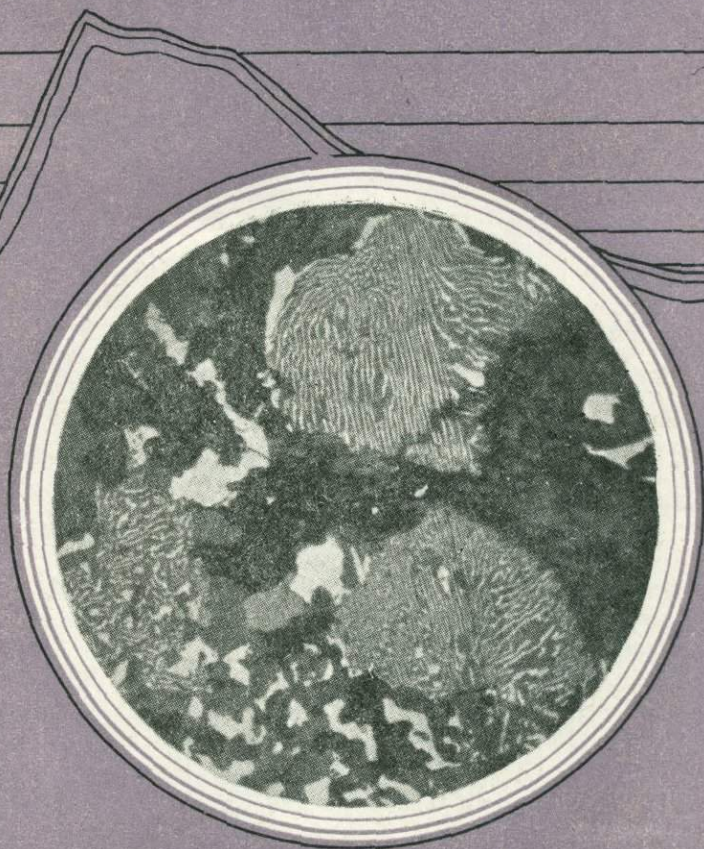


В. А. ВАХРУШЕВ

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ  
ИЗВЕРЖЕННЫХ  
ПОРОД



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. АКАДЕМИКА А. П. ВИНОГРАДОВА

В. А. ВАХРУШЕВ

# РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Ответственный редактор  
докт. геол.-мин. наук *Г. В. Поляков*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск · 1980



18813

**Вахрушев В. А.** Рудные минералы изверженных пород.—  
Новосибирск: Наука, 1980. 184 с.

В монографии приведены данные по видовому составу и распространенности рудных минералов в магматических породах разного состава и генезиса, в том числе в ультраосновных включениях из кимберлитов и лав современных и древних вулканов многих районов земного шара. На конкретных примерах раскрывается значение рудных минералов при выяснении физико-химических условий формирования интрузивов, их формационной принадлежности и решения других петрологических проблем. Многие положения, развиваемые автором, такие, как широкое распространение первично-магматических сульфидных минералов в породах мантийного и корового происхождения, проявление сульфидно-силикатной и окисно-силикатной ликвации в магмах и послемагматическое преобразование рудных минералов, имеют прямое отношение к выяснению источника рудного вещества и расшифровке многих других спорных вопросов генезиса эндогенных рудных месторождений.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, научных работников, а также преподавателей и студентов геологических вузов.

Предисловие . . . . .	5
Глава I. Сульфидные минералы в породах верхней мантии и некоторые проблемы эндогенного рудообразования . . . . .	7
Сульфидные выделения во включениях ультраосновных пород базальтовых лав Дальнего Востока и Камчатки . . . . .	8
Сульфидная минерализация во включениях ультраосновных пород в базальтах Гавайских островов и о. Таити . . . . .	9
Сульфиды во включениях ультраосновных пород из трубок взрыва Северо-Минусинской впадины и Южного Тянь-Шаня . . . . .	12
Сульфиды во включениях ультраосновных пород из кимберлитовых трубок Якутии . . . . .	15
Глава II. Петрографические признаки распада магматических расплавов на силикатную и сульфидную части . . . . .	33
Первично-магматические сульфидные образования в лавах Камчатки и Курильских островов . . . . .	34
Сульфидные образования в базальтах океанической коры . . . . .	38
Признаки расслоения магмы в породах габброидных интрузивов . . . . .	46
Признаки распада магматического расплава в траппах . . . . .	49
Признаки распада магматического расплава в щелочных породах . . . . .	—
Глава III. Окисно-силикатная ликвация в магмах . . . . .	62
Глава IV. Рудные минералы как показатели генетической связи оруденения с интрузивными комплексами . . . . .	68
Закономерности распределения элементов-примесей в магнетите рудоносных интрузивных комплексов Алтае-Саянской области . . . . .	—
Элементы-примеси в магнетите как критерий для выяснения связи оруденения с интрузивными комплексами . . . . .	72
Магнетиты Сибирской платформы и некоторые проблемы рудообразования . . . . .	77

Глава V. Рудные минералы как признак формационной принадлежности изверженных пород . . . . .	86
Об изученности сульфидных минералов и их распространённости в гранитах . . . . .	98
Хромшпиннелиды как показатели генетической природы магматических пород . . . . .	99
Глава VI. Значение рудных минералов для выяснения условий образования изверженных пород . . . . .	110
Глава VII. Преобразования рудных минералов при послемагматических процессах . . . . .	126
Заключение . . . . .	132
Литература . . . . .	135
Приложение . . . . .	145

Рудные минералы — составная часть подавляющего большинства изверженных пород. Изучение видового состава рудных минералов, распространенности, взаимоотношений друг с другом, особенностей распределения в них элементов-примесей и т. п. может оказать петрографам и геохимикам неоценимую помощь при выяснении условий формирования магматических пород, установлении их потенциальной рудоносности и решении многих других вопросов петрогенезиса и рудообразования.

Однако рудным минералам все еще уделяется недостаточно внимания, что в какой-то мере обусловлено недооценкой минерографических методов при петрологических исследованиях. Не случайно до недавнего времени не было опубликовано ни одной книги, специально посвященной рудным минералам магматических пород. Это обстоятельство побудило автора к систематическому изучению рудных минералов в различных типах интрузивных и эффузивных пород. Первые результаты исследований были опубликованы в 1973 г. в книге «Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях». После ее выхода автор продолжает изучение рудных минералов магматических пород разного состава, в том числе пород верхней мантии Земли и глубоководных лав Тихого и Индийского океанов. Много данных по распространенности и особенно по химическому составу рудных минералов появилось как в зарубежной, так и в отечественной литературе, чему в немалой степени способствовало применение новых методов исследования, в частности электронного микроскопа.

Главной задачей было — на конкретных примерах как можно полнее раскрыть значение рудных минералов при решении тех или иных петрологических проблем.

Многие положения, развиваемые в работе, такие, как широкое распространение первично-магматических сульфидных минералов в породах верхней мантии, проявление сульфидно-силикатной ликвации в магмах, преобразование

рудных минералов при послемагматических процессах и другие, имеют прямое отношение к выяснению источника рудного вещества и решению ряда других проблем генезиса эндогенных рудных месторождений.

Рудные минералы кристаллизуются на протяжении всего процесса формирования изверженных пород — от наиболее ранней магматической стадии до самой поздней послемагматической, причем многие из них способны выделяться в различные стадии минералообразования. При детальном минераграфическом изучении обычно без большого труда удается отличить, например, магнетит первичного магматического происхождения от магнетита, образовавшегося в результате разложения силикатных минералов (пироксенов, амфиболов и т. п.) под воздействием гидротермальных процессов. Точно также и для сульфидных минералов выявлен ряд критериев, позволяющих однозначно судить об их генетической природе. Эти отличительные признаки для железо-титановых окисных и сульфидных минералов в соответствующих разделах книги описаны детально.

Рудные минералы во многих случаях являются четкими индикаторами физико-химических условий минералообразования (температуры, давления, окислительно-восстановительной обстановки), что также нашло отражение в работе.

Рудные минералы образуются в пределах коры выветривания изверженных пород. Эти необычные поверхностные образования (преимущественно окислы и гидроокислы железа, марганца и других металлов) нами не рассматриваются.

Материалом для минераграфического изучения изверженных пород, как и в прежние годы, послужили образцы личных сборов и коллекции многих петрографов и геохимиков — Н. В. Владыкина, М. И. Кузьмина, В. А. Кутолина, Н. Г. Прокопцева, И. А. Романова, А. Д. Харькива и Е. М. Шеремета. Автор приносит всем этим товарищам глубокую благодарность за помощь в работе. Монография выполнена в Институте геохимии СО АН ССР и Гомельском государственном университете.

## СУЛЬФИДНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ПОРОДАХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Породы верхней мантии пока еще не вскрыты скважинами сверхглубокого бурения, и единственный путь для прямого суждения о их составе — это изучение обломков, вынесенных из недр Земли лавовыми потоками вулканов или при образовании трубок взрыва. Известно, что далеко не все обломки относятся к породам верхней мантии. Часть из них является отторженцами вещества базальтового слоя и пород более верхних горизонтов земной коры. Те обломки, для которых глубинное (мантийное) происхождение принимается подавляющим большинством исследователей, представлены перидотитами, лерцолитами, вебстеритами, верлитами, гарцбургитами, эклогитами и некоторыми другими разновидностями ультраосновных пород. По этим включениям ультраосновных пород в связи с проблемой строения земной коры и верхней мантии проведено значительное количество петрологических исследований (White, 1966; Jackson, 1968; Денисов, 1968; Волохов, 1972; Соболев, 1974; и др.).

Однако при изучении этих пород также не уделялось достаточного внимания рудной и, особенно, сульфидной минерализации, хотя изучение рудных, в частности и сульфидных, минералов несомненно даст дополнительные сведения, полезные при решении многих вопросов петрогенезиса, в том числе при установлении генетической природы включений ультраосновных пород в лавовых потоках и трубках взрыва и выяснении источника металлов и серы при магматогенном рудообразовании. Чтобы в какой-то мере восполнить этот пробел, автор изучал в отраженном свете рудные, главным образом сульфидные, минералы в указанных породах из различных точек земного шара.

К настоящему времени минераграфически изучено 170 образцов ультраосновных пород из андезито-базальтов Камчатки, базальтов Гавайских островов и о. Таити, Дальнего Востока, а также из трубок взрыва Якутии, Северо-Минусинской впадины и Каратегинского хребта в Южном Тянь-Шане. Результаты исследований по отдельным районам частично были описаны ранее (Вахрушев, Прокопцев, 1969; Вахрушев, Кутюлин, 1970, 1976; Вахрушев, Соболев, 1971).

СУЛЬФИДНЫЕ ВЫДЕЛЕНИЯ  
ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД  
БАЗАЛЬТОВЫХ ЛАВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И КАМЧАТКИ

Для минераграфического изучения ультраосновные включения взяты из базальтовых лав Свягинского, Иманского и Борисовского палеовулканов на Дальнем Востоке и андезито-базальтов Авачинского вулкана на Камчатке.

В андезито-базальтах Авачинской сопки преобладают гарцбургитовые включения (Денисов, 1968). Изученные образцы гарцбургитов имеют примерно такой состав: оливин (70—75%), ортопироксен (20—25%) и хромит (1—3%).

Первично-магматические сульфидные выделения (состоящие в основном из пирротина и халькопирита) в этих включениях в форме капель или шариков наблюдаются только внутри зерен оливина и пироксена. Ни одного пирротинового или халькопирит-пирротинового выделения не было встречено вдоль трещинок спайности или по границам зерен, хотя внутри оливина и пироксена иногда насчитывается до 5 и более сульфидных капель (рис. 1, см. Приложение). Двухфазное строение отмечается очень редко и только в каплях наибольших размеров (0,02—0,03 мм). В этом случае халькопирит от основной пирротиновой массы обособляется по краям в виде полусфер, тонких оболочек и т. п.

Общее содержание сульфидных капель, хотя и очень мало, но все же во всех шлифах заметно больше, чем в андезито-базальтовых лавах как Авачинской сопки, так и в лавах других вулканов Камчатки и Курильских островов.

Из других сульфидных минералов в одном шлифе гарцбургита встречен пирит в виде мелких зерен вдоль ясно выраженной трещины в породе.

В базальтах Свягинского, Иманского и Борисовского палеовулканов изученные глубинные включения представлены лерцолитами. В них первично-магматические сульфидные минералы в форме капель также встречаются внутри оливина или пироксена. В срезах отдельных зерен видны как единичные выделения, так и скопления многих десятков и даже сотен мельчайших сульфидных шариков, размеры которых часто находятся в пределах разрешающей способности микроскопа.

Один из примеров кучного распределения сульфидных выделений в лерцолитах Иманского вулкана приведен на рис. 2. Здесь в пределах участка, измеряемого микронами, сконцентрировано свыше 80 видимых при увеличении в 800—900 раз сульфидных шариков. Показательно, что расположены они не беспорядочно, а по двум направлениям с образованием в срезе плоской сетки. Сульфиды также образуют сложно изгибающиеся полосы (рис. 3) и одинарные

цепочки. Во многих случаях выявляются две системы полосовидного распределения сульфидов в кристаллах оливина и пироксена.

Как показало параллельное изучение прозрачных шлифов, полосовидность и другие особенности распределения сульфидных обособлений в ультраосновных включениях во многом обязаны пластическим деформациям силикатных минералов в верхней мантии. Этот вопрос подробно будет рассмотрен ниже.

#### СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД В БАЗАЛЬТАХ ГАВАЙСКИХ ОСТРОВОВ И О. ТАИТИ

Все образцы характеризуются крупнозернистым сложением и по минеральному составу принадлежат к лерцолитам, верлитам, гарцбургитам и гранатсодержащим оливиновым пироксенитам. Вмещающие породы — это базальты повышенной щелочности (щелочные толеитовые трахибазальты).

Сульфидные минералы в этих и других типах включений в базальтах Гавайских островов отмечаются в работах ряда авторов. В частности, в обобщающей статье Р. Уайта (White, 1966) говорится, что большинство ультрамафических включений в базальтах Гавайских островов содержит пирротин, халькопирит и пентландит; редко — пирит, миллерит (?) и халькозин. Последние два минерала являются продуктами вторичных изменений. Отмечены и некоторые морфологические особенности сульфидных выделений (сферическая и удлиненная форма) и преимущественное нахождение их в пироксенах, хотя встречаются они и в оливине. Однако происхождение сульфидных выделений осталось невыясненным. Следовательно, особенности их состава, строения и распределения, так же как и сам факт постоянного их присутствия, совершенно не используются как Р. Уайтом, так и другими петрографами, насколько нам известно, для выяснения генетической природы включений ультраосновных пород в базальтах и при решении других петрологических вопросов.

Рассмотрим особенности сульфидных образований во включениях ультраосновных пород.

Для включений ультраосновных пород Гавайских островов и о. Таити также характерно присутствие сульфидных выделений в форме капель или совершенно правильных шариков пирротинового, халькопирит-пирротинового, халькопирит-пентландит-пирротинового состава. Такие обособления располагаются часто внутри порообразующих силикатных минералов, без видимой связи с трещинами в них. Первич-

но-магматические сульфиды присутствуют и во вмещающих базальтовых породах (о них речь пойдет в следующей главе). Однако сульфидные минерализации во включениях и в базальтах заметно отличаются друг от друга в основном тем, что:

1) внутри породообразующих силикатных минералов включений ультраосновных пород наблюдается полосовидное и более сложное распределение сульфидных выделений, что совершенно не свойственно сульфидной минерализации базальтов с Гавайских островов и о.Таити;

2) сульфидные выделения, особенно наиболее крупные из них, встречаются не только внутри оливиновых или пироксеновых зерен, но и вдоль граничных поверхностей между ними;

3) распространенность сульфидов неодинакова. Во всех шлифах из включений сульфидная минерализация установлена в заметно больших количествах, чем в базальтах, в том числе и в тех из них, которые непосредственно содержат обломки ультраосновных пород. В какой-то мере об этом можно заключить из приведенных здесь микрофотографий.

Под микроскопом в пределах очень маленьких участков среза породы наблюдаются многие десятки и даже сотни сульфидных выделений. Необычен, своеобразен характер их распределения во включениях. На этом явлении следует остановиться особо. Полосовидное распределение чаще всего характерно для мелких сульфидных включений (капель). Однако в некоторых случаях оно улавливается и в прозрачных, как это видно на приведенных микрофотографиях. На одной из них (рис. 4) мы видим зерно оливина, в котором полосы с многочисленными включениями сульфидов ориентированы преимущественно в одном направлении, причем проходят они через трещины в зерне без изменения направления, что указывает на их существование до появления трещин в оливиновом зерне. Это особенно наглядно видно на микрофотографии полированного шлифа (рис. 5). Точно такие же взаимно пересекающиеся системы полосовидного распределения сульфидов, расположенные независимо от трещин спайности, наблюдаются и в зернах.

Промежутки между отдельными сульфидными включениями неодинаковы (рис. 6). Они тем больше, чем крупнее их размеры, но особо крупные сульфидные выделения обычно одиночны, так как ближайшее окружение их свободно от других сульфидных включений. Это обстоятельство наводит на мысль о возможном укрупнении (слиянии) отдельных сульфидных капель после кристаллизации породы, что, вероятно, происходит вдоль ослабленных зон в кристаллах или трещинок, которые большей частью под микроскопом невидимы. В этом отношении показательны формы выделе-

ния сульфидов, изображенные на рис. 7. Дело в том, что, рассматривая в целом отдельные цепочки или ряды сульфидных выделений, внутри силикатных минералов почти постоянно наблюдаются переходы от мельчайших капелек к более крупным, вплоть до образования серии коротких жилок с утолщениями на обоих концах. Форма утолщений напоминает прилипшие капельки. На рис. 7 изображен один из отрезков такой цепочки в месте перехода разобщенных друг от друга, но уже частично укрупненных, сульфидных капель в короткие жилки.

