А. Тимофеевским под названием нордмаркитов. Это чисто серые или слегка розоватые среднезернистые (иногда порфиroidные) породы, сложенные преимущественно призматическими идиоморфными зернами калишпата, промежутки между которыми выполнены изометричными ксеноморфными зернами кварца и мелкими темно-зелеными иглами амфибола.

Под микроскопом устанавливается призматическизернистая, а на отдельных участках, обогащенных кварцем, гранитовая структура. Минеральный состав неизменных разностей характеризуется в среднем следующими соотношениями: полевых шпатов (микроклин-пертитов и антипертитов) 81%, кварца 16%, амфиболов (буро-зеленой роговой обманки, близкой по свойствам к гастингситу:  $cNg=23^\circ$ ;  $Np=1,633-1,640$ ) 1—3%, аксессуарных (магнетита и тонкоигольчатого апатита) 1—2%.

В результате вторичных процессов состав ельген-тагских сиенитов меняется, причем в широких пределах. Особенно сильно (от 16 до 33%) колеблется содержание кварца, значительная часть которого имеет безусловно метасоматический генезис. При этом нетрудно заметить, что с возрастанием содержания кварца усиливаются изменения других минералов. Так, полевые шпаты, все более альбитизируясь, превращаются в антипертиты замещения и даже в чистый альбит, гастингсит замещается актинолитом, а актинолит в свою очередь — хлоритом. Окварцевание и другие метасоматические преобразования особенно значительны вблизи зон брекчирования и рудной минерализации, где сиениты нередко скарнированы и оруденелы.

По химическому составу (табл. 48, анализы 1—4) неизменные разности кварцевых сиенитов Ельген-Тага занимают по большинству параметров среднее положение между нордмаркитами и щелочными гранитами. На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 41) они образуют компактную группу векторов в поле средних типов сиенитов и нордмаркитов, в котором располагаются аналогичные девонские сиениты других районов, в частности рассмотренного Ирбинского.

Граносиенитами сложены Тузуксинские и Тейские интрузивные тела, расположенные в истоках рек Тей и Тузуксу. Эти тела обнаруживают одинаковое строение: центральные их части сложены среднезернистыми лейкократовыми граносиенитами, которые вблизи контактов более мелкозернисты и приобретают порфиroidную структуру, приближаясь к граносиенит-порфирам. Наиболее распространенные среднезернистые лейкократовые граносиениты имеют красно-бурую окраску и равнозернистое, реже порфиroidное строение. Микроструктура их — призматическизернистая, в местах, обогащенных кварцем, — гранитовая, а на отдельных участках — микропегматитовая. Весьма переменный количественно-минеральный состав характеризуется в среднем следующими соотношениями: альбита (№ 5—6) 15%, микроклин-пертитов — 60%, кварца — около 20%, амфиболов (актинолитового ряда) — 3—4%, аксессуарных минералов (магнетита, апатита и сфена) — менее 1%.

При сравнении петрографических и химических свойств тейских граносиенитов (см. табл. 48, анализы 5 и 6) с ельген-тагскими кварцевыми сиенитами устанавливается их значительное сходство. Граносиениты отличаются в основном более высоким содержанием в них свободного кремнезема ( $Q=22,0$  против 14—17 в кварцевых сиенитах Ельген-Тага) и натрия ( $n=74$  против 65). Эта группа пород по химизму более сходна с ирбинскими граносиенитами.

Кварцевые сиенит-порфиры слагают мелкие дайкообразные тела, широко развитые в районе рудного поля Тейского месторождения.

Это розовые, нередко с бурыми или сероватыми оттенками породы порфиroidного строения. Характерно большое количество порфиroidных

Таблица 48

Химический состав субвулканических граносиенитов и сиенитов района Тейского месторождения

Оксиды	Содержание, вес.%								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	68,40	67,82	67,16	68,58	68,72	68,28	66,56	66,08	62,66
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,51	0,58	0,76	0,53	0,49	0,53	0,26	0,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,17	15,34	15,26	15,60	14,82	14,51	15,34	14,95	16,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	1,11	0,56	1,29	1,28	0,73	0,99	1,13	1,70
FeO	2,23	2,23	2,68	1,90	2,53	3,12	3,42	3,75	4,76
MnO	0,03	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,06	0,08	0,12
MgO	0,43	0,57	0,89	0,68	1,29	0,73	0,92	0,74	1,32
CaO	2,32	1,96	2,08	1,68	1,60	2,10	1,96	2,28	1,23
Na <sub>2</sub> O	5,04	5,32	5,43	5,35	5,38	5,00	4,56	3,80	4,82
K <sub>2</sub> O	4,63	4,18	4,04	4,24	2,84	3,07	4,15	3,69	4,19
П.п.п	0,43	0,50	0,70	0,40	1,05	1,36	0,88	2,69	1,64
Сумма	99,38	99,61	99,45	100,53	100,09	99,44	99,37	99,45	99,68

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	17,5	17,5	17,5	17,5	15,6	15,3	16,0	13,9	16,5
c	1,2	1,4	1,3	1,4	1,9	2,0	2,2	2,8	1,5
b	4,5	5,0	5,7	4,5	5,6	5,4	5,8	6,7	10,5
s	76,8	76,1	75,5	76,6	76,9	77,3	76,0	76,6	71,5
a'	—	—	—	—	—	—	—	11,5	21,5
f'	49,5	61,5	53,0	63,0	62,0	67,0	71,0	69,5	57,5
m'	16,0	19,0	26,0	25,0	38,0	23,0	26,5	19,0	21,0
c'	34,5	19,5	21,0	12,0	0,00	10,0	2,5	—	—
n	62,3	65,9	67,1	65,7	74,2	71,2	62,5	61,0	63,6
φ	20,7	18,6	8,2	23,7	19,1	11,4	14,5	14,6	13,6
t	0,6	0,6	0,6	0,8	0,6	0,5	0,6	0,3	1,0
Q	14,2	16,0	14,6	16,7	20,5	22,0	17,5	22,3	8,2
a/c	14,6	12,8	18,6	12,1	8,2	7,8	7,1	4,9	11,1
FeO/MgO	3,1	3,2	2,1	2,6	1,6	3,0	2,7	3,7	2,8

Примечание. 1 (106и), 2 (106к) и 3 (106ж) — кварцевые сиениты Ельген-Тагского месторождения; 4 (V—2) — кварцевый сиенит Ельген-Тагского месторождения по И. К. Коккозеву; 5 (скв. 145) — граносиенит, Тейское месторождение, глубина 243 м; 6 (скв. 113) — граносиенит, там же, глубина 280 м; 7 (скв. 113к) — кварцевый сиенит-порфир, там же, глубина 900 м; 8 (228) — кварцевый сиенит-порфир, р. Ахайлы-Гол; 9 (225) — сиенит-порфир, там же.  
Все анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ.

выделений, составляющих в некоторых образцах до 40% объема породы. В порфировых выделениях — серые и розовые мелкие (2×3 мм) призмочки полевых шпатов, обнаруживающих под микроскопом пертитовое, а иногда антипертитовое строение. В антипертитах преобладает кислый плагиоклаз № 6—10. Основная масса мелкозернистая, сложенная преимущественно микроклин-пертитом, кварцем и незначительным количеством зеленой роговой обманки, почти нацело замещенной актинолитом и хлоритом. В рудном поле Тейского месторождения сиенит-порфиры подвергаются дроблению и иногда превращаются в метасоматизированные и оруденелые брекчи.

По химическому составу (табл. 48, анализ 7 и 8) кварцевые сиенит-порфиры занимают среднее положение между гранитами и нордмаркитами, располагаясь в поле граносиенитов.

В составе даек наряду с сиенит-порфирами часто встречаются основные породы, среди которых особенно широко распространены диабазовые порфиры. Это черно-серые с зеленоватым оттенком породы порфирового, реже афирового строения с мелкими (2—3 мм) вкрапленниками плагиоклаза и, значительно реже, пироксена. Под микроскопом устанавливается диабазовая структура основной массы. В порфировых выделениях находятся обычно разложенный лабрадор и близкий к салиту пироксен. Пироксен порфировых выделений и особенно основной массы замещается актинолитом и хлоритом.

Меньше развиты лабрадоровые порфиры, которые отличаются от диабазовых почти полным отсутствием вкрапленников пироксена и пилотакситовой структурой основной массы.

Сиениты рудных полей Тейского и Ельген-Тагского месторождений отчетливо прорывают все другие интрузивные породы района и достаточно четко отличаются от них петрографическими и петрохимическими особенностями. От наиболее близких к ним по составу есинских гранитоидов они отличаются ясно выраженным сиенитоидным характером, обусловленным ведущей ролью в составе породообразующих минералов как в нордмаркитах, так и в граносиенитах калинатовых полевых шпатов, представленных микроклин-пертитом. Соответственно и химизм их характеризуется в целом повышенной щелочностью при важной роли в щелочах калия. При сравнении диаграмм химических составов пород магматических комплексов района Тейского месторождения (см. рис. 40 и 41) отчетливо видно, что граносиениты и нордмаркиты располагаются на обеих плоскостях правее нормальных известково-щелочных пород Тейско-Шорской и Есинской интрузий, что свидетельствует о более высокой суммарной их щелочности (параметр  $a > 15$ ) и относительно малых значениях анортитовой составляющей ( $c < 3$ ). Соответственно отношение  $a/c$  больше 12 в нордмаркитах и более 7 в граносиенитах, что заметно превышает значение этой характеристики в типовых известково-щелочных гранитах и сиенитах, по Р. Дэли.

Отмеченные особенности петрографического состава и химизма тейских граносиенитов и сиенитов сближают их с девонскими эффузивами вулканогенного комплекса, которые считаются комагматами сиенитов. Наибольшее сходство устанавливается у граносиенитов и трахитовых порфиров, которые обладают одинаковыми петрографическими особенностями и почти тождественным химизмом. Базокварцевые порфиры заметно отличаются более высокими содержаниями кремнезема и особенно калия, резко преобладающего над натрием, однако они несомненно связаны с трахитовыми порфирами и должны рассматриваться как крайние производные комплекса.

В целом вся ассоциация девонских магматических пород района Теи по особенностям геологического положения, петрографии и химизма идентична рассмотренным девонским магматическим комплексам Ирбинско-Краснокаменского района. Здесь так же, как и на Ирбе, в составе вулканогенных и дайковых пород наряду с субщелочными кислыми встречаются среднеосновные и основные их разновидности, характеризующиеся повышенной щелочностью и отвечающие по химизму трахиандезитам (плагиопорфиры) и трахибазальтам. На диаграмме А. Н. Заварицкого породы девонских магматических комплексов района Тейского месторождения также образуют компактный закономерный рой векторов с намечающейся пантеллеритовой тенденцией (см. рис. 41). Можно лишь заметить несколько меньшую щелочность тейских граносиенитов и нордмаркитов по сравнению с соответствующими породами района Ирбы. В общем же рассмотренные особенности петрографии и петрохимии девонских магматических пород Тейского месторождения, так же как и Ирбинского, полностью отвечают типовым свойствам девонской вулканоплутониче-

ской ассоциации окраин Минусинских впадин, представленной эффузивами трахиандезит-липаритовой формации и генетически с ними связанными субвулканическими гранит-сиенитовыми комплексами.

Тейские сиениты, подобно ирбинским, железозносы. С ними генетически связана Тейско-Тузуксинская группа скарново-магнетитовых месторождений, имеющих важное промышленное значение. Месторождения этой группы, открытые в 1930 г. И. К. Баженовым и А. К. Кюз (1931), изучены к настоящему времени достаточно хорошо. Им посвящены работы П. И. Лебедева, И. В. Дербикова (1935), А. А. Меняйлова, Г. Л. Поспелова и О. Г. Кинэ, В. Г. Кореля и М. Г. Русанова (1960), П. В. Комарова (1961), А. Л. Павлова (1964), А. И. Васильевой, В. Н. Семенова и других; в этих работах рассмотрены различные аспекты геологии, минералогии и генезиса Тейских месторождений. Все исследователи единодушно связывают оруденение с граносиенитовой интрузией, принадлежащей к охарактеризованному комплексу. В пользу этого свидетельствует большое число весьма убедительных, на наш взгляд, фактов. Так, в рудном поле главного, собственно Тейского месторождения оруденению и околорудной минерализации отчетливо подвергаются эксплозионные брекчии Тейской трубки взрыва и граносиениты субвулканических интрузивов, вскрывающихся скважинами в корневой зоне этой трубки. Околорудным изменениям подвержены и кварцевые сиениты Ельген-Тагского месторождения. В районе месторождения Абагас рудные тела и околорудные метасоматиты размещаются частично в пределах эффузивов девонской вулканогенной толщи. В целом месторождения Тейско-Тузуксинской группы теснейшим образом сопряжены с субвулканическими граносиенитами и сиенитами в пространстве и обнаруживают, как будет показано ниже, признаки приповерхностных месторождений, что вполне согласуется с субвулканическим характером рудоносного комплекса.

В отношении структурного положения и минеральных особенностей месторождений существуют различные представления. Обычно эти месторождения относятся к скарновым на том основании, что в рудных полях большинства из них (особенно Тейского) широко распространены типичные гранат-пироксеновые скарны, детально описанные И. В. Дербиковым (1935). Позднее было обращено внимание на явления магнезиального метасоматоза в Тейских месторождениях (Корель, Русанов, 1960), а затем П. В. Комаровым (1961) выявлены и описаны магнезиальные скарны с форстеритом, шпинелью, хондродитом и клиногумитом. Вместе с тем многие исследователи обращают внимание на то, что рудный процесс в месторождениях Тейской группы оторван во времени от скарнового и сопровождается более поздней и относительно низкотемпературной гидросиликатовой минерализацией, представленной серпентином, слюдой, актинолитом и хлоритом. Основываясь на этом, В. В. Богацкий (1957) отнес Тейскую группу месторождений в разряд гидросиликатовых, проявляющихся в зонах разломов на некотором удалении от рудоносных интрузий и поэтому характеризующихся более низкотемпературным типом околорудной минерализации.

Другой особенностью тейских руд является широкое развитие в них брекчиевидных и колломорфных текстур, что вполне закономерно, ибо возникновение колломорфных выделений магнетита обычно связывается с тектоническими подвижками и отдельными внутриминерализационными нарушениями, проявляющимися особенно часто в зонах разломов и брекчирования (А. М. Дымкин, Г. А. Соколов). В связи с этим напомним, что в рудоконтролирующих зонах Тейских месторождений широко распространены дорудные тектонические и вулканические брекчии, а также различного рода брекчированные и брекчиевидные метасоматиты, свидетельствующие о неоднократно повторявшихся в этих условиях подвижках и нарушениях внутриминерализационного порядка.

## ДРУГИЕ ПРИМЕРЫ ЖЕЛЕЗОНОСНЫХ ГРАНОСИЕНИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ

Помимо рассмотренных наиболее ярких примеров железоносных сиенитов Ирбинско-Краснокаменского и Тейско-Тузуксинского районов, имеются сходные в петрографическом и металлогеническом отношении интрузии и в ряде других мест Алтае-Саянской области. Среди них прежде всего должен быть назван Кондомский железорудный район Горной Шории, широко известные месторождения которого (Шерегешевское, Шалымское, Таштагольское и др.) ассоциируют (а по мнению большинства исследователей связаны генетически) с сиенитовыми интрузивами, сходными с тейскими и ирбинскими. Несмотря на длительную историю исследований и сравнительно хорошую изученность этих месторождений, вопросы возраста, формационного типа и петрогенеза рудоносных для них интрузий остаются до сих пор окончательно не решенными и являются предметом оживленных дискуссий. Вместе с тем предпринятые в последние годы специальные геолого-петрологические исследования этого района (Каминская, 1961; Шарапов, 1964) в сочетании с более ранними работами Г. Л. Пospelова (1959), В. Г. Кореля, В. А. Вахрушева и других дают достаточно объективный материал, который независимо от воззрений авторов позволяет в общем виде представить характерные черты и особенности размещения, состава и возраста кондомских сиенитов.

Кондомский железорудный район располагается в средней части Кондомско-Лебедской мобильной зоны, примыкающей с запада к Шорскому срединному массиву и отделяющейся от соседней Тельбесско-Ташелгинской зоны выступами докембрийских пород Бийского горста на юго-западе и Томского массива на северо-востоке. Эта четко линейная зона характеризуется сложным тектоническим строением и резкой фациальной изменчивостью слагающих толщ, в составе которых активную роль играют вулканогенные породы основного состава. Г. Л. Пospelов и другие исследователи рассматривают Кондомско-Лебедскую зону как сложную грабен-синклинальную структуру, связанную в развитии не столько с формированием салаирид Кузнецкого Алатау, сколько с каледонской геосинклиналью Горного Алтая, и включают ее в область выклинивания Уймено-Лебедского прогиба.

В результате Кондомский железорудный район характеризуется весьма сложным геологическим строением. В его сложении принимают участие осадочно-метаморфические и магматические комплексы не только Кузнецко-Алатауской, но и соседней, более молодой, Горно-Алтайской геосинклинальной системы.

Метаморфические и вулканогенно-осадочные комплексы Кондомского района объединяются в несколько разновозрастных групп, слагающих различные структурные этажи разреза (Каминская, 1961). В основании залегают верхнепротерозойские кремнисто-карбонатные с подчиненными значениями основных вулканитов отложения, образующие докембрийский выступ в северо-западной части района (рис. 42).

Палеозойские комплексы начинаются с нижнекембрийской вулканогенно-сланцевой метаморфической толщи, доминирующей в восточной части района в узкой приразломной шовной структуре, вытянутой в меридиональном направлении вдоль западного края Шорского массива. В центральной части Кондомско-Лебедской зоны этот комплекс представлен менее метаморфизованными эффузивами кондомской свиты ( $Сп_1^1$ ).

Стратиграфически выше со структурным несогласием залегают отложения терригенно-карбонатной усинской и эффузивно-сланцевой мундыбашской свит. Непосредственно в Кондомском районе, представляющем собой среднюю часть грабен-синклинали, широко развиты флишоид-

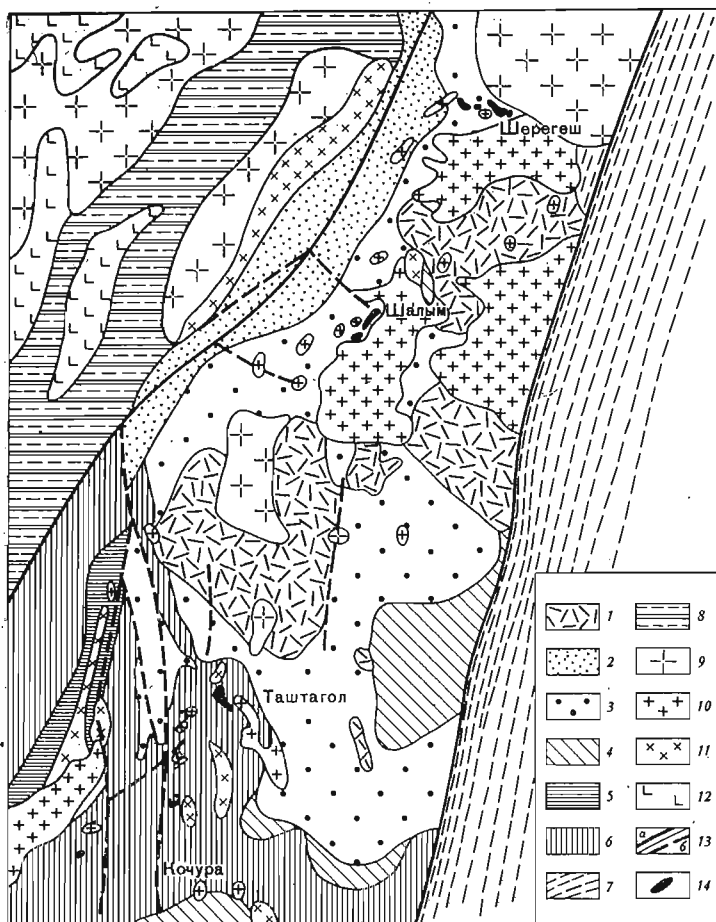


Рис. 42. Схематическая геологическая карта Кондомского железорудного района (по В. И. Каминской)

1 — субщелочные эффузивы, фельзиты, туфолавы и лентондые туфы ( $D_1$ );  
 2 — флишонидная толща ордовика: песчаники и алевролиты с фауной ортид (O);  
 3 — вулканогенно-осадочная толща с эффузивами андезитового ряда, горизонтами известняков и мергелей ( $St_1^1$ );  
 4 — алевролиты и сланцы ( $St_2$ );  
 5 — песчаники, углисто-кремни-

стые сланцы и известняки усинской свиты ( $St_1^2$ );  
 6 — эффузивно-осадочная толща с эффузивами диабазового ряда и линзами карбонатных пород (кондомская свита,  $St_1$ );  
 7 — зеленокаменная метаморфическая толща Кондомской зоны смятия ( $St_1$ );  
 8 — карбонатно-кремнистая толща ( $St_1$ );

9 — интрузия порфиридных гранитов ( $D_2 - D_3$ );  
 10 — субвулканическая интрузия сиенитов и граносиенитов ( $D_1$ ); интрузии неясного возраста и типа;  
 11 — диорит-порфириты;  
 12 — габбро- и габбро-диориты;  
 13 — разломы: а — главные, б — второстепенные;  
 14 — скарново-магнетитовые тела

ные отложения ордовика, трансгрессивно перекрывающие кембрийские толщи.

Наконец, в районе Шалымского и Таштагольского месторождений в широких «чашеобразных» брахисинклиналиях, наложенных на линейные складки кембро-ордовикских комплексов, картируются субщелочные кислые эффузивы и соответствующие им по составу пирокласты, которые относятся большинством исследователей к девонскому вулканогенному комплексу. В полях развития этих эффузивов вскрывается большая часть сиенитовых интрузивов Шерегеша, Шалыма и Таштагола (см.

рис. 42), с которыми генетически связывают соответствующие магнетитовые месторождения. Кроме того, в Кондомской зоне известны мелкие дайко- и штокообразные тела габбро-диорит-порфиритов и габбро, большая часть которых считается интрузивными комагматами кембрийских основных эффузивов, а часть объединяется некоторыми исследователями с железоносными сиенитами и рассматривается при этом в качестве ранней фазы девонского габбро-сиенитового комплекса. Самыми молодыми интрузивными района являются гранитоиды Сарлыкского и Мустагского массивов, которые формировались намного позднее магнетитовых месторождений, прорывая их в ряде мест. Они увязываются обычно с относительно поздним гранитоидным магматизмом соседних варисских структур Горного Алтая.

Согласно описаниям В. И. Каминской (1961), девонские эффузивы Кондомского района представлены преимущественно фельзитами, фельзит-порфирами и ортофирами с вкрапленниками калинатровых, иногда пертитизированных полевых шпатов. Кроме того, отмечаются бедные калишпатов разности, приближающиеся по химическому составу к плагио-порфирам ранее рассмотренных девонских вулканогенных комплексов. Наряду с эффузивами исключительно широко распространены туфо- и лавобрекчии, литокристаллокластические туфы и игнимбриты соответствующего состава. Таким образом, по характеру и набору пород кондомские эффузивы похожи на ранее рассмотренные ирбинские и тейские, с той лишь разницей, что среди них не описываются типичные трахиандезиты. По химизму (табл. 49) они наиболее близки к ортофирам и плагио-порфирам рек Теи и Ирбы, характеризуюсь в целом еще более высокой щелочностью и относительно низкими значениями анортитовой составляющей.

Сиениты, слагающие небольшие гипабиссальные и приповерхностные интрузивы, приуроченные к оперяющим Кондомский разлом нарушениям, варьируют по составу от кварцсодержащих щелочных сиенитов до граносиенитов и щелочных сиенитов. Наиболее широко распространены кварцсодержащие и кварцевые сиениты, близкие по составу к нордмаркитам. В мелких дайковых телах и краевых частях более крупных интрузивов отмечаются порфировидные и порфиоровые разности сиенитов, а в дайках — типичные сиенит-порфиры. Среди сиенитов и граносиенитов преобладают лейкократовые разности с содержаниями фемических минералов менее 10%, однако иногда отмечаются меланократовые сиениты, которые обычно называются монцонитами и относятся к контактово-реакционному типу пород.

Ведущим, резко доминирующим минералом сиенитов, включая кварцевые их разности, является пертитовый калинатровый полевой шпат. В альбитизированных сиенитах устанавливаются антипертиты замещения и отдельные неправильной формы зерна шахматного альбита. В граносиенитах значительную роль, кроме того, играет кварц, количество которого превышает 20%, иногда достигая содержаний его в гранитах. Темноцветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой.

По химическому составу (см. табл. 49, рис. 43) наиболее распространенные типы пород отвечают сиенитам и нордмаркитам, по Р. Дэли, особенно богатые кварцем разности — граносиенитам и даже гранитам, отличаясь от стандартных типов щелочноземельных гранитов и сиенитов намного большей щелочностью (параметр  $a$  колеблется в интервале 18—21, лишь изредка выходя за эти пределы). В то же время характеристика  $c$  в кондомских сиенитах и граносиенитах необычно мала, редко превышая 1,0. Соответственно все породы отличаются высокими значениями отношения  $a/c$ , свидетельствующими о повышенной щелочности пород. В составе щелочей значительная роль принадлежит калию ( $n$  колеблется около 60). В целом химизм сиенитов и граносиенитов принципиально

Таблица 49

Химический состав пород девонских (?) магматических комплексов Кондомского района

Оксиды	Содержание, вес.%																					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	71,02	65,32	60,37	57,72	61,00	61,60	60,80	62,34	67,20	64,28	65,95	64,53	62,50	70,92	70,15	66,22	64,70	73,14	63,39	64,44	61,54	64,31
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,22	0,26	0,26	0,38	0,45	0,36	0,23	0,19	0,48	0,18	0,30	0,40	0,14	0,23	0,17	0,18	0,26	0,12	0,18	0,35	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,48	19,43	20,08	20,10	18,94	18,47	17,95	17,45	15,66	17,97	16,26	15,94	17,11	13,47	13,37	17,40	18,68	13,34	18,56	18,66	18,20	19,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,98	1,16	1,36	0,33	0,80	0,86	3,11	2,35	0,49	1,57	3,59	2,87	3,23	2,20	1,21	2,65	2,55	0,36	2,08	2,64	3,30	2,39
FeO	2,02	0,37	2,34	0,43	1,17	3,91	2,59	3,05	1,46	1,44	1,72	2,71	2,84	2,51	2,92	0,40	0,22	2,40	0,43	0,32	1,59	0,65
MnO	0,06	0,08	0,05	0,06	0,14	0,70	0,07	0,16	0,07	0,10	0,11	0,11	0,11	0,04	0,10	0,13	0,10	0,10	0,10	0,09	0,15	0,16
MgO	0,15	0,64	0,40	3,76	1,40	2,00	1,20	0,70	1,05	0,10	0,18	0,19	0,86	0,12	0,43	0,22	0,21	0,92	0,19	0,11	0,79	0,50
CaO	0,16	0,87	0,24	2,00	2,80	1,32	0,67	0,91	2,02	1,07	0,28	0,29	0,37	0,27	—	0,31	0,39	1,70	0,97	0,15	1,22	0,99
Na <sub>2</sub> O	4,78	4,67	5,27	3,29	5,32	8,53	5,55	4,16	6,12	5,37	4,48	4,53	4,56	4,30	3,46	4,36	4,78	3,80	5,75	5,12	4,58	4,89
K <sub>2</sub> O	3,85	5,24	6,32	9,42	6,06	0,19	4,85	5,90	4,82	5,87	6,13	5,21	5,57	4,18	4,90	5,71	6,31	3,31	6,76	5,83	6,12	5,44
П.п.п	0,43	1,40	1,61	2,12	1,08	2,28	1,48	—	—	—	1,21	—	—	1,04	1,17	—	1,09	0,07	—	—	3,88	—
Сумма	99,38	99,42	99,44	100,0	99,94	100,34	98,63	—	99,08	98,85	100,18	—	—	99,25	—	—	99,22	99,70	—	—	—	—

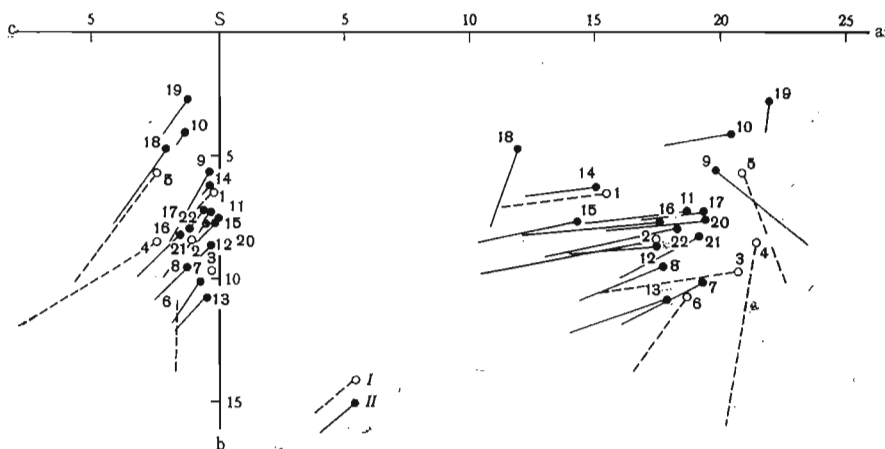
## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	15,5	17,5	20,8	21,5	20,9	18,7	19,3	17,8	19,8	20,5	18,7	17,5	18,0	15,1	14,4	17,6	19,4	12,7	22,8	19,5	19,2	18,4
<i>c</i>	0,2	1,1	0,3	2,5	2,5	1,6	0,8	1,2	0,3	1,3	0,3	0,3	0,5	0,3	0,0	0,4	0,4	2,0	1,2	0,2	1,5	1,2
<i>b</i>	6,5	8,4	9,7	8,5	5,7	10,7	10,1	9,5	5,6	4,0	7,2	8,6	10,8	6,2	7,6	7,7	7,2	4,6	2,7	7,6	8,3	7,9
<i>s</i>	77,8	73,0	69,2	67,5	70,9	69,0	69,8	71,5	74,3	74,2	73,8	73,6	70,7	78,4	78,0	74,3	73,0	80,7	73,3	72,7	71,0	72,5
<i>a'</i>	42,5	70,6	57,4	14,0	—	22,4	32,0	33,8	—	27,5	31,4	36,4	35,7	29,2	40,8	59,8	60,8	11,7	1,3	63,4	29,6	54,6
<i>f'</i>	53,8	16,6	35,6	9,0	39,8	46,8	51,0	53,6	32,0	68,4	64,5	59,8	50,9	67,6	49,9	35,5	34,3	55,9	86,5	34,2	54,2	34,9
<i>m'</i>	3,7	12,8	7,0	77,0	42,6	30,8	17,0	12,6	30,3	4,1	4,1	3,8	13,4	3,2	9,3	4,7	4,9	32,4	12,2	2,4	16,2	10,5
<i>c'</i>	—	—	—	—	17,6	—	—	—	37,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	65,4	57,5	55,9	34,7	57,2	98,5	63,5	51,7	65,9	58,0	62,2	57,0	55,4	60,9	51,8	53,7	53,5	63,6	56,4	57,2	53,2	57,7
<i>φ</i>	24,8	11,5	12,05	3,4	12,3	6,70	25,9	21,3	7,1	32,8	41,2	28,5	25,2	29,5	13,2	28,9	30,1	6,4	67,4	29,2	34,1	25,4
<i>l</i>	0,21	0,25	0,32	0,34	0,47	0,54	0,44	0,28	0,27	0,56	0,20	0,35	0,48	0,15	0,26	0,19	0,20	0,27	0,14	0,21	0,43	0,27
<i>Q</i>	24,4	9,9	-3,5	-10,5	-2,1	-1,0	0,2	6,2	8,7	2,1	9,9	11,9	4,9	26,3	27,2	13,0	6,8	34,0	-0,2	6,2	2,1	7,0
<i>a/c</i>	77,5	15,9	69,3	8,6	8,4	11,8	24,1	14,8	66,0	15,8	62,3	58,3	63,0	50,0	—	47,3	48,5	6,4	19,0	97,5	12,8	15,3
FeO/ MgO	14,5	1,29	5,07	0,12	0,93	1,52	3,00	4,28	1,05	16,68	15,73	15,74	3,80	21,13	5,36	7,55	7,0	1,73	7,09	14,25	3,34	3,32

Примечание. Вулканогенный комплекс: 1 (III-105) — кератофир ручья Сумарного; 2 (18-11), 3 (36-К), 4 (скв. 117), 5 (скв. 83), 6 (скв. 89) — кератофирры района месторождения Шалым. Субвулканический комплекс граносиенитов и сиенитов: 7 (521) — щелочной сиенит, Шерогеж; 8 — сиенит, там же (среднее по пяти близким анализам — 526, 528, 498, 446, 211); 9 — (377) — кварцевый сиенит, там же; 10 (364) — кварцевый сиенит, там же; 11 (833) — кварцевый сиенит, месторождение Шалым; 12 — сиенит, там же, (среднее по трем анализам — 759, 721, 782); 13 — сиенит, там же (среднее по трем анализам — 737, 809, 669); 14 (206Д) — граносиенит, там же; 15 (С-280) — граносиенит, Таеизинский массив; 16 — кварцевый сиенит, массив р. Большой (среднее по четырем анализам — 489-2, 16, 17, 6); 17 (3П) — кварцевый сиенит, там же; 18 (III-107) — граносиенит, там же; 19 — щелочной сиенит, Кочура (среднее по двум анализам — С-3, П-11); 20 — щелочной сиенит, там же (среднее по трем анализам — Ш-785, 349, 190); 21 (С-17) — сиенит, Таштагод; 22 — сиенит, там же (среднее по трем анализам — скважины 21, 25, 34).

Анализы 4, 5, 6 — по Н. Г. Сумину, 61 — по Н. И. Заболотниковой, 21 — по В. Г. Корелю (1957), остальные — по В. И. Каминской. В суммах ряда анализов учтены не включенные в таблицу небольшие содержания Р<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в усредненных анализам суммы не показаны.





**Рис. 43.** Диаграмма химических составов девонских магматических комплексов Кондомского района

*I* — вулканический комплекс; *II* — субвулканический комплекс граносиенитов и сиенитов.  
Номера векторов соответствуют номерам анализов в табл. 49

сходен с химизмом рассмотренных предположительно девонских кондомских эффузивов, с которыми они и объединяются в один эффузивно-интрузивный комплекс.

В рудных полях месторождений Кондомской группы субщелочные эффузивы и комагматические им сиениты подвергаются, как и в других месторождениях, связанных с сиенитами, кремниево-щелочному, в данном случае преимущественно натровому (Сумин, 1953) метасоматозу. Л. И. Шабынин (Шабынин, Заревич, 1967) обращает внимание на признаки в Кондомских месторождениях магнезиальных скарнов магматической стадии, возникающих обычно в связи с процессами магматического замещения. Явления сиенитизации и магматического замещения в рудных полях Кондомских месторождений, впервые выявленные Г. Л. Поспеловым (1955), описываются С. С. Ильенком, Ю. Г. Щербаковым (1961), Г. М. Ивановой, А. А. Митякиным и др.

Таким образом, по особенностям геологического и структурного положения, петрографическому составу и химизму, а также по характеру сопутствующих метасоматических процессов кондомские сиениты и ассоциирующие с ними эффузивы весьма сходны с девонскими интрузивными (субвулканическими) и вулканическими комплексами районов Ирбинского и Тейского месторождений.

Особенно показательны петрохимические свойства этих комплексов. По химизму кондомские эффузивы и сиениты наиболее близки к субщелочным эффузивам и сиенитам Тейско-Тузухсинского района, что хорошо проявляется при сравнении сводных петрохимических диаграмм этих комплексов (см. рис. 41 и 43). Такое сравнение показывает, что кварцевые и щелочные сиениты, преобладающие в Кондомском районе, более всего отвечают нордмаркитам Сидоровского Урала и других щелочно-сиенитовых плутонов Прирубинского района, тогда как граносиениты повторяют свойства граносиенитов тейско-ирбинского типа. Общие количества щелочей, отношения к кальцию и соотношения натрия и калия в кондомских сиенитах точно такие же, как в подавляющем большинстве алтае-саянских субвулканических гранитов и сиенитов. На диаграммах, отражающих эти отношения (рис. 44 и 45), кондомские сиениты и граносиениты совершенно четко располагаются в полях пород формации субвулканических гранитов и сиенитов.

Относительно происхождения кондомских сиенитов единодушия до сих пор не достигнуто. В. Г. Корель (1966б) считает их гранитоидными по природе, объединяя с кислыми эффузивами в единую «порфировую» формацию девонского возраста. В. И. Каминская (1961), С. С. Ильенко, В. Н. Шаратов (1964), Г. М. Иванова и некоторые другие исследователи, основываясь на пространственной совмещенности кондомских сиенитов с мелкими габбровыми интрузивами, а также на элементах геохимического сходства сиенитов с породами этих интрузивов, объединяют их в один габбро-сиенитовый комплекс, предполагая тем самым базальтоидную природу рудоносных сиенитов.

Вместе с тем оснований для выделения здесь такого комплекса, на наш взгляд, недостаточно. Для этого прежде всего не хватает доказательств близости возраста сиенитов и габбро Кондомской зоны: если девонский возраст сиенитов как-то вытекает из анализа геологической обстановки и радиологических данных, то столь же молодой возраст габбро ничем не подкрепляется. Сопоставление кондомских интрузий с габбро-сиенитовым комплексом Леспромхозного месторождения в Тельбесском районе также не может считаться надежным аргументом, так как, во-первых, кондомские сиениты резко отличаются по химизму (содержаниям кальция, общему количеству щелочей, отношению их к кальцию и т. п.) от сиенитов Леспромхозного месторождения и, во-вторых, связь последних с габбро также не бесспорна.

Вопрос о базальтоидном или гранитоидном происхождении кондомских сиенитов нам представляется, конечно, интересным, но вместе с тем не первостепенным. Гораздо важнее наметившееся в последнее время принципиальное сходство сиенитов и эффузивов Кондомского района с

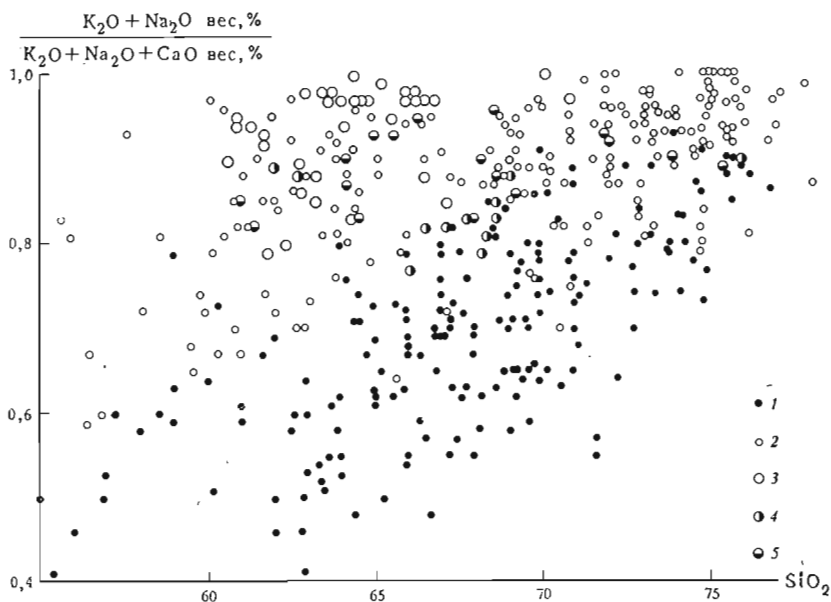


Рис. 44. Сравнительная петрохимическая диаграмма для пород раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов и девонских субвулканических гранитов и сиенитов

1 — породы формации гранитоидных батолитов; 2 — субвулканические граниты и сиениты различных районов Алтае-Саянской области; 3 — субвулканические сиениты и граносиениты Кондомского района; 4 — субвулканические граниты и сиениты Тейского района; 5 — субвулканические граносиениты и сиениты Ирбинского района

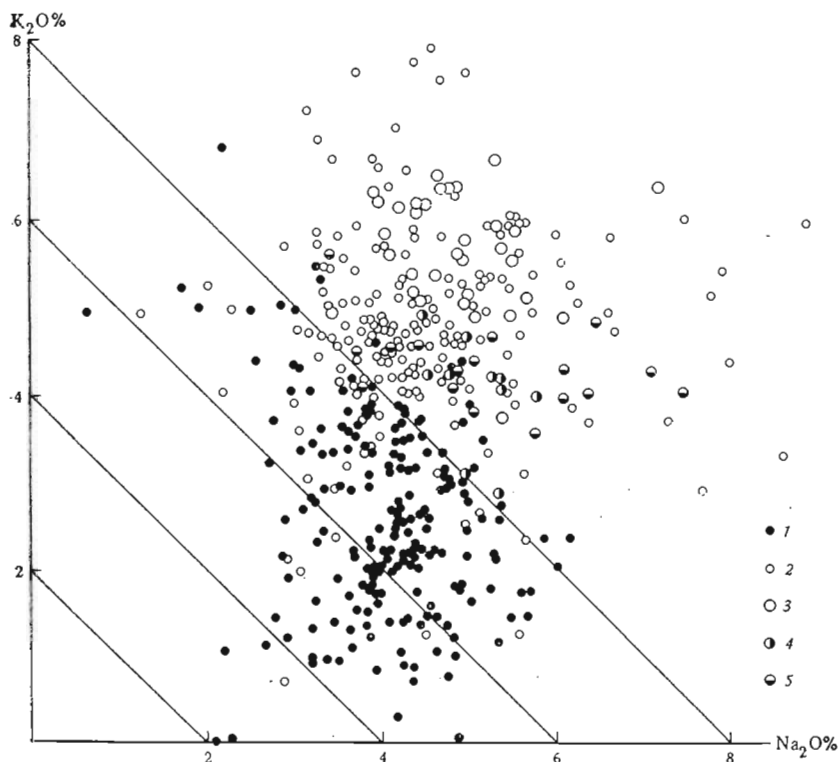


Рис. 45. Соотношение окислов калия и натрия в породах формации гранитоидных батолитов и субвулканических гранитов и сиенитов

1 — гранитоидные батолиты; 2 — субвулканические граниты и сиениты; 3 — сиениты и граносиениты Кондомского района; 4 — граносиениты и кварцевые сиениты Тейского района; 5 — граниты и сиениты Ирбинского района

ирбинскими и тейскими, что позволяет предположительно относить их к девонской вулcano-плутонической ассоциации, объединяющей эффузивы трахиандезит-липаритовой формации и субвулканические интрузии гранитов и сиенитов. Кстати, уже было показано, что на происхождение пород этой ассоциации также существуют различные, зачастую диаметрально противоположные взгляды. Одни исследователи рассматривают все породы, включая субвулканические граниты и сиениты, в качестве производных базальтовой магмы, дифференцировавшейся в трахитовом направлении. Другие считают, что образование разных по составу комплексов идет различными путями: трахибазальт-андезитовых (с подчиненным значением трахитов и сиенитов) внутренних частей впадин — в связи с базальтовым магматизмом, а трахиандезит-липаритовых, сопровождавшихся относительно крупными гранит-сиенитовыми интрузиями горного обрамления впадин, — в связи с верхнекоровым гранитоидным магматизмом. Ассоциации тейско-ирбинского типа, проявившегося в окраинах межгорных впадин, имеют, по нашему мнению, сложное, смешанное происхождение, на чем мы остановимся несколько ниже.

Еще одним примером железорудных месторождений, связанных с девонскими субвулканическими граносиенитами, является Ирджинское месторождение, изученное сравнительно с другими менее обстоятельно. Это месторождение расположено на правом берегу р. Енисей в северо-западной части Сисим-Казырского синклиория, на стыке его с юго-восточной окраиной Чулымо-Енисейской впадины.

Геологическая обстановка здесь очень напоминает ситуацию в районах Теи и Ирбы. Месторождение находится в поле развития вулканогенных и карбонатных отложений раннепалеозойской Аспагашской линейной геосинклинали, включающей также раннепалеозойские основные и ультраосновные интрузивы джезлыкского комплекса (метагаббро, диориты и серпентиниты). Все это трансгрессивно перекрывается субщелочными кислыми и среднеосновными девонскими эффузивами зоны обрамления Чулымо-Енисейской впадины и прорвано близкими по составу к эффузивам субвулканическими граносиенитами тесинской интрузии, идентичной в петрографическом отношении ирбинской. С этой интрузией большинство исследователей генетически связывают ирджинское железорудное месторождение. По данным В. М. Клярковского и Н. Х. Белоус (1959), магнетитовые и скарновые тела Ирджинского месторождения располагаются в зоне контакта граносиенитовой интрузии с горизонтами сидеритизированных известняков и сидеритов.

Ирджинское магнетитовое месторождение относится к категории скарновых. В сложении скарнов участвуют гранат, диопсид, амфиболы, хлорит и скаполит. Вместе с тем руды имеют магнетит-гематитовый состав, что свидетельствует о более низких, сравнительно со скарновой минерализацией, температурах их образования. На месторождении широко распространены фельзитовидные породы, подобные тем, какие образуются при кремниевом-щелочном метасоматозе на Ирбе и Тее. Наконец, в ряде скважин нами выявлены брекчии, очень похожие на взрывные брекчии Тейского месторождения. Таким образом, Ирджинское месторождение обнаруживает большое сходство с Тейскими и Ирбинскими, обладая очевидными признаками скарново-магнетитовых месторождений, генетически связанных с субвулканическими граносиенитами. Учитывая последнее, а также то, что вблизи с Ирджинским известны другие сходные с ним месторождения (Кульчекское, Устугское и др.), мы склонны считать этот район интересным и потенциально перспективным в отношении железорудного месторождения.

## **ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗОНОСНЫХ ГРАНОСИЕНИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Рассмотренные примеры магнетитовых месторождений, генетически связанных с девонскими субвулканическими гранит-сиенитовыми интрузиями, безусловно, не исчерпывают всех возможных случаев интрузий и рудопоявлений этого типа, однако позволяют выяснить их общие специфические особенности. Суммируя эти особенности, следует подчеркнуть, что железозносные комплексы данного типа и сопровождающие их месторождения весьма специфичны, причем специфические черты месторождений явно определяются характером и условиями становления рудоносных интрузий. Главнейшими особенностями последних мы считаем следующие.

1. Эти интрузии приурочены в большинстве случаев к относительно молодым девонским разломам окраин межгорных впадин, ассоциируя с девонскими эффузивами вулканических поясов, обрамляющих впадины. Представляющие их интрузивы имеют, как правило, небольшие размеры и формируются в гипабиссальной и приповерхностной обстановках. Они теснейшим образом структурно и во времени сопряжены с эффузивными комплексами трахиандезит-липаритового состава, обнаруживая четко выраженную общность петрографических и геохимических черт с этими эффузивами.

2. Петрографические особенности рудоносных интрузий заключаются в исключительно устойчивом субщелочном гранит-сиенитовом характере породных ассоциаций. Особенности состава магмы и резко гипабиссальные, приповерхностные условия формирования интрузивных тел обусловили преимущественно одношпатовый характер слагающих пород, в которых решительно преобладают калинатровые полевые шпаты с высоким (до 50% и более) содержанием альбитовой составляющей. Отдельные самостоятельные зерна плагиоклаза встречаются сравнительно редко и в небольших количествах.

Доминирующее значение калинатровых полевых шпатов считается обычным явлением для сиенитов малых глубин. Н. Л. Боуэн и О. Ф. Таттл (1952), экспериментально исследовавшие систему  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$ , объясняют это тем, что в таких магмах нет иных, кроме воды (содержание которой в условиях небольших глубин сравнительно невелико), компонентов, способных понизить температуру кристаллизации расплава настолько, чтобы полевые шпаты кристаллизовались отдельно. Общая («валовая») кристаллизация таких пород происходит при температуре образования однородных калинатровых полевых шпатов, которые в дальнейшем, распадаясь на составные части, преобразуются в различные по характеру пертиты. В нашем случае калинатровые полевые шпаты представлены криптопертитовыми и иногда однородными зернами в небольших по размерам приповерхностных интрузивных телах и дайках и грубо пертитизированными разностями в более крупных и глубже залегающих интрузивах, что также хорошо согласуется с существующими представлениями об условиях формирования, особенностях состава и строения калинатровых полевых шпатов (Афанасьев, 1951). Темноцветные минералы представлены щелочными амфиболами рибекит-арфведсонитового ряда, натрийсодержащей (гастингсит) и, реже, обыкновенной известковой роговой обманкой. В щелочных сиенитах наряду с амфиболами встречается иногда щелочной пироксен, а в граносиенитах и субщелочных гранитах — биотит. Кварц обычно образует с полевыми шпатами гранофировые сростания, достигающие максимального развития в граносиенитах и гранитах.

3. Рассмотренные минеральные особенности, в частности существенно калинатровый состав полевых шпатов, находятся в полном соответствии с особенностями химизма пород. Все они независимо от количества в них кремнезема характеризуются относительно высокой суммарной щелочностью при весьма значительной роли калия, немногим уступающей роли натрия, и явно заниженными, сравнительно со стандартными типами пород, содержаниями кальция. В этом они кардинально отличаются от пород формации раннепалеозойских гранитоидных батолитов «пестрого» состава. Как видно из диаграммы, отражающей зависимость содержаний щелочей, кальция и кремнезема (см. рис. 44), породы формации субвулканических гранитов и сиенитов вполне достоверно отделяются от батолитовых гранитоидов отношением  $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}}$  при любых содержаниях кремнезема, включая интервал нормальных и аляскитовых гранитов (70—75%  $\text{SiO}_2$ ). Столь же четко они обособляются и на диаграмме соотношений щелочей, составленной в координатах  $\text{Na}_2\text{O—K}_2\text{O}$  (см. рис. 45).

4. Субвулканические граниты и сиениты характеризуются специфическим набором элементов-примесей. Для пород этой формации характерна редкометальная и редкоземельная специализация элементов-примесей. Эта минерализация лучше изучена в восточных, прилегающих к Протеросаяну районах, причем здесь она считается в равной степени специфичной как для щелочных сиенитов, так и для субщелочных гранитоидов (граносиенитов и аляскитовых), идентичных граносиенитам и

гранитам каледонского обрамления Минусы (ирбинский тип), где с такими интрузиями ассоциируют магнетитовые месторождения. По данным А. С. Павленко и др. (1959), В. С. Кудрина (1962) и М. А. Кудриной, девонские щелочные сиениты и граниты Восточной и Северо-Восточной Тувы обладают комплексами акцессорных минералов групп редкоземельных окислов ниобия, титано-цирконо-силикатов, силикато-фосфатов и карбонатов; в щелочных сиенитах особенно активную роль играют акцессорные редкие земли цериевой группы. Н. Г. Лином и др. (1965) и Л. Н. Морозовым (1967) отмечаются в качестве общей особенности щелочных гранитоидов Восточного Саяна повышенные содержания в них акцессорных тория и редких земель. Этими же исследователями обращается внимание на количества акцессорного германия в лейкократовых гранитах и граносиенитах данного комплекса, явно превышающие средние содержания этого элемента в гранитах вообще (Таусон, 1961).

Сходным характером элементов-примесей обладают субвулканические граниты и сиениты железорудных районов. Акцессорная редкоземельная минерализация характерна для ряда щелочно-сиенитовых массивов Сисим-Казырского синклинория (правобережье Тубы), причем есть основание полагать, что она свойственна и некоторым граносиенитовым плутонам ирбинского типа. Весьма интересным представляется указание на повышенные содержания акцессорного германия в железосодержащих сиенитах Тейского и Ирбинского районов (В. Н. Семенов), что не менее ярко выражено и в эффузивах, комагматичных граносиенитах. Это свойство особенно хорошо проявляется в составе акцессорного магнетита. Не исключено, что повышенная германиевость рассматриваемых граносиенитов связана с приповерхностными субвулканическими условиями их формирования, ибо известно, что германий концентрируется в больших количествах в эффузивах и вулканогенно-осадочных комплексах. Интересно, что магнетиты рудопроявлений, связанные с девонскими субвулканическими граносиенитами, также характеризуются повышенными содержаниями акцессорного германия. По данным В. А. Вахрушева (1964, 1965) и В. Н. Семенова, они намного беднее германием, чем магнетиты известных в Сибири вулканогенно-осадочных руд, но в то же время явно обогащены этим элементом по сравнению с магнетитами рудопроявлений, генетически связанных с интрузиями габбро-диорит-гранодиоритового ряда, формирующихся соответственно на больших глубинах.

В. А. Вахрушев (1964, 1965), специально исследовавший элементы-примеси в магнетитах различных типов интрузивных пород и связанных с ними железорудных месторождений, отмечает, кроме того, в качестве характерной особенности магнетитов субвулканических граносиенитов повышенные содержания в них титана и марганца, явно превосходящие таковые в магнетитах гранитоидов батолитовой формации. Им установлены более высокие содержания тех же элементов в рудном магнетите месторождений, связанных с субвулканическими сиенитами, по сравнению с магнетитами руд, ассоциирующих с гранитоидами батолитового типа. А. В. Миловский (Миловский и др., 1966), И. А. Киселева и А. А. Матвеев (1967), отмечая более сложное поведение элементов-примесей группы железа (в том числе титана) в рудах и породах месторождений Ирбинско-Краснокаменского района, вместе с тем подчеркивают геохимическую общность многих из этих месторождений (Краснокаменских, Бурлукского и др.) с девонскими субвулканическими граносиенитами и комагматичными им эффузивами.

Породы данной формации, по-видимому, полигенны, являясь как отмечалось в первой главе, продуктами как базальтовой, так и гранитоидных магм. Несомненно, что ведущим в девонском вулканизме межгорных впадин Алтае-Саяна является андезито-базальтовый магматизм, а исходными магмами — основные расплавы глубинного, вероятнее всего, под-

корового происхождения. Вместе с тем на разделяющих впадины поднятиях и особенно в северо-восточном, прилегающем к Протеросаяну, обрамлении Минусы субщелочные кислые эффузивы и эквивалентные им субвулканические граниты и сиениты приобретают очень широкое, а иногда и доминирующее развитие и не могут рассматриваться как прямые дифференциаты базальтовой магмы. Возникающие при этом ассоциации эффузивов трахиандезит-липаритового ряда и субвулканических интрузий гранитов и сиенитов являются, по-видимому, производными среднеосновных и субщелочных кислых магм, образующихся в это же время в связи с теми же эндогенными процессами, но на более высоких уровнях в пределах осадочно-метаморфической оболочки коры.

Повышенная щелочность пород этих ассоциаций обусловлена, на наш взгляд, двумя обстоятельствами. Во-первых, и это, по-видимому, главное, общей спецификой девонского магматизма, развивавшегося в условиях консолидированной складчатой области и поэтому характеризующегося в целом щелочной направленностью. Во-вторых, различного рода реакционными процессами, протекающими при формировании магматических очагов в условиях достаточно мощной и разнородной осадочно-метаморфической оболочки. Разрез слагающих эту часть коры протерозойско-кембрийских комплексов в пределах каледонид центральной части Алтае-Саянской области (особенно в восточных ее районах, прилегающих к Протеросаяну) приобрел к девону сложное разнородное строение. В составе этих комплексов активную роль играли разнообразные карбонатные (в том числе доломитсодержащие) и терригенно-осадочные отложения, раннепалеозойские вулканы и интрузивы основного состава, а также значительные объемы гранитоидов батолитовой формации, со становлением которых связана каледонская консолидация этой области. Такие условия, естественно, благоприятствовали развитию на этих уровнях в период девонской активизации различного рода реакционных процессов и кислотно-основного взаимодействия, ведущих, как известно (Коржинский, 1955, 1960), к образованию кислых магм повышенной щелочности.

В этих весьма сложных процессах, по-видимому, участвовали и основные магмы более глубинного происхождения, связанные с собственно базальтоидным вулканизмом межгорных впадин. Об этом свидетельствует постоянное участие, причем нередко в значительных количествах, в составе эффузивов трахиандезит-липаритовых комплексов и дайковой свиты гранит-сиенитовых интрузий основных и среднеосновных пород (диабазов, андезитовых порфиритов, монзонит-порфиров и др.). На это же указывают некоторые геохимические особенности сиенитов и граносиенитов — повышенные содержания в самих породах и акцессорном магнетите титана и марганца, а в ряде случаев и других элементов группы железа (хрома, ванадия, кобальта и никеля), свойственных комплексам пород, связанным с базальтоидным магматизмом (Вахрушев, 1964, 1965; Абрамович и др., 1963).

Протекавшие в магматических очагах и в интрузивных камерах реакционные процессы с участием различных по составу пород и магм, в ходе которых формировались субщелочные граниты и сиениты, по-видимому, благоприятствовали генерированию и отделению рудоносных растворов, участвовавших в скарновом рудообразовании. Такое предположение хорошо согласуется с геологическими и экспериментальными исследованиями условий отделения рудного вещества и рудоносных растворов из расплавов, согласно которым одной из важнейших причин такого обособления считается изменение состава расплавов при взаимодействии их с боксовыми породами (Овчинников, 1959, 1960). Давно сложились и стали привычными представления об отделении рудоносных растворов при ассимиляции гранитной магмой карбонатных и основных силикатных пород. Однако это, безусловно, лишь одна из многих возможных причин:

обособления рудоносных растворов. Л. Н. Овчинников (1960) особо подчеркивает необходимость признания разных путей данного процесса; при этом он отмечает, что благоприятными для отделения рудного вещества сочетаниями, помимо комбинации гранит — известняк, могут быть габбро — известняк — основной эффузив и т. д. По-видимому, и механизм этого процесса может быть разным. Нам представляется, что активную роль могут играть процессы инфильтрационного магматического замещения при участии различных по составу расплавов, сквозьмагматических растворов и пород.

В связи с этим обращает на себя внимание то, что все магнетитовые месторождения, ассоциирующие с рассмотренными граносиенитовыми интрузиями, располагаются в каледонском складчатом обрамлении межгорных впадин в районах широкого развития раннепалеозойских карбонатных и особенно вулканогенных комплексов основного состава, значительных масс батолитовых гранитов и предшествующих им интрузивов габбрового ряда, т. е. в условиях, максимально благоприятных для развития реакционных процессов. В рудных полях этих месторождений в местах становления граносиенитовых интрузивов и скарноворудных тел обычны, как мы в этом убедились, локально выраженные явления гранитизации (сиенитизации) и магматического замещения, часто обнаруживаются магнезиальные скарны, т. е. и на этих уровнях устанавливаются признаки реакционных процессов магматической стадии. Такая трактовка вполне согласуется с установленными в последнее время фактами прорыва скарново-магнетитовых тел ряда месторождений данной группы поздними инъекционными жилами сиенитов, свидетельствующими о еще продолжающихся на больших глубинах процессах магматического замещения и гранит-сиенитового магнообразования. Таким образом, скарново-магнетитовое оруденение укладывается в данном случае в весьма продолжительный и сложный процесс формирования вулканоплутонической ассоциации эффузивов трахиандезит-липаритового ряда и комагматичных им субвулканических гранит-сиенитовых интрузий периода силуро-девонской активизации каледонид и органически связано с появлением и формированием граносиенитов и сиенитов.

Магнетитовые месторождения данной группы относятся к категории скарновых, ибо во всех случаях сопровождаются типичными гранат-пироксеновыми скарнами постмагматической, а иногда (Тейские и Кондомские месторождения) и магматической стадий. Вместе с тем удается выяснить их некоторые особенности, зависящие от специфики рудоносных интрузий.