Распределение сульфидных включений в минерале-хозяине бывает и более сложным — скопления с извилистыми контурами, струи и т. п. Один из примеров такого распределения сульфидных шариков в силикатных минералах лерцолитового включения в базальте (о. Гавайи) приведен на рис. 8, где хорошо видна степень «насыщенности» отдельных участков породообразующих силикатных минералов перидотитовых включений сульфидами.

В гранатсодержащих оливиновых пироксенитах сульфидные капли охотно концентрируются на поверхности кристаллов пироба, которые сами по себе часто находятся внутри оливина или пироксена (рис. 9). В этом же типе пород встречаются идеальные шарики сульфидов в виде включений в силикатных минералах (пироксене, оливине), реже в промежутках между ними, выполненных иногда бурами продуктами их преобразования (типа боулингита). Такого рода сульфидные шарики в гранатсодержащем оливиновом пироксените изображены на рис. 10 и 11. При больших увеличениях отчетливо виден их пентландит-пирротинный состав.

Необходимо отметить, что относительно крупные (до 0,05 мм) и одновременно более сложные по своему внутреннему строению сульфидные образования во всех случаях приурочены к промежуткам зерен породообразующих силикатных минералов. Это один из отличительных признаков распределения сульфидов в рассматриваемых включениях ультраосновных пород по сравнению с базальтами, в том числе и с теми из них, которые непосредственно содержат включения лерцолитов, верлитов, пироксенитов и т. п. Один из примеров таких выделений показан на рис. 12. Форма их чаще всего яйцевидная. Ограничения четкие, без признаков замещения оливина или пироксена. Окружающие их участки силикатных минералов опять-таки лишены мелких каплевидных включений сульфидов, хотя последние на некотором удалении в том или ином количестве встречаются почти постоянно. Большая часть таких выделений сложена пирротинном, содержащим закономерно ориентированные пластинчатые или пламевидные включения пентландита, которые рассматриваются в качестве продуктов распада твердых растворов. К краевым ча-

стям таких выделений обычно приурочен халькопирит. Необходимо отметить, что сульфидные капли, закупоренные в зернах оливина или пироксена, тоже не всегда имеют только пирротиновый состав. Однако из-за очень малых размеров многофазное строение их устанавливается значительно реже и при больших увеличениях. Естественно, что в этих случаях уверенно определить под микроскопом отдельные сульфидные фазы весьма трудно.

Из других сульфидных минералов во включениях ультраосновных пород в базальтах встречен пирит и то только в одном шлифе из лерцолита (о. Гавайи), где несколько его кристаллов размером 0,03—0,05 мм расположено вдоль трещины в породе. Отсутствие или ничтожное проявление пиритовой минерализации во включениях понятно, так как доступ минерализованных растворов или возгонов, связанных с вулканической деятельностью, в эти включения еще более затруднен, чем во вмещающие их базальты.

#### СУЛЬФИДЫ ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ИЗ ТРУБОК ВЗРЫВА СЕВЕРО-МИНУСИНСКОЙ ВПАДИНЫ И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В трубках взрыва Северо-Минусинской впадины были выявлены и кратко охарактеризованы включения ультраосновных и основных пород (Крюков, 1968), представленные лерцолитами и пироксенитами с хромсодержащей шпинелью, клинопироксенитами, с герцинитовой шпинелью, плагиоклаз-клинопироксеновыми породами, а также обломками крупных кристаллов авгита. По мнению В. А. Кутолина и В. М. Фроловой (1971), лерцолиты и пироксениты с хромсодержащей шпинелью представляют собою ксенолиты вещества верхней мантии; обломки крупных кристаллов авгита являются фенокристаллами высокого давления, в понимании Д. Х. Грина и А. Э. Рингвуда (1968); клинопироксениты относятся к аккумулятивным образованиям, а плагиоклаз-клинопироксеновые породы, по-видимому, представляют собой ксенолиты вещества «базальтового» слоя земной коры.

Минераграфическое изучение шлифов показало, что все типы ультраосновных пород содержат рудные, в частности сульфидные, образования. Последние по форме выделений, составу и ряду других признаков оказались очень похожими между собой, независимо от петрографического состава включений (за исключением плагиоклаз-пироксеновых пород), поэтому их характеристика приводится совместно.

Содержание сульфидов здесь заметно возрастает по сравнению с включениями ультраосновных пород базальтов Гавайских островов, а особенно Авачинской сопки. Сульфиды

представлены пирротином, халькопиритом, пентландитом, которые обычно наблюдаются в сростании друг с другом. Распределены они неравномерно, в том числе и во включениях одного и того же петрографического состава. Наибольшие их концентрации (до 0,5 объем. %) чаще наблюдаются в шпинелевых лерцолитах и крупных обломках авгита. В клинопироксенитах количество сульфидов, судя по изученным образцам, несколько меньше. Содержание сульфидов также зависит и от величины включений: в мелких обломках (1 см и меньше) они встречаются в незначительном количестве или полностью отсутствуют, в более крупных того же состава (в том же штуфе породы) содержание их, как правило, резко возрастает.

Выделения пирротинового, пентландит-пирротинового, халькопирит-пентландит-пирротинового составов располагаются либо внутри породообразующих силикатных минералов, либо в промежутках между ними. Сульфидные выделения, включенные в силикатные минералы (пироксен, оливин), обычно имеют каплевидную или шаровидную форму (рис. 13, 14). Встречаются и гантелеподобные выделения, как результат слияния (коалесценции) сульфидных капель. Коалесценция сульфидных включений, сопровождающаяся их укрупнением, отчетливо видна на рис. 13. В пределах одного и того же зерна пироксена или оливина размеры сульфидных капель и частота их встречаемости в рядах неодинакова. При этом опять-таки, как правило, интервалы между отдельными сульфидными каплями тем длиннее, чем больше их диаметр. Обычно размеры включений сульфидов меньше 0,01 мм в диаметре. Реже они достигают 0,1 мм, и тогда под микроскопом обнаруживается их двухфазное (пирротин+пентландит) или трехфазное (халькопирит+пирротин+пентландит) строение. Один из примеров двухфазных включений в обломке крупного кристалла авгита приведен на рис. 14. Здесь пентландит образует тончайшие параллельно расположенные пластинки в центральной части сульфидного шарика и несколько более крупные пламевидные выделения по краям, видимо, за счет частичного перераспределения пентландита. Об этом свидетельствует отсутствие пентландита в пирротине краевой зоны.

Наиболее крупные сульфидные выделения (до 0,5 мм) приурочены к промежуткам между зернами силикатных минералов (рис. 15) и уже почти постоянно состоят из двух или трех фаз. Пентландит в пирротине также наблюдается в виде закономерно ориентированных пластинок, представляющих собой продукт распада твердого раствора; халькопирит обособляется по краям сульфидных агрегатов. При этом чем больше в шлифе или в отдельных участках сульфидов в межзерновом пространстве (или вдоль трещин),

тем обычно меньше их в виде мельчайших капель внутри силикатных минералов.

Во вмещающих базальтах сульфиды образуют очень мелкие идеальные шарики, обнаруживаемые под микроскопом лишь при больших увеличениях. Такие шарики, видимо, в основном пирротинового состава, располагаются прямо в стекле или на поверхности микролитов. Общее содержание их крайне незначительно и ни в коей мере не сопоставимо с таковым во включениях ультраосновных пород.

Несколько шлифов изготовлено прямо из контакта базальта с включениями пироксенитов и клинопироксенитов. При их изучении не обнаружено заметных изменений в содержании сульфидных капель в приконтактных зонах базальта по сравнению с таковыми на удалении от включений. Исключение составляют узкие заливы и прожилковидные внедрения базальта во включениях. Здесь наблюдаются скопления сульфидов шаровидной, караваевидной или иной формы, «зажатые» в стекле базальта или расположенные на внешней поверхности включений. Эти сульфидные выделения достигают 0,1 мм в диаметре и состоят из пирротина и пентландита или из пирротина, пентландита и халькопирита.

В некоторых образцах включений ультраосновных пород встречен пирит, который уже относится к продуктам поздних гидротермальных процессов. Он образует метакристаллы, а также редкие жилки вне связи с остальными сульфидными минералами или же развивается по первично-магматическим сульфидным агрегатам, особенно по пирротину.

Несколько замечаний в отношении включений плагиоклаз-пироксенового состава. Последние, как уже отмечалось выше, скорее всего имеют иное происхождение, чем все остальные включения ультраосновных пород, что подтверждается особенностями рудной минерализации в них. Так, в отличие от всех других типов включений они характеризуются присутствием ильменита и магнетита (до 5% от площади среза), располагающимися в промежутках между зернами силикатных минералов. Сульфиды (пирротин и халькопирит) присутствуют не всегда, а там, где они есть, мы уже не видим каких-либо признаков их миграции.

Заслуживают особого рассмотрения результаты изучения сульфидной минерализации лерцолитов и пироксенитов в раннемезозойских щелочных базальтоидах трубки взрыва «Тувиш» в Южном Тянь-Шане. Мантийная природа глубоких включений в щелочных базальтоидах Южного Тянь-Шаня подтверждается результатами изотопии углерода графита. Изотопный состав углерода графита из пироксенитовых включений, в том числе из включений трубки взрыва «Тувиш», оказался аналогичным таковому метеоритов (Мушкин, Ярославский, 1976).

Все образцы из этой трубки отличаются повышенным количеством сульфидных минералов — пирротина, халькопирита, пентландита и пирита, при общем их содержании в шлифах около 5% от площади среза. Здесь сульфидные выделения халькопирит-пентландит-пирротинового состава также неодинаковы по своим размерам, форме и взаимоотношению с вмещающими силикатными минералами. Одни из них в виде сульфидных капель величиной в тысячные и десятитысячные доли миллиметра закупорены внутри силикатных минералов и там часто образуют струи или одинарные цепочки, проходящие через трещины в зернах без изменения направления (рис. 16, 17). Другие отличаются более крупными размерами (0,2—2 мм) и расположены преимущественно в межзерновом пространстве. Форма их эллипсоидная или яйцевидная, реже неправильная. Основная масса первично-магматических сульфидов представлена этим типом выделений (рис. 18).

Крупные сульфидные обособления, как это хорошо видно на приведенной микрофотографии (рис. 18), большей частью замещены серпентином (и, возможно, другими нерудными минералами гидротермального происхождения) и пиритом. Встречаются полные псевдоморфозы пирита, серпентина или совместно псевдоморфозы обоих минералов по халькопирит-пентландит-пирротинным обособлениям (рис. 19). Пирит образует также тонкие ветвящиеся прожилки вдоль трещин в породе или в отдельных минералах.

Более позднее по сравнению с халькопирит-пентландит-пирротиновой ассоциацией образование пирита не вызывает сомнений. Пирит и совместно находящийся с ним серпентин являются продуктами преобразования ультраосновных включений гидротермальными процессами.

Приведенные данные указывают не только на возможный глубинный источник рудного вещества при формировании эндогенных месторождений, но в какой-то мере приоткрывают историю его переноса. Глубинные, в том числе интрателлурические, растворы могут обогащаться металлами (Cu, Ni, Co и др.) не только в верхней мантии, там где зарождается базальтовая магма, но и в верхних горизонтах литосферы за счет сульфидов первичного мантийного происхождения. Факт интенсивного растворения (преобразования) последних гидротермальными процессами, происходившими, например, в трубке «Тувиш», подтверждает это положение.

#### СУЛЬФИДЫ ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ЯКУТИИ

Сульфидная минерализация в обломках глубинных пород изучалась на материале трех кимберлитовых трубок, относящихся к разным районам развития кимберлитов — к Нижне-

Оленекскому (трубка «Обнаженная») и Далдыно-Алакитскому (трубки «Удачная» и «Загадочная»). Необходимо отметить, что включения ультраосновных пород многих кимберлитовых трубок Якутии сильно преобразованы вторичными процессами. Лишь в некоторых из них, в том числе в трубке «Обнаженной», в обломках практически полностью отсутствуют признаки вторичных изменений, что и позволило исследовать первичную ассоциацию рудных, в частности сульфидных, минералов (Вахрушев, Соболев, 1970).

С целью наиболее полного охвата встречающихся в трубке разновидностей включений ультраосновных пород и эклогитов для изучения сульфидов Н. В. Соболевым были отобраны образцы, отличающиеся своей структурой и минеральным составом. Согласно его данным, они относятся к пирропсодержащим лерцолитам, свежим, а также флогопитизированным и безоливиновым породам — вебстеритам и в отдельных случаях к эклогитам. Последние в кимберлитах не всеми исследователями принимаются за ксенолиты пород верхней мантии в полном смысле этого слова. А. А. Маракушев (1976), например, их происхождение связывает с зарождением кимберлитовой магмы. Очень высокое давление в глубинных зонах мантии способствует в этих процессах обособлению в тугоплавкие рститы плотных минералов, слагающих эклогиты (граната, железистого пироксена и др.), а также, по нашему мнению, сульфидных капель. Содержание первично-магматических сульфидных обособлений в ультраосновных включениях, в том числе и в эклогитах, постоянно во много раз больше, чем во вмещающих кимберлитах.

Основными сульфидными минералами в глубинных включениях трубки «Обнаженной» являются пентландит, халькопирит и пирротин. Они образуют агрегаты размером от 0,01 до 1—2 мм в поперечнике, приуроченные в основном к промежуткам между пороодообразующими минералами или к трещинкам в них. Наиболее распространены халькопирит-пентландитовые образования. Центральная часть таких агрегатов обычно выполнена пентландитом, краевая — халькопиритом (рис. 20). Пентландитовое ядро неоднородное — оно состоит из мельчайших веретенообразных или пластинчатых телец, заметно отличающихся друг от друга интенсивностью окраски лишь при очень сильных увеличениях; при малых увеличениях вся пентландитовая масса кажется однородной, характеризуется типичной для пентландита светло-кремовой окраской и изотропностью. Принадлежность описываемых образований к пентландиту подтверждена данными микроспектрального и рентгеноструктурного анализов. Микроспектральный анализ во всех случаях в качестве основных компонентов показал присутствие железа, никеля и серы, а также кобальта (до 1—2%).

Краевая халькопиритовая оболочка имеет различную мощность. Обычно она тем больше, чем крупнее пентландитовое ядро. Для многих агрегатов характерно асимметричное строение халькопиритовой оболочки, выражающееся в неодинаковой ее мощности на различных сторонах агрегатов. Асимметрия не всегда сплошная. В полированных шлифах в отдельных участках отмечается цепочковидное расположение округло-неправильных (каплевидных) зерен халькопирита. Обычны выделения халькопирита в виде полусфер. Нередко халькопирит наблюдается и внутри пентландитового ядра в виде веретенообразных выделений, образующих сложный структурный узор, особенно четкий при избирательном замещении пентландита маккиновитом (рис. 21). Содержание халькопиритовых телец не превышает 10—12% от общей площади пентландитовых выделений. Образование таких расставаний, вероятней всего, связано с распадом высокотемпературного твердого раствора халькопирита в пентландите.

Халькопирит один или совместно с пентландитом кое-где наблюдается и среди вмещающей пироксен-гранатовой массы, образуя короткие жилки, которые, как правило, одним концом соединены с оболочками из халькопирита.

18813  
Реже встречаются агрегаты халькопирит-пентландит-пирротинового состава (рис. 22, 23). По форме они аналогичны описанным выше халькопирит-пентландитовым образованиям. Там, где присутствует халькопирит, он опять-таки располагается по краям агрегатов. Центральная часть выполнена пирротином, обладающим характерной кремовой окраской, двутражением и отчетливой анизотропией. Правильность диагностики минерала подтверждена данными рентгеноструктурного анализа сульфидов из образца эклогита (Вахрушев, 1973). Среди пирротина постоянно присутствуют закономерно ориентированные пластинчатые включения пентландита. Их содержание достигает 20% и более от площади среза пентландит-пирротинового ядра. При этом пентландит размещается как в центре пирротина, так и по его периферии вдоль границы с халькопиритом с образованием характерных гребчатых агрегатов, иногда почти нацело состоящих из одного пентландита (рис. 22, 23).

В единичных случаях двухфазные пентландит-пирротиновые образования встречаются внутри зерен силикатов, в частности граната, вне пространственной связи с трещинками. По сравнению с сульфидными агрегатами, расположенными в межзерновом пространстве ксенолитов, они характеризуются значительно меньшими размерами и каплевидной или идеально шаровидной формой. В одном шлифе встречены мельчайшие каплевидные выделения сульфидов, закономерно располагающиеся рядами или цепочками внутри силикатов без приуроченности к видимым трещинкам. По-видимому,

здесь мы имеем дело с перераспределением сульфидных образований внутри зерен и последующим их обособлением в межзерновом пространстве, подобно тому, как это наблюдалось во включениях ультраосновных пород в базальтах Гавайских островов. При этом не отрицается и выделение сульфидов (первоначально в виде капель) непосредственно в промежутках между зернами силикатных минералов на последних стадиях кристаллизации породы.

Основной набор сульфидов в пироповых перидотитах и эклогитах трубки «Удачной» тот же самый: пирротин, пентландит и халькопирит. Полиминеральные агрегаты этих сульфидов размером до 2—3 мм в поперечнике большей частью расположены в межзерновом пространстве. Они сложены пирротинном, к краевым частям которого приурочены выделения пентландита и халькопирита. Вместе с тем пентландит образует многочисленные закономерно ориентированные пластинки в пирротине и встречается в виде мономинеральных каплевидных обособлений внутри зерен граната и оливина. Последнее обстоятельство указывает на то, что в породах верхней мантии пентландит является не только продуктом распада твердого раствора, но и может кристаллизоваться непосредственно из магматического расплава. Обычны в силикатных минералах и мономинеральные включения пирротина. И, наконец, очень широко распространены включения двух- и трехфазного состава — халькопирит-пирротинового и халькопирит-пентландит-пирротинового. Форма их шаровидная, эллипсоидальная или гантелеобразная.