1. Наиболее характерной чертой таких месторождений, отражающей условия их образования и специфику рудоносного магматизма, являются экспозиционные брекчии, которые сопровождают в ряде случаев субвулканические граносиениты, вмещающая при этом скарноворудные тела и сопутствующие им метасоматиты. Ранее уже отмечалось, что подобные брекчии широко развиты в рудном поле Тейского месторождения, где они впервые были выявлены Г. Л. Поспеловым (1959), а затем детально изучены и описаны А. Л. Павловым (1964). Согласно А. Л. Павлову, эти брекчии слагают трубку взрыва вулканического происхождения, сформированную до внедрения граносиенитовой интрузии. Последняя появилась несколько позднее в корневой части трубки. В постмагматическую стадию в пределах трубки взрыва, представляющей, таким образом, надапикальную зону граносиенитового интрузива, возникли брекчиевидные метасоматиты и скарноворудные тела.

В то же время эти образования очень похожи на эксплозии закрытого типа, по П. Ф. Иванкину (1962, 1965), которые образуются над гипабиссальными интрузиями, не открываясь на поверхность. Эти брекчии также всегда гидротермально изменены и нередко содержат рудную (в приме-



рах, рассмотренных П. Ф. Иванкиным, сульфидную полиметаллическую) минерализацию. Обломки брекчий представлены гидротермально измененными породами материнской интрузии и всеми вмещающими ее породами. Происхождение таких брекчий объясняется П. Ф. Иванкиным, на основании предложенной им взрывно-гидротермальной гипотезы, резким скачкообразным фазовым расслоением (распадом) магматической системы при продвижении к поверхности, критическими при этом считаются глубины от 0,5—1 до 2—3 км.

На широкое распространение процессов взрывного локального брекчирования в сибирских гидротермальных месторождениях, формирующихся в условиях относительно небольших глубин (1—2 км), обращает внимание Г. Л. Поспелов, детально исследовавший физику данных процессов. Явления эти им связываются с локальными гидроразрывами при взрывообразных фазовых расслоениях флюидных систем в условиях малых глубин и зон разломов. Г. Л. Поспелов подчеркивает, что «начало такого процесса часто относится еще к периоду формирования предрудных малых интрузий и раннепостмагматических зон альбитизации и калишпатизации, когда возникают образования, во многом напоминающие вулканические трубки взрыва» (Поспелов, 1963а). В качестве примера такого рода образований им приводятся взрывные брекчии Тейского месторождения.

Пример Тейского месторождения не единственный. В последнее время аналогичные брекчии выявлены в ряде других месторождений, связанных с субвулканическими интрузиями. Заслуживает внимания очень интересная в этом отношении статья Р. А. Виноградовой и О. В. Кононова (1966), в которой описываются рудовмещающие эруптивные брекчии Одиночного месторождения Краснокаменской группы. Согласно данным этих авторов, эруптивные брекчии Одиночного месторождения образуют линзообразные, не выходящие на поверхность тела, располагающиеся среди девонских альбитофигов и порфиригов на продолжении по восстанию группы крутопадающих субпараллельных даек сиенит-порфигов, связанных с соседним, Краснокаменским интрузивом. Таким образом, и здесь в корневой части зоны эруптивных брекчий находятся тела субвулканической граносиенитовой интрузии.

Вмещающие эффузивы и сами брекчии подвержены значительным метасоматическим изменениям, которые связываются с постмагматической деятельностью граносиенитовой интрузии. Эффузивы подвержены протекавшему широким фронтом щелочному метасоматозу с преобразованием их в альбитофиры (кстати, здесь же отмечаются своеобразные эффузивовидные метасоматиты рассматриваемой ниже раннепостмагматической кремнево-щелочной стадии). Эруптивные брекчии подвергаются локальным, но значительно более интенсивным и разнообразным изменениям. Обломки подстилающих девонские эффузивы карбонатных пород и гранодиоритов Канзыбинского массива преобразуются в метасоматиты, состоящие из граната, пироксена, гастингсита, актинолита, эпидота, хлорита, магнетита, кальцита и кварца. Цемент по составу альбитофиговый; местами он также интенсивно минерализуется. В результате эруптивные брекчии превращены в весьма неоднородные пятнистые метасоматиты, в которых исходное обломочное строение распознается с трудом. Р. А. Виноградова и О. В. Кононов полагают, что линзообразные рудные залежи Одиночного месторождения, расположенные в зоне брекчирования, образуются за счет минерализованных таким образом эруптивных брекчий.

Из приведенного краткого описания брекчиевых образований Одиночного месторождения достаточно хорошо видно сходство сопровождающей их обстановки с той, которая наблюдается в рудных полях Тейского месторождения; сами же брекчии в целом весьма близки по характеру и

условиям образования к эксплозионным брекчиям гидротермальных месторождений малых глубин.

Брекчиевые породы и брекчиевидные метасоматиты устанавливаются и в ряде других магнетитовых месторождений, связанных с субвулканическими граносиенитами. Они известны, правда, в заметно меньших количествах, в рудных полях Ирбинских месторождений (Поспелов, Павлов, 1967). Типичные взрывные брекчии наблюдались нами в скважинах Ирджинского месторождения. Все это свидетельствует о закономером устойчивом их проявлении, а также о возможности обнаружения аналогичных образований во многих других месторождениях данной группы.

2. Другая особенность этих месторождений — почти постоянно выявляющиеся в них признаки локального приконтактового (по отношению к сиенитовым интрузивам) магматического замещения и широкое развитие предрудного кремниево-щелочного метасоматоза, который относится Г. Л. Поспеловым и А. Л. Павловым (1967) к явлениям раннепостмагматической стадии, переходным от магматического к гидротермальному замещению.

Явления сиенитизации и локально выраженного магматического замещения нами описаны для Ирбинского, а Г. А. Крутовым, А. В. Милоским, О. В. Кононовым и другими исследователями — для Краснокаменских месторождений. Аналогичные до деталей явления обнаруживаются и в других скарново-магнетитовых месторождениях этого района (Новоспасовском, Изыхском, Березовском и др.), связанных с субвулканическими граносиенитами. Признаки магматического замещения устанавливаются в рудных полях месторождений Тейско-Тузухсинской группы. Здесь же П. В. Комаровым выявлены типичные магнезиальные скарны. Существование магнезиальных скарнов Л. И. Шабынин предполагает и в районе Кондомских месторождений. Явления магматического замещения в Кондомской рудной зоне описываются Г. Л. Поспеловым, В. Г. Корелем, С. С. Ильенком, Г. М. Ивановой и др.

Таким образом, процессы магматического замещения, несомненно, сопровождали формирование рудоносных интрузий, предшествуя рудообразованию. Это характеризует данный тип интрузий и связанные с ними месторождения и является весьма интересным в петрологическом отношении фактом, свидетельствующим о наличии явлений гранитизации и магматического замещения в связи с типичными субвулканическими интрузиями, к которым, безусловно, принадлежат рассмотренные граносиениты. В данном случае эти явления носят весьма ограниченный, локальный характер и тесно сопряжены с внедрением сиенитовых интрузивов, развиваясь в надапикальных зонах интрузивов.

Весьма характерна ранняя постмагматическая стадия метасоматического процесса, детально изученная и описанная Г. Л. Поспеловым и А. Л. Павловым (1967) на примерах Тейского и Ирбинского месторождений. В эту стадию ведущую роль играет кремниево-щелочной (чаще калиево-кремниевый) метасоматоз, в ходе которого образуются своеобразные сильно обогащенные кремнеземом и калием эффузивовидные породы, внешне похожие на фельзиты, и разнообразные брекчиевидные метасоматиты (псевдобрекчии). По данным Г. Л. Поспелова и А. Л. Павлова, эти образования предшествуют известковым скарнам собственно рудной стадии метасоматического процесса, развиваясь в ореольной зоне как по интрузивным, так и по вмещающим породам (тектоническим и эруптивным брекчиям, эффузивам и даже известнякам). Представляется несомненным вывод Г. Л. Поспелова и А. Л. Павлова о закономерном и устойчивом характере этих процессов во многих магнетитовых месторождениях юга Сибири. Подобные явления наблюдались нами в районах Краснокаменских, Бурлукского, Ирджинского и ряда других месторождений, связанных с субвулканическими граносиенитовыми интрузивами.

зиями. Г. Л. Поспеловым (1955) они были ранее описаны и в районе Кондомских месторождений.

Таким образом, широкое развитие калиево-кремниевое метасомато-за раннепостмагматической стадии и сопровождающих их эффузивовидных и брекчиевидных метасоматитов тейско-ирбинского типа следует считать, на наш взгляд, специфической особенностью месторождений, генетически связанных с субвулканическими граносиенитовыми интрузиями. В связи с этим заметим, что точно такие же явления, установленные Г. Л. Поспеловым (1963б) и в рудных полях ряда алтайских вулканогенных железорудных месторождений, считаются характерными для метасоматических процессов, сопровождающих приповерхностное вулканогенное рудообразование.

3. Условия формирования месторождений и характер рудоносных интрузий определили, по-видимому, относительно низкотемпературный характер минерализации, непосредственно сопровождавшей оруденение. Главный рудный этап в этом типе месторождений следует обычно за собственно скарновым и нередко выделяется в самостоятельную более низкотемпературную стадию, именуемую гидросиликатовой, так как ведущими минералами в ней являются амфиболы, слюды, хлориты, иногда серпентин. Такими свойствами обладают Тейские и Ирбинские месторождения, которые относятся В. В. Богацким (1957) к гидросиликатовому типу. И. А. Киселевой и А. А. Матвеевым (1967) было обращено внимание на такую же особенность Бурлукского месторождения, которое, как и соседние с ним месторождения Ирбинской и Краснокаменской групп, генетически связано с субвулканическими граносиенитами. Для этого месторождения характерно преобладание амфибол-магнетитовой ассоциации, сменяющей во времени скарново-магнетитовую. Нам представляется, что эта особенность свойственна и ряду других месторождений данной группы, но выявление ее требует специальных исследований. Относительно низкотемпературный характер рудной минерализации в этих месторождениях, по-видимому, обусловлен малыми размерами и близповерхностным субвулканическим характером рудоносных интрузивов, что определило относительно слабый прогрев вмещающих пород и, соответственно, быстрое падение температур метасоматического процесса.

Понятно, что рассмотренные особенности околорудной минерализации в одних случаях могут проявляться ярче и четче, в других же — намного слабее, в зависимости от частных особенностей рудоносных интрузивов того или иного месторождения (их размеров, глубины становления и т. п.), а также от уровней формирования самих руд, местоположения их относительно рудоносного интрузива и т. п. Эти свойства могут существенно варьировать на разных участках и уровнях одного месторождения, что в ряде случаев и наблюдается.

4. Месторождения, генетически связанные с субвулканическими граносиенитами, характеризуются и некоторой спецификой поведения элементов-примесей. Ранее уже отмечалось, что рудный магнетит этих месторождений характеризуется несколько повышенными содержаниями германия, как и акцессорный магнетит рудоносных граносиенитов и комагматичных им эффузивов (Вахрушев, 1964, 1965; В. М. Семенов, 1962), что хорошо согласуется с приповерхностными условиями формирования интрузий и месторождений. В. А. Вахрушевым, кроме того, установлены относительно высокие содержания в рудном магнетите элементов группы железа, особенно титана и марганца, сближающие руды этих месторождений с магнетитами месторождений, связанных с основными интрузиями. По-видимому, эта особенность месторождений данной группы обусловлена особенностями происхождения граносиенитовых интрузий и связанных с ними рудогенерирующих растворов, формируемых

шихся, как это отмечалось, при участии не только кислых, но и основных по составу пород и расплавов.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что все перечисленные особенности месторождений данной группы вполне соответствуют характеру и условиям образования рудоносных субвулканических интрузий. Эти особенности, впервые рассмотренные нами в таком аспекте, имеют важное петрологическое и поисковое значение. Они в какой-то степени определяют, на наш взгляд, и промышленную оценку данного типа месторождений, которые характеризуются обычно большими размерами, чем взятые в отдельности скарново-магнетитовые месторождения ореольных зон гранитоидных батолитов. Мы склонны объяснять это приповерхностными с резкими перепадами температур и давлений условиями формирования этих месторождений и приуроченностью многих из них к значительным по размерам зонам эксплозионных брекчий, благоприятных для развития в больших масштабах метасоматических процессов и рудообразования. Такой вывод подтверждается тем, что наиболее крупные месторождения этой категории (Тейское и Одиночное) локализируются в четко обозначенных и значительных по размерам зонах эксплозионных брекчий.

---

## ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СВЯЗИ С МАГМАТИЗМОМ

---

При анализе общих закономерностей размещения южносибирских магнетитовых месторождений прежде всего обращает на себя внимание приуроченность подавляющего их большинства к структурам раннекаледонской (салаирской) складчатости (см. рис. 1 и 4б). Здесь же размещаются и рассмотренные железоносные типы интрузий. В то же время обширная область протерозойской складчатости (Протеросаян), расположенная к востоку от каледонид, практически лишена промышленных магнетитовых месторождений. Объясняется это, по-видимому, специфическими условиями развития каледонид, а также особенностями слагающих их интрузивных и вулканогенно-осадочных комплексов. Нам представляется, что этим же определяется в значительной степени размещение магнетитовых месторождений и внутри каледонид, характеризующихся сложным неоднородным строением.

В связи с этим кратко суммируем характерные особенности геологического строения, магматизма и металлогении раннекаледонских (салаирских) структур. Общей главной их особенностью следует, видимо, считать ярко выраженный эвгеосинклиальный характер и, соответственно, фемический профиль осадконакопления, магматизма и металлогении. Для этих структур свойственно широкое развитие вулканогенных и интрузивных комплексов основного состава, сочетающихся с терригенно-карбонатными отложениями и более поздними кислыми интрузиями гранитоидного ряда. Соотношения этих комплексов в разных структурно-фациальных зонах различны.

В линейных вулканических зонах, представляющих собой приуроченные к зонам глубинных разломов участки наиболее интенсивных прогибаний (геосинклиальные трюги), господствуют базальтоидные вулканы, широко развиты основные интрузии. Терригенно-карбонатные и сланцевые отложения встречаются здесь повсеместно, но в относительно небольших количествах. Гранитоидные интрузии представлены наиболее продуктивными по железу, сравнительно небольшими по площади гранодиорит-тоналитовыми массивами, принадлежащими к габбро-гранитным сериям раннепалеозойских орогенных интрузий. В местах сопряжения раннекаледонских вулканических зон с наложенными межгорными впадинами широко развиты девонские (также железоносные) субвулканические граниты и сиениты.

Промежуточные по типу структуры характеризуются сложным тектоническим строением и резкой фациальной изменчивостью слагающих толщ. Вулканогенные и терригенно-карбонатные отложения находятся примерно в равных отношениях; в составе вулканогенных комплексов господствуют менее основные андезито-базальтовые ассоциации. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм приобретает заметно большее значение.

Наконец, в пределах внутригеосинклиальных поднятий, представляющих собой участки относительно замедленных прогибаний, доминируют

терригенно-карбонатные отложения, а среди интрузий — обширные по площади батолитообразные гранитные массивы, со становлением которых связана консолидация подвижных зон.

Наиболее благоприятным для магнетитового оруденения является первый тип структур и в меньшей степени — второй. Участки внутригеосинклинальных поднятий в отношении магнетитового оруденения значительно менее интересны. Здесь в связи с господствующими батолитовыми гранитами шире распространены рудопроявления золота, цветных и редких металлов. Преимущественная приуроченность магнетитовых месторождений и рудопоявлений к линейным и промежуточным вулканическим зонам хорошо проявляется на схеме их размещения (см. рис. 46), из которой видно, что все важнейшие промышленные месторождения и заслуживающие внимания рудопоявления магнетита располагаются в пределах именно этих структур.

Такое размещение магнетитового оруденения можно проиллюстрировать на примере отдельных районов Алтае-Саянской области. Так, на территории Горного Алтая, имеющего главным образом сиалический профиль, магнетитовые рудопоявления характерны для северо-восточных районов фемического типа, в частности для Бийско-Катунской (Северо-Восточной) зоны, с широким развитием вулканогенных толщ нижнего структурного яруса, гипербазитов, габбровых и гранитоидных интрузий повышенной основности (В. А. Кузнецов, 1963). Для металлогении этой зоны характерны также титаномагнетитовые месторождения. Скарново-магнетитовые рудопоявления известны и в пределах сиалических областей (Чарышско-Теректинская зона). В этом случае они обнаруживают связь с весьма сложными в металлогеническом отношении линейными зонами глубинных разломов, в которых наряду с кислыми проявлены интрузии и основного состава (Вахрушев, 1960; В. А. Кузнецов, 1963). В целом же для этой провинции более существенную роль играют вулканогенно-осадочные железорудные месторождения раннегерцинской эпохи.

К типичным фемическим регионам относятся Кузнецкий Алатау и Горная Шория, весьма близкие по геологическому строению к Северо-Восточному Алтаю. Это важнейшие железорудные районы Западной Сибири. Большая часть известных здесь промышленных магнетитовых месторождений (Кондомские, Тельбесские, Ташелгинские, Ольгинско-Ампалыкские и др.) размещается в Кузнецко-Алатауской краевой вулканической зоне, простирающейся в меридиональном направлении вдоль западного края Кузнецко-Алатауской горной системы по всей ее длине. Эта зона, примыкающая к одноименному глубинному разлому, является вмещителем разнообразных по составу и возрасту интрузий. Она заполнена мощными толщами вулканогенных и терригенно-карбонатных отложений протерозоя и кембрия, а местами и более молодыми моласовыми комплексами ордовика. Среди интрузий ведущую роль играют гранитоиды, завершающие сложные габбро-гранитные интрузивные серии. К ним относятся сравнительно небольшие по размерам линейно вытянутые гранитоидные массивы тельбесского и ольгинско-ампалыкского комплексов, с которыми связаны соответствующие группы магнетитовых месторождений. В области сопряжения с Кузнецким и Уймено-Лебедским прогибами появляются девонские эффузивы трахиандезит-липаритового ряда и комагматичные им субвулканические гранит-сиенитовые интрузии. С последними также связано промышленное железорудное (Кондомская группа).

Рудопоявления и месторождения магнетита центральных и восточных районов Кузнецкого Алатау находятся, как это видно из рис. 46, преимущественно в пределах промежуточных вулканических зон, разделяющих внутригеосинклинальные поднятия. Они связаны:

1) с основными интрузиями базальтоидного ряда в примыкающей к Кузнецко-Алатаускому глубинному разлому части этого района (Канымская и Усинская группы месторождений осевой зоны Кузнецкого Алатау, Изых-Гольское и Хайлеольское месторождения Балыксинской зоны);

2) с комплексами гранитоидных батолитов «пестрого» состава. Сюда относятся сравнительно небольшие по размерам, во всех случаях непромышленные скарново-магнетитовые месторождения центральных и восточных районов Кузнецкого Алатау: Первомайской и Золотогорской промежуточных зон в Мартайге и Коммунарской промежуточной зоны на севере Батеневского кряжа. Наиболее крупным является месторождение Самсон в Батенях, которое некоторыми исследователями связывается с девонской субвулканической интрузией гранитов и сиенитов;

3) с субвулканическими гранитами и сиенитами в восточной окраине Кузнецкого Алатау, на стыке с Южно-Минусинской межгорной впадиной (тейская группа в Тейско-Балыксинской промежуточной зоне).

Внутригеосинклинальные поднятия с терригенно-карбонатным типом разреза и господствующим значением гранитоидов батолитовой формации (Батеневско-Шорское и Восточно-Мартайгинское, представленное Юзикской, Верхне-Урюпской и Кургусульской мегантиклиналями и др.) практически лишены сколько-нибудь значительных скарново-магнетитовых рудопроявлений.

В пределах Западного Саяна выделяется несколько различных в геологическом и металлогеническом отношении районов. Главнейшие магнетитовые месторождения Западного Саяна (Анзасское и Абаканское) приурочены к Северо-Саянской зоне фемического типа, расположенной севернее Джебашского горста. Это четко выраженный геосинклинальный трог, сопровождающийся системой долгоживущих глубинных разломов и оперяющих их нарушений, с которыми связаны в разной степени дифференцированные магматические комплексы базальтоидного ряда. В составе отложений преобладают нижне-среднекембрийские спилито-диабазовые и спилито-кератофировые комплексы с линзами и горизонтами известняков и кварцитов. Ограниченное развитие имеют туфогенно-граувакковые отложения. Интрузии представлены габбро-диорит-диабазовой, гипербазитовой, габбро-пироксенит-дунитовой и габбро-плагиогранитной формациями, в состав которых входит своеобразная железоносная интрузия габбро и альбититов. Железооруденение тесно увязывается с базальтоидным магматизмом, доминирующим в зоне.

Центральная часть Западного Саяна, расположенная к югу от Джебашского выступа, представляет собой область длительного спокойного погружения, сопровождавшегося накоплением мощных ордовикско-силурийских молассовых и флишеидных отложений. Магматические комплексы представлены в пределах зоны преимущественно гранитоидными формациями. Эта область обладает свойствами сиалических регионов и по сравнению с Северо-Саянской содержит явно меньше скарново-магнетитовых месторождений. Вместе с тем, обладая достаточно сложным многоярусным строением (заметим при этом, что нижний, подстилающий флишеидные и молассовые отложения структурный ярус представлен здесь, по мнению ряда исследователей, протерозойско-кембрийскими эвгеосинклинальными комплексами, подобными северосаянским), она включает зоны и несколько иного металлогенического профиля, примером может служить Карбайская зона региональных разломов, несущая весьма значительные по размерам метасоматические рудопроявления магнетита. Особенности строения этой зоны и происхождение магнетитового оруденения еще не вполне ясны. По-видимому, здесь мы имеем дело с относительно высокими приповерхностными фациями скарново-

магнетитовых месторождений, связанных с размещающимися в зоне интрузиями субвулканических гранитов.

Наиболее обширной и сложной в геологическом отношении частью Алтае-Саянской области является Восточный Саян, в состав которого входят платформенные и разновозрастные (докембрийские и нижнепалеозойские) геосинклинальные структурные элементы различных типов. Крупные промышленные магнетитовые месторождения известны в настоящее время лишь в крайней северо-западной части Восточного Саяна в пределах раннекаледонского (салаирского) Сисим-Казырского синклинория. Последний обладает, как уже отмечалось, сложным внутренним строением. Слагающие его толщи образуют систему относительно крупных синклиналей и антиклиналей, ориентированных в северо-западном направлении согласно господствующему простираанию структур Восточного Саяна. По характеру отложений, магматизму и металлогении он относится к типичным фемическим регионам.

Здесь сосредоточено большое количество различных по типу и возрасту скарново-магнетитовых месторождений. Большинство из них размещается в пределах линейных вулканических зон: Казыр-Байтакской, простирающейся в северо-западном направлении согласно с одноименным разломом (Таят-Табратские, Тереховские и Мульгинское месторождения), и Аспагашской, вытянутой в северо-восточном направлении вдоль Ирджино-Устугского разлома (Ирджинское, Устугское, Кульчекское и другие рудопроявления Беллыкского района). Отдельные непромышленные рудопроявления магнетита известны также в промежуточных по типу зонах (Кизир-Казырской и Беллык-Сисимской), а иногда и на участках антиклинальных поднятий (Артемовская мегантиклиналь). Большая часть магнетитовых месторождений вулканогенных и промежуточных зон связана с интрузивными сериями габбро-диорит-гранодиоритового ряда. Мелкие рудопроявления магнетита ассоциируют с более крупными, существенно гранитоидными массивами, приуроченными к внутригеосинклинальным поднятиям. В зонах сопряжения линейных вулканических и промежуточных зон со структурами северо-восточного края Южно-Минусинской впадины размещаются наиболее важные в районе скарново-магнетитовые месторождения, связанные с девонскими субвулканическими граносиенитовыми интрузиями (Ирбинские, Краснокаменские, Березовские, Ирджинское и другие месторождения).

Наконец, весьма немногочисленные и небольшие по размерам магнетитовые месторождения Восточной Тувы также размещаются в пределах линейных вулканических и промежуточных зон (Каахемской, Балгазикской и Восточно-Таннуольской), ассоциируя с гранитоидными комплексами гранодиорит-тоналитового типа.

Приуроченность магнетитовых месторождений к фемическим регионам характерна не только для Алтае-Саянской области, но и для многих других складчатых систем мира. Анализ литературных данных показывает, что наиболее продуктивными в отношении эндогенного железоруднения являются складчатые области эвгеосинклинального типа, характеризующиеся широким развитием вулканогенных и плутонических формаций основного состава.

В СССР другим примером таких провинций является Урал. Многочисленные магнетитовые месторождения Среднего и Северного Урала в подавляющем большинстве, включая и наиболее крупные промышленные месторождения Тагило-Кушвинского района, располагаются в пределах Главного Западного и Главного Восточного поясов, ограничивающих Зеленокаменный синклинорий Урала. Железорудные пояса совпадают по положению и направлению с западной и восточной синклинальными зонами, в которых шло особенно интенсивное накопление продуктов базальтоидного вулканизма. Здесь же, в окраинах Зеленокаменного син-



клинория проходят крупные глубинные разломы, вдоль которых следуют основные и кислые интрузии габбро-перидотитовой формации Урала и связанные с ними контактово-метасоматические месторождения железа (Штейнберг, 1955; Овчинников, 1960).

Принципиально такая же схема рисуется для железорудных месторождений Южного Урала и Казахстана. Тургайский железорудный пояс, который рассматривается многими исследователями как южное продолжение одного из восточных поясов Уральской системы, приурочен к Валерьяновской блок-синклинальной зоне, выполненной преимущественно вулканогенными отложениями основного состава и ограниченной с запада глубинными разломами, протягивающимися в меридиональном направлении на сотни километров (Дымкин, 1962, 1966). Вдоль этих разломов происходили мощные излияния андезито-базальтовых лав и становление среднеосновных интрузий сарбай-соколовского комплекса, с которыми связываются Тургайские месторождения. При этом обычно подчеркивается посторогенный характер вулканогенных и плутонических комплексов, сопутствующих месторождениям (Кобзарь и др., 1960; Дымкин, 1962). В целом Урал является ярко выраженной фемической провинцией с профилирующим значением основных магм и месторождений железа, проявившихся на всех этапах геологического развития этой области.

Интересна в этом отношении и металлогеническая область Кавказа, отличающаяся сложным полициклическим характером. В ее состав входят многочисленные структурно-фациальные зоны, разделяющиеся по особенностям геологического строения и металлогении на несколько типов. Однако и здесь подавляющее большинство магнетитовых месторождений, в том числе широко известные месторождения Малого Кавказа, приурочены к так называемым вулканогенным геосинклиналям, в строении которых ведущая роль принадлежит вулканогенным сериям диабазо-альбитофирового и спилито-андезитового типов (Твалчрелидзе, 1964). В пределах этих структур широко проявились сложные габбро-сиенитовые (Аджаро-Триалетская зона) и габбро-диорит-гранодиоритовые (Сомхитско-Карабахская зона) интрузивные комплексы, с которыми генетически связываются скарново-магнетитовые месторождения (Кашкай, 1965; Твалчрелидзе, 1964).

Приуроченность эндогенных железорудных месторождений к складчатым зонам, сходным по характеру с рассмотренными, проявляется и в других районах мира. Показательны в этом отношении железорудные месторождения западного побережья Южной Америки, которые располагаются цепочкой в пределах Андийской складчатой зоны. В этой зоне широко развиты вулканогенные комплексы порфириновой и андезитовой формаций, прорванные гранитоидами повышенной основности, среди которых важная роль принадлежит гранодиоритам, тоналитам и диоритам (Муньос Кристи, 1959; Дженкс, 1959). Это четко проявленная железорудная провинция, вмещающая главнейшие метасоматические железорудные месторождения Чили, Перу и Эквадора, среди которых выделяются скарновые месторождения типа горы Магнитной (Маркона, Лос Колорадо, Сан Карлос, Кристалес, Эль-Дорадо и др.) и месторождения типа Кируны (Альгарабо, Эль-Тафо и др.). Суммарные потенциальные запасы этих месторождений приближаются к 1 млрд. т. Большинство из них размещается в контактах диоритовых интрузивов с вулканогенными и карбонатными отложениями (Valdes, 1955).

Главнейшие пирометасоматические месторождения Филиппин располагаются вдоль восточного края архипелага на вогнутой стороне Филиппинского глубинного разлома. В этой зоне широко развиты вулканогенные породы базальтоидного ряда, ультраосновные и диоритовые интрузии (Сантос-Ньиго, 1955; Krishnan, 1955). Железооруденение связывается с интрузиями диоритов, прорывающими комплекс глубоко

метаморфизованных вулканических и ассоциирующих с ними осадочных пород. В приконтактных зонах этих интрузий отмечаются явления перераспределения железа метавулканических пород основного состава.

Имеются и другие менее ясные примеры приуроченности магнетитовых месторождений к фемическим регионам, на рассмотрении которых останавливаться нет необходимости, ибо и перечисленного вполне достаточно для того, чтобы допустить закономерный характер таких связей. При этом мы не исключаем возможность нахождения метасоматических магнетитовых месторождений в иных условиях, в том числе в пределах регионов сиалического профиля. Примеры такого рода также известны, причем имеются они и в Алтае-Саянской складчатой области (Инское, Белорецкое и другие магнетитовые месторождения западной части Горного Алтая). Речь идет лишь о том, что среди различных типов подвижных зон наиболее продуктивными в отношении железорудения являются все же фемические регионы, близкие по характеру к эвгеосинклиналям. Объясняется это разными причинами.

Постоянное участие в сложении фемических регионов вулканогенных комплексов иногда расценивается как показатель ведущей роли в формировании железорудных месторождений вулканических процессов. Вулканизм при этом рассматривается как основная причина, обусловившая высокую продуктивность таких зон не только в отношении эксгальциционно-осадочного железорудения, но и скарново-магнетитового, связанного с поздними интрузиями. В этом случае главенствующая роль отводится сингенетичным вулканогенно-осадочным месторождениям, причем предполагается, что эти месторождения в результате последующих преобразований, связанных с региональным метаморфизмом и деятельностью более поздних интрузий, трансформируются в метаморфогенные и регенерированные скарново-магнетитовые. Эта концепция во многом перекликается с широко известной гипотезой Г. Шнейдерхена (1958), предусматривающей мобилизацию и переотложение рудного вещества ранее сформированных месторождений в ходе последующих орогенных процессов. Г. Шнейдерхен подчеркивает, что появление в складчатых регионах крупных синорогенных плутонов, субсеквентных субвулканических интрузивов и других магматических тел создает условия для энергичной мобилизации древних месторождений в глубинных горизонтах и их регенерации.

Подобный подход к происхождению магнетитовых месторождений обнаруживается и у ряда исследователей Алтае-Саянской железорудной провинции, причем эта тенденция, наметившаяся в среде сибирских геологов уже давно, в последние годы заметно усилилась.

И. К. Баженов (1932, 1963а), впервые выявивший в 1926 г. зоны железистых кварцитов в древних (по последним данным протерозойских) комплексах Западного Саяна, в дальнейшем поставил вопрос о возможности перемещения и переотложения рудного вещества этих кварцитов под воздействием более поздних палеозойских интрузий и связанных с ними постмагматических растворов, с образованием метасоматических магнетитовых месторождений, приобретающих черты контактовых. В качестве примеров он рассматривает Анзасское и Сыдинское месторождения, расположенные соответственно в Западном и Восточном Саянах.

Особенно большую роль переотложенным метаморфогенным и регенерированным типам магнетитовых месторождений отводят Н. Х. Белоус и В. М. Кляровский (1960), которые особо выделяют магмомобилизованные месторождения, отвечающие по характеру обычным скарново-магнетитовым. Исходными для этих месторождений считаются древние первично эксгальциционно-осадочные железные руды, реликты которых Н. Х. Белоус и В. М. Кляровский находят в некоторых типичных скарново-магнетитовых месторождениях.

А. С. Калугин (1964, 1965; Калугин и др., 1967), исследовавший среднепалеозойские вулканогенно-осадочные железорудные месторождения Алтая, выделяет среди них особый тип метаморфизованных магнетитовых месторождений (Белорецкое и Инское), в формировании которых значительную роль играли метасоматические процессы гидросиликатной и скарновой фаций, связанные с проявившимися гранитными интрузиями. Эти месторождения обладают минералого-петрографическими свойствами контактово-метасоматических месторождений, к которым и относятся некоторыми другими исследователями (Селиверстова, Спейт, 1959; Вахрушев, 1960, 1964; Ковалев, 1962, и др.). Основываясь на этих в общем спорных объектах и на некоторых более явных примерах метаморфогенных месторождений (Холзунское и др.), А. С. Калугин считает, что магнетитовые месторождения Алтая, располагающиеся в контактах с гранитами, представляют собой сингенетичные вулканогенно-осадочные месторождения, в значительной степени преобразованные под воздействием этих гранитов и частично перетолженные. При этом подчеркивается, что переход к магнетитовым рудам сопровождается увеличением количества безводных и более высокотемпературных силикатов, перекристаллизацией руд с утратой первичных кластических, пелитоморфных и метакolloидных структур, исчезновением первичной слоистости, в результате чего месторождения, теряя черты вулканогенно-осадочных, сближаются в минералого-петрографическом отношении с контактово-метасоматическими скарновыми. В связи с этим ставится вопрос о возможно такой же природе некоторых скарново-магнетитовых месторождений и других районов Алтае-Саяна.

Еще дальше идет в этом направлении И. В. Дербиков (1964), который относит к вулканогенно-осадочным ряд магнетитовых месторождений Горной Шории и некоторых других районов центральной, собственно каледонской части Алтае-Саянской области, призывая при этом к коренному пересмотру традиционных представлений о генезисе магнетитовых месторождений скарново-железородной формации Алтае-Саянской области в целом.

Не исключая возможности образования некоторой части магнетитовых месторождений при регенерации более ранних эксгалиационно-осадочных рудных залежей, мы вместе с тем считаем, что источник рудного вещества большинства магнетитовых месторождений центральных районов Алтае-Саянской области иной. Наблюдения за магнетитовыми месторождениями каледонид этих районов убеждают нас (как, впрочем, и большинство геологов) в том, что данные месторождения органически связаны с интрузивным магматизмом и принадлежат к разряду типичных метасоматических.

Доказательством служат рассмотренные в предыдущих главах примеры разных типов железоносных интрузий и сопутствующих им магнетитовых месторождений, свидетельствующие об устойчиво повторяющейся закономерной связи магнетитового оруденения с определенными типами интрузий и о явной зависимости особенностей этих месторождений от характера рудоносных интрузий.

В то же время в большинстве рассмотренных случаев у нас нет прямых бесспорных доказательств образования магнетитовых месторождений за счет более ранних вулканогенно-осадочных. Обращает на себя внимание, что в качестве доказательства метаморфогенного происхождения скарново-магнетитовых месторождений каледонид обычно используются «реликты осадочных руд» в метасоматитах рудных полей месторождений (к ним относится, в частности, спорная по генезису полосчатость, которая вполне может иметь и метасоматическую природу); однако не приводится примеров перехода этих сомнительных по генезису образований по простиранию, при выходе их из приконтактных ореоль-

ных зон интрузий в вулканогенно-осадочные руды в типичном, чистом их проявлении. Вместе с тем, учитывая особенности локализации подобного типа руд, которыми должны быть сложены достаточно протяженные рудные зоны, превышающие по размерам скарноворудные поля контактовых ореолов интрузий, такие явления следует ожидать непременно. Кстати, подобные переходы отмечаются А. С. Калугиным и др. (1967) для некоторых алтайских месторождений. В каледонидах же центральных районов Алтае-Саянской области, которые вмещают рассмотренные нами месторождения, таких примеров нет. Магнетитовые месторождения в данном случае строго ограничиваются ореольными зонами интрузий, где они по условиям залегания, составу руд и околорудным изменениям отвечают типичным метасоматическим образованиям и не прослеживаются в вулканогенно-осадочном варианте за пределами этих зон на соседних по простиранию толщ участках. Месторождения, размещающиеся группами в линейных зонах, контролируются разломами, возникая в местах проявления приуроченных к тем же разломам материнских интрузий. В промежутках между этими месторождениями, там, где отсутствуют интрузии, нет, соответственно, и никаких иных рудопроявлений железа, хотя, казалось бы, признаки вулканогенно-осадочных руд здесь должны выявляться.

Заметим, кроме того, что нижнепалеозойские, раннегеосинклинальные по характеру вулканогенно-осадочные комплексы, слагающие вулканические зоны ранних каледонид, существенно отличаются от железозоносных среднепалеозойских вулканогенных комплексов Алтая, которые характеризуются, по данным А. С. Калугина (1964), сравнительно небольшими мощностями (400—1200 м), признаками континентального и переменного морского режимов, редкостью кремнистых и глинисто-карбонатных осадков и, что особенно важно, существенно кислородным составом вулканических продуктов. Таким образом, переносить закономерности, выявленные для железозооуденения Алтайского региона, на раннекаледонскую центральную часть Алтае-Саянской области вряд ли можно вообще.

Итак, рассмотренные здесь и в предшествующих главах особенности размещения, состава и формирования магнетитовых месторождений алтае-саянских каледонид, их возраст и отношение к магматическим процессам позволяют сделать вывод о преимущественно метасоматическом генезисе оруденения и, соответственно, главной, ведущей роли в рудообразовании определенных типов интрузий. Вопрос об источнике рудного вещества и причинах приуроченности этих месторождений к вулканическим зонам фемического типа должен решаться в таком случае в существенно ином плане.

Выяснение этих причин следует, по-видимому, начать с того, что вмещающие магнетитовые месторождения вулканические зоны как структуры эвгеосинклинального типа характеризуются широким развитием базальтоидного магматизма, с которым связаны в том или ином виде многие железозоносные интрузии. Богатство базальтовой магмы и различных ее производных железом, которое в благоприятных условиях обособляется в железистых растворах, формирующих рудные месторождения, можно считать одним из факторов, определяющих высокую продуктивность по железу фемических зон.

В фемических регионах и кислые, собственно гранитоидные интрузии характеризуются повышенной железистостью. Как уже было показано, они представлены относительно небольшими по размерам тоналит-гранодиоритовыми массивами, являющимися составной частью сложных габбро-гранитных интрузивных серий. Доминирующие в таких регионах богатые железом вулканические комплексы в сочетании с карбонатными отложениями обеспечивают весьма благоприятную обстановку

ку для развития реакционных процессов и железоруднения, протекающих с участием кислых магм и вмещающих пород. Таким образом, в условиях фермических зон не только основные, но и гранитоидные магмы продуктивны в отношении железоруднения, тем более, если иметь в виду возможность заимствования железа кислыми расплавами при их взаимодействии с богатыми этим компонентом породами окружения.

Сохраняя за интрузивным магматизмом и связанными с ним процессами магматической мобилизации железа первостепенную роль в образовании метасоматических магнетитовых месторождений, на чем в дальнейшем остановимся особо, мы вместе с тем считаем, что нередко в формировании этих месторождений участвуют также процессы метасоматической мобилизации этого компонента, связанные с постмагматической деятельностью интрузий.

В последнее время получили новое обоснование представления об активной экстракции металлов, в том числе железа, под воздействием постмагматических растворов из твердых пород, где они связаны в силикатах. Экспериментально доказано, что экстрагирующая способность растворов значительно повышается при участии в них комплексных соединений натрия и хлора (Овчинников и др., 1964). Новейшие же исследования химизма процессов образования рудных (включая магнетитовые) месторождений метасоматического генезиса свидетельствуют об активной роли в их формировании именно таких растворов (Щербина, 1956; Калинин, 1961; Беус, Соболев, 1962; Д. И. Павлов, 1964; Овчинников и др., 1964; Соколов, Павлов, 1966).

Значительная роль отводится экстракции металлов из вмещающих пород гидротермальными растворами Ф. Н. Шаховым (1964) и А. В. Королевым (1959). Ф. Н. Шахов при этом подчеркивает, что вещество руд метасоматических месторождений периода гидротермального метаморфизма имеет разные источники, причем главным из них считаются породы, попавшие в сферу гидротермальных преобразований. Разные источники, по мнению Ф. Н. Шахова, имеет и рудный материал жил.

Явления местной миграции и перераспределения железа играют важную роль в метасоматических процессах и процессах гранитизации, сопровождающих образование метаморфических железорудных месторождений. При этом переход железа в раствор при разложении фермических силикатных минералов с последующим отложением его в окисной рудной форме является широко распространенным, обычным видом преобразований. Ю. И. Половинкина (1956), рассматривая вопросы происхождения железных руд Кривого Рога, подчеркивает, что рудообразование здесь является одним из проявлений миграции вещества в сложных процессах петрогенезиса, протекающих в метаморфических толщах. А. П. Никольский (1956) связывает образование метаморфических магнетитовых руд восточной части Украинского кристаллического щита с процессами рибекитизации куммингтонитовых сланцев и образованием альбититов. Согласно А. П. Никольскому, эти процессы, сопровождающиеся разложением высокожелезистых силикатов исходных пород, ведут к высвобождению большого количества железа, которое участвует в рудообразовании. Я. Н. Белевцев и А. И. Стрыгин (1960) рассматривают рудообразование железорудной формации Украины в связи с процессами гранитизации метабазитов и железистых кварцитов, в ходе которой происходит вынос железа, магния и кальция, идущих на формирование метасоматических амфибол-магнетитовых руд.

Интересные данные приводятся в работах А. Ф. Хеджнера и др. (Hagner a. o., 1953; Hagner, Collins, 1967), согласно которым метасоматические магнетитовые руды района Стерлинг Лэйк (штат Нью-Йорк) образовались в связи с процессами регионального метаморфизма и гранитизации богатых железом пироксеновых амфиболитов.

Эти процессы сопровождалась преобразованием амфиболитов в значительно более лейкократовые гнейсы и, соответственно, высвобождением больших количеств железа, формирующего магнетитовые руды. Похожие явления описывает Дж. Р. Харп (1955) для метасоматических месторождений системы Укинг в юго-западной Танганьике и Л. Сантос-Ньюго (1955) для пирометасоматически-гидротермальных месторождений Филиппин.

Исследуя происхождение рудообразующих флюидов, участвовавших в формировании магнетитовых месторождений Айрон-Спрингс (Юта, США), И. Ингерсон и Д. Маккин (Ingerson, 1954) пришли к выводу, что железо, отложенное в жилах и контактных месторождениях, поступало в растворы в результате вторичных (позднемагматических) изменений ранее образованных железисто-магнезиальных минералов пород материнской кварц-монцитовой интрузии. Сравнительно недавно Ф. Парком было показано, что магнетитовые руды и сопровождающие их скарны месторождения Марморатон (Онтарио) с запасами в 20 млн. т сформированы за счет железа, высвобождавшегося при разложении железомagneзиальных минералов сиенитов приконтактной зоны интрузива под воздействием поступающих в эту зону поствагматических растворов. На основании расчета баланса компонентов утверждается, что количество высвобождавшегося таким путем железа соизмеримо с общими его содержаниями в скарноворудных телах (Park, 1965).

Рассмотренные примеры, которые, безусловно, далеко не исчерпывают всех известных случаев подобного рода, свидетельствуют о достаточно широком распространении явлений метасоматической мобилизации железа с разложением и растворением петрогенных феррических минералов интрузивных пород и вмещающих толщ и о возможности участия такого железа в формировании магнетитовых месторождений.

В связи с этим значительно возрастает интерес к явлениям осветления основных и среднеосновных пород рудных полей магнетитовых месторождений. Такие явления описаны для ряда контактово-метасоматических скарновых месторождений Урала и Казахстана (Коржинский, 1948; Овчинников, 1960; Каминская, 1960; Баклаев, 1963; Бекмухаметов, 1965, и др.), причем в большинстве случаев они рассматриваются как проявления местной перегруппировки и мобилизации железа вмещающих пород и увязываются с образованием скарново-магнетитовых руд.

Подобные явления широко распространены и в рудных полях алтае-саянских магнетитовых месторождений. Здесь устанавливаются три типа осветленных пород, роль и значение которых в разных по характеру месторождениях различны (Г. В. Поляков). К ним относятся: 1) альбититы и амфибол-скаполитовые метасоматиты, широко представленные в рудных полях магнетитовых месторождений скаполитового типа, связанных с относительно слабо дифференцированными основными интрузиями; 2) околоскарновые осветленные породы; 3) гранитизированные породы рудных полей скарново-магнетитовых месторождений, связанных с гранитоидными и сиенитовыми интрузиями.

Осветленные породы первой группы — метасоматические альбититы и скаполит-амфиболовые метасоматиты — детально описаны во второй главе при характеристике месторождений скаполитового типа. При этом обращалось внимание на то, что эти породы образуются преимущественно за счет богатых железом меланократовых основных пород (габбро и метаморфических сланцев), что, естественно, должно сопровождаться высвобождением большого количества железа.

Химизм этого процесса иллюстрируется четырьмя парами пород, связанных между собой постепенными переходами. Одна из них представ-

ляет собой неизменную или слабо измененную исходную породу, а вторая — конечный продукт ее изменения (табл. 50). Так как необходимо учитывать пористость пород для расчета количественного изменения их состава при метасоматических процессах, то привнос — вынос компонентов подсчитан только для тех пар пород, объемный вес которых определен. Данные химических анализов пересчитывались окисно-объемным методом Н. И. Наковника и атомно-объемным методом по формулам Ю. В. Казидина (Рудник, 1962).

Из табл. 50 видно, что при альбитизации габбро происходит интенсивный привнос натрия и кремния и столь же значительный вынос железа, магния и кальция. В незначительных количествах выносятся титан и алюминий, которые, по данным Г. А. Соколова и Д. И. Павлова (1962), фиксируются в условиях Анзасского месторождения в альбитизированных сланцах экзоконтактов габброидных тел. При скаполитизации габбро происходит примерно то же. В условиях ранней, недостаточно полно проявленной скаполитизации относительно мало подвижен кальций.

Изменение химического состава сланцев при их альбитизации выявляется на примере заимствованных у Д. И. Павлова (1964) анализов анзасских кварц-альбитовых сланцев и образовавшихся за их счет микроальбититов. При сравнении этих анализов отчетливо виден привнос натрия и алюминия и вынос кремния, магния и железа. Г. А. Соколов и Д. И. Павлов (1962) обращают внимание на повышение содержания титана в процессе альбитизации сланцев. Ими же высказана интересная мысль о том, что при совместной альбитизации анзасских габбро и вмещающих кварц-альбитовых сланцев проявляется тенденция к усреднению составов этих пород; из габбро в сланцы выносятся титан и алюминий, а из сланцев в габбро — кремний. Более подвижные магний и железо выносятся, как это следует из особенностей химического и минерального состава осветленных пород, с равным успехом и из габбро, и из вмещающих их метаморфических сланцев, причем масштабы этих явлений значительны.

Следующая весьма распространенная группа осветленных пород представлена так называемыми околоскарновыми метасоматитами. Д. С. Коржинский (1948), впервые выделивший и описавший такие образования в Турьинских скарновых месторождениях меди на Урале, называет околоскарновыми клинопироксен-плаггиоклазовые породы, возникающие в результате связанных со скарнообразованием метасоматических изменений, сопровождающихся выносом железа, магния и кремнезема и привносом кальция. Кроме того, им выделена категория диопсидизированных пород, сходных с десилицированными околоскарновыми образованиями, но проявляющихся часто в удалении от скарновых зон. В дальнейшем было установлено широкое развитие подобного типа пород в рудных полях скарново-магнетитовых месторождений Урала и Казахстана (Овчинников, 1960; Каминская, 1960; Баклаев, 1963; Бекмухаметов, 1965, и др.). При этом группа околоскарновых пород оказалась несколько расширенной; в нее были включены осветленные породы, состоящие из альбита, диопсида, эпидота, кальцита, актинолита, хлорита, кварца, серицита и пренита; диопсид в этой ассоциации может и отсутствовать. Такие породы образуются в условиях преобладания инфильтрационного метасоматоза и характеризуются тем, что содержание кремния в них не уменьшается, а может даже увеличиваться, содержание же кальция остается неизменным или несколько уменьшается. Осветленные породы этой категории занимают в рудных полях значительные объемы и площади. Вместе с околоскарновыми породами первого типа они рассматриваются как вполне вероятный источник железа при образовании месторождений.

Таблица 50

## Химизм образования альбитизированных и скаполитизированных пород

Оксиды	Альбитизация габбро									
	Аназаоокое месторождение					Тарташское месторождение				
	Обр. С-66		Обр. Б-70		Привное выносы	Обр. 2009		Сбр. 3760		Привное выносы
	вес. %	$10^{-3}$ г/см <sup>3</sup>	вес. %	$10^{-3}$ г/см <sup>3</sup>		вес. %	$10^{-3}$ г/см <sup>3</sup>	вес. %	$10^{-3}$ г/см <sup>3</sup>	
SiO <sub>2</sub>	42,45	1278	70,74	1825	+547	49,32	1420	67,64	1819	+399
TiO <sub>2</sub>	0,45	13	0,56	14	+1	1,36	39	0,50	13	-26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,20	367	14,71	379	+12	15,17	437	13,70	369	-68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,24	97	1,10	28	-69	3,73	107	4,77	128	+21
FeO	7,85	236	1,54	40	-196	6,85	197	2,12	57	-140
MnO	0,23	7	0,02	1	-6	0,15	4	0,06	2	-2
MgO	18,89	569	0,69	18	-551	6,80	196	0,81	22	-174
CaO	7,83	235	2,22	57	-178	10,40	299	1,54	41	-258
Na <sub>2</sub> O	0,90	27	7,84	202	+175	3,04	88	7,36	198	+110
K <sub>2</sub> O	1,01	30	0,13	3	-27	0,60	17	1,05	28	+11
d°	3,01		2,58			2,88		2,69		

Оксиды	Скаполитизация габбро					Альбитизация сланцев					
	Хайлеольское месторождение				Привное выносы	Аназаоокое месторождение		Аназаоокое месторождение			
	Обр. К-1		Обр. С-3			Обр. 740	Обр. 884	Обр. 1175	Обр. 1183	Обр. 830	Обр. 831
	вес. %	$10^{-3}$ г/см <sup>3</sup>	вес. %	$10^{-3}$ г/см <sup>3</sup>	вес. %						
SiO <sub>2</sub>	43,90	1238	63,95	1791	+553	46,68	50,27	78,70	76,50	75,36	70,78
TiO <sub>2</sub>	3,90	11	—	—	—	0,75	1,36	0,33	0,12	0,14	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,66	442	15,78	442	0	18,70	17,50	6,55	11,15	12,55	15,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,42	124	1,01	28	-96	2,05	1,70	1,50	0,76	1,43	0,35
FeO	10,58	298	1,61	45	-253	5,99	3,42	3,98	1,16	2,01	1,64
MnO	0,26	7	0,39	11	+4	0,08	0,09	—	—	—	—
MgO	5,50	155	0,81	23	-132	9,69	4,65	1,92	0,73	0,15	1,03
CaO	11,18	315	6,73	188	-127	10,66	10,97	1,50	1,80	0,71	1,68
Na <sub>2</sub> O	2,34	66	4,25	119	+53	2,84	5,33	1,10	6,27	6,81	8,08
K <sub>2</sub> O	0,79	22	3,98	111	+89	0,83	0,48	0,48	Следы	0,38	0,36
d°	2,82		2,80								

Примечание. С-66 — оливиновое габбро; Б-70 — апогаббровый ореднезернистый альбитит; 2009 — трахитондное пироксен-роговообманковое габбро; 3760 — альбитизированное габбро (трахитондный среднезернистый альбитит с реликтами габбро); К-1 — габбро; С-3 — апогаббровая амфибол-скаполитовая порода; 740 — габбро с незначительным проявлением замещенный скаполит-биотитового типа; 884 — апогаббровая амфибол-скаполитовая порода; 1175 — кварц-альбитовый сланец, 1183, 830, 831 — микроальбититы.

## Формулы по Т. Барту

K	9	6	2	—	3	4
Na	53	98	10	106	115	137
Ca	111	111	14	17	7	16
Mg	140	66	26	9	2	13
Fe <sup>2+</sup>	48	14	29	8	15	12
Fe <sup>3+</sup>	15	13	14	5	9	3
Al	212	196	103	115	129	162
Tr	6	10	4	—	1	2
Si	451	477	698	666	653	618

Анализы образцов С-66, Б-70, 2009 и 3790 — выполнены в Центральной лаборатории КГУ. К-1 и С-3 — заимствованы у Ю. В. Индукаева (1962), 740, 884, 1175, 1183, 830 и 831 — у Д. И. Павлова (1964). d° — — объемный вес породы. В анализе образцов 740, 884, 1175, 1183, 830, 831. объемный вес которых не известен, привное — выносы в г/см<sup>3</sup> не определяются; для этих пород приведены формулы по Т. Барту, рассчитанные Д. И. Павловым (1964).



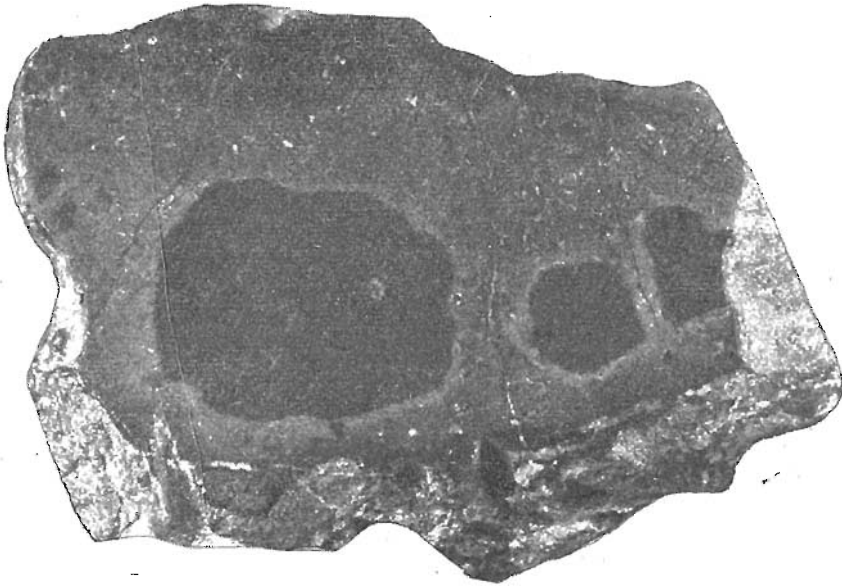


Рис. 47. Диопсид-плагиоклазовая порода (серая) с реликтами исходного порфирита (темный). Мульгинское месторождение, скв. 17, глубина 421 м. Нат. вел.

Исследования последних лет свидетельствуют о значительном распространении аналогичных пород и в сибирских магнетитовых месторождениях. По составу, химизму и особенностям происхождения они, как и на Урале, могут быть разделены на две категории: 1) тесно ассоциирующие со скарнами диопсид-плагиоклазовые породы и 2) значительно шире распространенные эпидот-актинолит-плагиоклазовые образования инфильтрационного генезиса. Первые характерны преимущественно для скарново-магнетитовых месторождений, генетически связанных с гранитоидными интрузиями, вторые встречаются, кроме того, в рассмотренных магнетитовых месторождениях скаполитового типа.

Осветленные околоскарновые породы особенно хорошо и полно представлены в магнетитовых месторождениях северо-западной части Восточного Саяна: Ирбинском, Бурлукском, Мульгинском, Изыхском, Тереховском, Таятском и др. Явления осветления туфов с выносом из них железа и магния описаны В. М. Кляровским (1956) для Тельбесского месторождения Горной Шории. При этом им отмечается существенный привнос кальция; содержание кремнезема остается неизменным, т. е. химизм процесса осветления туфов близок в данном случае к химизму образования околоскарновых метасоматитов. Диопсид-плагиоклазовые породы известны в рудных полях Кондомских магнетитовых месторождений, где они образованы преимущественно за счет сиенитов (В. А. Вахрушев, В. Я. Борисенко).

Околоскарновые осветленные породы восточносаянских месторождений образуются преимущественно либо за счет основных и средних эффузивов, либо за счет обычно присутствующих в рудных полях диоритов и габбро-диоритов. Внешний их облик весьма специфичен. Это светлые, плотные, чаще афанитовые, но иногда мелкозернистые породы, выделяемые обычно в качестве роговиков или измененных эффузивов. Окраска меняется от светло-серой, почти белой, до зеленовато-серой и даже темно-зеленой; среди осветленной массы иногда различаются реликты темноокрашенных исходных пород (рис. 47). Белые тонкозернистые разности внешне очень напоминают альбититы. Посветление пород вы-

звано разложением и выносом рудных компонентов, а также замещением темноокрашенных роговых обманок диопсидом и слабжелезистыми актинолитом и эпидотом. Это хорошо видно при сравнении исходного порфирита с осветленной его разновидностью диопсид-плаггиоклазового состава. Пироксен-плаггиоклазовые метасоматиты обладают своеобразной микроструктурой и специфическим минеральным составом. Для них свойственны призматическизернистая структура, иногда напоминающая офитовую, и существенно диопсид-плаггиоклазовый состав. Соотношения плаггиоклаза и диопсида значительно меняются: зеленовато-серые разности характеризуются преобладанием диопсида, тогда как в наиболее светлых, почти белых, разновидностях содержание диопсида может опускаться до 10%. Плаггиоклаз основной № 60—65; в светлых, обедненных диопсидом разностях основность плаггиоклазов снижается иногда до № 30—40, в них же появляются небольшие количества эпидота и актинолита. Характерно полное отсутствие железосодержащих рудных минералов и относительно большое количество сфена (до 5%). Эта особенность, свойственная, кстати, всем осветленным околоскарным породам, свидетельствует о подвижности железа и инертности титана при их образовании.

Осветленные породы эпидот-актинолит-плаггиоклазового состава распространены значительно шире, встречаясь практически во всех восточносаянских магнетитовых месторождениях. По характеру они отвечают осветленным породам инфильтрационного генезиса, образующимся вдалеке от скарных зон, в условиях относительно низких температур (Баклаев, 1963).

Преобразование основных пород в околоскарные осветленные метасоматиты (табл. 51) сопровождается значительным выносом железа и магния. Весьма характерно поведение кальция, количество которого возрастает в диопсид-плаггиоклазовых породах и лишь немного сокращается, оставаясь в общем достаточно высоким, в эпидот-актинолит-плаггиоклазовых метасоматитах. Несколько увеличивается содержание кремнезема и щелочей, но в значительно меньшей степени, чем это происходит в рассмотренных ранее случаях альбитизации.

Процессы образования околоскарных метасоматитов и альбититов и скаполитизированных пород существенно отличаются характером подвижности компонентов, особенно кремнезема и кальция, причем эти отличия определяются, вероятно, условиями, в которых протекали процессы. В случае образования метасоматических альбититов анзасского типа в условиях четко выраженных зон дробления и сосредоточенного продолжительного воздействия на катаклазированные породы щелочных растворов, циркулирующих в этих зонах, подвижными становятся почти все члены ряда подвижности, включая такие сравнительно инертные компоненты, как титан и алюминий (Соколов, Павлов, 1962). Таким образом, возникает возможность далеко идущей дифференциации вещества с появлением в конечном счете почти мономинеральных альбититов. При образовании околоскарных осветленных пород, формирующихся вблизи контактов гранитоидных интрузий, кальций, кремнезем и более инертные компоненты обладают весьма ограниченной подвижностью; соответственно в этом случае характерен менее существенный привнос и вынос этих компонентов и перенос их на сравнительно небольшие расстояния.