В относительно крупных выделениях пентландита и пирротина, независимо от того, находятся ли они в межзерновом пространстве или закупорены внутри граната или оливина, отмечаются признаки деформаций, выражающиеся в блокировании зерен сульфидных минералов и частичном их преобразовании в тонкозернистую массу.

Сами силикатные минералы, в частности гранат, подвергались, особенно в краевых частях, дроблению и перекристаллизации. В таких участках отмечается повышенная концентрация сульфидов, выступающих в качестве цемента мелких зерен силикатных минералов. Любопытно, что линейно расположенные в гранате или оливине сульфидные капли по мере их приближения к контакту с краевыми зонами дробления и перекристаллизации постепенно укрупняются в результате их слияния друг с другом. В целом выявленные детали по морфологии и особенностям распределения сульфидных включений в какой-то мере раскрывают механизм движения и перераспределения их при деформации и перекристаллизации пород верхней мантии.

В одном из шлифов гранатовых перидотитов встречены округлые выделения самородной меди. Присутствие ее, так

же как и железа, в ассоциации с сульфидами в ультраосновных включениях из кимберлитовых трубок Якутии отмечалось и ранее (Добровольская и др., 1975).

Отличительной особенностью пирротинов глубинных обломков из кимберлитовых трубок является постоянное и, что особенно важно, в ряде случаев исключительно большое содержание пламевидных включений пентландита (до 25% от площади среза зерен пирротина) в виде продуктов распада твердого раствора. Наличие обильных включений пентландита в пирротине обычно объясняется очень высокой температурой образования последнего, при которой пирротин растворяет весь содержащийся никель. Однако в отдельных случаях (трубка «Удачная») пентландит одновременно образует и самостоятельные типичные каплевидные обособления в силикатных минералах. Последнее обстоятельство свидетельствует о возможном обособлении части пентландита непосредственно из сульфидной жидкости. При этом не вызывает сомнений тот факт, что исходная сульфидная жидкость отличалась исключительно высокой концентрацией никеля.

Быть может, в связи с этим уместно напомнить, что некоторыми исследователями (Митенков и др., 1974) на примере изучения руд Талнахского и Октябрьского месторождений (Норильский район) доказывается, что в них весь пентландит образовался за счет распада никельсодержащего пирротина и выделение двух генераций пентландита бессмысленно. В свете приведенных фактических данных это утверждение не может быть безоговорочно принято по крайней мере для пентландита глубинных ультраосновных включений. За продукты распада высокотемпературного твердого раствора принимаются и закономерные сростания халькопирита с пентландитом. Такого рода высокотемпературные «халькопентландиты» с содержанием  $\text{CuFeS}_2$  в пределах 10—15% были ранее описаны в литературе (Pauly, 1958; Рамдор, 1962). Они образуются при 850°C, распад наступает при 600°C.

Каплевидная форма сульфидных минералов, нахождение внутри порообразующих силикатных минералов, а также ассоциация их с самородными медью и железом свидетельствуют о том, что сульфиды возникли из расплава при высоких температурах и давлении.

Обоснование первично-магматической природы халькопирит-пентландит-пирротиновой минерализации в обломках пород верхней мантии нами было сделано ранее (Вахрушев, Прокопцев, 1969; Вахрушев, 1973), и это мнение в настоящее время разделяется большинством исследователей.

Об этом же свидетельствуют и данные о некоторых сульфидах в глубинных обломках из кимберлитов Южной Африки, в частности о пирротине, описанном как первичный минерал в одном из обломков эклогитов (Williams, 1932). Здесь он

найден в виде округлых зерен-включений в рутиле, а также в виде довольно крупных кристаллов округлой формы, распространенных во всей массе породы, и в виде включений в пироксене. Не исключено, что в этом образце, по аналогии с описанными глубинными обломками Якутии, может содержаться также пентландит.

Сульфиды, представленные пирротином и гораздо чаще сростками пирротина и пентландита, установлены в качестве обычных широко распространенных включений в африканских алмазах (Sharp, 1966). Хотя эта ассоциация и отнесена к эпигенетическим включениям в алмазе, однако предполагается, что пирротин-пентландитовые сростки образовались в результате распада первоначальной высокотемпературной фазы, сингенетичной алмазу. Кроме пентландита, в таких сростках в единичных случаях отмечается когенит и пирит.

Недавно в эклогитовом нодуле из кимберлитовой трубки «Робертс Виктор» установлены полиминеральные сульфидные агрегаты сферической формы, в состав которых в качестве преобладающих фаз входит новый минерал  $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_{11}$  и стехиометрический халькопирит (Desborough, 1973). Они образовались в результате охлаждения изначально гомогенной сульфидной жидкости.

Автором в дистеновом эклогите из этой трубки также были установлены сульфидные обособления, которые по составу и форме очень похожи на таковые из трубок Якутии. Одно из них показано на рис. 24. Здесь халькопирит также приурочен к краям выделений, а пирротин — к центральным частям.

Внутри пирротина отмечаются тончайшие пластинки пентландита. Как показали микроскопические наблюдения, в дистеновом эклогите из трубки «Робертс Виктор» преобладают округлые без аппендиксов сульфидные обособления.

В ультраосновных включениях из кимберлитовых трубок в переменных количествах встречаются джерфшерит, маккинавит, валлериит, пирит и некоторые другие сульфидные минералы, более позднее выделение которых по отношению к минералам высокотемпературной халькопирит-пентландит-пирротиновой ассоциации обычно не вызывает сомнений.

Из них особый интерес у минералогов, петрологов и геохимиков вызывает джерфшерит — калийсодержащий сульфид меди и железа — как одна из форм проявления калия в породах верхней мантии. Джерфшерит относится к редким минералам. В кимберлитовых трубках Якутии он детально описан М. Г. Добровольской и др. (1975). Здесь он в составе крупных желваков ильменита (трубка «Удачная — Восточная») или в ксенолитах эклогитов образует реакционные каймы по пирротину и пентландиту. Значительно реже в массе породообразующих силикатных минералов наблюдаются самостоятельные тонкозернистые обособления джерфшерита,

метасоматически развивающиеся по пироксену. По мнению этих авторов, во всех случаях формы выделения джерфшешерита и соотношения его с породообразующими минералами и сульфидами (пентландитом и пирротинном) свидетельствуют о наиболее позднем его образовании. Результаты наших исследований глубинных включений трубки «Удачной» и подтверждают этот вывод.

По данным М. Г. Добровольской и др. (1975), джерфшешерит из кимберлитов Якутии резко обогащен никелем (от 10 до 21 вес. %), причем наименьшие его содержания свойственны джерфшешериту, находящемуся совместно с ильменитом.

Маккинавит — тетрагональный сульфид железа — автором минераграфически был изучен в ультраосновных включениях трубки «Обнаженной». Здесь он наблюдается в виде тонких удлиненных пластинок (или их агрегатов), одновременно угасающих в скрещенных николях. При вращении столика микроскопа цвет изменяется от кремово-желтого (почти не отличимого от ассоциирующего с ним пентландита) до светло-серого. Анизотропия очень сильная, с цветным эффектом от синевато-серого до ярко-белого.

Маккинавит во всех случаях образуется путем замещения других сульфидных минералов, причем наиболее часто он развивается по пентландиту, располагающемуся в центральных частях рассматриваемых сульфидов. Образование маккинавита начинается от внутренней поверхности халькопиритовых оболочек с последующим проникновением внутрь пентландитового агрегата вплоть до полного замещения последнего. Характерно, что при наличии в пентландите вростков халькопирита последние нередко сохраняются (рис. 21). Видимо, маккинавит частично замещает и халькопирит, о чем свидетельствует тот факт, что в присутствии маккинавита в ядрах внутренняя граница халькопиритовой оболочки, как правило, приобретает извилистый зазубренный характер. Маккинавит при полировке нередко отслаивается и размазывается. Поэтому в срезах мы часто видим кольцеобразные выделения халькопирита с редкими остатками маккинавита в ядрах. На рис. 25 изображен халькопирит-маккинавитовый агрегат с халькопиритовой каймой, зазубренной с внутренней стороны. Прожилки, секущие халькопирит и маккинавит, относятся к серпентину.

Пирит встречается в незначительных количествах большей частью в виде неправильных угловатых зерен, реже в виде идиоморфных метакристаллов. Размеры зерен пирита обычно не превышают 0,01 мм. Все зерна пирита в ксенолитах приурочены к трещинам, выполненным вторичными минералами. Совместно с халькопирит-пентландитовыми выделениями пирит ни в одном случае не установлен. Такие же условия нахождения пирита отмечаются в трубке «Удачной», где

он приурочен к шнуровидным выделениям серпентина в оливине или к скоплениям других минералов гидротермального преобразования ультраосновных включений. Вместе с тем здесь наблюдается и псевдоморфозное развитие пирита по пирротину, при этом халькопиритовые каймы полиминеральных халькопирит-пентландит-пирротиновых агрегатов сохраняются от замещения пиритом. Приведенные данные указывают на низкотемпературные условия отложения пирита и на отсутствие прямой генетической связи с пирротин-халькопирит-пентландитовой минерализацией.

Что касается маккинавита, то он также несомненно относится к поздним минералам, возникшим, как говорилось выше, путем замещения других сульфидов, в частности пентландита. Его образование связано с воздействием на глубинные обломки гидротермальных растворов, о чем свидетельствуют процессы серпентинизации в обломках. Аналогичные условия образования в литературе отмечены для маккинавита из руд Норильска (Генкин, Вальсов, 1967). Никельсодержащий маккинавит обнаружен в перидотитах Лизарды, Корнуэлл (Nogell, 1967), где он также образовался в позднюю стадию серпентинизации перидотитов. Поскольку верхний предел устойчивости маккинавита прямо зависит от степени замещения в кристаллической решетке железа другими катионами, главным образом никеля, то по содержанию изоморфных примесей было установлено, что маккинавит из Лизарды кристаллизовался при температурах ниже 250°C.

Для сравнения было изучено 10 полированных шлифов из серии обломков гроссуляр-пироксен-дистеновых пород (гроспидитов). Ни в одном из них халькопирит-пентландитовые или халькопирит-пентландит-пирротиновые образования, аналогичные рассмотренным выше, не были встречены. Из сульфидных минералов в ничтожном количестве присутствует пирит в виде мелких угловатых зерен или правильных кубиков, располагающихся по отношению к породообразующим минералам аналогично описанному выше пириту. В одном шлифе среди продуктов гидротермального изменения породы отмечены также единичные мельчайшие выделения халькопирита (тысячные доли миллиметра).

Таким образом, обломки гроспидитов трубки «Загадочной» отличаются от рассмотренных выше глубинных пород трубок «Обнаженная» и «Удачная» не только составом (парагенезисом) породообразующих силикатных минералов, но и особенностями сульфидной минерализации, что отражает их различную генетическую природу. Первоначально ксенолиты гранат-клинопироксен-дистеновых пород описаны только в трубке «Загадочной» (Бобриевич и др., 1960; Соболев, Вахрушев, 1967). В настоящее время единичные находки их установлены в ряде других кимберлитовых трубок Далдыно-Алакитского района — «Удачная», «Айхал» (Соболев, 1974).

Породы верхней мантии и проблема рудного вещества. Роль пород верхней мантии в эндогенном рудообразовании в последнее десятилетие активно обсуждается многими исследователями (Смирнов, 1969; Вахрушев, 1970, 1971б, 1973; Островский и др., 1976). При этом данные о сульфидных минералах в глубинных включениях ультраосновных пород несомненно могут оказать большую помощь при выяснении источника рудного вещества и решении многих других вопросов магматического рудогенезиса.

В. И. Смирнов (1969) в зависимости от источника вещества выделяет три группы эндогенных месторождений: ювенильную, ассимиляционную и фильтрационную. Для первой группы месторождений, в том числе и для месторождений сульфидных медно-никелевых руд (типа Норильска), в качестве источника рудного вещества принимается подкоровая базальтовая магма. Повсеместное распространение первично-магматических сульфидных выделений (пирротина, халькопирита, пентландита) в базальтовых породах в определенной мере подтверждает справедливость этого положения не только в отношении металлов (Fe, Ni, Co, Cu и др.), но и серы.

В ультраосновных включениях — отторженцах пород верхней мантии независимо от того, из каких районов земного шара они были взяты (Якутия, Дальний Восток, Северо-Минусинская впадина, Таджикистан, Южная Африка, Гавайские острова и т. д.), практически постоянно присутствуют сульфиды железа, меди, никеля (обычно кобальтсодержащие). Основной набор первично-магматических сульфидных минералов тот же самый. Однако количество их здесь обычно в десятки раз больше, чем в базальтах, в том числе и в тех из них, которые непосредственно служат вмещающей породой для обломков ультраосновных пород.

Если допущение о глубинном (мантийном) происхождении, хотя бы для части такого рода включений в базальтах (например, для ксенолитов лерцолитового состава), верно, то становится ясным и основной источник для рудных веществ и самих базальтовых магм. Это вещество верхней мантии. Если это так, то правомерно сделать и второе заключение: чем глубже расположены очаги зарождения базальтовых магм, тем потенциально они более рудоносны. Хорошо известная приуроченность многих магматогенных месторождений, связанных с базальтоидным магматизмом, к глубинным разломам (особенно в пределах платформ) служит тому подтверждением.

О распространенности сульфидов. В обломках пород верхней мантии содержание сульфидов неодинаково. Меньше всего они видны, например, в гарцбургитовых

включениях Авачинской сопки, а также во включениях лавовых потоков Гавайских островов, больше — во включениях из трубок взрыва Северо-Минусинской впадины, Таджикистана и Якутии.

Не менее важно и другое обстоятельство, а именно, замечающееся закономерное изменение количественных соотношений сульфидов железа, меди и никеля по мере перехода от включений в лавах Камчатки и Гавайских островов к трубкам взрыва Северо-Минусинской впадины и затем к кимберлитовым трубкам Якутии. Каплевидные сульфидные обособления в ультраосновных породах Авачинского вулкана преимущественно состоят из пирротина. В ультраосновных породах Гавайских островов и о. Таити в сложении сульфидных капель заметно возрастает роль халькопирита и пентландита.

В обломках пород верхней мантии из трубок взрыва Северо-Минусинской впадины или Южного Тянь-Шаня (трубка «Тувиш») при минераграфическом изучении устанавливаются те же сульфидные минералы. Однако количество халькопирита и особенно пентландита по сравнению с пирротинном возрастает в еще большей степени. В пирроповых перидотитах из алмазонасных кимберлитовых трубок Якутии по распространенности пирротин уступает как халькопириту, так и пентландиту. Показательно, что пентландит в виде самостоятельных (мономинеральных) каплевидных обособлений явно ликвационного происхождения встречен в ультраосновных включениях только из алмазонасных кимберлитовых трубок.

Каковы же причины неравномерного распределения сульфидов в обломках глубинных пород? Возможно, это связано с неодинаковым составом мантии под разными структурными участками земной коры не только в отношении породообразующих силикатных минералов, характеризующих общий валовой состав пород, но и в отношении рудных компонентов. В настоящее время к представлениям о неоднородности состава пород верхней мантии в вертикальном и горизонтальном направлениях, о ее блоковом строении пришли многие исследователи; наши результаты по сульфидным минералам не противоречат этим представлениям.

Вместе с тем включения ультраосновных пород разных областей отличаются друг от друга формой, строением и особенностями распределения содержащихся в них сульфидов. При этом выявляется большая роль глубинных разломов или, быть может, точнее динамометаморфизма в сегрегации рудного вещества в верхней мантии.

Глубинные разломы и их роль в сегрегации рудного вещества в породах верхней мантии. Ведущее значение глубинных разломов как наиболее благоприятных зон для подъема рудонесущих глубинных (мантийных) погон в настоящее время становится общепри-

нятым. Значение же глубинных разломов в перераспределении и сегрегации рудного вещества в геологической литературе, по существу, не обсуждается. Здесь мы более детально рассмотрим именно эту сторону вопроса.

Особый интерес для решения поставленной проблемы представляют результаты изучения ультраосновных нодул из базальтов и кимберлитов, которые являются глубинными обломками, вынесенными из верхней мантии. Работами многих петрографов установлено, что в них широко распространены следы пластических деформаций, представленные механическими двойниками скольжения в породообразующих силикатных минералах, облачным угасанием и блокированием зерен. Выявлены хрупкие деформации и явления неоднократной перекристаллизации пород верхней мантии. Перекристаллизация, так же как и пластические деформации, является важнейшим фактором перераспределения рудных комплексов.

По имеющимся литературным данным в ультраосновных включениях для пород верхней мантии наиболее характерны крупнозернистые, равномернозернистые структуры с простыми большеугловыми границами зерен, которые обладают минимальной свободной энергией и потому являются равновесными. Такие структуры создаются собирательной рекристаллизацией (Ragan, 1969; Чесноков, 1974) и по классификации Л. Мерсье и А. Николса (Mercier, Nicols, 1975) называются протогранулярными.

При пластическом течении вещества, которое служит первопричиной перекристаллизации пород верхней мантии, протогранулярные структуры в связи с трансляционным скольжением и синтетектонической перекристаллизацией зерен сначала преобразуются в порфирукластические, а затем в эквигранулярные структуры (Mercier, Nicols, 1975). Последние образуются уже при рекристаллизации пород, в процессе которой происходит релаксация напряжений, возникающих при пластическом напряжении (Чесноков, 1974). В последующем, если температура не понижается, происходит собирательная рекристаллизация, которая вновь создает исходную, энергетически наиболее выгодную протогранулярную структуру. Таким образом, вещество мантии подвергается неоднократно повторяющейся перекристаллизации, способствующей диффузионному движению включений, и прежде всего примесных рудных компонентов, их перегруппировке и высвобождению из кристаллических решеток породообразующих силикатных минералов.

Под влиянием внешних сил возможность перемещения включений в кристаллических телах (твердые частицы, жидкие включения, поры, заполненные газом), размер которых существенно превышает межатомное расстояние, доказана многочисленными теоретическими и экспериментальными ис-

следованиями. В последнее время наиболее детально эта проблема рассмотрена в специальной монографии Я. Е. Гегузина и М. А. Кривоглаз (1971). Значение диффузионных процессов для объяснения первичной сегрегации магматических расплавов и рудных компонентов обсуждается В. А. Кутолиным (1977).

Различают три механизма диффузионного движения включений в твердых телах. Первый из них обусловлен диффузионными потоками вакансий, возникающими в кристаллических телах под действием внешних сил, и создаваемыми ими противоположно направленными, но равными по величине потоками атомов. Так, как на переднюю и заднюю части включения попадают неодинаковые потоки вакансий, атомы постепенно переходят из кристаллической решетки перед включением на кристаллическую решетку позади включения, вследствие чего само включение перемещается относительно вмещающей среды.

Второй механизм диффузионного движения включений обусловлен граничной диффузией в тонком слое между включением и вмещающей средой. Направленные граничные диффузионные потоки, возникающие под влиянием внешних сил, приводят к переносу атомов среды с передней к задней стороне включений, в результате чего они будут перемещаться.

Согласно третьему механизму движения включений в твердых телах, атомы вмещающей среды будут растворяться также на передней стороне включения, диффундировать через него и затем снова осаждаться у задней стороны включения. Это опять-таки приводит к перемещению включения относительно среды.

Скорость движения включений в общем случае определяется суммарным воздействием всех трех механизмов. Внешние силы, вызывающие диффузионное перемещение включений, возникают за счет перепада температуры, давления, концентрации вакансий, магнитного и электрического полей.

Исходя из общегеологических соображений, следует ожидать, что в верхней мантии существуют особо благоприятные условия для диффузионных процессов. Действительно, наличие высоких температур и давлений, существование градиентов этих параметров, а также гравитационного, магнитного и электрического полей и огромные резервы времени неизбежно должны привести к интенсивному проявлению диффузионных процессов в породах верхней мантии, в том числе и процессов конвекционного движения включений рудных компонентов, независимо от их фазового состояния.

Распределение сульфидных обособлений в ультраосновных нодулях из базальтов и кимберлитов, их морфологические особенности и т. п. достаточно убедительно подтверждают это положение. Первично-магматические, мантийные сульфиды

ды встречаются в этих породах в виде мелких округлых включений, располагающихся обычно в виде цепочек, струй, полос внутри кристаллов оливина и пироксена или концентрируются в межзерновом пространстве. Во многих случаях выявляются две и более системы полосовидного распределения сульфидов в кристаллах силикатных минералов.

Отмеченные выше особенности распределения сульфидных обособлений обусловлены пластическими деформациями, которые проявились в виде двойников скольжения в оливине и пироксене, в облачном угасании и блокировании зерен. При этом скопления сульфидов, в частности в виде полос, струй и т. п., приурочены именно к зонам пластических деформаций (к зонам дислокаций) в силикатных минералах. Это явление имеет свое логическое объяснение, так как при диффузии внутри кристалла посторонние вещества, в том числе металлические фазы, преимущественно оседают вдоль дислокационных линий. Справедливость этого положения подтверждается опытами по диффузии в кристаллах оливина Si, Cu, Fe, Zn, Mg (Chapman, 1969).

В зернах или участках зерен силикатных минералов, не испытывавших видимых деформаций, сульфидные включения обладают сферической формой и, как правило, наименьшими размерами. В зернах с отчетливо выраженными деформационными структурами сульфидные капли приобретают эллипсоидные формы. На приведенных выше фотографиях отчетливо наблюдается «слияние» включений нередко с образованием гантелеобразных форм. Как известно, процесс слияния включений энергетически выгоден и является непороговым. Естественно, что при этом размеры их увеличиваются. В срезах прослеживаются различные стадии укрупнения сульфидных капель.

Вначале сульфиды перераспределяются в пределах отдельных зерен оливина или пироксена, а затем покидают кристаллы силикатов, располагаясь в межзерновом пространстве с образованием тонких извилистых жилок вдоль граничных поверхностей и чаще всего линзовидных выделений. Последние уже по размеру обычно в десятки и сотни раз больше, чем те каплевидные включения сульфидов, которые остались внутри кристаллов силикатных минералов. Естественно, что в крупных выделениях условия для их расслоения или распада при понижении температуры на отдельные фазы более благоприятны, чем и объясняется почти постоянно наблюдающееся их многофазное строение (пирротин + халькопирит + пентландит).

В свете описанных наблюдений становится очевидным, что процессы деформаций чрезвычайно важны для накопления и перераспределения сульфидной фракции в веществе мантии. По-видимому, можно утверждать, что чем интенсивнее прояв-

ляется динамометаморфизм, тем полнее сульфидная фракция обособляется от силикатного вещества.

Таким образом, при петрологическом исследовании пород верхней мантии, в частности при детальном минераграфическом изучении особенностей распределения в них рудных (сульфидных) минералов, а также при рассмотрении теоретических и экспериментальных данных в области физики твердого тела, выявляется двойственная роль зон глубинных разломов при эндогенном рудообразовании. Во-первых, глубинные разломы служат каналами для флюидов, путями переноса металлов в верхние горизонты земной коры — в места локализации рудных месторождений. Во-вторых, глубинные разломы прежде всего в своих прикорневых частях в области высоких давлений и температур, господствующих в верхней мантии, являются зонами повышенного перераспределения и мобилизации рудного вещества под воздействием интенсивных деформаций и перекристаллизации пород верхней мантии. Это обстоятельство исследователями обычно не учитывается при обсуждении вопроса о значении глубинных разломов при формировании эндогенных месторождений.

Способы переноса рудных компонентов из мантии. Рудные компоненты переносятся из мантии в верхние горизонты земной коры следующими путями: 1) с помощью сквозькоровых потоков флюидов, 2) магматическими расплавами и 3) в составе обломков пород верхней мантии.

Роль сквозькоровых (по Д. С. Коржинскому — сквозьмагматических, по Ю. А. Кузнецову — интрателлурических) потоков флюидов в переносе рудного вещества становится общепризнанной. Основными путями переноса металлов в верхние горизонты земной коры, в том числе в места локализации рудных месторождений, служат, как уже отмечалось выше, глубинные разломы — зоны повышенной мобилизации вещества и повышенной проницаемости коры.

Однако основная масса рудных компонентов (металлов и серы) несомненно вынесена собственно базальтовыми магмами — выплавками пород верхней мантии. При этом сульфидная жидкость, обособившаяся в результате ликвации в виде капелек, не подвергается растворению в силикатном расплаве на всем пути его существования от зарождения в мантии до кристаллизации в земной коре, что подтверждается опытными данными (Лихачев, 1974). Многими авторами допускается также и образование в пределах верхней мантии сульфидоносных магм основного — ультраосновного ряда в результате фракционного плавления вещества мантии. В последующем за счет этих рудоносных магм формируются те или иные магматические месторождения, особенно месторождения медно-никелевых руд (Лихачев, 1974; Лихачев, Кривцов, 1975; и др.).

Часть рудных компонентов в верхние горизонты земной коры доставляется базальтовыми и кимберлитовыми магмами в составе ультраосновных обломков пород верхней мантии. В литературе имеются указания на то, что базальтовые магмы выносят значительное количество мантийного материала (Кутолин, 1970; и др.). При этом ультраосновные нодулы, как правило, несут многочисленные следы агрессивного воздействия вмещающих их базальтов. Сами базальты нередко содержат в изобилии ксенокристаллы оливина и пироксенов, которые представляют собой остаточные продукты дезинтеграции и ассимиляции ультраосновных включений. Масштабы контаминации базальтовой магмой материала мантии, видимо, достаточно велики. По данным В. А. Кутолина (1970), в базальтах Минусы ксеногенные зерна оливина присутствуют почти повсеместно, так что трудно отобрать образец для химического анализа, лишенный этой примеси. Для щелочных базальтов Гавай Е. Джексон (Jackson, 1968) отмечает во многих потоках до 100 и более ксенолитов в одном обнажении. Остаточный материал ультраосновных нодул наблюдается в 40% базальтовых пород третичной вулканической провинции Нового Южного Уэльса в Австралии (Wilshire, Binns, 1961). В трахибазальтах вулкана Сверре на Шпицбергене включения перидотитов составляют 5—10% (Буров, 1965). Примеры этого можно было бы продолжить.

Поскольку ультраосновные включения отмечаются высоким содержанием ряда металлов (никеля, меди, хрома и др.), то их усвоение базальтовой магмой во время транспортировки ведет к ее обогащению рудным веществом независимо от формы нахождения (сульфидной или силикатной) в глубинных включениях.

Ксенолиты пород верхней мантии в кимберлитовых трубках большей частью подвержены гидротермально-метасоматическим преобразованиям, сопровождающимся переводом в гидротермальные растворы железа, никеля, меди и других металлов, и прежде всего металлов, присутствующих в глубинных включениях в форме сульфидов. Интенсивное растворение мантийных сульфидных минералов (пирротина, халькопирита, пентландита) ультраосновных включений в базальтах трубки «Тувинш», в кимберлитах трубки «Восточной» подтверждает это положение.

О формах нахождения никеля в ультраосновных породах. Принято считать, что магмы при кристаллизации дают в основном пирротин (часто никелистый) и обычно небольшое количество магнетита, халькопирита и других минералов (Смит, 1968). Наши многочисленные наблюдения в известной мере подтверждают справедливость этого положения. Пирротин в большинстве изверженных по-

род земной коры среди первично-магматических сульфидных минералов по распространенности занимает первое место. Однако во включениях ультраосновных пород из кимберлитовых трубок основными сульфидными минералами являются пентландит и халькопирит. Относительно много пентландита и халькопирита во включениях пород мантии из трубок взрыва Северо-Минусинской впадины и Южного Тянь-Шаня.

Данные о количественных соотношениях между сульфидными фазами в породах верхней мантии позволяет более обоснованно, чем это делалось раньше, подойти к решению следующих двух геохимических проблем: о формах нахождения никеля во включениях ультраосновных пород и об изоморфной смесимости сульфидов в глубинных условиях. Действительно, наблюдения по распространенности сульфидных минералов совершенно определенно свидетельствуют о нахождении никеля во включениях ультраосновных пород не только в виде изоморфной примеси в силикатных минералах, как это принималось до недавнего времени некоторыми авторами (Уханов, 1968), но и в сульфидной форме. Данных для количественной оценки роли двух форм нахождения никеля в породах верхней мантии пока недостаточно.

В настоящее время существуют противоречивые суждения о роли силикатного и сульфидного никеля в породах габброидных интрузивов, в том числе никеленосных (типа Норильского). Исходя из данных анализа силикатных минералов (оливина и др.) и близости ионных радиусов магния и никеля, многие исследователи считают, что подавляющая часть никеля в основных породах находится в силикатной форме. Однако при этом не учитывается присутствие первично-магматических сульфидов (никелистого пирротина) в виде мельчайших каплевидных включений в оливине и других породообразующих минералах. При выделении последних для химического анализа освободиться от сульфидов очень трудно.

Однако Ф. Смит (1968, стр. 399), рассматривая распределение переходных элементов (Cr, Mn, Fe, Co, Ni и Cu) в основных горных породах, пришел к выводу, что отношение в них (Ni в сульфидной фазе): (Ni в силикатной фазе), примерно равно 10. Эта цифра, видимо, несколько завышена. Тем не менее, принимая во внимание полученные результаты по изучению рудных минералов, роль сульфидной формы нахождения никеля в отдельных типах изверженных горных пород может быть достаточно значительной.

Об изоморфной смесимости сульфидов. О явлениях изоморфизма при образовании сульфидных минералов в породах верхней мантии можно судить по характеру срастаний их друг с другом. Так, выделения пентландита в пирротине в форме закономерно ориентированных пласти-

нок указывают на существование изначально однородного твердого раствора. Такие сростания между пирротином и пентландитом в сульфидных рудах минералогам известны давно. Однако во включениях ультраосновных пород, особенно из трубок взрыва, обычно пластинки пентландита довольно многочисленны и крупных размеров, что указывает и на весьма благоприятные условия для растворения или изоморфного вхождения никеля в пирротин. Наличие пентландита в пирротине в качестве продукта распада твердого раствора обычно связывается с высокими температурами минералообразования (Рамдор, 1962; и др), так как повышение температуры, как правило, расширяет пределы изоморфной смесимости. Распадом высокотемпературного раствора пентландита с  $\text{CuFeS}_2$  объясняется появление закономерных сростаний халькопирита с пентландитом.

Однако на направление и степень изоморфизма определенное влияние оказывает и давление. В нашем случае роль этого фактора особенно важна, так как кристаллизация сульфидов происходила в пределах верхней мантии на больших глубинах, а значит, и при больших давлениях. Существует мнение, что давление приводит к такому изменению в составе изоморфных примесей в минерале-хозяине, при котором ионы большего размера стремятся заместиться ионами меньшего размера (Щербина, 1967).

Для железа, кобальта и никеля радиусы ионов в ангстремах таковы:  $\text{Fe}^{2+}$ —0,76;  $\text{Co}^{2+}$ —0,74;  $\text{Ni}^{2+}$ —0,72. Таким образом, высокое содержание никеля (и кобальта) в пирротине из пород верхней мантии вполне закономерно, так как вхождение их в решетку минерала-хозяина способствует уменьшению объема. В этом отношении показателен факт максимальной обогащенности никелем пирротина обломков верхней мантии, заключенных в алмазонасных кимберлитовых трубках.

Любопытно было бы проследить распределение в сульфидных селена и теллура, но данных по их содержанию в пентландите, пирротине и халькопирите нет. Радиусы ионов в ангстремах для серы, селена и теллура следующие:  $\text{S}^{2-}$ —1,84;  $\text{Se}^{2-}$ —1,98;  $\text{Te}^{2-}$ —2,21. Исходя из этих данных, мы уже не можем ожидать изоморфного вхождения селена и теллура в сульфиды, образовавшиеся при очень высоких давлениях. Отсюда ранее автором (Вахрушев, 1973) было высказано предположение, что в сульфидных минералах из пород верхней мантии не происходит значительного накопления селена и теллура.

По данным С. Ф. Соболева и др. (1975), селен является типичным рассеянным элементом пород верхней мантии. Однако зависимости между содержанием селена, с одной стороны, и сульфидных минералов, с другой, в глубинных вклю-

чениях им не подмечено. Более того, типично глубинные пироповые диопсидиты характеризуются наименьшими содержаниями селена, несмотря на то, что в них в равной мере присутствуют сульфиды. Эти данные в определенной степени подтверждают наше предположение.

Логично допустить, что давление оказывает влияние на особенности поведения этих элементов в пределах земной коры, что в какой-то мере подтверждается данными по распространенности селена и теллура в рудах медно-никелевых месторождений Норильска и Кольского полуострова. Так, по О. Е. Юшко-Захаровой (1964), содержание селена и теллура в сульфидных минералах медно-никелевых руд Норильска несколько выше, чем в таковых месторождений Кольского полуострова. Однако известно, что никеленосные интрузии и оруденение в Норильском районе формировались в более спокойных тектонических условиях и на меньших глубинах, чем интрузии и месторождения Кольского полуострова (Годлевский, 1959а; и др.).

В связи с изложенным выше становится понятной и резко повышенная концентрация селена в сульфидных минералах сурьмяно-ртутных месторождений Южной Ферганы, ртутных месторождений Алтае-Саянской складчатой области и ряда других ртутных металлогенических провинций. По данным многих авторов, именно в рудах этих месторождений встречается необычная по химическому составу киноварь с высоким содержанием селена. Так, например, киноварь с содержанием селена до 2% описана В. И. Васильевым (1978) в Горхонском месторождении в Восточных Саянах. Этим же исследователем в рудах Горхонского и Терлигхайского (Тува) месторождений установлены такие экзотические селенсодержащие сульфидные минералы, как онофрит  $\text{Hg}_2(\text{S}, \text{Se})$  и титманит  $\text{HgSe}$ . Руды этих месторождений так же, как и руды подавляющего большинства (если не всех) ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений других провинций с селенсодержащими сульфидами относятся к гидротермальным низкотемпературным образованиям, сформировавшимся в близповерхностных условиях.

На преимущественную концентрацию селена в относительно близповерхностных месторождениях указывалось ранее (Юшко-Захарова, 1964). Однако данных для окончательного решения вопроса о роли давления на распределение селена и теллура в сульфидных минералах пока недостаточно. Возможно, селеноносность (теллуриноносность) сульфидов связана и с различным содержанием селена и теллура в минералообразующей среде. Если это так, то отчетливо намечающаяся тенденция к концентрации селена в сульфидных рудах, образовавшихся в близповерхностных условиях, также представляет интерес для практики и геохимии.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ РАСПАДА МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ НА СИЛИКАТНУЮ И СУЛЬФИДНУЮ ЧАСТИ

Распад или расслоение силикатных, в том числе магматических, расплавов с отделением рудообразующих компонентов давно уже привлекает внимание геологов. Это и понятно. Без учета этих процессов трудно объяснить условия образования многих магматических рудных месторождений, решить ряд вопросов чисто петрологического значения, таких, например, как особенности состава и строения магм, их изменение на различных этапах кристаллизации и т. п.