Осветленные породы третьей группы существенно отличаются от предыдущих. Они связаны с локальными процессами гранитизации в рудных полях магнетитовых месторождений, ассоциирующих с гранитоидными и сиенитовыми интрузиями. Эти явления уже рассматривались в предыдущих главах при описании железоносных интрузий и связанных с ними магнетитовых месторождений. При этом подчеркивалось, что

Таблица 51

## Химизм образования околоскарновых осветленных пород

Окислы	Образование диопсид-плагноклазовых пород					Собразование эпидот-актинолит-плагноклазовых пород									
	Мульгинское метогорждение					Таятское метогорждение									
	Обр. М-394		Обр. М-202		Привнос — вынос	Обр. Т-185		Обр. Т-189		Привнос — вынос	Обр. Т-325		Обр. Т-324		Привнос — вынос
	вес. %	10 <sup>-3</sup> г/см <sup>3</sup>	вес. %	10 <sup>-3</sup> г/см <sup>3</sup>		10 <sup>-3</sup> г/см <sup>3</sup>	вес. %	10 <sup>-3</sup> г/см <sup>3</sup>	вес. %		10 <sup>-3</sup> г/см <sup>3</sup>	10 <sup>-3</sup> г/см <sup>3</sup>	вес. %	10 <sup>-3</sup> г/см <sup>3</sup>	
SiO <sub>2</sub>	54,13	1543	57,41	1625	+82	47,78	1381	57,02	1585	+204	49,92	1438	54,16	1549	+111
TiO <sub>2</sub>	0,77	22	1,05	30	+8	1,03	30	0,43	12	-18	1,20	34	0,63	18	-16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,58	501	16,99	481	-20	17,13	495	17,53	487	-8	16,41	473	16,02	458	-15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,53	72	1,59	45	-17	2,60	75	2,38	66	-9	3,47	100	3,66	105	+5
FeO	5,21	149	2,04	58	-91	7,74	223	2,21	61	-162	5,52	159	1,74	50	-109
MnO	0,11	3	0,04	1	-2	0,22	6	0,12	3	-3	0,12	4	0,09	3	-1
MgO	6,25	178	3,61	102	-76	3,72	108	3,63	100	-8	6,84	197	1,41	40	-157
CaO	7,85	224	11,46	324	+100	9,62	278	8,98	250	-28	9,52	274	14,28	408	+134
Na <sub>2</sub> O	2,80	80	4,62	131	+51	3,28	95	5,48	152	+57	2,36	68	2,62	75	+7
K <sub>2</sub> O	1,12	32	0,19	6	-26	0,05	1	0,08	2	+1	0,25	7	—	—	—
d <sup>o</sup>	2,85		2,83			2,89		2,78			2,88		2,86		

Примечание. М-394—порфирит, скв. 11, глубина 375—394 м; М-202—диопсид-плагноклазовая порода, скв. 10, глубина 202 м; Т-185—диабазовый порфирит, скв. 1, глубина 185 м; Т-189—эпидот-актинолит-плагноклазовая порода, скв. 1, глубина 189 м; Т-325—габбро-диорит, скв. 1, глубина 325 м; Т-324—эпидот-плагноклазовая порода, скв. 1, глубина 324 м. Все анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР.

гранитизации подвергаются широко представленные в рудных полях в качестве вмещающих основные и среднеосновные эффузивы, габбро, габбро-диориты и диориты, преобразование которых в более лейкократовые кислые разновидности пород, близкие к гранитам, сопровождается, естественно, интенсивным выносом фемических компонентов.

Химизм этого процесса показан в табл. 52 на примере в разной степени гранитизированных пород рудных полей Ирбинского и Краснокамского месторождений. Исходными при этом являются габбро и габбро-диориты, конечными продуктами — кварцевые сиенит-диориты и апогаббро-диоритовые граносиениты. Проведенный расчет баланса элементов свидетельствует о том, что в ходе преобразования габбро-диоритов происходит значительный вынос железа, магния и кальция, интенсивно привносится кремнезем и соответственно снижается содержание глинозема. Учитывая приуроченность гранитизированных (сиенитизированных) пород к корневым частям рудных зон и признаки развития этого процесса на больших глубинах в период становления скарново-магнетитовых месторождений, по-видимому, можно предполагать хотя бы частичное участие высвобождающегося при этом железа в формировании скарново-магнетитовых залежей на несколько более высоких уровнях.

Таким образом, все изложенное свидетельствует о весьма широком развитии явлений осветления вмещающих пород и о возможности участия мобилизованного в ходе этого процесса железа в формировании магнетитовых месторождений. Весьма приближенный, грубый расчет только по поверхности и разведанным уровням рудных полей месторождений свидетельствует о том, что количество железа, высвобождающегося при осветлении основных пород, оказывается иногда соизмеримым с общим суммарным его содержанием в значительно более ограниченно проявленных скарноворудных зонах.

Особенно показательны в этом отношении месторождения скаполитового типа. Из табл. 50 видно, что при образовании анзасских апогаббровых альбититов высвобождается в среднем около 200 г валового железа из 1000 см<sup>3</sup> породы. В пересчете на 1 км<sup>3</sup> альбититов это составляет примерно 200 млн. т валового железа. Масштабы проявления осветленных пород подобного типа значительны. Так, например, в рудном поле Безымянского месторождения метасоматические альбититы выполняют зону площадью примерно 2 км<sup>2</sup>. Эта зона прослеживается скважинами на глубину 900 м и продолжается, не затухая, дальше (рис. 48 и 49). Таким образом, объем осветленных пород в пределах рудного поля составляет как минимум 2 км<sup>3</sup>. Суммарное количество железа, высвобождающееся из этого объема пород при их альбитизации (400 млн. т валового железа, эквивалентное 700 млн. т кондиционных руд), во много раз превосходит запасы магнетитовых руд этого месторождения и вполне компенсирует общее количество железа, содержащегося в породах скарноворудной зоны. Аналогичный расчет для Безымянского блока провел и Д. И. Павлов (1964). Широко распространены альбитизированные и скаполитизированные породы в рудных полях Тарташского, Хайлеольского и Таятского месторождений.

На примере Анзасской группы месторождений выявляется приуроченность магнетитового оруденения к участкам осветленных (альбитизированных и скаполитизированных) пород, а также прямая зависимость размеров оруденения от масштабов осветления. Главные рудные тела, обеспечивающие практически все запасы кондиционных руд Анзасской группы, располагаются в центральном блоке (Безымянка) в четко обозначенной компактной зоне альбитизированных пород, прослеживающейся за пределы разведанных глубин. Исходные габбро и вмещающие их породы представлены в этой зоне в разной степени переработанными останцами, обладающими сравнительно небольшими размерами и сменя-

Таблица 52

## Химизм образования гранитизированных пород

Окислы	Ирбинокое месторождение								Краюнокаменское месторождение					Шиндинский массив				
	Обр. И-92		Обр. И-101	Сбр. И-217	Обр. И-66	Обр. И-103		Привноо выноо	Обр. РК-31		Сбр. РК-26		Привноо выноо	Обр. Ш-137		Обр. Ш-102		Привноо выноо
	вес. %	10 <sup>-3</sup> г/см <sup>3</sup>	вес. %	вес. %	вес. %	вес. %	10 <sup>-3</sup> г/см <sup>3</sup>		10 <sup>-3</sup> г/см <sup>3</sup>	вес. %	10 <sup>-3</sup> г/см <sup>2</sup>	вес. %		10 <sup>-3</sup> г/см <sup>2</sup>	10 <sup>-3</sup> г/см <sup>3</sup>	вес. %	10 <sup>-3</sup> г/см <sup>3</sup>	
SiO <sub>2</sub>	51,75	1516	54,63	57,86	67,60	68,66	1799	+283	53,09	1545	65,61	1700	+155	59,14	1691	74,47	1981	+290
TiO <sub>2</sub>	0,94	27	1,04	1,15	0,58	0,63	16	-11	1,46	43	0,55	14	-29	1,02	29	0,15	4	-25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,44	511	16,63	16,17	14,50	14,24	374	-137	16,56	482	15,26	395	-87	16,17	463	12,20	325	-138
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,60	164	4,48	4,23	0,93	1,08	28	-136	4,01	117	1,48	38	-79	3,52	101	0,88	23	-78
FeO	4,30	126	4,86	2,66	1,15	0,82	21	-105	5,19	151	3,31	86	-65	7,97	228	2,73	73	-155
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	0,36	10	0,25	6	-4	0,24	7	0,06	2	-5
MgO	4,26	125	3,46	2,64	3,22	0,55	14	-111	3,41	99	2,02	52	-47	1,42	41	0,85	23	-18
CaO	7,94	233	6,81	6,70	1,41	2,67	70	-163	6,98	203	3,07	79	-124	5,73	174	0,94	26	-148
Na <sub>2</sub> O	3,64	107	2,79	4,86	3,18	3,23	85	-22	4,83	131	3,47	90	-41	3,60	103	4,31	115	+12
K <sub>2</sub> O	1,32	39	2,24	2,23	5,90	5,09	133	+94	1,64	48	3,48	90	+42	0,78	22	2,65	71	+49
d°	2,93					2,62			2,91		2,59			2,86		2,66		

Примечание. И-92—габбро-диорит, окв. 92, глубина 355 м; И-101—оненито-диорит, скв. 101, глубина 333 м; И-217—кварцевый оненито-диорит; И-66—диоксидный кварцевый снетит, окв. 66, глубина 315 м; И-103—апогаббро-диоритовый граносизнит, скв. 103, глубина 241 м; РК-31—габбро-диорит, окв. 26, глубина 44 м; РК-26—апогаббро-диоритовый граноснетит, окв. 26, глубина 63—92 м; Ш-137—кварцевый диорит; Ш-102—аподиоритовый гранофир.

Анализы образцов И-92, И-102, И-217, И-66, И-103 и Ш-137 выполнены в Центральной химической лаборатории КГУ, РК-31, РК-26 и Ш-102—в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР.

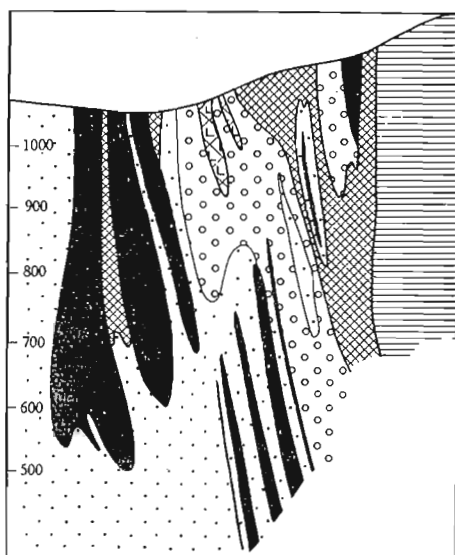
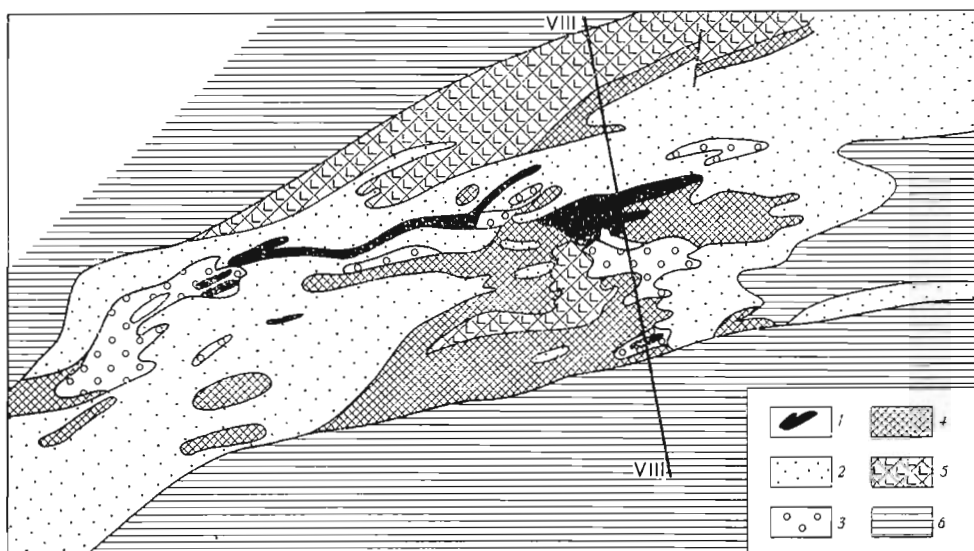


Рис. 48.

Схематическая геологическая карта Безмянского месторождения (по Л. И. Каныгину и Д. И. Павлову)

- 1 — магнетитовые тела (включая околорудные метасоматиты);
  - 2 — альбититы;
  - 3 — амфибол-скаполитовые породы;
  - 4 — альбитизированные и скаполитизированные габбро;
  - 5 — габбро;
  - 6 — вмещающие сланцы;
- VIII—VIII — разрез по разведочной линии VIII

Рис. 49.

Схематический геологический разрез Безмянского месторождения по разведочной линии VIII

Условные обозначения см. на рис. 48

ющимися на глубине альбититами (см. рис. 48 и 49). В Тарташском блоке преобладают габбро, слагающие крупное интрузивное тело; альбититы и магнетитовое оруденение здесь рассредоточены и больших скоплений не образуют. В районах Тараскырского и Шамансукского месторождений альбититов мало и масштабы оруденения незначительны.

Количество железа, высвобождающееся в процессе осветления вмещающих пород, можно грубо рассчитать и для некоторых скарновых месторождений, связанных с гранитами и сиенитами. Из таблиц 51 и 52 следует, что при гранитизации основных пород и образовании околоскарновых метасоматитов происходит столь же значительный вынос железа, как и в случае альбитизации (в среднем  $200 \text{ кг/м}^3$  при образовании околоскарновых пород). Масштабы этих явлений бывают весьма значительными. В рудном поле Ирбинского месторождения, например, монцитониты, образовавшиеся при сиенитизации габбро-диоритов, слагают пло-

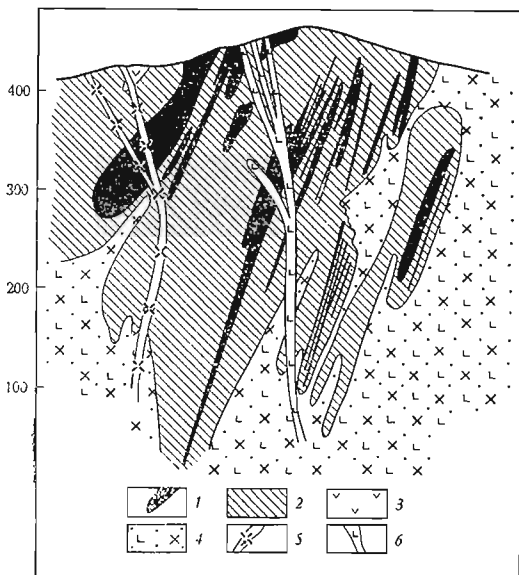
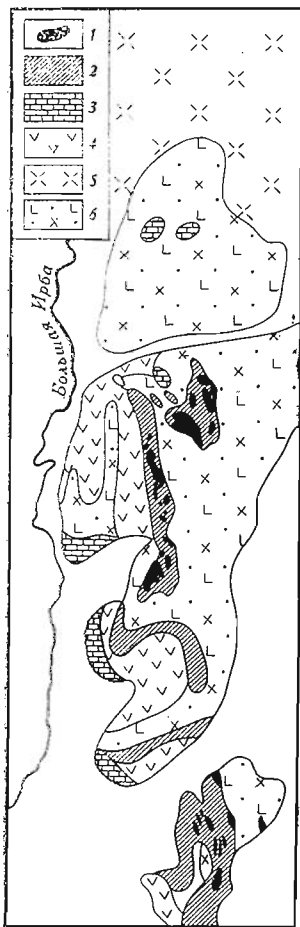


Рис. 50.  
Схематическая геологическая карта Ирбинского месторождения (по В. В. Богацкому с дополнениями автора)

1 — магнетитовые тела; 2 — скарны; 3 — известняки; 4 — порфириды и их туфы; 5 — сиениты (интрузивные); 6 — монзонитоиды и сиениты (апогаббро-диоритовые)

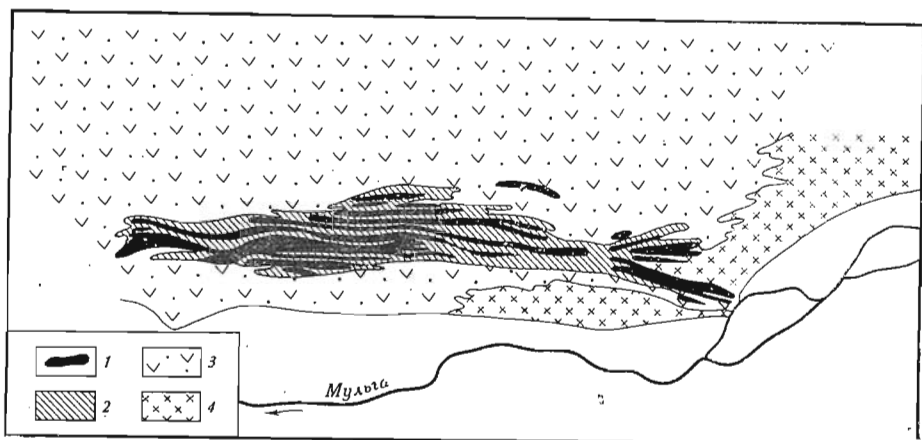
Рис. 51.  
Схематический геологический разрез Ирбинского месторождения (к рис. 50)

1 — магнетитовые тела; 2 — скарны; 3 — порфириды и их туфы; 4 — монзонитоиды и сиениты (апогаббро-диоритовые); 5 — дайки сиенит-порфиритов; 6 — дайки диабазовых порфиритов

щадь около  $1 \text{ км}^2$ , причем на глубине, в корневых частях рудных зон их количество возрастает (рис. 50 и 51). Значительное распространение имеют иногда и окоскарновые породы. Так, в пределах Мульгинского месторождения они проявляются в зоне протяженностью около 1000 м при ширине, достигающей местами 600 м (рис. 52). На глубине около 500 м эта зона «обрезается» вместе со скарноворудными телами послерудными диоритами, что позволяет предполагать ее распространение на большие глубины в момент формирования месторождения (рис. 53).

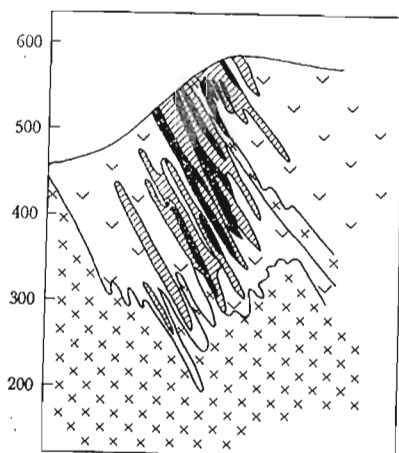
Несмотря на, казалось бы, очевидные в ряде случаев проявления метасоматической мобилизации железа и выявляющуюся зависимость характера и размеров магнетитового оруденения от характера и масштабов этого процесса, существуют большие трудности в объяснении механизма и взаимосвязи этих явлений.

Главной трудностью такого рода является выяснение пространственных и временных соотношений процессов метасоматической мобилизации и рудообразования. Ранее отмечалось, что альбитизация и особенно гранитизация предшествовали во времени рудообразованию, по крайней мере на тех уровнях, где наблюдаются совместные проявления того и другого. Таким образом, формирование рудных тел трудно увязать с образованием непосредственно окружающих их пород; они должны, по-видимому, фиксировать компоненты, поступающие с несколько больших глубин, где продолжается в это время метасоматическая переработка



**Рис. 52.**  
Схематическая геологическая карта Мульгинского месторождения (по данным Мульгинской ГРП)

1 — магнетитовые тела; 2 — скарны; 3 — в разной степени осветленные порфириды и окоскарновые осветленные породы; 4 — диориты



**Рис. 53.**  
Схематический геологический разрез Мульгинского месторождения

Условные обозначения см. на рис. 51

вмещающих пород, сопровождающаяся высвобождением и мобилизацией железа.

Нам представляется, что при решении этого вопроса следует иметь в виду большую сложность, значительную продолжительность, многостадийность и глубокое «эшелонирование» метасоматических процессов, протекающих в рудных зонах. При рассмотрении приведенных выше примеров во всех случаях подчеркивалось, что явления осветления и, соответственно, мобилизации фемических компонентов с глубиной не затухают, а, напротив, иногда даже усиливаются, продолжаясь за пределами разведанных уровней месторождений. Обращалось также внимание на то, что в рудных полях некоторых ассоциирующихся с сиенитами месторождений отмечаются признаки процессов гранитизации и магматического замещения, продолжавшихся в моменты рудообразования на больших глубинах.

Рассматривая вопросы строения и развития фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем, Г. Л. Пospelов (1962) особо подчеркивает длительность и сложность эволюции гидротермальных процессов. При этом среди трех последовательно развивающихся видов движения вещества в пределах гидротермальной системы он выделяет процесс стягивания первичнорассеянного подвижного материала в концентрированные потоки, который уподобляется дренажу в пределах так называемого «конуса сбора», и, соответственно, допускает подток вещества в стволую часть не только снизу, но и со стороны дренирующихся рас-



янными гидротермальными растворами боковых пород. Это свидетельствует о возможности миграции вещества в определенных условиях гидротермального процесса не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. Отсюда, как нам кажется, становятся вероятными случаи образования рудных тел за счет перераспределения вещества на уровнях, в общем близких к месту нахождения этих тел.

В целом механизм метасоматической мобилизации железа и последующего магнетитового рудообразования, по-видимому, можно сравнить в некотором отношении с растворением и осаждением рудных компонентов в кислотную стадию метасоматического процесса. Д. С. Коржинский (1960) обращает внимание на то, что растворение компонентов протекает в эту стадию на фоне возрастающей пористости широким фронтом, охватывая значительные объемы пород, тогда как осаждение, сопровождающееся закупоркой пор, происходит в локальных зонах трещиноватости, куда стягиваются гидротермальные растворы (в нашем случае это могут быть также зоны контактов, напластований и т. п.). Касаясь соотношения этих процессов в пространстве, Д. С. Коржинский (1960, стр. 22) пишет: «Осаждение выщелоченных оснований должно протекать, конечно, несколько выше горизонта, в котором происходило выщелачивание, и при несколько более низких температурах. Однако разность горизонтов выщелачивания и осаждения, по-видимому, незначительна, поэтому часто создается впечатление об осаждении минералов в трещинах за счет выщелачивания вмещающих пород»; и далее относительно времени и последовательности их проявления: «...каждый процесс кислотного выщелачивания сопровождается образованием последующих жил окисления, которые обычно залегают среди самих выщелоченных пород» (там же).

Наиболее близок к такому механизму процесс образования околоскарновых осветленных пород, образующих зачастую оторочки в залльбандах скарново-магнетитовых жил (рис. 54, 55, 56). В ряде случаев устанавливается прямая зависимость размеров этих оторочек от мощностей жил, причем грубая оценка баланса фемических компонентов в

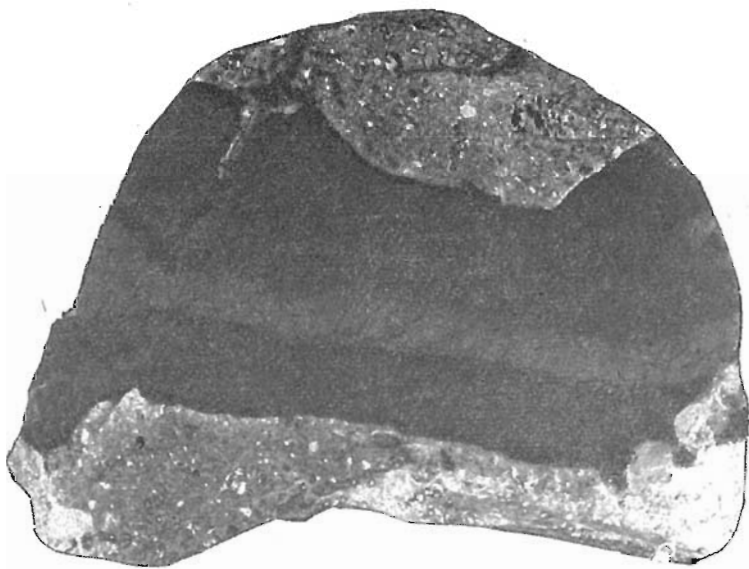


Рис. 54. Скарново-магнетитовая жила (темное) в осветленной диопсид-плаггиоклазового состава порода (светлое). Центральная часть жилы сложена магнетитом. Мульгинское месторождение, скв. 17, глубина 490 м. Нат. вел.

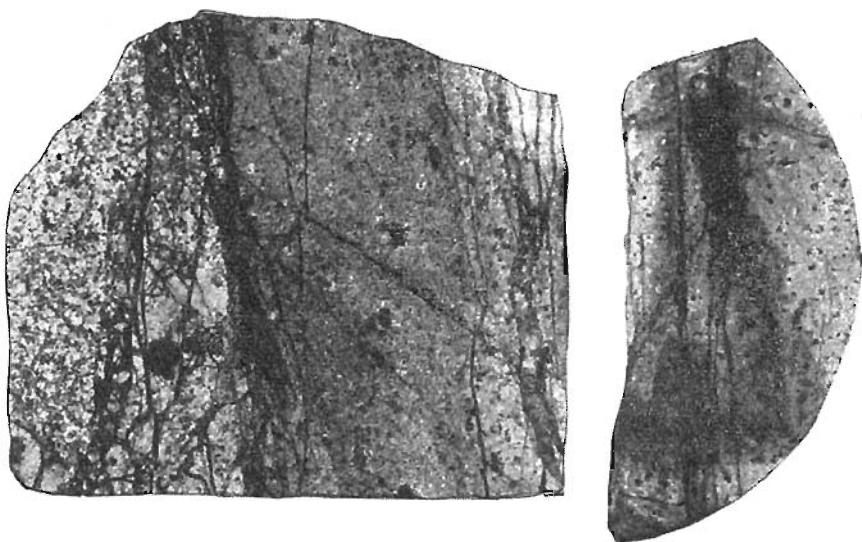


Рис. 55. Сеть магнетитовых прожилков (темное) в осветленном порфирите, преобразованном в диопсид-плагноклазовую породу (светлое). Мульгинское месторождение, скв. 12, глубина 280 м. Нат. вел.

исходной породе, в осветленной зоне и в рудной жиле свидетельствует о местном перераспределении этих компонентов. Нам представляется, что таким же образом могут протекать эти процессы и в больших объемах с образованием и больших по размерам скарново-магнетитовых залежей в масштабах рудных полей.

Высказанные предположения и сопоставления, конечно, далеки от однозначного решения проблемы метасоматической мобилизации железа. Механизм этого процесса и отношение его к скарново-магнетитовому рудообразованию еще неясен и нуждается в специальных исследованиях и в физико-химических обоснованиях с применением экспериментального моделирования и дополнительных наблюдений за природными объектами. Однако уже сейчас несомненно, что явления метасоматической мобилизации железа постоянно сопровождают магнетитовые месторождения;



Рис. 56. Осветление порфирита в альбандах амфиболовой жилы (поперечный срез керна). Мульгинское месторождение, скв. 12, глубина 194 м. Нат. вел.

они тесно связаны с процессом рудообразования и безусловно должны учитываться при выяснении особенностей размещения и генезиса месторождений.

Понятно, что все изложенное ни в коем случае не исключает магматической мобилизации железа, при которой главную роль в образовании магнетитовых месторождений играют рудоносные растворы, отделяющиеся из магмы в процессе ее дифференциации и взаимодействия с вмещающими породами. По-видимому, эти процессы в большинстве случаев проявляются совместно, дополняя друг друга.

Более подробное описание явлений метасоматической мобилизации объясняется двумя обстоятельствами. Во-первых, слабой изученностью и дискуссионностью интерпретации этих явлений, нуждающихся в лучшем обосновании. И, во-вторых, необходимостью показать, что метасоматической мобилизации может подвергаться не только рудное железо ранее сформированных вулканогенно-осадочных месторождений, но и железо, связанное в силикатах любых других пород вмещающих толщ. Переотложение же рудного вещества вулканогенно-осадочных месторождений можно рассматривать (по крайней мере применительно к железо-рудным районам каледонид центральной части Алтае-Саянской области) лишь как возможный частный, причем сравнительно редкий вариант этого процесса.

Таким образом, мы приходим к выводу, что относительно богатые железом вулканогенные комплексы базальтоидного ряда, имеющие в фемических регионах первостепенное значение, при образовании метасоматических магнетитовых месторождений играют чаще всего пассивную роль. В таком случае они служат лишь благоприятной средой для развития связанной с интрузивной и постмагматической деятельностью процессов метасоматического железоруднения. Иначе говоря, более высокая продуктивность в отношении железоруднения провинций фемического типа по сравнению с сиалическими объясняется в значительной степени тем, что в них благодаря в целом повышенным содержаниям железа, рассеянного в породах слагающих комплексов, достигаются лучшие условия для образования крупных концентраций этого компонента с помощью различных механизмов его мобилизации. Одним из таких механизмов является рассмотренный на примере ряда алтае-саянских и других месторождений СССР и зарубежных стран процесс метасоматической мобилизации железа, когда оно извлекается из твердых горных пород приконтактовых или ореольных зон интрузий метасоматизирующими растворами. Другим, по мнению автора, не менее распространенным и важным для образования магнетитовых месторождений процессом является магматическая мобилизация железа, связанная с отделением газовой-жидкой фазы, а вместе с тем и рудного вещества из магматических расплавов при взаимодействии их с вмещающими породами. В том и другом случае активным началом процессов мобилизации являются интрузии, ибо с ними связаны в конечном счете и участвующие в метасоматической мобилизации железа растворы. Весь приведенный материал свидетельствует о том, что особенности размещения, состава и происхождения магнетитовых месторождений, а также характер постмагматических процессов, включая явления метасоматической мобилизации, отчетливо зависят от особенностей и типа рудоносных интрузий.

Резюмируя некоторые главные особенности железоносных интрузий и сопряженных с ними месторождений, попытаемся показать причины связей железоруднения с определенными типами интрузий и объяснить намечающиеся зависимости характера месторождений от особенностей этих интрузий.

Первый тип железоносных интрузий представлен, как это следует из предшествующих глав, относительно слабо дифференцированными габ-

броидными комплексами группы раннеорогенных базитовых формаций. Железоносные габброиды достаточно четко отличаются от принадлежащих к этой же группе габбро-пироксенит-дунитовых, габбро-норитовых, габбро-анортозитовых и габбро-сиенитовых комплексов целым рядом особенностей, определяющих специфику их металлогении. Главнейшие из этих особенностей следующие.