Сам факт расслоения в жидком состоянии расплавов на силикатную и рудную, в частности сульфидную, части из-за крайне ограниченной их смешиваемости подтверждается опытами многих авторов (Vogt, 1923; Григорьев, 1938; Ольшанский, 1948, 1951; Лихачев, Кукуев, 1973; и др.) и следует из анализа силикатно-сульфидных систем (Смит, 1968). Имеется много геологических данных, подтверждающих это положение, правда полученных в основном на примере изучения сульфидного медно-никелевого оруденения (Годлевский, 1959а, б, 1968; Кавардин, 1960; Koster van Gross, 1967; Горбунов, 1968; Генкин и др., 1977).

Прямых петрографических доказательств прохождения ликвационной стадии при образовании изверженных горных пород до наших исследований (Вахрушев, 1973) в литературе приведено очень мало. Можно указать на работы П. Рамдора и Г. Десбаре с соавторами. В монографии П. Рамдора (1962, с. 104 и 247) приведено лишь несколько примеров каплевидных выделений рудных, в том числе и сульфидных, минералов в магматических породах. Несколько подробнее сульфидные выделения первично-магматического происхождения в базальтах вулкана Килауэа описали Г. Десбаре и др. (Desborough e. a., 1968).

Одной из причин недостаточного внимания геологов к выявлению и изучению прямых признаков распада магмы в жидком состоянии с отщеплением рудных компонентов долгое время служили значительные трудности их обнаружения в горных породах (глубинных полнокристаллических и излившихся) при обычном петрографическом их изучении без применения минераграфических методов. Далекое не всегда они и явно видимы, на что обратил внимание еще в 1937 г. А. Н. Заварицкий. По этому поводу он писал: «Некоторые следы распада жидкости случайно могут сохраниться в породе, но этого можно ожидать сравнительно в редких слу-

чаях. Большинство рудных капель, выделяющихся из силикатной магмы, оставаясь между кристаллами, в конце концов образует род интерстициальной жидкости, когда весь силикатный расплав будет израсходован на образование кристаллов и этой остаточной жидкости. Никаких следов, указывающих на бывший раньше процесс распада в жидком состоянии, не останется. Сказанное выше поясняет, как трудно ожидать ясных признаков ликвации, и отсутствие таких ясных признаков не может быть обоснованием для отрицания ее возможности» (Заварицкий, 1937, с. 779).

Вместе с тем отсутствие прямых геологических фактов по ликвации магматического расплава для некоторых исследователей все еще служит основанием к недооценке этих процессов при объяснении условий образования магматогенных месторождений и при решении многих петрологических проблем. Однако петрографические признаки распада магматических расплавов на силикатную и сульфидную части не так уж редки, как это петрографы считали раньше. Как показали минераграфические исследования, сульфидные выделения несомненно первично-магматического происхождения присутствуют в различных типах изверженных пород, как излившихся, так и глубинных.

#### ПЕРВИЧНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СУЛЬФИДНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ЛАВАХ КАМЧАТКИ И КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Сульфидная минерализация в продуктах современного вулканизма Камчатки и Курильских островов, генетически связанная с гидротермальными процессами, рассматривается в работах С. И. Набоко (1961), Л. М. Лебедева (1961), Ю. Л. Неверова и О. А. Хведченя (1966) и других. При этом возможность присутствия сульфидов первично-магматического происхождения обычно упускается из виду и, как следствие этого, их выяснению и изучению не уделяется внимания. До наших исследований (Вахрушев, Лапин, 1967) лишь в работе А. А. Меняйлова (1955) имеются указания на присутствие в лавах вулкана Шивелуч и соседних с ним вулканов единичных сульфидных выделений (в частности, пирротина), приуроченных к ранней кристаллизации расплава,— до появления вкрапленников плагиоклаза и роговой обманки.

Минераграфические исследования некоторых типов современных лав с целью выяснения состава рудных минералов показали, что в них присутствуют сульфидные минералы, которые относятся не только к гидротермальным (наложенным), но и к раннемагматическим образованиям. Выявленные данные по особенностям распространения и внутреннего строения сульфидных выделений первично-магматического проис-

хождения уточняют и в значительной мере дополняют те краткие сведения по этому вопросу, которые содержатся в упомянутой выше работе А. А. Меняйлова.

Были изучены породы лавовых потоков и экструзивных тел андезитового, андезито-базальтового и базальтового составов Камчатки (лавы Ключевской группы вулканов) и Курильских островов — Кунашир и Парамушир. Особое внимание уделено свежим неизмененным лавам последних лет извержений вулкана Ключевского (Юбилейный прорыв, 1945 г.) и вулкана Безымянного (1956 г.).

Взятые для исследования образцы лав имеют темно-серый, реже бурый цвет и высокую пористость, достигающую в отдельных случаях до 50% и более. Под микроскопом в прозрачных шлифах андезиты характеризуются гломеропорфировой структурой и интерсертальной или витрофировой структурой основной массы. Андезито-базальты и базальты отличаются невадитовой и сериально-порфировой структурой пород с гиалопилитовой и интерсертальной основной массой. В том и другом случае вкрапленники представлены зонарным плагиоклазом, по составу отвечающим андезину и андезин-лабрадору, богатым кальцием, авгитом ( $2V=59$ ,  $cNg=43-44^\circ$ ), гиперстеном, реже опациitized роговой обманкой (в некоторых лавах Ключевской группы вулканов) и еще реже оливином и биотитом. Внутри порфировых вкрапленников наблюдаются шаровидные включения стекла.

Под микроскопом в отраженном свете из рудных минералов в лавах были установлены магнетит, ильменит, гематит и сульфиды.

Магнетит — наиболее распространенный рудный минерал. В виде вкрапленников и частично тонкой сыпи в основной массе он постоянно присутствует во всех изученных образцах. Он обычен также и в виде включений в порфировых выделениях плагиоклаза и пироксена. В последнем случае магнетит нередко обладает правильными шарообразными формами. Обособления магнетита среди основной массы идиоморфны или же крайне причудливых очертаний (рис. 26) вплоть до сростаний, напоминающих графические. При этом внутри магнетита наблюдаются типичные по форме капли затвердевшего стекла. Этот факт так же, как и наличие магнетита в форме включений во вкрапленниках плагиоклаза, пироксена и др., однозначно указывает на раннемагматическое выделение магнетита в рассматриваемых типах эффузивных образований.

Ильменит по степени распространенности и количественному содержанию в лавах резко уступает магнетиту. Подобно последнему он наблюдается в виде самостоятельных зерен среди основной массы и среди порфировых выделений. В ряде образцов ильменит встречен в магнетите в виде тон-

чайших пластинок, образующих типичные решетчатые структуры распада твердого раствора. Свободные выделения ильменита всегда однородны. По сравнению с магнетитом ильменит характеризуется значительно более высоким рельефом и одинаковой или несколько более светлой окраской, что, как известно, свойственно богатым  $Fe_2O_3$  нераспавшимся ильменитам (Рамдор, 1962).

Гематит образуется исключительно путем псевдоморфного замещения магнетита в связи с процессами окисления на поверхности лавовых потоков или при вулканических выбросах. Этим обстоятельством, очевидно, и объясняется крайне неравномерное распределение гематита в застывших лавовых породах. Показательна также неодинаковая интенсивность проявления процессов мартитизации магнетита, находящегося непосредственно среди основной массы и магнетита в виде включений во вкрапленниках силикатных минералов. Первые при прочих равных условиях всегда мартитизированы сильнее, чем вторые. Общее содержание магнетита, ильменита и гематита колеблется от 1 до 3%.

К сульфидным минералам гидротермального происхождения относится пирит, изредка встречающийся в форме микроскопических кристаллов и ксеноморфных зерен в пустотах лав. Внутри порфировых выделений он ни в одном шлифе не был обнаружен. Крайне ничтожное содержание пирита при полном отсутствии в рассматриваемых лавах других новообразований (карбонатов, хлорита, цеолитов и др.) свидетельствует об исключительно слабом воздействии современных гидротермальных процессов. В связи с этим отметим, что «газогидротермальные процессы в базальтовую стадию эволюции обычно не проявляются, а окончательно остывшие продукты извержения остаются свежими с пустыми порами» (Набоко, 1961, с. 12).

Перейдем к характеристике сульфидных образований первично-магматического происхождения. Эти сульфиды наблюдаются в ничтожных количествах. Крайне малы и размеры их выделений, не превышающие обычно тысячных долей миллиметра. И в этих случаях по оптическим свойствам в отраженном свете — характерной кремовой окраске, двуотражению и отчетливой анизотропии — основная масса рассматриваемых сульфидных образований достаточно уверенно определяется как пирротин.

Несмотря на незначительное содержание и весьма малые размеры сульфидных выделений, они примечательны во многих отношениях. Во-первых, для сульфидов исключительно характерна их форма. Это сплюснутые яйцевидные или совершенно правильные шаровидные образования. Во-вторых, такого рода капли приурочены только к порфировым вкрапленникам. Основной массе породы, несмотря на большое ко-

личество свободных пор, они совершенно не свойственны. Ни в одном случае они не были встречены вдоль трещинок в порфириновых кристаллах и вообще в виде жилок. Сульфидные капли в равной степени встречаются в кристаллах пироксена, плагиоклаза и магнетита, в том числе и в магнетите, который сам по себе включен в порфириновые выделения других минералов. В-третьих, весьма характерно постоянное присутствие рассматриваемых сульфидов в застывших андезито-базальтовых и базальтовых лавах. При внимательном изучении при сильных увеличениях во всех без исключения срезах пород в том или ином количестве (иногда до нескольких десятков) устанавливаются мельчайшие каплевидные сульфидные включения в порфириновых выделениях силикатных минералов и в магнетите.

Распределение сульфидных капель во вкрапленниках неравномерное, иногда кучное. Но чаще в их срезах присутствуют лишь единичные шарики (рис. 27). Границы капель с минералом-хозяином всегда четкие, без признаков разъедания или замещения.

Любопытны не отмеченные ранее особенности внутреннего строения сульфидных капель. При очень больших увеличениях, особенно в иммерсии, в более крупных сульфидных выделениях отчетливо наблюдается двухфазовое строение. Помимо пирротина, составляющего основную массу капель, в виде тонких оболочек, полусфер и других форм в них обособляется другой сульфид (рис. 28). Последний встречается и непосредственно в пирротине с образованием закономерно ориентированных пластинчатых или пламеобразных включений (рис. 29). Судя по особенностям срастания этого сульфида с пирротинном (напоминающим структуру распада пентландита в пирротине), белой окраске и значительно более высокой отражательной способности, он предположительно может быть отнесен к пентландиту. Наблюдения при сильных объективах показывают, что возможно присутствие сульфидных капель и иного состава и строения, в частности пирротин-халькопиритового. В качестве чрезвычайно редкого сульфида в основных по составу лавах вулканов Швелуч, Ключевского и др. халькопирит отмечается А. А. Меняйловым (1955), правда, без указания его генетической природы. Крайне ничтожные размеры сульфидных капель не позволяют провести дополнительные диагностические исследования (микрохимические, рентгеновские и другие анализы) с целью точного определения их минерального вида. Тем не менее сам факт неоднородности, расслоения их на две фазы является интересным для расшифровки их генезиса.

Расслоение сульфидных капель на отдельные минеральные фазы можно рассматривать как результат микроскопической дифференциации сульфидов в период нахождения

вмещающих их порфириновых кристаллов в магматической камере или же как результат распада твердых растворов в связи с падением температуры излившихся на дневную поверхность расплавов.

#### СУЛЬФИДНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В БАЗАЛЬТАХ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Были изучены базальты повышенной щелочности Гавайских островов и о. Таити, толентовые базальты со дна Индийского океана, щелочные оливиновые базальты и бесполовошпатовые лавы (типа авгтитов) из Южной котловины Тихого океана. Все образцы для исследования собраны в 1967—1968 гг. во время 42-го и 43-го рейсов экспедиционного судна «Витязь». Необходимо отметить, что в отношении петрографического состава и химизма базальты современных лавовых потоков Гавайских островов и отчасти базальты о. Таити изучены детально (Lacroix, 1910; Williams, 1933; MacDonald, 1949, 1964; и многие другие). В последние годы благодаря драгированию и бурению стал известен состав базальтов ложа северной части Тихого океана (A. Engel, E. Engel, 1963; Mooge, 1965) и базальтов Южной котловины (Прокопцев, Мардмаа, 1970). Специальное минераграфическое изучение сульфидных минералов до наших работ (Вахрушев, Прокопцев, 1969) было проведено для толентовых базальтов вулкана Килауэа, о. Гавайи (Desborough и др., 1968).

Сульфиды в базальтах со дна Индийского океана. В нашем распоряжении было семь образцов толентовых базальтов, представляющих собою ядра железомарганцевых конкреций. Все они подняты из рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта с глубин порядка 4000—5000 м. Относятся они к стекловатым разностям пористого сложения и представляют корки закалки подводных излияний лавы. В основной массе преобладает главным образом стекло, редкие микролиты, которые представлены плагиоклазом и пироксеном.

Порфириновые выделения — это прежде всего плагиоклаз, образующий наиболее крупные кристаллы, затем оливин и клинопироксен. В более раскристаллизованных разностях базальта (под коркой закалки) основная масса состоит уже из микроскопических радиально-лучистых агрегатов («вариолитов»).

Из рудных минералов наиболее распространен магнетит. Он встречается среди стекла, образуя типичные скелетные кристаллы размером в тысячные, реже в сотые доли миллиметра (рис. 30—32). Порфириновые вкрапленники и микролиты обычно свободны от магнетита. Характерные выделения магнетита в базальте видны на рис. 32. Наблюдаемые в полированных шлифах крестообразные срезы кристаллов магнетита

появляются в связи со скелетным ростом октаэдрических многогранников. При скелетном росте разрастались лишь ребра октаэдров (в виде реберного пучкового ромбододекаэдра) и вершины октаэдров (в виде вершинного куба). В сечениях, перпендикулярных к оси четвертого порядка, такие скелетные кристаллы и дают крестообразные формы. Появление утощений по вершинам крестов обусловлено более интенсивным развитием гранных форм октаэдра на последних этапах роста кристаллов. При этом иногда могут возникать футлярообразные гранные октаэдрические формы, дающие в срезах окантовку креста. Более причудливые скелетные кристаллы магнетита в виде сложных крестов формируются при неравномерном полицентрическом скелетном росте. Наряду со скелетными формами магнетит встречается в виде сплошных идиоморфных кристаллов с размерами, также не превышающими сотых долей миллиметра в поперечнике.

Сульфидные минералы в базальтах распространены незначительно. Среди них по составу, морфологическим особенностям выделений и характеру взаимоотношений с породообразующими силикатными минералами отчетливо выделяются две ассоциации: первично-магматическая и гидротермальная.

Для сульфидных обособлений первичного магматического происхождения свойственна исключительно правильная шаровидная или сплюснутая яйцевидная форма. Размеры сульфидных шариков не превышают 0,01—0,02 мм. Основная масса их сложена пирротином. Некоторые из таких капель имеют двухфазное строение. В основной пирротиновой массе (обычно по краям шариков) в виде полусфер обособляется анизотропный сульфид, который, видимо, относится к халькопириту или кубаниту. Из-за исключительно малых размеров этой сульфидной фазы однозначное ее определение при обычном минераграфическом изучении шлифов часто затруднительно.

Подавляющее большинство сульфидных капель, как это видно на рис. 30, находится прямо в стекле, в том числе и в стекле, заключенном внутри порфировых вкрапленников силикатных минералов (правда, это наблюдается в единичных случаях). При этом они часто прилипают к поверхности скелетных кристаллов магнетита и микролитов пироксена или плагиоклаза. Показательно, что какой-либо приуроченности сульфидов к трещинам в стекле или во вкрапленниках оливина, клинопироксена и плагиоклаза не отмечается. Не встречаются они и в пустотах базальта.

Из сульфидов послемагматического образования пирит установлен в двух шлифах, в которых рассмотренные выше каплевидные выделения пирротинового или халькопирит-пирротинового состава не были обнаружены. Пирит, в противоположность каплевидным выделениям пирротина и халькопирита, приурочен как раз к пустотам в базальте или к трещинкам в основной стекловатой массе с образованием отдельных

скоплений зерен, часто обладающих правильной кристаллографической огранкой. Таким образом, в отношении редких выделений пирита говорить не приходится ни о его равномерном распределении в базальте, ни о шаровидной или иной форме, которая указывала бы на их обособление в расплаве.

Один из изученных образцов относится к оливиновым базальтам. Он отобран со дна южной части Индийского океана (южнее архипелага Кергелен). Основная масса породы состоит из стекла с резко удлинненными лейстами плагиоклаза и тонкими пластинками ильменита. Вкрапленники представлены оливином и пироксеном. Одной из отличительных особенностей этой породы является наличие в основной массе не только отдельных разобщенных друг от друга кристаллов оливина и пироксена, но и их скоплений. В пределах полированного шлифа из этого образца установлено шесть сульфидных выделений каплевидной формы, размером меньше 0,03 мм в диаметре и расположенных не в стекле, как это свойственно толеитовым базальтам, а внутри порфировых вкрапленников пироксена и оливина. Все капли имеют двухфазное строение: пирротин+халькопирит с примерно одинаковым содержанием обоих сульфидных минералов. Ограничения сульфидов с минералом-хозяином всегда четкие, без признаков замещения, ограничения же между сульфидными фазами прямолинейные или слегка зазубренные.