1. Габбровые интрузии данного типа приурочены к четко обозначенным протяженным зонам глубинных разломов, характеризующимся интенсивной трещиноватостью и высокой проницаемостью.

2. Интрузии могут быть причислены к категории «малых», ибо представлены небольшими по размерам, но, как правило, многочисленными гипабиссальными трещинными интрузивами и дайками, залегающими согласно с разломами.

3. Широкое развитие амфиболовых разностей пород основного состава позволяет предполагать относительно высокие содержания в исходных магмах воды и других летучих компонентов. Весьма характерно появление на поздних этапах становления комплексов небольших объемов остаточных, богатых натрием кислых расплавов, формирующих дайки кварцевых альбититов, альбитит-порфиоров, плагиогранитов, гранофиоров, сиенит-порфиоров и т. п.

4. Исключительно широкое и интенсивное проявление метасоматических процессов, характеризующихся четко выраженной хлорно-натровой спецификой, на заключительных этапах становления комплексов. Об этом свидетельствует обильное многократное проявление альбитизации и образование в ассоциации с альбитом натровых скаполитов. Такой парагенезис указывает на высокую химическую активность в растворах натрия и хлора (А. А. Маракушев). Активная роль хлора выражается также в образовании ряда других хлорсодержащих минералов: амфиболов, близких по составу к дашкесаниту, хлорапатитов и др. Явления альбитизации и скаполитизации прослеживаются в зонах разломов, контролирующих размещение железоносных габбровых интрузий, на большие расстояния по простиранию и падению. С ними тесно сопряжено магнетитовое оруденение.

Источники рудного вещества и механизм его мобилизации в данном случае могут быть различными. Обычно считается, что из находящихся под значительным внешним давлением основных расплавов отделения железа не происходит, ибо в таких условиях окисление закиси железа и отложение магнетита имеет место задолго до того, как парциальное давление воды оказывается достаточным для преодоления внешнего давления (Шипулин, 1968). По-видимому, именно так обстоит дело с упомянутыми стратиформными габброидными массивами габбро-пироксенит-дунитовой, габбро-анортозитовой и габбро-сиенитовой формаций, сопровождающимися лишь собственно магматогенными титаномagnetитовыми и магнетитовыми рудопроявлениями. По-другому идет развитие системы в случае приуроченных к зонам разломов малых гипабиссальных габбро-альбититовых интрузий, когда обогащенность остаточных парциальным давлением воды ведет в моменты резкого снятия внешних давлений при образовании глубоко проникающих трещин (явление вполне естественное в условиях неоднократно подновлявшихся зон глубинных разломов) к интенсивному отделению летучих, что может повлечь за собой вынос железа за пределы магматической системы и образование скарново-магнетитовых месторождений.

Вместе с тем широкое развитие в рудных полях месторождений данной группы явлений альбитизации и скаполитизации основных пород позволяет предполагать возможность участия в их формировании процессов метасоматической мобилизации железа. Характер и механизм этих расплавов натрием и высокая его подвижность в сочетании с большим

процессов, их масштабы и отношение к железоруденению подробно рассмотрены при описании альбитового и скаполитового типов осветленных пород рудных полей магнетитовых месторождений, связанных с основными интрузиями.

Магнетитовые месторождения в данном случае обладают целым рядом особенностей, обусловленных характером рудоносных интрузий и вмещающих их структур. В региональном плане они, как и рудоносные габбровые интрузии, размещаются в зонах крупных разломов, располагаясь вдоль них. Таким образом, рудовмещающие структуры оказываются весьма протяженными. Они представляют собой простирающиеся зачастую на многие десятки и даже сотни километров приразломные зоны, в которых спорадически, в местах выходов габброидных интрузий железозоносного типа, проявляются магнетитовые месторождения. В пределах рудных полей отдельных месторождений рудные тела обычно представлены крутопадающими линзовидными залежами. Приурочены они к более поздним, подновляющим главные разломы нарушениям, которые следуют вдоль контактов ранее сформированных габбровых интрузивов, но нередко и не зависят от этих контактов. В фациальном отношении эти месторождения должны быть причислены к месторождениям умеренных глубин. По особенностям минерального состава они отвечают скаполитовому или же дашкесанитовому подтипам метасоматических магнетитовых месторождений, по Г. А. Соколову. Руденение непосредственно связано с сопровождающим габбровые интрузии процессом хлорно-натрового метасоматизма. Химизм этого процесса рассмотрен в работах Д. В. Калинина (1961) и Д. И. Павлова (1964).

Связь магнетитовых месторождений с основными интрузиями, выявляющаяся на примере ряда районов юга Средней Сибири, носит закономерный характер и свидетельствует о продуктивности в отношении железоруденения не только гранитоидных, но и основных интрузий базальтоидного ряда. Это имеет, по мнению автора, общее значение и хорошо согласуется с данными по ряду других железорудных провинций СССР и зарубежных стран. Очень сходны с рассмотренными магнетитовые месторождения Юго-Восточной Норвегии (Лангё, Сёфтестад и др.). От алтае-саянских магнетитовых месторождений они отличаются значительно меньшими размерами, однако по многим признакам очень близки к ним. Согласно кратким описаниям У. Хольтедаля (1957) и О. Паульсена (1955), эти месторождения сопряжены с интрузиями гиперитов, включающими, помимо гиперитов, амфиболовые разновидности основных пород и дайки диабазов. Кислыми продуктами дифференциации гиперитов считаются богатые натрием породы, отвечающие, судя по всему, кварцевым альбититам. Рудные тела имеют жиллообразные формы, размещаются в зонах дробления и сопровождаются широкими интенсивными проявлениями альбитизации и скаполитизации.

Скаполитовые магнетитовые месторождения, связанные с мелкими интрузивами и дайками основных пород, среди которых отмечаются «натровые габбро» и скаполитизированные «ортоамфиболиты», описываются Л. Каэном (1958), по данным А. Жамогта, в Северной Катанге (месторождения системы Кунделунгу и серии Мвашиа, Кабиэ-Малуэ и др.). Магнетитовые месторождения провинции Хасанчелеби в Турции, пространственно сопряженные и генетически связанные с габбро-сиенитовыми интрузиями (Эгеран, Гоксу, 1955), характеризуются преобладанием скаполитовой минерализации и жильными формами залегания. Одним словом, такие месторождения не являются, по-видимому, редкостью, однако интерпретируются они по-разному и выявляются как таковые далеко не всегда. Еще более распространены магнетитовые месторождения, генетически связанные с дифференцированными основными интрузиями и кислыми их производными, причем и среди них широко представлены ска-

политовые (Тугайские месторождения в Казахстане, некоторые месторождения Среднего Урала и др.) и дашкесанитовые (Дашекесанские месторождения Малого Кавказа) типы месторождений.

Исходя из всего этого, мы приходим к выводу о достаточно высокой продуктивности в отношении железооруденения магматических формаций базальтоидного ряда. Основываясь на изучении траппов и связанных с ними метасоматических магнетитовых месторождений, С. С. Смирнов (1933) и В. С. Соболев (1935) решительно выступили в свое время против недооценки основных интрузий в формировании рудных месторождений вообще и магнетитового оруденения в частности. Дальнейшие исследования с этих позиций трапповых интрузий Сибири показали, что внедрения базальтовых магм могут сопровождаться поступлениями больших количеств летучих, появлением обширных ореолов пневматолитической и гидротермальной переработки пород и образованием значительных по размерам метасоматических магнетитовых месторождений (Н. В. Павлов, 1958; Гоньшакова, 1960, и др.). На высокую продуктивность в отношении железооруденения базальтоидного магматизма и особенно поздних кислых его производных обращали внимание в разное время на примерах разных районов Г. А. Крутов (1937), Ю. А. Кузнецов (1955), Г. А. Соколов (1959, 1967), Л. Н. Овчинников (1960), Д. С. Штейнберг (1963), Е. А. Радкевич (1966), Ф. К. Шипулин (1968) и многие другие советские геологи. Об этом же свидетельствуют и данные некоторых зарубежных авторов (Hickok, 1933; Alling, 1939; Хольтедаль, 1957; Қаэн, 1958; Эгеран, Гоксу, 1955, и др.). Магнетитовые месторождения, сопряженные с основными интрузиями, характеризуются специфическими особенностями размещения и сопутствующего метасоматоза, которые в большинстве случаев сходны с особенностями рассмотренных алтае-саянских месторождений этого типа.

Железоносные комплексы, представленные интрузиями тоналит-гранодиоритового ряда, располагаются в пределах приразломных линейных геосинклинальных прогибов и примыкающих к ним промежуточных вулканических зон. Среди них намечаются две разновидности интрузий, принадлежащих к разным вариантам габбро-гранитных плутонических серий периода орогенного развития подвижных зон. Происхождение таких серий объясняется с позиций гипотезы дифференциального плавления пород различных слоев земной коры в ходе происходящего в этот период общего подъема тепловых потоков и эманаций, а вместе с тем и перемещения фронта магмообразования из базальтовой в осадочно-метаморфическую оболочку коры.

Первая разновидность железоносных интрузий данной группы представлена приуроченными к региональным зонам разломов относительно небольшими по размерам тоналит-гранодиоритовыми интрузивами, тесно сопряженными с хорошо развитыми более ранними интрузиями габбро и диоритов; завершают становление этой ассоциации многочисленные дайки средних и основных пород. В целом такие ассоциации приближаются к габбро-диорит-гранодиоритовым комплексам типа таят-табратского в Восточном Саяне. Формирование таких комплексов происходит, по-видимому, по следующей схеме: базальтовый (толеитовый) расплав — перемещение базальтовой магмы, потоков тепла и эманаций в нижние горизонты осадочно-метаморфического слоя — частичное плавление пород снизу с образованием гибридных диоритоидных магм и небольших порций гранитного расплава, формирующего следующие за габброидами и диоритами небольшие по размерам тоналит-гранодиоритовые интрузивы, — отмирание верхнекоровых гранитоидных очагов и формирование дайкового комплекса, характеризующегося антидромной последовательностью становления. Таким образом, в данном случае ведущая роль сохраняется за базальтоидным магматизмом. Образование

диоритовых и небольших по объему гранитоидных расплавов, за счет которых формируются средние и кислые породы данной ассоциации, обусловлено, по-видимому, в значительной степени глубинными реоморфическими процессами, связанными с подъемом базальтовых магм.

Магнетитовые месторождения, ассоциирующие с такими комплексами, отвечают месторождениям, связанным с основными интрузиями. Они, как и предыдущие, относятся к скаполитовому и дашкесанитовому типам магнетитовых месторождений; в них играют ведущую роль сопутствующие рудообразованию процессы хлорно-натрово метасоматоза. Образование и отделение железоносных растворов, участвующих в формировании данного типа магнетитовых месторождений, возможно, связано с процессом взаимодействия базальтоидных расплавов с породами осадочно-метаморфической оболочки, в которые эти расплавы проникают.

По-другому протекали магматические процессы и процессы рудообразования при формировании относительно крупных и однородных тоналит-гранодиоритовых плутонов, с которыми связаны скарново-магнетитовые месторождения. Предгранитные габброидные и диоритовые интрузии играют в данном случае резко подчиненную роль, тогда как гранитоидный магматизм начинает доминировать. Образующиеся при этом крупные батолитообразные гранитоидные плутоны характеризуются, как это показано в первой главе, разнообразной металлогенией. Продуктивными в отношении промышленного железоруднения являются среди них тоналит-гранодиоритовые плутоны, которые формируются в условиях линейных геосинклинальных прогибов и примыкающих к ним промежуточных вулканических зон фемического типа. Причем наиболее значительным по масштабам железоруднением сопровождаются относительно слабо эродированные гипабиссальные массивы с хорошо развитыми внешнеореольными зонами. В этих зонах, насыщенных мелкими интрузивами — сателлитами и апофизами главных плутонов, широко распространены диориты и гранитоиды повышенной основности. В таких ореольных и приапикальных участках гранитоидных плутонов создаются благоприятные для выноса металлов осмотические условия; мелкие сателлиты и апофизы, насыщающие эти зоны, служат своеобразными флюидопроводящими каналами, обеспечивающими направленный «щелевой» и «стволовой» характер поступления газово-жидких растворов в кровлю (Поспелов, 1963б; Овчинников, 1967). Именно здесь формируются сопряженные с гранитоидными плутонами магнетитовые месторождения. Участвующее в образовании этих месторождений железо мобилизуется, по-видимому, на несколько больших глубинах при образовании больших масс гранитоидов на месте богатых этим компонентом фемических толщ, содержащих обычно и карбонатные отложения. Становление в таких условиях гранитоидных плутонов сопровождается явлениями гранитизации окружающих основных пород и реакционным взаимодействием гранитоидных расплавов с основными силикатными и карбонатными породами вмещающих толщ. Реакционные процессы идут по широко известной и достаточно хорошо обоснованной теоретически и экспериментально схеме взаимодействия гранитоидных расплавов с силикатными и карбонатными породами, богатыми сильными основаниями; при этом железо выделяется в самостоятельную фазу и выносится в породы кровли, где формируются магнетитовые месторождения. По особенностям состава и размещения эти месторождения отвечают типичным скарновым магнетитовым месторождениям умеренных или гипабиссальных глубин и в значительной своей части могут быть отнесены в разряд контактово-метасоматических.

В своеобразной обстановке формировались железоносные интрузии третьего типа, представленные субвулканическими гранитами и сиени-

тами эпохи сводово-глыбовых движений и образования межгорных впадин. Формирование этих интрузий связано с девонской активизацией тектонических и магматических процессов в пределах каледонид. Процесс активизации сопровождался новым подъемом базальтовых и, особенно, андезитовых магм, тепловых потоков и эманацій с образованием вторичных (промежуточных) магматических очагов на уровнях верхних горизонтов коры, сложенных в значительной степени ранее сформированными гранитоидными батолитами, а также вмещающими их основными и карбонатными породами раннепалеозойских осадочно-метаморфических толщ. В таких очагах, в обстановке сложных, протекающих при участии глубинных растворов процессов кислотно-основного взаимодействия базальтовых и андезитовых магм с гранитоидами и различными по составу вмещающими породами формируются сиенитоидные и гранитоидные расплавы повышенной щелочности, за счет которых образуются субщелочные и кислые эффузивы девонской трахиандезит-липаритовой формации и комагматичные им субвулканические интрузии гранитов и сиенитов. Об участии в формировании этих комплексов базальтовых и андезитовых магм глубинного происхождения свидетельствует наличие в составе трахиандезит-липаритовой формации эффузивов не только средней, но и высокой основности, а среди пород дайковой свиты субвулканических интрузий — диабазовых и диоритовых порфиритов, монцонит-порфиров и т. п. Кроме того, преобладающие в этих ассоциациях субщелочные и кислые разности пород характеризуются, как это показано В. А. Вахрушевым (1965), рядом геохимических черт, сближающих их с производными основных магм.

Наиболее значительные скарново-магнетитовые рудопроявления этого периода относятся к начальным стадиям активизации каледонид, ассоциируя с малыми субвулканическими граносиенитовыми интрузиями и разнообразной по составу, трахиандезит-липаритовой вулканогенной формацией, включающей основные, средние и кислые эффузивы. Эта вулкано-плутоническая ассоциация распространена в краевых частях и в ближайшем обрамлении межгорных впадин, в областях их сопряжения с раннекаледонскими прогибами фемического типа, в сложении которых участвуют вулканические комплексы основного состава, карбонатные отложения и раннепалеозойские батолитовые граниты. Способы и механизм мобилизации железа в данном случае возможны различные. Прежде всего сам процесс образования сиенитоидных расплавов, протекающий, судя по всему, в весьма сложной обстановке реакционного взаимодействия различных по составу магм и пород, может сопровождаться отделением богатых железом растворов. Кроме того, возможно, как это показал Ф. К. Шипулин (1968), «сбрасывание» железа и вынос его за пределы магматической системы в приконтактные скарновые зоны при кристаллизации в гипабиссальных условиях остаточных кислых расплавов, обогащенных летучими, с образованием крайне бедных железом эвтектоидных гранофиров. В связи с этим обращает на себя внимание почти постоянная сопряженность скарново-магнетитовых месторождений данного типа с гранофировыми интрузиями, представляющими собой конечные производные рассмотренных процессов. По-видимому, такое «сбрасывание» железа из богатых летучими остаточных сиенитоидных расплавов может иметь в приповерхностной обстановке (в которой, кстати, и формируются железоносные граносиенитовые субвулканические интрузии) резкий, взрывной характер с образованием гидротермальных эксплозий. Это хорошо увязывается с фактами приуроченности сопряженных с субвулканическими граносиенитами скарново-магнетитовых месторождений к эксплозионным брекчиям (Тея, Одиночка, Ирджа и др.). Наконец, формирование и становление субвулканических граносиенитовых интрузий сопровождаются явлениями локальной, но весьма



интенсивной гранитизации вмещающих основных пород (Ирбинское, Краснокаменское и ряд других месторождений Восточного Саяна). Учитывая то, что эти явления часто обнаруживаются в корневых частях связанных с сиенитами магнетитовых месторождений и не затухают, а усиливаются с глубиной, можно допустить вероятность участия в образовании этих месторождений процессов и метасоматической мобилизации железа. Нам представляется, что процессы магматической и метасоматической мобилизации железа могут сочетаться, проявляясь совместно, о чем свидетельствуют множественность рудных генераций в данном типе месторождений, случаи метаморфизма и перетолжения руд.

Суммируя изложенные данные о происхождении разных типов железосных интрузий и связанных с ними магнетитовых месторождений, следует особо подчеркнуть, что большинство этих интрузий располагается в фемических регионах с обильным и многократным проявлением базальтоидного магматизма, обнаруживая с ним прямые или косвенные связи. Специфической чертой железосных типов интрузий и связанных с ними постмагматических процессов, включая сопутствующий оруденение метасоматоз, является натровый их характер. Эта особенность наиболее ярко выражена в добатолитовых габброидных и габбро-диорит-гранодиоритовых комплексах, заметно ослабевая в интрузиях формации гранитоидных батолитов и еще более — в послербатолитовых субвулканических сиенитоидах периода девонской активизации (в то же время в этом ряду заметно растет общая щелочность пород за счет повышения роли калия). Соответственно меняется металлогенический профиль этих интрузий. Железооруденение, имеющее, как было показано, общий, «сквозной» характер, сопровождается в первом случае рудопроявлениями **кобальта**, титана и других элементов группы железа, во втором — месторождениями золота, цветных и иногда редких металлов, для интрузий третьей группы, которые оказываются железосными лишь в определенных условиях, более свойственны проявления редкометальной минерализации.

На основании данных по структурному районированию и магматизму каледонид Алтае-Саянской складчатой области, а также выявленных и рассмотренных в работе общих закономерностей размещения и формирования различных типов магнетитовых месторождений выделяются перспективные по каждому из этих видов месторождений структурно-формационные зоны.

1. В отношении месторождений первой группы (скаполитовый тип магнетитовых месторождений, связанных с основными интрузиями) наиболее перспективным представляется Западный Саян. В северном его фазе, помимо ранее рассмотренной Анзасской структуры, интересным также является восточное продолжение Северо-Саянской зоны, особенно той ее части, которая прилегает к Джебашскому глубинному разлому. Здесь вскрываются древние метаморфические и вулканогенные комплексы основного состава и прорывающие их интрузии габбро и ультрабазитов. Сходным строением и магматизмом обладают также Кантегирская (Борусская) и Кандат-Куртушибинская приразломные линейные зоны, выполненные преимущественно нижнекембрийскими базальтоидными вулканидами, интрузиями офиолитовой серии и, в меньшей мере, гранитоидами. В силу широкого развития в этих зонах основных и ультраосновных комплексов они характеризуются исключительно сложными напряженными аэромагнитными полями, в которых намечаются предположительно рудные аномалии. Заметим при этом, что, по данным В. В. Богацкого и Ш. Д. Курцерайте (1966), магнетитовые месторождения скаполитового (по В. В. Богацкому, саянского) типа характеризуются сравнительно слабыми аэромагнитными аномалиями и в сложных магнитных полях зачастую не фиксируются.

Магнетитовые месторождения, связанные генетически с основными интрузиями, но несколько отличные от саянских, известных также в осевой зоне Кузнецкого Алатау (Канымская и Усинская группы). В этой примыкающей к Кузнецко-Алатаускому глубинному разлому зоне вскрываются древние (протерозойские и нижнекембрийские) метаморфические и вулканические комплексы основного состава, а также различного рода интрузии, среди которых широко распространены габброиды: здесь же намечаются протяженные полосы осветленных (гранитизированных) основных пород. Нам представляется, что возможность обнаружения магнетитовых месторождений, связанных с основными интрузиями, в этом районе далеко не исчерпаны. На это же обращает внимание и Б. М. Тюлюпо, исследовавший железорудные месторождения осевой зоны Кузнецкого Алатау.

Перспективными по данному типу месторождений можно также считать районы, расположенные на южном продолжении Кондомско-Лебедской и Балыксинской зон Кузнецкого Алатау, в области его сопряжения с Западным Саяном (междуречье Лебеди, Кондомы и Абакана). Не исключена возможность выявления подобных месторождений и в других районах алтае-саянских каледонид (в области сопряжения Западного и Восточного Саянов, в некоторых районах Восточной Тувы и других местах).

2. Районы возможного нахождения месторождений второй группы (скарново-магнетитовых, ассоциирующих с раннепалеозойскими интрузиями тоналит-гранодиоритового типа) еще более многочисленны и обширны.

Это прежде всего западная часть Мартайги, очень сходная по геологическому строению и характеру гранитоидного магматизма с тельбесским железорудным районом. По существу это северное продолжение той же Прикузнецкой зоны, в строении которой наряду с раннекембрийскими вулканогенно-осадочными комплексами участвуют терригенно-сланцевые ордовикские отложения. Раннепалеозойские гранитоидные интрузии проявились в этих условиях несколько позднее, чем в других районах каледонид, причем в виде относительно небольших в плане plutонов, вскрытых преимущественно на гипабиссальных уровнях. Здесь находятсЯ Ольгинско-Ампалыкская группа месторождений и ряд более мелких скарново-магнетитовых рудопроявлений, связанных с гранитоидными интрузиями. Интересными в отношении данного типа месторождений могут оказаться также Верхне-Кондомский и Лебедской районы, расположенные на южном продолжении Кондомско-Лебедской зоны.

Другой обширной территорией подобного рода является Сисим-Казырский (Восточный Саян) регион, включающий, помимо уже известных скарново-магнетитовых месторождений, ассоциирующих с гранитоидами габбро-диорит-гранодиоритовых серий, ряд перспективных площадей. Весьма интересным представляется труднодоступное и поэтому еще слабо изученное междуречье Кизира и Казыра. Здесь, как уже отмечалось, широко представлены сравнительно небольшие по размерам тоналит-гранодиоритовые интрузивы, ассоциирующие с диоритами и габбро, причем размещаются эти интрузивы в линейных и промежуточных зонах, в благоприятных для скарново-магнетитового рудообразования условиях. Интересными представляются также внешнеореольные зоны более крупных гранитоидных plutонов, таких, как Шиндинский (Ольховский), Буеджуло-Предтеченский, Убинский, Базыбайский и др.

Заслуживают внимания и некоторые районы Восточно-Тувинского гранитоидного пояса, особенно те из них, которые по составу слагающих толщ и характеру магматизма отвечают вулканическим зонам фемического типа. Сюда, вероятно, могут быть отнесены Восточно-Таннуольский район, включающий Балгазикскую и Восточно-Таннуольскую

структурно-фациальные зоны, и обширная территория Хамсаринской структуры, особенно ее восточная часть, где гранитоиды образуют относительно небольшие по площади массивы, ассоциирующие с габбро и диоритами. Известны мелкие скарново-магнетитовые месторождения, связанные с раннепалеозойскими гранитами, также в пределах Каахемской линейной и Бурен-Ондумской изометричной зон.

Наконец, перспективной в отношении скарново-магнетитового оруденения можно считать и центральную часть Западного Саяна, где имеется большое количество сравнительно небольших по площади и относительно неглубоко вскрытых гипабиссальных и субвулканических гранитоидных интрузивов большепорожского и джойского комплексов. С последним генетически связываются скарново-магнетитовые месторождения Карбайской зоны. Не исключена возможность железуруденения и в связи с гранитоидами большепорожского комплекса, причем не только на уровнях флишоидных терригенно-сланцевых отложений ордовика и силура, но и в пределах кембрийских фемических комплексов нижнего структурного яруса, вскрывающихся в отдельных блоках.

3. Месторождения третьей группы, связанные с субвулканическими гранитами и сиенитами, локализируются в зонах сопряжения средне-верхнепалеозойских межгорных впадин с фемическими зонами складчатого их окружения. Наиболее интересным по этому типу месторождений мы считаем северо-восточное обрамление Южно-Минусинской впадины, граничащей с раннекаледонским Сисим-Казырским синклинорием. Здесь, помимо широко известного Ирбинско-Краснокаменского железурудного узла, заслуживают внимания также Беллыкский, Кизир-Казырский и Амыл-Кандатский районы, в пределах которых широко распространены субвулканические граносиенитовые интрузивы, размещающиеся зачастую среди раннепалеозойских вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов, т. е. находящиеся в условиях, благоприятных для скарново-магнетитового рудообразования.

Интересна в отношении такого типа месторождений и восточная окраина Тувинского прогиба — область широкого распространения субвулканических гранит-сиенитовых интрузий, проявившихся в условиях фемических регионов с раннепалеозойскими базитовыми и гранитоидными комплексами.

В Кузнецком Алатау месторождения, связанные с субвулканическими граносиенитами, известны не только на восточном склоне, в обрамлении Минусы (Тейско-Тузухсинская группа), но и в западной, обращенной к Кузнецкой котловине его окраине (Кондомская группа). Возможность такого оруденения не исключается и в ранее упоминавшихся Тельбесском и Ольгинско-Ампалыжском районах, где наряду с раннепалеозойскими гранитоидами батолитовой формации известны также субвулканические гранит-сиенитовые интрузии девонского возраста.

Надо сказать, что, помимо рассмотренных структур, благоприятных в отношении определенного типа месторождений, намечаются также районы, на территории которых совместно представлены разные виды железуносных интрузий и возможны, а в ряде случаев и известны магнетитовые месторождения различных генетических групп. На существование областей с групповым проявлением железуруденения впервые обратил внимание Г. Л. Поспелов (1959), который связывает это явление с особенностями общего развития в них магматизма, предопределенными особенностями глубинного строения и состоянием вещества на очаговых уровнях. Таковыми представляются прежде всего области сопряжения раннекаледонских линейных геосинклинальных прогибов с более поздними наложенными девонскими впадинами. Здесь совместно проявлены раннепалеозойские базитовые и гранитоидные комплексы, а также девонские субвулканические граниты и сиениты. Принадлежащие

к этим комплексам интрузивы относятся к охарактеризованным типам железоносных интрузий, находятся в условиях фемических зон и обычно вскрываются на гипабиссальных уровнях. Такая обстановка благоприятна для многократного, связанного с различными интрузиями железорождения. В таких местах возникают обширные рудномагматические ареалы с групповым разновозрастным и разнотипным железорождением. К подобным регионам относятся Горно-Шорский в Кузнецком Алатау и Сисим-Казырский в Восточном Саяне. Сходными чертами геологического строения и магматизма характеризуются северо-западная часть Мартайги в Кузнецком Алатау, Казыр-Амыл-Кандатский район в Восточном Саяне, Восточно-Тувинский пояс салаирид в Туве и т. п., где также имеются предпосылки для группового, значительного по масштабам железорождения.

Таким образом, проведенное в формационном аспекте исследование общих региональных закономерностей размещения и формирования южносибирских магнетитовых месторождений в связи с магматизмом способствует решению ряда практических задач. Построенный на этой основе общий анализ геологического строения и магматизма каледонид Алтае-Саянской области позволяет наметить в них отдельные структурно-фациальные зоны, наиболее благоприятные для железорождения. Выделение различных типов железоносных интрузий создает возможность для обоснования в пределах этих зон отдельных площадей и узлов, перспективных в отношении определенных типов магнетитовых месторождений; тем самым существенно конкретизируется и металлогеническая характеристика зон. Такой подход способствует также новой постановке и решению некоторых общих вопросов, главные из которых резюмируются в заключении.

Формационный анализ магматических комплексов каледонид центральной части Алтае-Саянской складчатой области и целенаправленное изучение выявленных типов железоносных интрузий позволили сделать ряд общих выводов. Значительная их часть, касающаяся спорных вопросов палеозойского магматизма и металлогении алтае-саянских каледонид, рассмотрена в заключительных разделах предыдущих глав. Поэтому остановимся лишь на тех выводах, которые затрагивают основные вопросы железооруденения Алтае-Саянской области и некоторые общие проблемы эндогенной металлогении аналогичного типа подвижных зон.

1. Каледониды центральной части Алтае-Саянской складчатой области, характеризующиеся ясно выраженной железорудной специализацией эндогенной металлогении, по особенностям эволюции, составу слагающих комплексов, характеру осадконакопления и магматизма относятся к эвгеосинклинальным системам, они обладают четко обозначенным фемическим профилем и отвечают геосинклиналям типа «А» и «В», по В. И. Смирнову (1962), или базальтоидным геосинклиналям, по Г. А. Твалчрелидзе (1967). Другие районы, в частности обширная область байкальской складчатости (Протеросаян), более близкие к провинциям сиалического типа, менее интересны в отношении железооруденения. Такая закономерность выдерживается для многих районов мира, она подчеркивается Г. А. Соколовым (1959, 1967) и для ряда других железорудных провинций СССР.

2. Различные структурные элементы каледонид также неравноценны в металлогеническом отношении. Изложенные в работе материалы позволили выявить и обосновать в качестве наиболее благоприятных для железооруденения приразломные линейные и промежуточные вулканические зоны, близкие по характеру к структурам типа геосинклинальных рвов. Именно в этих зонах наиболее полно и ярко проявились свойства фемических регионов, здесь же размещаются продуктивные по железу интрузии и наиболее значительные по масштабам магнетитовые месторождения.