Рудные, в частности сульфидные, минералы установлены не только в базальтах, но и в обломках пород иного происхождения, поднятых также со дна Индийского океана. Здесь уже парагенезис сульфидных минералов, форма выделений и особенности взаимоотношений с силикатными минералами таковы, что однозначно указывают на их послемагматическое (гидротермальное) образование.

В качестве примера приведем результаты минераграфического изучения серии образцов метаморфических пород кварц-хлорит-амфиболового и серпентинового составов, взятых из рифтовой зоны подводного Аравийско-Индийского хребта.

Серпентиниты почти нацело сложены серпентином. Основная масса породы имеет петельчатую микротекстуру и пересекается прожилками хризотил-асбеста поперечно-волокнистого сложения. Из рудных минералов встречены магнетит, гематит, пирит, халькопирит и сфалерит.

Мельчайшие изометрические зерна магнетита образуют неравномерно распределенную «сыпь» в серпентиновой массе либо цепочковые агрегаты, т. е. такие выделения, которые исключительно характерны для вторичного (послемагматического) магнетита в серпентинитах любого месторождения. Кроме того, магнетит развивается по хромиту с образованием тонких оболочек по трещинкам. В свою очередь отдельные выделения магнетита с краев преобразованы гематитом.

Сульфидные минералы здесь уже представлены пиритом, халькопиритом и сфалеритом. Все они встречаются очень редко. Халькопирит и сфалерит находятся в сростании друг с другом. При этом халькопирит двух типов: 1) в виде относительно крупных самостоятельных выделений и 2) в виде включений в сфалерите с образованием в последнем случае эмульсионной структуры распада твердого раствора, столь характерной для этой пары минералов в рудах гидротермальных месторождений.

Те же самые сульфиды — пирит, халькопирит и сфалерит — обнаружены и в обломках амфибол-хлорит-кварцевых пород, однако в значительно больших количествах — от 1—2 до 10% от площади среза. Зерна кварца имеют полигональные очертания и обычно содержат включения тонковолокнистых агрегатов хлорита, напоминающих сегменты изначально более крупных червеобразных выделений этого минерала. Среди такой основной массы наблюдаются мономинеральные агрегаты друзовидного кварца, внутренние полости которых выполнены преимущественно халькопиритом. В сростании с последним почти постоянно находится сфалерит, хотя общее его содержание в породе и незначительно. Пирит образует идиоморфные кристаллы (1—2 мм в поперечнике), располагающиеся обычно внутри халькопиритовых или сфалерит-халькопиритовых агрегатов. С краев халькопиритовых выделений наблюдаются выделения борнита и халькозина. Эти сульфиды скорее всего уже гипергенного происхождения. Их появление свидетельствует о наличии окислительной обстановки на значительной глубине океана.

Сульфидные минералы в глубоководных базальтах южной части Тихого океана. Ранее автором со дна Тихого океана минераграфически было изучено всего лишь 7 образцов базальтов и базальтоидов (Вахрушев, 1973). Три из них подняты из разбуренных на сотни километров точек Южной котловины с глубин  $5 \pm 0,2$  км, четыре — со склонов гайота, глубина около 2 км, из системы подводных гор Маркус — Неккер. Образцы представляли собой обломки пузыристых лав — ядра железомарганцевых конкреций.

К настоящему времени дополнительно изучено еще 20 образцов глубоководных лав как со дна Южной котловины, так и впадины Хесса. Образцы базальтов, как и в первом случае, собраны Н. Г. Прокопцевым в экспедициях на исследовательских судах Института океанологии АН СССР «Витязь» в 43-м и 48-м рейсах и «Дмитрий Менделеев» в 8-м рейсе. Поднятые с глубин около 5 км образцы пород представляют небольшие обломки, до  $12 \times 18$  см, плитчатых и канатных потоков небольшой мощности, 0,5—5 см, а также шаровые и подушечные образования размером до 30 см. Как правило, поверхность обломков лав покрыта относительно мощной коркой

гидроокислов железа и марганца, но вместе с тем встречены образцы, поверхность которых еще совершенно свободна от подобных широко распространенных здесь морских новообразований, что свидетельствует о недавней или современной вулканической деятельности в Южной котловине и, вероятно, во впадине Хесса (Вахрушев, Прокопцев, 1977).

Изученные образцы глубоководных базальтов Южной котловины относятся к оливиновым щелочным базальтам и щелочно-ультрабазитовым лавам, а обломки плитчатых и шаровых лав впадины Хесса — к толеитовым базальтам. Минералогические и петрохимические особенности глубоководных базальтов рассмотрены ниже.

Отметим, что в лавовых потоках даже самой малой мощности отчетливо видна сложная, нередко вихревая картина расслоенности, по которой можно восстановить механизм отделения рудного расплава от силикатного на самых ранних стадиях ликвации базальтовых магм. В этом отношении интересны наблюдения над плитчатыми и канатными лавовыми потоками Южной котловины. В поперечном разрезе их мы видим меланократовое ядро с микроскопическими разрывными нарушениями и вихревыми микроструями в сторону внешней стекловатой лейкократовой зоны. Структурные особенности и взаимоотношения указывают на более раннюю кристаллизацию меланократового ядра, обогащенного летучими компонентами.

Сульфидные шарики приурочены к осевым зонам меланократовых микроструй (прожилков) или к их «очаговым» участкам в ядре. Именно здесь было встречено и наиболее крупное шаровидное обособление пентландит-пирротинового состава с неровной (с округлыми выступами) поверхностью. Оно образовалось уже в результате слияния многих мелких сульфидных капель. Эти наблюдения показывают, что на самых начальных этапах ликвационных процессов каплевидные обособления несмешивающейся сульфидной жидкости возникают и растут в наиболее богатых флюидами меланократовых частях силикатного расплава в условиях турбулентного движения обеих жидких фаз. Этим объясняется линейно-струйчатое расположение сульфидных шариков и образование вихревых текстур в лавах. Как известно, вихревые текстуры в породах свидетельствуют об участии ликвационных процессов при разделении жидкой магмы (Делицын, 1978). Однако в оливиновых щелочных базальтах в целом содержание первично-магматических сульфидов крайне ничтожно; наблюдаются лишь единичные сульфидные капли размером около 0,01 мм внутри порфировых вкрапленников оливина. Заметно больше каплевидных обособлений пирротина и халькопирита в толеитовом базальте впадины Хесса. Здесь они присутствуют как в порфировых вкрапленниках, так и среди основной стекловатой породы,

Щелочно-ультраосновные лавы — более редкий тип глубоководных вулканических пород. Основная масса их состоит из мельчайших лейст титанавгита, образующих радиально-лучистые сферолитоподобные скопления. Порфиновые вкрапленники, на долю которых приходится не более 10% породы, также в основном представлены титанавгитом. Вкрапленники оливина немногочисленны и частично преобразованы в агрегат вторичных минералов хлорит-серпентинового типа. Рудные минералы щелочно-ультраосновных лав — магнетит и сульфиды. В оливиновых щелочных и толеитовых базальтах из рудных окисных минералов вместо магнетита присутствует хромшпинелид.

Магнетита в щелочно-ультраосновных лавах до 2—3% от площади среза. Формы его выделений такие же, как и в базальтах со дна Индийского океана, т. е. сплошные идиоморфные или типичные скелетные кристаллы с размерами, не превышающими 0,01—0,02 мм. Он присутствует в стекле, в меньшем количестве — в сростании с порфиrowыми вкрапленниками и микролитами авгита, реже — внутри последних. Первично-магматические сульфидные образования обнаружены также в виде шариков непосредственно в стекле или на поверхности микролитов и скелетных кристаллов магнетита. В составе пород они наблюдаются постоянно, но содержание их также ничтожно и размеры очень малы — десятитысячные доли миллиметров в диаметре и меньше. Как видно из рис. 31, состав и формы выделения рудных минералов аналогичны таковым в глубоководных базальтах Индийского океана.

В этих же образцах в щелочно-ультраосновных лавах встречен пирит, который относится к продуктам послемагматической деятельности. Размеры редко встречающихся зерен пирита несколько больше (сотые доли миллиметра). Он совместно с цеолитами выполняет пустотки в лавах либо развивается вдоль трещин. Пирит встречен и в одном образце оливиновых щелочных базальтов, где он также приурочен исключительно к порам в породе.

Более обильная послемагматическая сульфидная минерализация (представленная халькопиритом, борнитом и ковелином) в базальтах и других типах основных пород со дна Тихого океана описана В. И. Смирновым и др. (1975).

Сульфидные выделения в базальтах Гавайских островов и о. Таити. Сульфидные минералы в субщелочных толеитовых базальтах вулкана Килауэа, о. Гавайи, как уже отмечалось выше, недавно были изучены минералогически с применением электронного микроскопа (Desborough) *е. а.*, (1968). Во всех образцах этих пород были установлены сульфидные капли как результат ограниченной смешиваемости сульфидного и силикатного расплавов. Сульфидные капли встречаются в окисных и силикатных минера-

лах или в стекле. Они составляют меньше, чем 0,05 объем. % породы и имеют размеры в пределах 0,01—0,15 мм в диаметре. Наиболее крупные из них состоят из нескольких фаз. Главными из них являются анизотропный Fe-сульфид, имеющий структуру пирротина, но характеризующийся повышенным содержанием никеля (0,3—2,3 вес. %) и меди (0,4—3,9 вес. %), и анизотропный Fe—Cu-сульфид, относящийся либо к халькопириту, либо к кубаниту. Эта фаза также характеризуется значительным содержанием никеля (0,1—2,6 вес. %). Кроме того, отмечены единичные выделения белого никельсодержащего сульфида ( $Ni > 5\%$ ) и магнетита. Мельчайшие обособления последнего наблюдаются в сростании с пирротинном и кубанитом и отличаются очень низким содержанием титана, хотя обычные для этого типа пород титанистый магнетит и ильменит в базальте присутствуют. Все эти четыре фазы находятся в тесном родстве друг с другом, в то время как пирит и борнит отсутствуют.

Минераграфически были изучены образцы лавовых потоков островов Оаху (кратер Солт-Лейк), Гавайи (Килауэа, Хуалалаи) и Таити. Они относятся к базальтам повышенной щелочности (нефелин-мелелитовые и некоторые другие разновидности). Окисные железные и железотитановые минералы в них представлены титанистым магнетитом и ильменитом. Здесь, по сравнению с базальтами из железомарганцевых конкреций, размеры их значительно больше. Для магнетита мы имеем две генерации, которые наиболее отчетливо проявлены в базальтах о. Таити.

Ранний магнетит — это наиболее крупные зерна (до 1 мм). Когда такие зерна магнетита находятся внутри порфировых вкрапленников силикатных минералов, они чаще всего обладают округлой формой. Если же они расположены прямо в стекле, ограничения их прямолинейные. Однако нередко, особенно для краевых частей зерен магнетита, прорастания с основной стекловатой массой базальта. В этом отношении показательны выделения магнетита в стекле базальта о. Оаху. Как видно на рис. 32, здесь краевая зона магнетита имеет многоглавое строение как результат полицентрического роста кристалла. При таком способе образования магнетита легко происходит и захват остаточного базальтового расплава растущими кристаллами магнетита.

Поздний магнетит образует мельчайшие зернышки («сыпь») в стекле, который также нередко обладает резко выраженными идиоморфными очертаниями. Размер зерен этого магнетита обычно находится уже в пределах тысячных долей миллиметра. Таким образом, выделение магнетита в базальтах началось одновременно с формированием вкрапленников силикатных минералов и закончилось в момент затвердения основной стекловатой массы.

Обычны и скелетные кристаллы, а в базальтах из лавовых потоков вулкана Килауэа (о. Гавайи) в форме скелетных кристаллов встречается не только магнетит, но и ильменит. Любопытно, что в базальтах скелетные кристаллы магнетита содержат включения закономерно ориентированных пластинок ильменита, представляющих собой продукты распада твердого расплава. Очевидно, охлаждение лавового потока происходит не столь быстро, чтобы обеспечить полную «закалку» выделившихся скелетных кристаллов титанистого магнетита. Магнетит наблюдается в сростании с хромитом, присутствующим в том или ином количестве почти во всех изученных образцах базальтов.

Каплевидные выделения сульфидов встречены в большинстве шлифов. Они во многом аналогичны таковым, описанным Десбаре и др. (Desborough *et al.*, 1968). Форма их шаровидная, состоят в основном из Fe-сульфида и Fe—Cu-сульфида. Они также похожи и на сульфидные обособления в базальтах из железомарганцевых конкреций. Некоторым отличием служит то, что сульфидные обособления здесь наблюдаются не только в стекле базальта, но и внутри порфировых вкрапленников оливина, пироксена и магнетита (рис. 33, 34). В оливиновом базальте с о. Таити внутри вкрапленников пироксена и оливина встречены сульфидные капли двухфазного строения (Fe-сульфид+пентландит). Основная масса их сложена анизотропным Fe-сульфидом (вероятно, пирротинном). Пентландит среди Fe-сульфида образует лишь пластинки.

Необходимо отметить, что двухфазное строение свойственно редким наиболее крупным сульфидным каплям. В базальтовых лавах вулкана Хуалалаи (извержение 1801 г.) сульфидные шарики наблюдаются на поверхности зерен хромита, заключенных в этих вкрапленниках. В целом распределение сульфидных шариков в последних неравномерное, иногда кучное. Но все же чаще в их срезах наблюдаются лишь единичные каплевидные выделения сульфидов. Границы капель с минералом-хозяином всегда четкие, без признаков разъединения и замещения. Мельчайшие сульфидные шарики также присутствуют в основной массе, но не в порах, как бы ими ни была обильна порода. Здесь они погружены прямо в стекло или же находятся на поверхности микролитов и силикатных минералов и магнетита, несколько раз отмечались внутри последних, в том числе в магнетите, который, подобно хромиту, сам включен в порфировые вкрапленники других минералов.

Сульфидная минерализация в андезитах о. Viti Levu. Из пяти образцов лавовых пород о. Viti Levu, входящего в группу островов Фиджи (Тихий океан), изготовлено 6 полированных шлифов. По особенностям минералогического состава и структуры изученные образцы относятся к пирок-

сеновым, плагиоклазовым и афировым андезитами. Рудные минералы в них представлены главным образом магнетитом, присутствующим часто в виде двух генераций. Выделения раннего магнетита более крупные (0,1—1 мм), с округлыми или бухтообразными очертаниями. Внутри них наблюдаются шаровидные включения стекла. Последние обычны и для вкрапленников пироксена и плагиоклаза. Мелкие зерна позднего магнетита более или менее равномерно распределены в основной массе породы. Общее содержание магнетита колеблется в значительных пределах — от 1 до 6%.

Сульфидные минералы встречены в 3 шлифах из афирового андезита. В одном из них представлены они редкими неправильными зернами пирита, в двух других — халькопиритом, мелкие выделения которых расположены на стенках пустот, по трещинкам в породе или на поверхности микролитов. Заведомо первично-магматических сульфидных образований выявить не удалось.

#### ПРИЗНАКИ РАССЛОЕНИЯ МАГМЫ В ПОРОДАХ ГАББРОИДНЫХ ИНТРУЗИВОВ

В расслоенных интрузивах титаноносного габбро, таких как Большой Таскыльский в Кузнецком Алатау, обычно содержится около 1—2% сульфидных минералов от общей массы породы. При этом основная масса их выполняет промежутки между породообразующими минералами, представленными в различных количественных отношениях, главным образом основным плагиоклазом, оливином, авгитом, амфиболом, титаномангнетитом\* и некоторыми другими менее распространенными минералами. О каких-либо признаках, указывающих на происходивший ранее процесс распада в жидком состоянии, говорить трудно, хотя такие взаимоотношения между сульфидами и силикатными минералами, как уже отмечалось выше, не опровергают прохождения ликвационной стадии при формировании габброидных пород.

Вместе с тем при минераграфическом изучении в каждом шлифе пород обнаруживаются каплевидные выделения сульфидов внутри породообразующих минералов. Чаще всего они встречаются среди пироксена (авгита), затем в оливине, титаномангнетите и ильмените. Значительно реже мы видим их в плагиоклазе и, особенно, в базальтической роговой обманке. В рассматриваемых габброидных породах амфибол по составу относится к керсутиту и; судя по взаимоотношению с другими минералами (каймы вокруг авгита, титаномангнетита и другие

---

\* Здесь, как и во всех последующих случаях, под титаномангнетитом понимается магнетит с закономерно ориентированными включениями ильменита, представляющими собой результат распада твердого раствора.

признаки), образование его связано с наиболее поздними стадиями кристаллизации расплава.

Размеры сульфидных шариков здесь уже достигают сотых и десятых долей миллиметра в поперечнике, т. е. они, как правило, в десятки раз больше, чем в базальтах из ядер железомарганцевых конкреций со дна океана или в лавах Камчатки и Курильских островов. Это объясняется прежде всего более благоприятными условиями для укрупнения (слияния) капель в силу значительно большей продолжительности кристаллизации габброидных пород. Состав их также в основном пирротиновый, иногда двухфазный (пирротин+халькопирит и пирротин+пентландит).