3. Основной причиной железорудной специализации структур фемического типа является, по мнению автора, определенная направленность в них эндогенных процессов. Как следует из алтае-саянского материала и данных по ряду других железорудных провинций мира, для контролирующего железооруденение структур характерны особенно широкое развитие базальтоидного магматизма и, соответственно, повышенная основность и натровая специализация слагающих магматических и метаморфических комплексов. Такая обстановка благоприятна для железооруденения по многим причинам. Прежде всего, вероятно, следует иметь в виду высокую потенциальную продуктивность в отношении железооруденения базальтовых магм и их производных. Кроме того, в такой обстановке формируется свойственная фемическим регионам богатая железом среда (вулканогенные и метаморфические комплексы основного состава), в условиях которой широко и активно идут процессы маг-

матической и метасоматической мобилизации этого компонента. Наконец, прямым следствием общей обстановки следует, по-видимому, считать появление в таких условиях специфических железоносных интрузий, включая не только базитовые, но и гранитоидные комплексы. Последние обладают рядом характерных черт и представлены особыми вариантами гранитоидных формаций, отличающихся повышенной основностью и натровой специализацией пород.

4. Значительная роль в образовании алтае-саянских магнетитовых месторождений принадлежит базальтоидному магматизму, с которым прямо или косвенно связаны отдельные типы железоносных интрузий. На примере ряда хорошо изученных железорудных районов юга Сибири (Анзасского, Балыксинского, Таят-Табратского и др.) показана продуктивность в отношении железооруденения не только кислых производных сложно дифференцированных базитовых комплексов, но и относительно слабо дифференцированных габброидных интрузий. Это имеет принципиально важное значение, ибо до сих пор еще существуют представления о связи железооруденения только с кислыми интрузиями гранитоидного ряда и бесперспективности основных. Признание за базальтоидным магматизмом важной роли в железооруденении согласуется с общими региональными закономерностями размещения эндогенных магнетитовых месторождений и прежде всего с неоднократно подчеркивавшейся железорудной специализацией провинций фемического типа.

5. Для каледонид Алтае-Саянской области выделено три типа железоносных интрузий, принадлежащих к разным формациям. При этом установлены закономерные, устойчивые зависимости особенностей метасоматического железооруденения от характера рудоносных интрузий. Как это видно из ряда разобранных в работе примеров, железоносные интрузии основного состава сопровождаются весьма специфичным типом магнетитовых месторождений, характеризующихся резко выраженной хлорно-натровой специализацией сопутствующего оруденению метасоматоза, трещинным контролем локализации оруденения и другими особенностями, несомненно зависящими от специфики рудоносных интрузий. Тоналит-гранодиоритовые интрузии формации гранитоидных батолитов сопровождаются типичными контактово-метасоматическими скарновыми месторождениями железа, локализованными в приконтактовых (ореольных) зонах гипабиссальных гранитоидных интрузивов. Магнетитовые месторождения, ассоциирующие с субвулканическими гранит-сиенитовыми комплексами, обладают ярко выраженными признаками приповерхностных образований, обычно сопряжены с эксплозивными брекчиями и также характеризуются определенной спецификой метасоматических процессов. Особенности магнетитовых месторождений различных генетических групп существенно влияют не только на характер проявления и локализацию оруденения, но и на его масштабы.

Таким образом, на примере Алтае-Саянской железорудной провинции показана возможность типизации эндогенных магнетитовых месторождений на основе их связей с различными по характеру и формационному типу интрузивными комплексами. Установленные зависимости характера, а в ряде случаев и масштабов железооруденения, от особенностей рудоносных интрузий и выделение на этой основе различных генетических типов магнетитовых месторождений имеет существенное значение для выяснения общих закономерностей размещения и формирования эндогенных магнетитовых месторождений в условиях подвижных зон фемического типа. Все это может, по-видимому, быть использовано также при прогнозной оценке запасов железных руд в масштабах отдельных металлогенических провинций и рудных узлов, к чему начинают уже подходить некоторые исследователи (Момджи, Пастушенко, 1963).

6. Пример Алтае-Саянской складчатой области свидетельствует о верной ориентации современных металлогенических исследований по установлению общих зависимостей эндогенной металлогении подвижных зон от особенностей их эволюции, литологии и магматизма и выделению на этой основе разных типов геосинклиналей, характеризующихся различной геохимической специализацией (Смирнов, 1959, 1962; Радкевич, 1959; В. А. Кузнецов, 1963; Шаталов, 1964; Твалчрелидзе, 1967, и др.). Очевидна необходимость в целенаправленном изучении отдельных наиболее четко специализированных в металлогеническом отношении подвижных зон с анализом особенностей их геологического развития, магматизма и металлогении во взаимосвязи.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции. М., изд-во «Недра», 1964.
- Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б., Дорофеева Э. Ф. О марганец-железном отношении в магматических горных породах.— *Геохимия*, 1963, № 11.
- Авдонцев Н. А. Гранитоиды Гарганской глыбы. Л., изд-во «Наука», 1967.
- Алабин Л. В. Ольгинский интрузивный массив на северо-западе Кузнецкого Алатау.— *Вестник Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр.*, № 3. Томск, 1959.
- Алабин Л. В. Нижнекембрийский габбро-плагногранитный комплекс на севере Кузнецкого Алатау.— *Геол. и геофиз.*, 1966, № 4.
- Аладышкин А. С. Шаманская группа железорудных месторождений.— В кн. «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. 1, кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Александров А. И. Минералогические исследования Ирбинского железорудного месторождения.— *Изв. Томск. индустр. ин-та*, вып. 6, 1938.
- Алексеева О. П. Девонские отложения Восточного Саяна.— В кн. «Геология СССР», т. 17. Иркутская область, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Анатольева А. И. К вопросу об унифицированной стратиграфической схеме девонских отложений Минусинского прогиба.— Тезисы докл. на межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. Л., ВСЕГЕИ, 1955.
- Антонов П. С. Послекаледонская гранитондная вулканоплутоническая формация Западного Саяна.— *Материалы геол. конфер.* Красноярск, 1966.
- Афанасьев Г. Д. Некоторые данные о петрографическом значении K—Na-полевых шпатов.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, 1951, № 6.
- Афанасьев Г. Д. Особенности геологического картирования магматических формаций на примере Северного Кавказа.— В кн. «Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М., ИЛ, 1963.
- Баженов И. К. Новые железорудные месторождения в Западном Саяне.— *Вестник ЗСГРТ*, 1932, № 2.
- Баженов И. К. Западный Саян. Очерки по геологии Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Баженов И. К. Железистые кварциты Западного Саяна и их перспективы.— В сб. «Материалы к изучению месторождений железа и золота Западной Сибири». Труды Томск. гос. ун-та, серия геол., 1963а, вып. 164.
- Баженов И. К. Эффузивный и жильный комплекс щелочных и нефелиново-щелочных пород восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн. «Геологическое строение и петрография нефелиновых пород Кузнецкого Алатау». Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 64. М., Госгеолтехиздат, 1963б.
- Баженов И. К., Кюз А. К. О новом железорудном месторождении в верховье р. Теи в Кузнецком Алатау.— *Вестник ЗСГРТ*, 1931, № 3.
- Баклаев Я. П. К характеристике осветленных пород, сопровождающих оруденение контакто-метасоматического типа на Урале.— В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Башарина Л. А. Вулканические газы на различных стадиях активности вулканов.— *Труды Лаб. вулканол.*, 1961, вып. 19.
- Бекмухаметов А. Е. Осветленные породы на Бенкалинском и Шагыркульском контакто-метасоматических месторождениях железа в Тургае.— *Труды Ин-та геол. наук АН КазССР*, 1965, 12.
- Белевцев Я. Н., Стрыгин А. И. Гранитизация пород железорудной формации и рудообразование (на примере железорудных месторождений Украины).— В кн. «Гранитогнейсы». (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 14). Киев, 1960.
- Белоус Н. Х., Кляровский В. М. Железорудные месторождения и рудопроявления в южной части Красноярского края.— В сб. «Полезные ископаемые Красноярского края». М., Изд-во АН СССР, 1959.



- Белоус Н. Х., Клярковский В. М. Генетическая классификация железорудных проявлений юга средней Сибири.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1960, вып. 4.
- Белоусов А. Ф. Крупноплощадная зональность состава вулканических серий докембрия и нижнего палеозоя в западной части Алтае-Саянской области.— Докл. АН СССР, 1967, 174, № 5.
- Берзин Н. А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М., изд-во «Наука», 1967.
- Берзин Н. А., Клигин К. А. Строение зоны Главного разлома Восточного Саяна в верховьях р. Уды.— Геол. и геофиз., 1961, № 7.
- Беус А. А., Соболев Б. П. О галоидном переносе элементов в эндогенных процессах.— В сб. «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Билибин Ю. А. Минеральные ассоциации магматических горных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 2.
- Билибин Ю. А. Опыт анализа эндогенной металлогении подвижных поясов. Избранные труды, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Богатилов О. А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М., изд-во «Наука», 1966.
- Богачкий В. В. Геологические особенности Южно-Сибирских магнетитовых месторождений гидросиликатного типа.— Разведка и охрана недр, 1957, № 9.
- Богачкий В. В. Особенности размещения и перспективы метасоматического магнетитового оруднения северных районов Западного Саяна.— Сов. геология, 1959, № 3.
- Богачкий В. В. Новый Саянский тип метасоматических магнетитовых месторождений.— Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края, вып. 1. Красноярск, 1961.
- Богачкий В. В., Курцерайге Ш. Д. Условия образования Анзасского железорудного месторождения.— Геол. и геофиз., 1963, № 1.
- Богачкий В. В., Курцерайге Ш. Д. Закономерности размещения метасоматических магнетитовых месторождений северной части Западного Саяна. М., изд-во «Недра», 1966.
- Богнибов В. И. Соотношение габброидных и гранитоидных комплексов на примере Большереченского комплекса габбро-норитов в Горной Шории.— Геол. и геофиз., 1966, № 10.
- Богнибов В. И., Дистанова А. Н., Довгаль В. Н. Формация девонских субвулканических гранитов Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1966, № 9.
- Болтухин В. П., Скобелев Ю. Д., Турченко Г. П. Вулканогенные комплексы Кузнецкого Алатау.— В сб. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири». Труды СНИИГГИМС, 1964, вып. 35.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{H}_2\text{O}$ .— В сб. «Полевые шпаты». М., ИЛ, 1952.
- Булыничков А. Я. Северная контактовая зона Ольховско-Чибижеской интрузии и Ольховское золоторудное месторождение.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1927, 6, вып. 2.
- Булыничков А. Я. Геологические исследования в Нижне-Кизирском районе Минусинского округа в 1926 г.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., 1929, 9, вып. 2.
- Булыничков А. Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной страны.— Труды Томск. гос. ун-та, 1948, 102.
- Бутакова Е. Л. Тектонические условия образования щелочных пород Восточной Тувы.— Геол. и геофиз., 1965, № 5.
- Васильев Б. Д. Интрузивные породы Натальевского месторождения в Марининской Тайге.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1963, 121.
- Вахрушев В. А. Минералогия и генезис железных руд Белорецкого месторождения на Алтае. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1960.
- Вахрушев В. А. Элементы-примеси в магнетите железорудных месторождений Алтае-Саянской области.— В сб. «Материалы экспериментальной и генетической минералогии», т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.
- Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений. М., изд-во «Наука», 1965.
- Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск, изд-во «Наука» (Сиб. отд.), 1971.
- Велинский В. В. Спилито-кератофировая формация Западного Саяна.— Геол. и геофиз., 1965, № 7.
- Виноградова Р. А., Кононов О. В. О роли эруптивных брекчий в локализации магнетитового оруднения в месторождении Одиночное (Восточный Саян).— Геол. рудных месторождений, 1966, № 4.
- Владимирский Г. М., Черноморский М. А. Новые данные по стратиграфии палеозоя левобережья р. Хемчик в Западной Туве.— Информ. сборник ВСЕГЕИ, 1959, № 21.
- Власенко А. В. Происхождение альбитовых диабазов острова Новая Земля.— Труды XVII сессии Междунар. геол. конгресса, 1937, 5.

- Волохов И. М. О габбро-пироксенит-дунитовом формационном типе магматических образований в Алтае-Саянской складчатой области.— В сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». М., изд-во «Наука», 1965.
- Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Волохов И. М., Иванов В. М. О взаимоотношениях гранитоидов с породами габбро-пироксенит-дунитовой формации в связи с явлениями гранитизации габброидов Шаманского плутона Лысогорского комплекса Западного Саяна.— В сб. «Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области». М., изд-во «Наука», 1968.
- Волохов И. М., Иванов В. М., Пругов В. П. Габбро-пироксенит-дунитовая интрузивная ассоциация Кузнецкого Алатау.— Докл. АН СССР, 1968, 179, № 4.
- Врублевский В. А. Интрузивные комплексы северо-восточной части Марининской тайги.— Материалы по геол. и полезным ископ. Зап. Сибири. Томск, 1964.
- Гилярова М. А. Спилиты Кончезерского района Карело-Финской ССР. Изд-во ЛГУ, 1941.
- Гоньшакова В. И. Петрохимические критерии связи эндогенного магнетитового оруденения на Сибирской платформе с дифференциатами трапповой магмы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 10.
- Гордиенко И. В., Шмотов А. П. Петрографическая характеристика девонского вулканоплутонического комплекса пород восточной части Окинского хребта (Восточный Саян).— В кн. «Петрография Восточной Сибири», т. 3. М., изд-во «Наука», 1965.
- Груза В. В. Критерии разделения нефелиновых пород центральной части Алтае-Саянской области.— Докл. АН СССР, 1966, 167, № 5.
- Груза В. В. О факторах, определяющих повышенную щелочность некоторых магматогенных образований Алтае-Саянской области.— Докл. АН СССР, 1967, 176, № 2.
- Дербигов И. В. Тейско-Тузуксинский железорудный район Кузнецкого Алатау.— Материалы по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 25. Томск. изд. ЗСПРТ, 1935.
- Дербигов И. В. К проблеме генезиса железоскарновых месторождений Западной Сибири (о вулканогенно-осадочном генезисе некоторых месторождений Казской группы).— В сб. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири». Труды СНИИГГИМС, 1964, вып. 35.
- Дженкс У. П. Перу.— В сб. «Очерки по геологии Южной Америки». М., ИЛ, 1959.
- Дибров В. Е. Геология центральной части Восточного Саяна. М., изд-во «Недра», 1964.
- Дистанова А. Н. О Мартайгинском интрузивном комплексе.— В сб. «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области». Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Дистанова А. Н. Мартайгинский гранитоидный комплекс.— В сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». М., изд-во «Наука», 1965.
- Дмитриев Л. В., Котина Р. П. Форма и структурное положение Катунской щелочной интрузии в Восточном Саяне.— Сов. геология, 1966, № 9.
- Довгаль В. Н. Девонский базальтоидный магматический комплекс и генетическая связь с ним Абаканского железорудного месторождения.— Изв. Высших учебных завед., серия геол. и разведка, 1958, № 9.
- Довгаль В. Н. Узасский габбро-сиенитовый интрузив в юго-восточной части Кузнецкого Алатау и некоторые его аналоги.— Геол. и геофиз., 1962, № 2.
- Довгаль В. Н. Раннепалеозойская габбро-сиенитовая формация центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М., изд-во «Наука», 1968.
- Додин А. Л., Гурьянова В. Н. Интрузивные комплексы Восточного Саяна.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1960, 32.
- Долгова В. Н. К вопросу о Беллыкском интрузивном комплексе.— Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края, вып. 1. Красноярск, 1961.
- Дорофеева Э. Ф. О гетерогенности пород Танноольского магматического комплекса (Тува).— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1965, 49, вып. 2.
- Дымкин А. М. Контактво-метасоматические месторождения железа южной части главной рудной полосы Тургая. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск, изд-во «Наука» (Сиб. отд.), 1966.
- Дымкин А. М., Могилева М. П. Особенности дашкесанитовой минерализации в магнетитовом месторождении Табрат (Восточный Саян).— В сб. «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». М., изд-во «Наука», 1967.
- Жариков В. А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадий при формировании скарноворудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Жариков В. А., Омельяненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». М., изд-во «Недра», 1965.
- Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. ГОНТИ, 1932.

- Залылеев Р. Ш.* Об интрузивных комплексах Красноярского хребта.— Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края. Красноярск, 1961.
- Захаров Е. Е.* Опыт металлогенического районирования Европы.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Зоненшайн Л. П.* Возраст и форма гранитоидных интрузий бассейна среднего течения р. Агул (Восточный Саян).— Материалы по региональной геол. Труды ВАГТ, 1936, вып. 2.
- Зоненшайн Л. П.* Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А.* Место главнейших гранитоидных интрузий в тектонической структуре Саяно-Тувинской горной области.— В кн. «Каледонская орогенезия». (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 19). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Зубкус Б. П., Шнейдер Е. А.* Вулканогенно-осадочные отложения кембрия юго-западной части Восточного Саяна и их металлогения.— В сб. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири». Труды СНИИГГИМС, 1964, вып. 35.
- Иванкин П. Ф.* О происхождении минерализованных брекчий некоторых месторождений колчеданного типа Алтая и Урала.— Докл. АН СССР, 1962, 142, № 2.
- Иванкин П. Ф.* О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии, и их роли при формировании рудных месторождений.— Геол. и геофиз., 1965, № 10.
- Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузбевый В. С.* Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1961.
- Иванов И. П.* О природе «альбитизирующих» растворов.— В кн. «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Иванов В. М., Волохов И. М.* Шаманский габбро-пироксенит-дунитовый расслоенный массив лысогогорского комплекса Западного Саяна.— В сб. «Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области». М., изд-во «Наука», 1968.
- Иванова Т. Н.* Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Иванова Т. Н.* Магматические формации центральной части Алтае-Саянской складчатой области и связанные с ними рудные комплексы.— В сб. «Магматические формации». М., изд-во «Наука», 1964.
- Иванова Т. Н., Полевая Н. И., Владимирский Г. М., Дорофеева Э. Ф., Орлов Д. М., Станкевич Е. К., Унксов В. А.* Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской области.— Материалы по региональной геол. Алтае-Саянской складчатой обл. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, 58.
- Изох Э. П.* Послегранитовые дайки, их происхождение и отношение к послемагматическому оруденению.— Сов. геология, 1958, № 10.
- Изох Э. П.* Происхождение и металлогеническая специализация щелочноземельных серий интрузий (на примере районов Дальнего Востока).— Геол. и геофиз., 1968, № 8.
- Изох Э. П., Колмак Л. М., Наговская Г. И., Русс В. В.* Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1957, 21.
- Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И.,* Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., изд-во «Наука», 1967.
- Ильенок С. С.* Основные черты петрологии Патынского массива.— Геол. и геофиз., 1960, № 4.
- Ильенок С. С.* Петрология габбро-сиенитового комплекса Горной Шории. Изд-во Томск. ун-та, 1964.
- Ильенок С. С.* Древнейший габбро-диоритовый комплекс восточной части Кузнецкого Алатау.— В сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». М., изд-во «Наука», 1965.
- Ингерсон И., Маккин Дж. Х.* Происхождение рудообразующих флюидов района Айрон Спрингс, Юта.— В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Индукаев Ю. В.* Скаполит и процесс скаполитизации на Хайлеольском железорудном месторождении в Кузнецком Алатау.— Материалы по мин., петрогр. и полезным ископ. Зап. Сибири. Томск, 1962.
- Индукаев Ю. В.* Минералогия и генезис Хайлеольского железорудного месторождения (Кузнецкий Алатау).— Автореф. канд. дисс. Томск, 1963.
- Казаков И. Н.* Очерк геологического строения Западного Саяна.— Материалы по региональной геол. Алтае-Саянской складчатой обл. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, 58.
- Казаков И. Н.* Верхний протерозой Западного Саяна.— Геол. и геофиз., 1967, № 1.
- Калинин Д. В.* Химические процессы образования Таятского железорудного месторождения (Восточный Саян).— Геохимия, 1961, № 7.
- Калинин Д. В., Каньгин Л. И., Удут Б. С.* Апатит-пироксеновые жильные пегматондные образования Таятского железорудного месторождения.— Материалы по мин., петрогр. и полезным ископ. Зап. Сибири, Томск, 1962.

- Калугин А. С.* Вулканогенно-осадочный тип железорудных месторождений в складчатых зонах юга Сибири.— В кн. «Проблемы генезиса руд». (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5). М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Калугин А. С.* Количественная основа геологического и металлогенического районирования складчатых областей.— Сов. геология, 1965, № 1.
- Калугин А. С., Пономарев В. Г., Касандров Э. Г., Калугина Т. С., Зубова С. И., Иванов В. И., Гузман А. Г., Маршич В. А., Бахорин Л. З.* Вулканогенно-осадочные и метаморфизованные железорудные месторождения Алтая.— В сб. «Вопросы геологии, методики поисков и разведки месторождений полезных ископаемых». Труды СНИИГГИМС, 1967, вып. 4.
- Каминская Е. И.* О возможном участии орогикованных диабазов и гибридных диоритов в образовании магнетитовых руд на горе Малый Куйбас.— Геол. рудных месторождений, 1961, № 8.
- Каминская В. И.* Особенности геологического строения Кондомской группы железорудных месторождений.— Геол. и геофиз., 1961, № 12.
- Кашкай М. А.* Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. М., изд-во «Недра», 1965.
- Казн Л.* Геология Бельгийского Конго. М., ИЛ, 1958.
- Кен А. Н.* О девонском магматизме Тувы и Западного Саяна.— Информ. сборник ВСЕГЕИ, 1962, № 53.
- Кен А. Н.* Геологические формации центральной части Алтае-Саянской складчатой области и их рудоносность.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1964, 103.
- Кен А. Н., Груза В. В.* Эндегенные месторождения Алтае-Саянской складчатой области и закономерности их размещения.— В сб. «Закономерности размещения эндогенных рудных месторождений СССР». Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1966, 133.
- Кеннеди Дж.* О роли воды в магме.— В сб. «Земная кора». М., ИЛ, 1957.
- Керимов Г. И.* Петрогенетические особенности мезозойских интрузивов северо-восточной части Малого Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 5.
- Киселева И. А., Матвеев А. А.* Некоторые закономерности распределения элементов-примесей в магнетитах контактово-метасоматических месторождений (Восточный Саян).— Геол. рудных месторождений, 1967, № 6.
- Кляровский В. М.* О природе магнетита в конгломератах Казского района Горной Шории (к вопросу о возрасте Тельбесского плутона).— Труды ГГИ, 1953, вып. 13.
- Кляровский В. М.* Геолого-структурные условия локализации скарноворудных образований в Темир-Тельбесском районе Горной Шории.— Труды ГГИ, 1956, вып. 17.
- Кляровский В. М., Белоус Н. Х.* Ирджинская группа железорудных месторождений.— В кн. «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. 1, кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Князев Г. Б.* О некоторых вопросах генезиса пироксеновых и апатит-пироксеновых жил Казской группы железорудных месторождений (Восточный Саян).— Материалы по мин., петрогр. и полезным ископ. Зап. Сибири и Красноярского края. Томск, 1965.
- Кобзарь П. Н., Топорков Д. Д., Щербак В. М.* Значение структурного контроля в образовании и распределении контактово-метасоматических месторождений железа.— Труды КазНИИМС, 1960, вып. 3.
- Ковалев В. П.* О генезисе магнетитовой минерализации в гранитах Тигирекского массива на Алтае.— Геол. и геофиз., 1962, № 2.
- Коваленко В. И., Окладникова Л. В., Павленко А. С., Пополитов Э. И., Филиппов Л. В.* Петрология среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы.— В кн. «Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований». М., изд-во «Наука», 1965.
- Колесник Ю. Н.* Нефриты Сибири. Новосибирск, 1965.
- Комаров П. В.* Магнезиальные скарны Тейского месторождения.— Геол. рудных месторождений, 1961, № 2.
- Кононова В. Л.* Уртит-ниолитовые интрузии Юго-Восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса.— Труды ИГЕМ, 1961, вып. 60.
- Коптев-Дворников В. С.* Явления гибридации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана.— Труды ИГН АН СССР, 1953, вып. 148(44).
- Коптев-Дворников В. С.* Вопросы терминологии, имеющие отношение к изучению геологии изверженных горных пород.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 4.
- Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С.* Интрузивные комплексы гранитоидов Бет-Пак-Дала.— Сов. Геология, 1956, № 51.
- Корель В. Г.* К петрологии и металлогении Артемовско-Краснокаменского рудного района (Восточные Саяны).— В сб. «Вопросы геологии и генезиса месторождений полезных ископаемых Западной Сибири». Новосибирск, 1966а.
- Корель В. Г.* К вопросу образования некоторых скарновых железорудных месторождений субщелочной гранитной магмы.— В сб. «Вопросы геологии и генезиса месторождений полезных ископаемых Западной Сибири». Труды СНИИГГИМС, 1966б, вып. 39.

- Корель В. Г., Кузнецова В. Н. Петрологический очерк Ольгинско-Ампалыкского интрузива (северная часть Кузнецкого Алатау).— Геол. и геофиз., 1961, № 2.
- Корель В. Г., Русанов М. Г. Магнезиальный метасоматоз в контактовых железорудных месторождениях Западной Сибири.— Геол. и геофиз., 1960, № 7.
- Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди.— Труды ИГиН АН СССР, 1948, вып. 68, № 10.
- Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозь-магматическими растворами и гранитизацией.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Труды 1-го Всес. петрогр. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Труды 2-го Всес. петрогр. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Королев А. В. Эндогенное рудообразование в развитии Земли.— Труды Среднеаз. политехн. ин-та, новая серия, 1959, вып. 6.
- Кортусов М. П. О габбро-сиенитовом интрузивном комплексе Марининской Тайги (Кузнецкий Алатау).— Материалы по геол., мин. и петрогр. Зап. Сибири. Томск, 1961.
- Кортусов М. П. Палеозойские интрузивные комплексы Марининской Тайги (Кузнецкий Алатау), т. 1. Нижнепалеозойские интрузивные комплексы. Изд-во Томск. гос. ун-та, 1967.
- Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. М., изд-во «Наука», 1966.
- Костюк В. П., Гулецкая Э. С. К минералогии массива Сайбар (Восточный Саян).— Геол. и геофиз., 1967, № 7.
- Косыгин Ю. А., Боголепов К. В., Парфенов Л. М. и др. Геологическое строение земной коры Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, изд-во «Наука», (Сиб. отд.), 1965.
- Котляр В. Н. О магматических комплексах и оруденении.— Сов. геология, 1955, № 43.
- Красильников Б. Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. М., изд-во «Наука», 1966.
- Кривенко А. П., Николаев С. М. О железоруденении Торгалыкского интрузивного комплекса Тувы.— Геол. и геофиз., 1963, № 12.
- Кривенко А. П., Павлов А. Н. Магматические комплексы девонского прогиба Тувы.— В сб. «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области». Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Крутов Г. А. Дашкесанит — новый хлорсодержащий амфибол группы гастингсита.— Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 2—3.
- Крутов Г. А. Минералогия и генезис кобальтового оруденения в Дашкесанском контактово-метасоматическом месторождении (Закавказье).— Труды МГРИ, 1937, 10.
- Крутов Г. А. О роли галоидного процесса в образовании контактово-метасоматических месторождений.— Вестник МГУ, 1960, № 6.
- Кудрин В. С. Щелочные интрузии Восточной Тувы.— Сов. геология, 1962, № 4.
- Кудрявцев Г. А. Основные черты тектоники Тувы.— Бюлл. МОИП, 1965, 15, № 2.
- Кузубный В. С., Марьин А. М. Габброидные интрузии Рудного Алтая и особенности их формирования (на примере северо-западной части Рудного Алтая).— В кн. «Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации». М., изд-во «Наука», 1965.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1963, вып. 13.
- Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8. М., изд-во «Наука», 1967.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Тычинский А. А. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, изд-во «Наука» (Сиб. отд.), 1966.
- Кузнецов В. А., Пинус Г. В. Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности их проявления.— Докл. АН СССР, 1949, 15, № 1.
- Кузнецов Ю. А. Скарны Ольховско-Чибийских контактов в Минусинском крае.— Труды Томск. ун-та, 1927, 79, вып. 1.
- Кузнецов Ю. А. Геологическое строение Абаканского железорудного месторождения.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., 1929, 8, вып. 3.
- Кузнецов Ю. А. Геология района г. Красноярск.— Изв. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста, 1932, 12, вып. 2.
- Кузнецов Ю. А. Железооруденение и генетические типы интрузий.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 2.
- Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1960, № 1.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Наука», 1964.
- Кузнецов Ю. А., Янишин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма.— Геол. и геофиз., 1967, № 10.