На микрофотографиях прозрачных шлифов (рис. 35, 36) приведены типичные примеры сульфидных выделений в кристаллах авгита. Резко бросаются в глаза две особенности — это почти идеальная шарообразная форма включений и отсутствие связи в их распределении с трещинами спайности или другими ослабленными зонами в минерале-хозяине. Более того, наблюдаются случаи пересечения трещинами спайности отдельных капель сульфида (рис. 36). На рис. 37 изображено зерно керсутита из оливинового габбро-диорита с включениями кристаллов апатита. Капля сульфида здесь оказалась как бы прилипшей к ребру кристалла этого минерала. Такие взаимоотношения с апатитом обычны для редких сульфидных включений в керсутите. Видимо, ранее выделившиеся кристаллы апатита с прилипшими к ним сульфидными каплями были захвачены керсутитом при кристаллизации поздних порций магматического расплава. Один из сульфидных шариков в отраженном свете изображен на рис. 38. При очень большом увеличении также наблюдается двухфазное строение капель (пирротин+халькопирит). В том же зерне керсутита видны и расплавные включения.

Аналогичны по форме, составу, особенностям строения и другим признакам первично-магматические сульфиды в породах титаноносного габбро Харловского массива в Северо-Западном Алтае. При больших увеличениях также можно видеть, что сульфидные капли при кристаллизации в связи с понижением температуры расплава в различной степени совершенства приобретают кристаллографические очертания, при этом между стенками вмещающего силикатного минерала и сульфидным включением кое-где есть тончайшие зазоры.

Определенный интерес представляют и количественные соотношения сульфидов, находящихся в виде включений в породообразующих минералах, с одной стороны, и выполняющих промежутки между ними, с другой. Наблюдения показывают, что в наиболее обогащенных сульфидами разностях пород (обычно меланократовых) относительная роль сульфидных капель мала. Однако при крайне незначительном их содержа-

нии (например, в лейкократовых разностях габброидов) в пороодообразующих минералах сульфиды практически встречаются только в виде микроскопических каплевидных обособлений. И, наконец, для рассматриваемых сульфидов совершенно не характерны прожилковые выделения, так же как и признаки метасоматического замещения окружающих минералов, независимо от того, находятся они в виде капель в силикатных или окисных рудных минералах или выполняют промежутки между ними. Все это наводит на мысль, что продуктами распада магмы в жидком состоянии могут быть не только каплевидные выделения сульфидов, но и их агрегаты в промежутках между пороодообразующими минералами габброидных пород, как это допускал А. Н. Заварицкий (1937) при объяснении генезиса руд фузивных магматических месторождений.

В литературе имеются указания на наличие магматических сульфидных выделений и в других типах габброидных пород. В южном складчатом обрамлении Алданского щита развиты своеобразные расслоенные интрузивы, состоящие из дунитов, троктолитов и габбро. По наблюдениям С. А. Щека (1969) здесь сингенетичная сульфидная вкрапленность (пирротин, пентландит и халькопирит) приурочена преимущественно к меланократовым более эродированным (донным) частям массивов. Никакой связи сульфидной минерализации с разрывными нарушениями не устанавливается. «Своеобразны формы их выделения. Это или округлые каплевидные зерна-включения в силикатах или округло-угловатые агрегаты, выполняющие в породе межзерновые пространства, не связанные с трещинками» (Щека, 1969, с. 96). Примечательно и следующее обстоятельство, также отмеченное в цитируемой выше работе. Эти сульфиды соприкасаются с силикатами или цементируют хорошо ограненные зерна, в частности оливина, без признаков их замещения. Там, где наблюдаются оторочки серпентина, они всегда образуются позднее, так как антигорит отчетливо разъедает с краев сульфидные агрегаты.

Выделения сульфидов первично-магматического образования присутствуют в аналогичных или близких по составу и происхождению породах Маринкиного массива (Витимское плоскогорье), относящегося также к дунит-троктолитовой формации. При минераграфическом изучении серни образцов оливин-плагноклазовых пород этого массива каплевидные выделения сульфидов автором были обнаружены внутри оливина и хромита опять-таки вне всякой связи с трещинками. Наблюдаются и такие взаимоотношения этих сульфидов с окружающими минералами: мельчайшие сульфидные обособления (тысячные и десятитысячные доли миллиметра в поперечнике) расположены на поверхности хромита, последний в свою очередь закупорен внутри силикатного минерала.

## ПРИЗНАКИ РАСПАДА МАГМАТИЧЕСКОГО РАСПЛАВА В ТРАППАХ

Каплевидные выделения пирротина и халькопирита внутри силикатных минералов ранее описаны в долеритах Анакитской дифференцированной трапповой интрузии и в породах пластовой интрузии на р. Оленек. В последних особенно убедительно доказывается первично-магматическое происхождение сульфидов (Вахрушев, 1973).

В небольшом количестве в породах этой интрузии постоянно присутствуют ильменит и магнетит, при этом последний образует как обычные идиоморфные кристаллы или неправильные зерна, так и елочковидные, крестообразные и другой формы кристаллические скелеты. На скелетных кристаллах магнетита и наблюдаются выделения халькопирита в форме идеальных шариков, размеры которых не превышают тысячных, а чаще десятитысячных долей миллиметра (рис. 39).

Очевидно, быстрое охлаждение расплава в условиях гипабиссальной обстановки формирования траппов этой интрузии, а также бедность летучими компонентами не способствовали перемещению и слиянию сульфидной жидкости, и, как следствие этого, все выделения в породах этого интрузива исключительно малы.

Аналогичные по форме и взаимоотношению со скелетными кристаллами титаномагнетита в литературе описаны первично-магматические выделения пирротина в глыбах долерита, поднятых со дна юго-восточной части Тихого океана. Рентгеноспектральным анализом в пирротине обнаружен никель — от 0,1 до 0,7% (Смирнов и др., 1975).

## ПРИЗНАКИ РАСПАДА МАГМАТИЧЕСКОГО РАСПЛАВА В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ

Явные признаки распада магматического силикатного расплава с отщеплением сульфидной фракции установлены в щелочных породах (щелочных сиенитах и граносиенитах, нефелиновых сиенитах, тералитах и т. п.) многих массивов Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна, в том числе Булан-Кульском, Буровском, Горячегорском, Туимо-Карышском и других. Эти массивы (за исключением Булан-Кульского, раннепалеозойского возраста), имеющие девонский, а в отдельных случаях, возможно, и верхнесилурийский возраст, в настоящее время большинством геологов включаются в состав формации среднепалеозойских гранитов и сиенитов, развитых преимущественно в пределах окраин Минусинского межгорного прогиба.

Породообразующие минералы нефелиновых сиенитов Буровского и Булан-Кульского массивов обычно представлены калиевым полевым шпатом (пертитом), пироксеном (авги-

том или эгирин-авгитом), нефелином, коричневато-бурой роговой обманкой. В том или ином количестве почти постоянно встречается биотит. Структура пород чаще всего гипидиоморфнозернистая. Отдельные изученные образцы нефелиновых сиенитов Буровского массива, отобранные из контакта с породами кровли, характеризуются наличием среди мелкозернистой основной массы, состоящей преимущественно из калиевого полевого шпата и плагиоклаза, крупных таблиц плагиоклаза. По плагиоклазу развивается нефелин, содержание которого обычно не превышает 5%. Из темноцветных минералов в виде вкрапленников и частично в основной мелкозернистой массе присутствуют коричневато-бурая роговая обманка, пироксен, а также в переменных количествах биотит. Для тералитов Горячегогорского массива характерна полнокристаллическая структура и сочетание большого количества нефелина с основным плагиоклазом и авгитом. Щелочные сиениты и граносиениты Туимо-Карышского массива сложены главным образом калиевым полевым шпатом (до 80% от площади среза). Собственно сиениты почти бескварцевые, граносиениты содержат кварца до 10—12%. Из цветных минералов магматического происхождения чаще всего присутствуют щелочной амфибол (рибекит и гастингсит), а также биотит.

По морфологии, особенностям взаимоотношения с окружающими силикатными минералами и другим признакам первично-магматические сульфидные выделения всех интрузивов щелочных пород сходны между собою. По сравнению с общей массой породы они занимают ничтожный объем. Размеры их незначительны, не превышают обычно в изученных срезах тысячных долей миллиметра. Однако и в этих случаях по оптическим свойствам в отраженном свете (красной окраске, двуотражению и отчетливой анизотропии) основная масса рассматриваемых сульфидных образований достаточно уверенно определяется как пирротин.

Наиболее обычная форма сульфидных выделений — это сплюснутые яйцевидные и совершенно правильные шаровидные образования (рис 40, 41). Распределение сульфидов неравномерное, кучное благодаря преимущественной их концентрации в зернах пироксена и бурой роговой обманки. Например, в пластинках красно-бурого биотита ни разу не встречались каплевидные включения сульфидов, хотя находящиеся по соседству с ними зерна пироксена или роговой обманки нередко содержат их в значительном количестве. При этом не отмечается какой-либо дриурочности сульфидных обособлений к трещинам, в том числе и к трещинам спайности, столь характерной для кристаллов пироксена и роговой обманки. Это хорошо видно на рис. 40. Точно также рассматриваемые сульфиды не наблюдаются в виде жилок. И общее содержание сульфидных капель в породе неодина-

ково. В одних срезах несколько десятков сульфидных включений, в других ни одного.

Из изученных образцов особенно богатым сульфидными включениями оказался тералит из Горячегорского массива. В нем отдельные зерна силикатного минерала переполнены эмульсиевидными выделениями пирротина с образованием настоящей эвтектической структуры двух несмешивающихся фаз (рис. 41).

Ограничения включений во всех случаях резкие, без признаков замещения минерала-хозяина. Нередко они обладают двухфазным строением, отчетливо выявляющимся при больших увеличениях, особенно в иммерсии. Помимо пирротина, составляющего основную массу капель, в них, чаще всего в виде полусфер, обособляется другой сульфид, который в одних случаях представлен халькопиритом, в других, судя по рельефу, окраске и более высокой, чем у пирротина, отражательной способности, предположительно может быть отнесен к пентландиту. Такого рода сульфидные образования из тералита Булан-Кульского массива щелочных пород приведены на рис. 22.

При рассмотрении под микроскопом при сильных увеличениях видно также, что при шаровидной или иной округлой форме камеры в силикатном минерале у самих сульфидных включений проявляется тенденция к приобретению огранки (рис. 42). При этом между гранями сульфида и минералом-хозяином отмечаются, опять-таки только при очень сильном увеличении, тончайшие зазоры. Возникновение зазоров объясняется различием в коэффициентах теплового расширения силикатных минералов и сульфидного расплава, а также и теми превращениями, которые должны иметь место при кристаллизации сульфидного расплава при его охлаждении. Подобные отрицательные кристаллы внутри оливина (из оливиновых гипертитов), неполностью выполненные сульфидными минералами за счет уменьшения объема при застывании сульфидных капель, отмечаются и А. Гроосом (Groos, 1967).

Однако не все образцы содержат каплевидные выделения сульфидов. Это обстоятельство указывает на гетерогенность щелочных пород Кузнецкого Алатау. Одни из них являются магматическими, другие — метасоматическими образованиями. Геологические доказательства метасоматической природы части щелочных пород Кузнецкого Алатау освещались в работах ряда авторов.

Аналогичные результаты получены при изучении рудных минералов щелочных пород Ботогольского и Хушагольского массивов, расположенных в юго-восточной части Восточного Саяна. Петрографический состав и происхождение их изучены достаточно подробно, особенно Ботогольского, с которым связано давно известное месторождение графита

(Куплетский, 1925; Соболев, 1947; Костюк, Базарова, 1966; и др.). Однако в опубликованных работах сведения о рудных, в частности сульфидных, минералах в щелочных породах весьма скудны, так как минераграфического изучения их до сих пор не проводилось. В связи с этим автор специально исследовал рудные минералы во всех основных разновидностях щелочных пород района. Всего минераграфически изучено 60 полированных шлифов. Более сложным по внутреннему строению и петрографическому составу является Хушагольский массив. Поэтому большая часть шлифов для исследования была изготовлена из пород этого массива.

По И. А. Романову (1971, 1974) и другим авторам, в сложении Хушагольского массива принимают участие габбро-диориты, сиенито-диориты, геденбергитовые сиениты, нефелиновые сиениты и эгирин-геденбергит-рибекитовые сиениты. Оказалось, что для всех неизмененных гидротермальными процессами пород массива характерна, не отмеченная ранее, халькопирит-пентландит-пирротинная ассоциация сульфидных минералов. Общее содержание этих сульфидных минералов в нефелиновых и геденбергитовых сиенитах составляет около 1—2% от общей массы породы, а в габбро-диоритах повышается до 3—4%. Они обычно находятся в сростании друг с другом, образуя агрегаты неправильной формы, выполняющие промежутки между силикатными минералами.

Вместе с тем во всех разновидностях щелочных пород массива обнаружены и каплевидные обособления сульфидов внутри породообразующих минералов. Размеры сульфидных шариков 0,01—0,1 мм. Распределение их в породе неравномерное, кучное за счет избирательной приуроченности к темноцветным минералам и ильмениту. Ограничения сульфидных включений во всех случаях резкие, без признаков замещения минерала-хозяина. Состав сульфидных капель пирротиновый, халькопиритовый, а также двух- и трехфазный — халькопирит-пирротиновый и халькопирит-пентландит-пирротиновый. Сульфидное обособление каплевидной формы внутри силикатных минералов приведено на рис. 43. Наличие каплевидных сульфидных обособлений подтверждает магматическую природу щелочных пород Хушагольского массива, в том числе габбро-диоритов, генетическая природа которых до сих пор оставалась спорной.

Из сульфидных минералов гидротермального происхождения по распространенности на первом месте стоит пирит. Он образует секущие прожилки и псевдоморфно замещает пирротин, в том числе пирротин каплевидных включений силикатных минералов. Совместно с пирритом и халькопиритом встречены галенит и сфалерит, но только в наиболее метасоматически измененных (альбитизированных и окварцованных) разновидностях щелочных пород массива.

Строение Ботогольского массива значительно более однородное. Главнейшие разновидности пород представлены щелочными и нефелиновыми сиенитами со всевозможными переходами между ними. Щелочные сиениты, нередко обладающие трахитоидной текстурой, преимущественно распространены в южной его части, а нефелиновые — в центральной водораздельной части гольца (Костюк, Базарова, 1966).

Минераграфически автором изучено 5 образцов типичных разновидностей нефелиновых сиенитов и 3 образца щелочных сиенитов трахитоидной структуры. Здесь первично-магматические каплевидные выделения пирротина и халькопирита установлены во всех изученных шлифах из щелочных и нефелиновых сиенитов.

Неожиданным оказалось присутствие сульфидных капель не только в пироксене, нефелине и других первично-магматических породообразующих минералах, но и внутри кристаллов сфена. Дело в том, что в изверженных породах сфен обычно образуется в послемагматическую стадию их формирования, поэтому до сих пор сульфидные обособления в сфене не были обнаружены. Они служат убедительным доказательством кристаллизации минерала-хозяина из магматического расплава. Пирротин и халькопирит постоянно присутствуют и в межзерновом пространстве, где они часто находятся в срастании с графитом. Пластинки последнего встречены внутри зерен пирротина и сфена.

Приведенные данные по сульфидным минералам определенно указывают на образование щелочных пород Ботогольского массива путем магматической кристаллизации. В связи с этим напомним, что некоторые исследователи допускали происхождение щелочных и нефелиновых сиенитов Ботогола «... не посредством простой кристаллизации магмы, а путем сиенитизации метаморфических пород щелочными гидротермальными растворами, находящимися на грани пневматолитического этапа» (Солоненко, 1950):

Пирротин и халькопирит встречены в субвулканических интрузивных породах о. Таити, которые по петрографическому составу относятся к тералитам, люкскладитам и океанит-анкарамтам. Все они являются продуктами основного (базальтоидного) магматизма и характеризуются резко повышенным содержанием титаномагнетита и ильменита (3—8% от объема породы). Относительно много в них и сульфидных минералов, формы обособления и взаимоотношения которых с породообразующими минералами совершенно аналогичны таковым, например, в щелочных и габброидных породах. Халькопирит и пирротин наблюдаются как в виде каплевидных включений в силикатных минералах, титаномагнетите и ильмените, так и в виде выделений в межзерновом пространстве, без признаков замещения окружающих минералов.

Сульфидно-силикатная ликвация имела место и в щелочно-ультраосновных магмах. На рис. 44 приведена микрофотография шпинели из меймечита Гулинского плутона с обильными каплевидными включениями сульфидов. Сульфидные капли (по крайней мере наиболее крупные из них) двухфазные, приурочены к центральным частям зонарных кристаллов шпинели. Очевидно, несмешивающиеся сульфидная и силикатная жидкости в щелочно-ультраосновных магмах существовали уже на самых ранних стадиях их кристаллизации.

Сульфидные минералы в тоналит-плагногранитах Центральной Монголии. Каплевидные выделения сульфидных минералов автором установлены в тоналит-плагногранитах Джениситинского массива Центральной Монголии. Поскольку в гранитоидных породах сульфидные капли встречаются редко, остановимся более подробно на их характеристике.

В Центральной Монголии в районе Долины Озер распространены батолитовые гранитоидные массивы с площадью обнажения от 100 до 1000 км<sup>2</sup>. Формирование гранитоидных интрузивов происходило в девон-нижнекарбовое время в обстановке, характерной для островных дуг на древних континентальных окраинах (Зоненшайн и др., 1974). Одним из типичных представителей является Джениситинский массив, общая площадь выходов которого составляет около 600 км<sup>2</sup>.

Джениситинский массив имеет округлую форму и вытянут в широтном направлении. Он размещен среди андезито-базальтовых толщ девон-нижнекарбового возраста. При этом в некоторых случаях наблюдаются четко выраженные интрузивные контакты с эффузивами и образование зон ороговикования шириной до 300—400 м. Вместе с тем в нижней части эффузивной толщи отмечаются прослой лавобрекчии с обломками гранитоидных пород Джениситинского массива.