- Кузьмин А. М. Гора Патын.— Вестник ЗСГРТ, 1939, вып. 1.
- Кумеев С. С. Западно-Саянский нижнекембрийский комплекс малых интрузий.— Геол. и геофиз., 1967, № 7.
- Куплетский Б. М. К изучению диабазовых пород Новой Земли.— Труды Петрогр. ин-та, 1932, вып. 2.
- Курцерайте Ш. Д. Внутренняя структура раннекаледонского прогиба северной части Западного Саяна и особенности его магматизма.— В кн. «Тектоника Сибири», т. II. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964а.
- Курцерайте Ш. Д. О размещении каледонского магнетитового оруденения области сочленения Западного и Восточного Саянов.— В сб. «Геология и геохимия полезных ископаемых Красноярского края». Красноярск, 1964б.
- Курцерайте Ш. Д., Курганьков В. П. Анзасский габбро-альбититовый комплекс Западного Саяна.— В кн. «Новые данные по геологии юга Красноярского края». Красноярск, 1964.
- Лазаренков В. Г. О влиянии основных пород на ход кристаллизации нордмаркитов. Л., Госгортехиздат, 1962.
- Лазаренков В. Г. Вопросы магматического замещения ксенолитов доломита в гранит-доломитовом контакте Ольховско-Чибихежской интрузии (Восточный Саян).— Геол. и геофиз., 1963, № 2.
- Лазаренков В. Г. О зональных каликатровых полевых шпатах из нордмаркитов северо-восточной части Минусинской котловины.— Записки Всес. мин. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 4.
- Лапин Б. Н. Девонский субщелочной вулcano-плутонический комплекс на востоке Тувы.— В кн. «Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области». Труды СНИИПГИМС, 1968, вып. 70.
- Лапин С. С., Шаранов В. Н. О генезисе Абаканского железорудного месторождения (Западный Саян).— Геол. и геофиз., 1961, № 4.
- Лапин С. С., Шаранов В. Н. Структурно-генетические особенности железорудного месторождения Темир-Тау (Горная Шория).— Геол. и геофиз., 1964, № 1.
- Лебедев А. П. Закономерности развития основных и ультраосновных формаций на примере СССР.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Труды I-го Всес. петрогр. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Лебедев А. П., Богатиков О. А. Петрология Кизирского габбро-сиенитового плутона (Восточный Саян).— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 97.
- Леонтьев Л. Н. О «таннуольском» интрузивном комплексе Тувы.— Докл. АН СССР, 1953, 91, № 5.
- Лин Н. Г., Морозов Л. Н., Миронов В. П. Уран и торий в палеозойских гранитоидах центральной части Восточного Саяна (междуречье Малого Тагула и Уды).— Геохимия, 1965, № 1.
- Литвинов В. Л., Соломин Ю. С. О корреляции магматических пород по признаку железистости (на примере Восточного Забайкалья).— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 5.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. ОНТИ, 1936.
- Луцицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба, М., Изд-во АН СССР, 1960а.
- Луцицкий И. В. Среднепалеозойская история древних каледонид Сибири.— В кн. «Каледонская орогения». (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 19). М., Изд-во АН СССР, 1960б.
- Луцицкий И. В., Анатольева А. И., Балицкий Д. К., Кебезискас В. В., Крыленко Л. И., Пилипенко В. Н., Сакович Т. Н. Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск, изд-во «Наука» (Сиб. отд.), 1966.
- Макаров С. И. Маршрут по р. Енисею от г. Красноярска до пос. Шумихи.— Путеводитель экскурсии III Всес. петрогр. совещ. Юг Красноярского края. Новосибирск, 1963.
- Мартыанов Н. Е. Условия формирования Таннуольского интрузивного комплекса.— В кн. «Новые данные по геологии юга Красноярского края». Красноярск, 1964.
- Масуренков Ю. П. О воднорастворимом комплексе соединений в изверженных, метаморфических и осадочных породах.— Геол. и геофиз., 1966, № 4.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ, 1963.
- Миловский А. В. Геохимическая характеристика акцессорного и рудного магнетита (Восточный Саян).— Геохимия, 1962, № 12.
- Миловский А. В., Крутов Г. А., Чжан Цзао-мин, Грушкина Л. С. Элементы-примеси в породах и рудах магнетитового месторождения Одиночное в Восточном Саяне.— Геол. и геофиз., 1966, № 1.
- Митрофанов Ф. П. Сопоставление нижнепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы в восточной части Восточного Саяна.— Вестник ЛГУ, 1962, № 6.
- Митрофанов Ф. П., Кольцова Т. В. Возраст некоторых последокембрийских интрузивных пород Восточного Саяна.— В кн. «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР». Л., изд-во «Наука», 1965.
- Митсухи Т. Месторождения железных руд Японии.— В кн. «Железорудные месторождения мира», т. I. М., ИЛ, 1955.

- Михайлов Н. П., Шарков Е. В., Абрансон М. Р., Иляхин М. В. Златогорский дифференцированный массив основных и ультраосновных пород в Северном Казахстане.— Сов. геология, 1966, № 10.
- Момджи Г. С., Пастушенко И. И. Прогнозная оценка запасов железных руд.— Сов. геология, 1963, № 12.
- Монич В. К. О составе некоторых магматических формаций Западной Сибири.— В сб. «Вопросы геологии Сибири», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1945.
- Морозов Л. Н. Петрология и геохимия щелочных гранитоидов Холдерминского массива (Восточный Саян).— Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1967.
- Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат, 1963а.
- Моссаковский А. А. Девонские вулканогенные формации ранних каледонид (салаирид) Саяно-Алтайской области и проблема связи вулканизма и тектоники.— Труды Лабор. палеовулканол., 1963б, вып. 2.
- Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1965, № 2.
- Муньос Кристи. Чили.— В сб. «Очерки по геологии Южной Америки». М., ИЛ, 1959.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы, их этапы развития и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 10.
- Мусатов Д. И. Интрузивный магматизм Кузнецкого Алатау.— Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края, вып. 2. Красноярск, 1961.
- Мусатов Д. И., Немировская В. Н. Опыт сопоставления стратиграфии кембрийских отложений западных отрогов Восточного Саяна.— Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края, вып. 1. Красноярск, 1961.
- Мусатов Д. И., Тарков А. П. Тектоническое строение центральной части Алтае-Саянской складчатой области.— Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края, вып. 2. Красноярск, 1961.
- Набоко С. И. Вулканические эксгальции и продукты их реакций. Труды Лабор. вулканол. 1959, вып. 16.
- Немцович В. М. Девонские основные интрузии в Туве и их фациальный анализ.— Материалы по региональной геол. Алтае-Саянской складчатой обл. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, 58.
- Никитина Л. П., Митрофанов Ф. П., Бузиков И. П., Дав В. Н., Авдонцев Н. А. Докембрий юго-восточной части Восточного Саяна и Западной части хребта Хамар-Дабан.— В кн. «Докембрий Восточного Саяна», ч. 2. Труды ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 18.
- Никольский А. П. Метасоматиты железистых кварцитов восточной части Украинского кристаллического щита и вопросы генезиса богатых железных руд.— Сов. геология, 1956, № 50.
- Овчинников Л. Н. Некоторые вопросы магматогенного рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 4.
- Овчинников Л. Н. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала.— Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1960, вып. 39.
- Овчинников Л. Н. Механизм и термодинамические условия магматогенного рудообразования.— Геол. рудных месторождений, 1967, № 5.
- Овчинников Л. Н., Шляпников Д. С., Шур А. С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании.— В кн. «Проблемы генезиса руд». (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5). М., изд-во «Недра», 1964.
- Орлов Д. М. Краткий очерк магматизма Западного Саяна.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, 58.
- Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е., Туранская Н. В. О некоторых закономерностях поведения редких земель и иттрия в магматических и постмагматических процессах.— Геохимия, 1959, № 4.
- Павлов А. Л. Некоторые особенности формирования брекчиевидных пород Тейского рудного поля.— Геол. и геофиз., 1964, № 6.
- Павлов Д. И. О происхождении Анзасских альбититов.— Геол. рудных месторождений, 1961, № 4.
- Павлов Д. И. Хлор, натрий и железо в постмагматических растворах габбровой интрузии Анзасского магнетитового месторождения.— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1. Прага, 1963.
- Павлов Д. И. Анзасское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. М., изд-во «Наука», 1964.
- Павлов Н. В. Вопросы генезиса эндогенных магнетитовых руд Тунгусской синеклизы Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 9.
- Павлов Н. В., Цветкова А. И., Котлова А. Г. О выносе железа при взаимодействии траппового расплава с NaCl.— Геол. рудных месторождений, 1964, № 6.
- Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Строение земной коры центральной части Восточного Саяна.— Геол. и геофиз., 1965, № 5.
- Пан Ф. Я. Краснокаменская группа железорудных месторождений.— В кн. «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.

- Парфенов Л. М.* Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., изд-во «Наука», 1967.
- Паульсен О.* Ресурсы железных руд Норвегии.— В кн. «Железорудные месторождения мира», т. 1. М., ИЛ, 1955.
- Пинус Г. В.* Магматизм каледонид Алтае-Саянской складчатой области.— В кн. «Петрографические провинции изверженных и метаморфических горных пород». (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Проблема 13). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Пинус Г. В.* Таннуольский интрузивный комплекс (Тува).— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1961, вып. 6.
- Пинус Г. В.* Тектоническое положение гипербазитовых поясов каледонид юга Сибири и сопредельных территорий.— Геол. и геофиз., 1965, № 1.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов В. М.* Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Половинкина Ю. И.* Натровый метасоматоз как закономерность в образовании месторождений железистых кварцитов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1949, вып. 1.
- Половинкина Ю. И.* Основные и ультраосновные породы Карсакпая в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1952.
- Половинкина Ю. И.* К вопросу о происхождении железных руд. Кривого Рога.— Информ. сборник ВСЕГЕИ, 1956, № 3.
- Поляков Г. В.* Девонский магматический комплекс района Ирбинского месторождения.— Изв. Томск. политехн. ин-та, серия геол., 1958, 90.
- Поляков Г. В.* О генетических связях железоруднения с интрузиями.— Геол. и геофиз., 1962, № 6.
- Поляков Г. В.* Явления мобилизации железа при образовании эндогенных магнетитовых месторождений юга Сибири.— Геол. рудных месторождений, 1967а, № 1.
- Поляков Г. В.* О закономерностях размещения и формирования магнетитовых месторождений в связи с магматизмом (на примере центральных районов Алтае-Саянской складчатой области).— В сб. «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». М., изд-во «Наука», 1967б.
- Поляков Г. В., Парфенов Л. М.* Опыт формационного анализа раннепалеозойских комплексов Восточного Саяна.— Геол. и геофиз., 1965, № 12.
- Поляков Г. В., Сергеева Е. С., Телешев А. Е.* Рудоносный габбро-альбититовый магматический комплекс района Анзасского месторождения.— В сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Поляков Г. В., Телешев А. Е.* Магматические комплексы района Тейской группы железорудных месторождений (Кузнецкий Алатау).— В сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Поляков Г. В., Федосеев Г. С.* Интрузивные комплексы района Таят-Табратской группы железорудных месторождений.— В сб. «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области». Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Поляков Г. В., Федосеев Г. С., Телешев А. Е., Николаев С. М.* Шиндинский плутон Ольховского гранитоидного комплекса (Восточный Саян).— В сб. «Магматические формации Алтае-Саянской области». М., изд-во «Наука», 1965а.
- Поляков Г. В., Федосеев Г. С., Телешев А. Е., Николаев С. М.* Абсолютный возраст гранитоидов ольховского комплекса (Восточный Саян).— Геол. и геофиз., 1965б, № 9.
- Поспелов Г. Л.* О явлениях замещения при образовании эффузивовидных пород и особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Поспелов Г. Л.* О закономерностях размещения магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Поспелов Г. Л.* О морфогенетической зональности интрузивов.— Труды II Всес. петрогр. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Поспелов Г. Л.* Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем.— Геол. и геофиз., 1962, № 11.
- Поспелов Г. Л.* Геологические предпосылки и физика рудоконтролирующих флюидопроводников.— Геол. и геофиз., 1963а, № 3, № 4.
- Поспелов Г. Л.* Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области и некоторые вопросы теории рудообразования.— Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1963б.
- Поспелов Г. Л., Павлов А. Л.* О переходных явлениях от магматического к гидротермальному замещению (на примерах Ирбинского и Тейского железорудных полей Алтае-Саяна).— В сб. «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». М., изд-во «Наука», 1967.
- Пучков Е. П., Федосеев Г. С.* Строение Шиндинского плутона по геологическим и геофизическим данным (Восточный Саян).— Геол. и геофиз., 1965, № 3.
- Радкевич Е. А.* К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.



- Радкевич Е. А.* К вопросу о классификации послемагматических месторождений и принципы выделения рудных формаций.— В кн. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., изд-во «Наука», 1966.
- Рудник В. А.* Определение количественного изменения вещества при метасоматических процессах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 6.
- Русанов М. Г., Корель В. Г.* Ташелгинская и Верхне-Майзасская группы железорудных месторождений.— В кн. «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. 1, кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Савельев А. А., Хильтова В. Я., Шнейдер Е. А.* О возрасте базальтовой серии Восточного Саяна.— Материалы геол. конфер. Красноярск, 1966.
- Сантос-Ньюго Л.* Геология железорудных месторождений Филиппин.— В кн. «Железорудные месторождения мира». М., ИЛ, 1955.
- Саранчина Г. М.* Щелочные породы массива Сайбар (Западная Сибирь, Красноярский край).— Ученые записки ЛГУ, 1940, вып. 8, № 45.
- Селиверстова М. И., Спейт Ю. А.* Инское железорудное месторождение.— В кн. «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. 1, кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Семенов А. И.* О типах металлогенических провинций в складчатых областях СССР.— Геол. рудных месторождений, 1963, № 4.
- Семенов В. Н.* Германий как возможный индикатор генетических особенностей железорудных месторождений.— Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края, вып. 3. Красноярск, 1962.
- Семенов Г. Г.* Новые данные по стратиграфии Западной части Северного фаса Западного Саяна.— Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края. Красноярск, 1961.
- Сергеева Е. С.* О некоторых особенностях и происхождении Улень-Туимского гранитоидного комплекса.— В сб. «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области». Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Сивов А. Г.* Кембрий и докембрий Западного Саяна.— Труды ГГИ, 1948, вып. 2.
- Синяков В. И.* О геологическом строении и минеральном составе руд Леспромхозного месторождения в Горной Шории.— Геол. рудных месторождений, 1961, № 4.
- Скобелев Ю. Д.* Краткая характеристика геологического строения Кузнецкого Алатау.— В сб. «Геологическое строение и петрография нефелиновых пород Кузнецкого Алатау». Материалы по геол. Зап. Сибири, 1963, вып. 64.
- Смирнов А. Д., Булдаков В. В.* Интрузивные комплексы Восточного Саяна. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов В. И.* К вопросу о классификации рудно-петрографических провинций. Узб. геол. ж., 1959, № 6.
- Смирнов В. И.* Металлогения геосинклиналей.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов В. И.* Рудные месторождения СССР за 50 лет Советской власти.— Геол. рудных месторождений, 1967, № 5.
- Смирнов С. С.* К минерации Средне-Сибирской платформы (Ангаро-Илимские железорудные месторождения).— Проблемы сов. геол., 1933, 6, № 10.
- Смышляев В. Н.* Геологическое строение Маньинской плагиогранитной интрузии (Западный Саян).— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1958, 90.
- Смышляев В. Н.* Спидито-кератофировая формация северного склона Западного Саяна.— В сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». М., изд-во «Наука», 1965.
- Соболев В. С.* Геолого-петрологический очерк района р. Илимпен.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1935, 67, вып. 6.
- Соболев В. С.* Петрография Ботогольского щелочного массива.— В кн. «Ботогольское месторождение графита и перспективы его использования». Иркутск, ОГИЗ, 1947.
- Соколов Г. А.* Типы и условия образования магматогенных железных руд СССР.— В кн. «Железорудная база черной металлургии СССР». М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Соколов Г. А.* Принципы составления металлогенической карты СССР по железу в масштабе 1:5 000 000.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Соколов Г. А.* Закономерности размещения железорудных месторождений на территории СССР.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8. М., изд-во «Наука», 1967.
- Соколов Г. А., Дымкин А. М.* К вопросу о классификации контактово-метасоматических железорудных месторождений.— В сб. «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». М., изд-во «Наука», 1967.
- Соколов Г. А., Павлов Д. И.* К геохимии титана в метасоматическом процессе.— Докл. АН СССР, 1962, 142, № 2.
- Соколов Г. А., Павлов Д. И.* О хлорной специализации рудоносного «габбро-альбититового» интрузивного комплекса.— Геол. рудных месторождений, 1966, № 1.
- Старик И. Е.* Ядерная геохронология. М., Изд-во АН СССР, 1961.

- Сулов А. И. Магматизм Восточного Саяна.— Сов. геология, 1960, № 6.
- Сумин Н. Г. О натровом метасоматозе в скарновых железорудных месторождениях.— В сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Твалчрелидзе Г. А. О генетических типах месторождений составных частей геосинклиналей (на примере Кавказа).— В кн. «Проблемы генезиса руд». (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5). М., изд-во «Наука», 1964.
- Твалчрелидзе Г. А. Главные металлогенические особенности базальтоидных и гранитоидных геосинклиналей.— Геол. рудных месторождений, 1967, № 5.
- Телешев А. Е. Интрузивные комплексы района Хайлеольского железорудного месторождения (Кузнецкий Алатау).— Геол. и геофиз., 1964, № 4.
- Тернер Ф. и Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Тюлюпо Б. М. К вопросу о связи железорудных месторождений Ташелгинской группы с магматическими породами.— Геол. и геофиз., 1964, № 7.
- Унксов В. А. Тектоника Алтае-Саянская складчатая область. Геологическое строение СССР. Т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Уотерс А. К. Вулканические породы и тектонический цикл.— В сб. «Земная кора». М., ИЛ, 1957.
- Усов М. А. Тельбесский железорудный район.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1927, 6, вып. 5.
- Федосеев Г. С. О происхождении сиенито-диоритов массива горы Малая Куль-Тайга.— Геол. и геофиз., 1961, № 12.
- Федосеев Г. С. Петрология Шиндинского гранитоидного плутона (Восточный Саян). М., изд-во «Наука», 1969.
- Ферштатер Г. Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, 1966.
- Федоров Э. Е. К вопросу о сиенитовой интрузии Тубино-Сыдинского района (Красноярский край).— Материалы ВСЕГЕИ, общая серия, 1948, № 8.
- Филиппов Г. В. О гидротермальных изменениях пород Ольховско-Чибихевского массива.— В кн. «Новые данные по геологии юга Красноярского края». Красноярск, 1964.
- Фирсов Л. В. О выборе констант распада  $K^{40}$  для определения возраста пород по отношению  $Ag^{40}$  к  $K^{40}$ .— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 3.
- Флоренцов Н. А. Геологический очерк Ботогольского месторождения графита в Восточных Саянах.— В кн. «Ботогольское месторождение графита и перспективы его использования». Иркутск, 1947.
- Хазагаров А. М. Некоторые особенности локализации золотого оруднения в Ольховском рудном поле.— Геол. рудных месторождений, 1963, № 3.
- Хашин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954.
- Халфин С. Л. Тараскырский магматический комплекс плагиогранитов и кварцевых кератофигов в Западном Саяне.— В сб. «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области». Новосибирск, 1963.
- Харп Дж. Титансодержащие месторождения железа области Ньомбе, Юго-Западная Танганьика.— В кн. «Железорудные месторождения мира». М., ИЛ, 1955.
- Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», кн. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Хильтова В. Я., Крылов И. Н. Докембрий центральной части Восточного Саяна.— В кн. «Докембрий Восточного Саяна», ч. 1. Труды ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 18.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии. М., ИЛ, 1957.
- Хоментовский В. В. Формации структурно-фациальных зон юго-западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хренов П. М. Каледонские магматические породы Саяно-Байкальской горной области и проблемы их металлогении.— В сб. «Проблемы тектоники». М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордиенко И. В., Киселев А. И., Лобанов М. П. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность.— В сб. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». М., изд-во «Наука», 1966.
- Шабинин Л. И. О некоторых особенностях образования рудоносных скарнов в доломитовых контактах.— Геол. рудных месторождений, 1961, № 1.
- Шабинин Л. И., Заревич И. П. Об относительной роли доломитов в формировании гипабиссальных скарнорудных месторождений.— Геол. рудных месторождений, 1967, № 6.
- Шарапов В. Н. Генетические особенности метасоматических месторождений железа Тельбесского и Кондомского районов в Горной Шории. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1964.
- Шаталов Е. Т. Обзор терминов и понятий, характеризующих магматизм.— В кн. «Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении». М. Изд-во АН СССР, 1963.

- Шаталов Е. Т.* Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических прогнозных карт рудных районов.— В кн. «Основные принципы металлогенических исследований и составления металлогенических прогнозных карт рудных районов». М., изд-во «Недра», 1964.
- Шахов Ф. Н.* К теории контактовых месторождений.— Труды ГГИ, 1947, вып. 1.
- Шахов Ф. Н.* О происхождении гранитных магм и рудных месторождений.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Шахов Ф. Н.* Принципы систематики эндогенных рудных месторождений.— Геол. и геофиз., 1962, № 10.
- Шахов Ф. Н.* Геология жильных месторождений, М., изд-во «Наука», 1964.
- Шейнманн Ю. М.* О тектонических условиях магмообразования.— В кн. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Шелковников А. Д.* Дифференцированная габброидная интрузия бассейна верховьев р. Казыр в Восточном Саяне.— Сов. геология, 1957, № 3.
- Шелковников А. Д.* О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна.— Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края, вып. 2. Красноярск, 1962.
- Шелковников А. Д.* Основные черты петрологии и металлогении Ольховского гранодиорит-плагиогранитного комплекса.— В сб. «Новые данные по геологии юга Красноярского края». Красноярск, 1964.
- Шелковников А. Д.* Эффузивные формации северо-западной части Восточного Саяна.— В сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». М., изд-во «Наука», 1965.
- Шелковников А. Д.* Некоторые вопросы петрогенезиса так называемой габбро-плагиогранитной формации Восточного Саяна и Северо-Восточной Тувы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 9.
- Шенкман Я. Д.* К вопросу об интрузивных комплексах Восточной Тувы.— Материалы по региональной геол. Труды ВСЕГЕИ, 1959, вып. 5.
- Шипулин Ф. К.* Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение.— В кн. «Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов». М., изд-во «Недра», 1965.
- Шипулин Ф. К.* Особенности кристаллизации силикатных расплавов и скарнообразование.— В кн. «Эндогенные рудные месторождения». (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 7). М., изд-во «Наука», 1968.
- Шипулин Ф. К.* Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана). М., изд-во «Наука», 1968.
- Шнейдер Е. А., Зубкус Б. П.* Стратиграфия нижне-среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдино-Ербинской впадин.— Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края, вып. 3. Красноярск, 1962.
- Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения. М., ИЛ, 1958.
- Шохина О. И., Филиппов Г. В., Ярошевич В. М.* Интрузивные породы Ольховско-Чибжекского массива в Восточном Саяне.— В сб. «Интрузивные комплексы золото-рудных районов юга Красноярского края». Новосибирск, изд-во «Наука» (Сиб. отд.), 1967.
- Штейнберг Д. С.* Некоторые закономерности локализации уральских эндогенных месторождений железа и меди, генетически связанных с интрузиями.— Труды Свердловск. горн. ин-та, 1955, вып. 22.
- Штейнберг Д. С.* Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала.— В кн. «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала». Труды 1-го Уральского петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.
- Штилле Г.* Избранные труды. М., Изд-во «Мир», 1964.
- Щеглов А. П.* Кембрий северного склона Западного Саяна.— Труды СНИИГГИМС, 1960, вып. 8.
- Щерба Г. Н.* Геология Лениногорского рудного поля.— В кн. «Полиметаллические месторождения рудного Алтая». М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Щербина В. В.* Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации.— В сб. «Вопросы геохимии и минералогии». М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Щербаков Ю. Г.* Новые данные о геологическом строении Горной Шории.— Геол. и геофиз., 1961, № 6.
- Щербаков Ю. Г.* Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., изд-во «Наука», 1967.
- Эгеран Е., Гоксу Е.* Железорудные месторождения Турции.— В кн. «Железорудные месторождения мира», т. 1. М., ИЛ, 1955.
- Ярыгин В. И.* Петрология лебедского магматического комплекса (Горный Алтай).— Автореф. канд. дисс. Томск, 1967.
- Яшина Р. М.* Щелочные породы Юго-Восточной Тувы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 5.

- Alling H. L.* Metasomatic origin of the Adirondack magnetite deposits.—*Econ. Geol.*, 1939, 34, N 2.
- Anderson S. A., Jones A.* Iron in the Adirondacks.—*Econ. Geogr.*, 1945, 21, N 4.
- Blondel F.* Iron ore deposits of Europe, Africa and of the Union of Soviet Socialist Republics. Survey of world iron ore resources. United Nations, Department of Economic and Social Affairs. New York, 1955.
- Compton R. R.* Trondjemite batholith near Bidwell Bar, California.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1955, 66.
- Goranson R. W.* Silicate-water systems. The solubility of water in albite-melt.—*Trans. Amer. Geophys. Union*, 1936, 17.
- Hagner A. F., Collins L. G., Clemency C. V.* Host rock as a source of magnetite ore, Scott Mine, Sterling Lake, New York.—*Econ. Geol.*, 1953, 58, N 5.
- Hagner A. F., Collins L. G.* Magnetite ore formed during regional metamorphism, Ausable magnetite district, New York.—*Econ. Geol.*, 1967, 62, N 8.
- Hickok W. O.* The iron-ore deposits at Cornwall.—*Econ. Geol.*, 1933, 28, N 3.
- Hutchison C. S.* A gabbro-granodiorite association in Singapore Island.—*Quart. J. Geol. Soc. London*, 1964, 120, N 478, part. 2.
- Ingerson E.* Nature of the ore-forming fluids at various stages a suggested approach.—*Econ. Geol.*, 1954, 49, N 7.
- Joplin G. A.* On the origin and occurrence of basic bodies associated with discordant batholyths.—*Geol. Mag.*, 1959, 96, N 5.
- Knopf A.* The Boulder batholith of Montana.—*Amer. J. Sci.*, 1957, 255.
- Krishnan S. M.* Iron ore deposits of the Middle East and Asia and the Far East. Survey of world iron ore resources. United Nations, Department of Economic and Social Affairs. New York, 1955.
- Larsen E. S.* Batholith of Southern California.—*Mem. Geol. Soc. America*, 1948, 29.
- Merriam R.* Igneous and metamorphic rocks of the south-western part of the Ramona quadrangle, San Diego County, California.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1946, 57.
- Mikami H. M.* World iron-ore map.—*Econ. Geol.*, 1944, 39, N 1.
- Park F. B.* Lateral migration of 20 million tons of magnetite ores, Marmorata, Ontario, Canada.—*Geol. Soc. America, Spec. Papers*, 1965, N 82.
- Shand S. J.* Eruptive rocks, their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits. London, 1927.
- Taubeneck W. H.* Geology of the Elkhorn mountains, north-eastern Oregon; Bald Mountain batholith.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1957, 68.
- Tuttle O. F.* Origin of the contrasting mineralogy of extrusive and plutonic.—*J. Geol.*, 1952, 60, N 2.
- Tuttle O. F., Wyllie P. J.* Hydrothermal studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  (albite) —  $\text{H}_2\text{O}$  — HF and granite —  $\text{H}_2\text{O}$  — HF.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1957, 68, N 12.
- Valdes L. B.* Iron ore deposits of South America. Surveys of world iron ore resources. United Nations, Department of Economic and Social Affairs. New York, 1955.
- Wyllie P. J., Tuttle O. F.* Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part III. The effects of  $\text{SO}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{HCl}$  and  $\text{Li}_2\text{O}_3$ , in addition to  $\text{H}_2\text{O}$  on the melting temperatures of albite and granite.—*Amer. J. Sci.*, 1964, 262, N 7.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	5
<b>ГЛАВА ПЕРВАЯ</b>	
Общий формационный анализ палеозойских магматических комплексов центральной части Алтае-Саянской складчатой области . . . . .	8
Группа собственно геосинклинальных (раннегеосинклиналиных) формаций . . . . .	11
Спилито-кератофировый ряд формаций . . . . .	11
Габбро-плагногранитный ряд формаций . . . . .	12
Группа орогенных (сини́нверсионных) формаций . . . . .	15
Группа посторогенных формаций . . . . .	33
<b>ГЛАВА ВТОРАЯ</b>	
Габброидные железоносные интрузии . . . . .	51
Магматические комплексы района Анзасской группы месторождений . . . . .	51
Геологическое строение района . . . . .	52
Интрузивные образования . . . . .	54
Особенности постмагматических процессов и рудообразования . . . . .	76
Вопросы петрогенеза габбро-альбититового комплекса и магнетитовых месторождений . . . . .	78
Магматические комплексы Балыксинской зоны . . . . .	86
Геологическое строение района . . . . .	87
Интрузивные образования . . . . .	89
Постмагматические процессы и оруденение . . . . .	112
Петрогенетические особенности габбро-альбититового комплекса и магнетитовых месторождений . . . . .	115
Магматические комплексы Таят-Табратского района (Восточный Саян) . . . . .	119
Геологическое строение района . . . . .	120
Интрузивные образования . . . . .	123
Основные особенности месторождений . . . . .	138
Вопросы петрогенеза интрузивных комплексов . . . . .	140
<b>ГЛАВА ТРЕТЬЯ</b>	
Гранитоидные железоносные интрузии . . . . .	147
Ольховская серия . . . . .	147
Комплекс габбро, габбро-норитов и диоритов . . . . .	152
Шиндинский гранитоидный плутон . . . . .	161
Краткая характеристика других гранитоидных массивов . . . . .	178
Возраст пород ольховской серии . . . . .	182
Происхождение ольховской серии . . . . .	184
Металлогенические особенности интрузий . . . . .	185
Таннуольская серия . . . . .	187
Тельбесская серия . . . . .	188
Общие особенности железоносных гранитоидных комплексов и связанных с ними магнетитовых месторождений . . . . .	194
	309

#### ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

Субвулканические гранит-сиенитовые железозносные интрузии . . . . .	197
Магматические комплексы Ирбинско-Краснокаменского района . . . . .	197
Девонский эффузивный комплекс . . . . .	198
Девонский комплекс субвулканических гранитов и сиенитов . . . . .	203
Общая характеристика девонских магматических комплексов . . . . .	221
Магматические комплексы района Тейского месторождения . . . . .	226
Тейско-Шорский габбровый комплекс . . . . .	228
Гранитоидный комплекс . . . . .	233
Девонский вулканогенный комплекс . . . . .	236
Девонский комплекс субвулканических граносиенитов и сиенитов . . . . .	240
Другие примеры железозносных граносиенитовых интрузий . . . . .	245
Общие особенности железозносных граносиенитовых интрузий и связанных с ними месторождений . . . . .	252

#### ГЛАВА ПЯТАЯ

Общие закономерности размещения и формирования магнетитовых месторождений в связи с магматизмом . . . . .	261
Закключение . . . . .	293
Литература . . . . .	296