Строение массива простое. В основном он сложен тоналаитами и плагногранитами, которые являются представителями пород главной интрузивной фазы. По всей площади массива среди тоналитов и плагногранитов более или менее равномерно рассредоточены ксенолитоподобные тела микродиоритов размерами от нескольких до сотен квадратных метров. Контакты с породами главной интрузивной фазы обычно резкие (рвущие). Однако иногда наблюдаются и постепенные переходы между микродиоритами и тоналаитами. Внешний облик микродиоритов резко пятнистый за счет крайне неравномерного распределения в них темноцветных минералов. Содержание последних изменяется от 30 до 60% от площади среза штуфов породы.

Петрографическая характеристика пород массива была описана ранее (Вахрушев, Кузьмин, 1977). Породообразующие минералы микродиоритов: обыкновенная роговая обман-

ка и плагиоклаз. Их взаимоотношения друг с другом определяют панидиоморфнозернистую микроструктуру породы. Зерна плагиоклаза обладают прямым зонарным строением. Из второстепенных минералов присутствуют кварц (не более 5%), сфен, апатит и рудные. Необходимо отметить, что распознать генетическую природу микродиоритов в поле порой бывает очень трудно. Благодаря резкому неравномерно-пятнистому текстурному рисунку, наличию постепенных переходов между тоналитами и микродиоритами последние геологами часто принимались за гранитизированные породы экзоконтакта или преобразованные останцы кровли.

Тоналиты — средnezернистые породы мелкопятнистой текстуры за счет кучного распределения темноцветных и рудных минералов среди основной кварц-полевошпатовой массы. Минеральный состав их достаточно постоянен. Это плагиоклаз № 25—32 (50—60%), обыкновенная роговая обманка (10—15%), биотит (5—10%), кварц (10—20%), калиевый полевой шпат (5—10%). Из второстепенных минералов присутствуют сфен и апатит. Структура гипидиоморфнозернистая со следующим порядком идиоморфизма минералов: обыкновенная роговая обманка + плагиоклаз — кварц + биотит + калиевый полевой шпат.

Выполнен химический анализ 25 типичных образцов тоналита, отобранных из разных мест массива. Во всех них установлено преобладание натрия (3,5—4,3%) над калием (1,0—2,0%). Для них также характерны очень незначительные концентрации литофильных редких элементов. Так, в тоналитах Li содержится 3—13 г/т, Rb — 10—30 г/т, Be 0,2—0,6 г/т.

Петрографические особенности гранитоидов, так же как данные по содержанию ряда редких элементов, позволяют отнести породы Джениситинского массива к тоналит-плагиогранитному геохимическому типу (Зоненшайн и др., 1977) или к плагиогранитам известково-щелочного ряда по геохимической классификации Л. В. Таусона (1977). На основании отмеченных признаков их можно параллелизовать с гранитоидами таннуольского комплекса Тувы или змеиногорского комплекса Рудного Алтая.

К наиболее поздним магматическим образованиям массива относятся редко встречающиеся жилы аплитов и пегматоидных гранитов, а также пересекающие их дайки лампрофиров и диорит-порфиритов.

Из сульфидных минералов нами встречены (в порядке распространенности): халькопирит, пирротин и пирит. Все они в той или иной мере замещены продуктами поверхностного разложения (выветривания), что во многих случаях затрудняет количественную оценку содержания и выяснение взаимоотношений их друг с другом и силикатными минералами. Судя по продуктам окисления и сохранившимся остаткам,

общее содержание сульфидных минералов в исследованных образцах довольно значительное — до нескольких процентов от площади шлифов.

Пирротин и халькопирит в виде неправильных обособлений, часто в сростании друг с другом, обычно расположены в межзерновом пространстве. Основная масса этих сульфидов, вероятней всего, образовалась путем отложения из послемагматических (гидротермальных) растворов. Вместе с тем часть пирротина и халькопирита несомненно имеет первично-магматическое происхождение. Таковы, например, выделения сульфидов внутри кристаллов магнетита (рис. 45, 46). Наиболее обычная форма сульфидных выделений — это эллипсоидальные или шаровидные образования. Однако при сильных увеличениях у некоторых из них появляется тенденция к приобретению огранки (рис. 46). Ограничения сульфидных включений постоянно резкие, без признаков замещения минерала-хозяина. Состав их пирротиновый, халькопиритовый или двухфазный халькопирит-пирротиновый. Двухфазное строение сульфидного включения в магнетите показано на рис. 46.

Сульфидные капли чаще всего встречаются внутри магнетита, особенно магнетита, входящего в состав микродиоритов. Последние, как уже отмечалось выше, по внешнему виду и условиям нахождения при полевых работах нередко принимаются за экзоконтактовые образования. Наличие каплевидных сульфидных обособлений в магнетите указывает на их первично-магматическое происхождение.

Наиболее распространенные формы выделения пирита — прожилки вдоль трещин в породе и типичные метакристаллы. Гидротермальный способ отложения пирита не вызывает сомнений.

Таким образом, в гранитоидных породах Джениситинского массива отчетливо выявляется двойственная генетическая природа сульфидной минерализации (гидротермальная и первично-магматическая). Заслуживает внимания относительно высокое общее содержание сульфидов в породах массива. Повышенное содержание сульфидных минералов, в частности халькопирита, указывает на возможную потенциальную рудоносность гранитоидных магм. Учитывая образование этих массивов в островодужной геодинамической обстановке, при дальнейшем геологическом изучении района Долины Озер следует принимать во внимание возможность обнаружения здесь колчеданных медных или медно-полиметаллических рудопроявлений.

### Обсуждение результатов

Первично-магматические сульфидные минералы свойственны изверженным породам (излившимся и глубинным),

самых различных районов земного шара. Действительно, в изученных образцах базальтов современных лавовых потоков островов Гавайи, Оаху и Таити, базальтов из железомарганцевых конкреций со дна Индийского и Тихого океанов, а также в породах лавовых и экструзивных тел андезито-базальтового и базальтового составов Камчатки (лавы Камчатской группы вулканов) и Курильских островов (Кунашир и Парамушир), как правило, присутствуют сульфидные образования, которые по форме выделений, внутреннему строению и составу, взаимоотношению с породообразующими силикатными минералами и другим признакам несомненно относятся к продуктам распада (ликвации) магмы. Однако в базальтах, андезито-базальтах и других разностях излившихся пород Камчатки и Курильских островов сульфидные капли обнаружены только внутри порфирировых выделений магнетита и силикатных минералов; в океанических базальтах они чаще всего наблюдаются во вкрапленниках и прямо в стекле.

В связи с этими отметим, что базальты Камчатки и Курильских островов относятся к базальт-андезитовой формации; при этом принимается, что исходные магмы характеризуются несколько повышенным содержанием кремнезема, глинозема и воды. Возможно, такие особенности состава магматического расплава более благоприятны для обособления сульфидных капель, которые на первых стадиях внутрикамерной дифференциации захватились выделениями силикатных минералов. Количество сульфидных капель в продуктах современного вулканизма крайне незначительно, поэтому, естественно, трудно установить зависимость их общего содержания от состава исходных магматических расплавов.

Скорее всего в ряду андезит — андезито-базальт — базальт количество первично-магматических сульфидов возрастает слева направо. Это положение частично подтверждается результатами минераграфического изучения 6 образцов андезитов одного из островов Фиджи. В них первично-магматические сульфидные минералы не были встречены. Это вовсе не означает, что их нет совсем (слишком мало просмотрено срезов, чтобы сделать такое заключение), а указывает лишь на то, что в андезитах первично-магматические сульфиды присутствуют еще в меньшем количестве, чем в андезито-базальтах и базальтах.

Более разнообразны по форме выделений и по особенностям распределения сульфидные минералы в интрузивных породах. Здесь уже возрастание содержания первично-магматических сульфидных выделений при переходе от пород гранитного ряда к породам габброидного ряда устанавливается достаточно определенно.

Заслуживает внимания тот факт, что сульфидные обособления встречаются не только в ультраосновных и основных

породах, но и в породах гранитного ряда. Правда, в последних обнаружить их много труднее, так как в них первично-магматические выделения очень редки и исключительно малы по размерам. Такого рода сульфидные выделения достоверно установлены в гранитах Западного Узбекистана. Единичные сульфидные шарики внутри породообразующих силикатных минералов автором встречены и в типичных батолитовых гранитах Горного Алтая. Значительно более широко распространены каплевидные обособления сульфидных минералов в тоналит-плагиогранитах Долины Озер (Центральная Монголия), которые по петрографическим и другим признакам во многом похожи на гранитоиды таннуольского комплекса Тувы и Змеиногорские — Рудного Алтая.

В связи с этим уместно вспомнить об опытах Я. И. Ольшанского (1951) по изучению сульфидно-силикатных систем. Согласно опытным данным возможен непрерывный переход от чистого расплавленного железа к чистому расплаву силикатов закиси железа. Это достигается переводом расплава чистого железа в расплав сернистого железа, к которому затем добавляется  $\text{FeO}$  и  $\text{SiO}_2$ . Однако при добавлении к железистым силикатам даже небольших количеств кальция, магния, алюминия и натрия сульфидная жидкость обособляется. По мнению Я. И. Ольшанского, расплавы, соответствующие по своему составу ультраосновным породам, могут удерживать в растворенном состоянии несколько процентов  $\text{FeS}$ . При их кристаллизации первым кристаллизуется оливин, благодаря чему расплав обогащается  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ . Это уже приводит к заметному уменьшению растворимости  $\text{FeS}$  в силикатном расплаве. Далее он отмечает возможность понижения растворимости  $\text{FeS}$  в силикатном расплаве вследствие удаления летучих и понижения температуры. В результате этих процессов некоторая доля растворенного сульфида обособляется в самостоятельную жидкую фазу, количество которой будет возрастать по мере обогащения расплава  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ , а также и щелочных минералов. Таким образом, уже из опытных данных можно было предполагать о существовании в кислых силикатных расплавах сульфидной фазы, что и подтверждено результатами минераграфического изучения гранитоидов многих районов Советского Союза. Первично-магматические сульфидные минералы ( $\text{FeS}$ ,  $\text{CuFeS}$ , возможно,  $\text{ZnS}$ ,  $\text{AgS}$  и т. п.) микроскопических и субмикроскопических размеров несомненно представляют одну из форм нахождения рудных элементов в гранитоидах, что уже нашло признание в работах геохимиков (Таусон, 1977).

В сиенитах, граносиенитах, нефелиновых сиенитах, тералитах и других разновидностях щелочных пород магматического происхождения сульфидные капли встречаются в каждом шлифе, хотя общее их содержание незначительно (0,1—0,2%).

Несколько больше (до 1—3%) сульфидных минералов встречено в щелочных породах (тералитах, люкскладитах, океанит-анкарамитах) субвулканических тел о. Таити.

В габбро расслоенных титаноносных массивов Горного Алтая и Кузнецкого Алатау содержание сульфидов достигает уже целых процентов (1—2%). При этом сульфиды находятся как в виде каплевидных включений в силикатных минералах, титаномагнетите и ильмените, так и выполняют промежутки между ними. Широко распространены сульфидные выделения первично-магматического происхождения и в породах дунит-трактолитовых массивов Станового Хребта.

Таким образом, сейчас уже мы располагаем большим числом прямых геологических (петрографических) доказательств происхождения ликвационной стадии при образовании самых различных типов изверженных пород вне связи с сульфидным медно-никелевым оруденением в последних. Это следствие крайне ограниченной растворимости в жидком состоянии сульфидного и силикатного расплавов.

Ограниченная же растворимость последних друг в друге вполне понятна, если вспомнить, что растворимость одного вещества в другом тогда будет достаточно высокой, когда тип химической связи в растворителе и в растворяемом веществе почти одинаков (Смит, 1968). В нашем случае это условие не соблюдается, так как в сульфидном расплаве действует полуметаллическая связь, а в силикатном — ионно-гомеополярная. Отсюда ясно, что установленный при минераграфических исследованиях сам факт постоянного присутствия (хотя и в очень малых количествах) первично-магматических сульфидных образований в рассматриваемых здесь базальтовых и иных типах пород для нас не был неожиданностью. Это лишь новое подтверждение того, что признаки ликвации в изверженных породах сохраняются не так уж редко, как это петрографами принималось раньше.

Очень показателен парагенезис первично-магматических сульфидных минералов. Независимо от типа изверженной породы он остается одним и тем же. Это пирротин, пентландит и халькопирит, хотя количественные соотношения их непостоянны.

Пирит, один из наиболее распространенных сульфидов железа в послемагматических гидротермальных месторождениях, в качестве второстепенного минерала присутствует во многих изверженных породах. Однако формы его выделений, характер взаимоотношений с сопутствующими минералами и другие признаки совершенно иные. Он выполняет трещинки и пустоты в породе либо развивается метасоматически, чаще всего на месте железосодержащих минералов (в том числе биотите) с образованием типичных метакристаллов. В виде каплевидных включений в кристаллах авгита, пла-

гиоклаза, ильменита и других первичных минералов пирит ни разу не был встречен.

Отсутствие пирита как продукта распада магматического расплава объяснимо. Согласно опытным данным по стабильным отношениям пирита в системе Fe—S, выполненными Г. Куллерудом и Х. Йодером (1959), пирит как первичная фаза из жидкой фазы может образоваться при таких исключительно высоких содержаниях серы, которые немыслимы в условиях кристаллизации рассматриваемых изверженных пород. Это положение справедливо независимо от того,  $P_s = P_T$  или  $P_s < P_T$  (где  $P_s$  — парциальное давление серы,  $P_T$  — давление, обусловленное нагрузкой покрывающих горных пород). Так, например, по данным этих авторов при  $P_s = P_T$  пирит мог образоваться как первичная фаза, выделяющаяся из жидкой фазы только в магмах, состоящих почти из чистой серы (в серных потоках в областях современного вулканизма). Эти данные служат дополнительным подтверждением того, что в случае пирротин-халькопирит-пентландитовых выделений в изверженных породах мы действительно имеем дело с отщеплением первичного сульфидного расплава из жидкой фазы, а не с продуктами послемагматических гидротермальных процессов.

Широкое распространение сульфидных капель в изверженных породах свидетельствует о потенциальных возможностях, при принятых условиях, отщепления в жидком состоянии значительных масс сульфидов железа, меди, никеля и других металлов с образованием рудных месторождений, в том числе и месторождений типа Норильского. Очевидно, такого рода явления следует ожидать прежде всего в интрузивах, производных основного магматизма, так как габбровые (базальтовые) магмы значительно больше, чем гранитоидные, обогащены металлогенными элементами находящимися в атомарном состоянии или в виде соединений типа  $MeS$ . Обычно они содержат незначительные количества газа и, как следствие этого, условия для концентрации рассеянных в них рудных капель неблагоприятны. Однако увеличение в магматических камерах или в их отдельных частях летучих компонентов может повлечь к резкому укрупнению сульфидных капель. Прямым доказательством концентрации летучих в отликвированном сульфидном расплаве, по А. Д. Генкину и др. (1977), является присутствие апатита и гидроксил- и фторсодержащих силикатных минералов в оторочках над сульфидными обособлениями в норильских сульфидных вкрапленных рудах.

Ориентировка сульфидных капель, неодинаковых по величине и форме, различна по отношению к флюидной фазе. Более того, они способны и к массовому перемещению в сторону пониженных давлений. При этом они затвердевают как в породах самой интрузии, так и (в отдельных случаях) в поро-

дах кровли, в частности в трещинах, с образованием жилообразных сульфидных тел. В связи с этим напомним, что противниками теории первично-магматического происхождения сульфидно-никелевых руд типа Норильского месторождения наличие оруденения в породах кровли нередко используется в качестве одного из доводов для обоснования их послемагматического (метасоматического) генезиса.

Интересные результаты о происхождении вкрапленных руд Талнахского месторождения получены В. В. Верцепневым (1978). При изучении первичных включений затвердевших расплавов в оливине пикритовых и такситовых габбро-долеритов им установлено, что многие из них содержат рудные минералы. Как показали минераграфические исследования, рудная фаза включений имеет тот же набор минералов, что и находящиеся рядом сульфидные вкрапленники (пирротин, халькопирит, пентландит и магнетит). При помощи микрзонда определено, что составы пирротина и халькопирита в расплавных включениях и во вкрапленниках близки между собой. Сходность состава рудных минералов первичных магматогенных включений в оливине и сульфидных вкрапленниках свидетельствует о том, что эти минералы образовались из одного расплава в результате ликвации силикат — сульфид, протекавшей на ранней стадии становления интрузива. Образование сплошных руд В. В. Верцепневым допускается в результате гравитационного накопления отликвировавших сульфидных «капель».

Выявление и детальное описание отмеченных выше петрографических признаков несмешиваемости в жидком состоянии силикатных магм и сульфидных расплавов может оказаться полезным при выяснении генетической природы горных пород. Так, наличие в тех или иных спорных по происхождению природных образованиях капель рудных (сульфидных) минералов, захваченных в жидком состоянии, является одним из веских доказательств их изначально магматического происхождения. Установление двойственной природы сульфидной минерализации (раннемагматической и гидротермальной) в продуктах современного вулканизма, вероятно, может оказать существенную помощь и при расшифровке условий формирования руд колчеданных месторождений, локализованных в пределах вулканических толщ, в отношении генезиса которых в литературе до сих пор ведутся ожесточенные споры. В связи с этим петрографам необходимо значительно шире использовать минераграфические методы исследования при изучении горных пород вообще и магматических в особенности.

---

## ОКИСНО-СИЛИКАТНАЯ ЛИКВАЦИЯ В МАГМАХ

В отношении руд железа, титана и хрома накоплено уже достаточно много геологических данных, указывающих на образование их в результате распада магматических расплавов. По Гейеру и некоторым другим авторам, таким путем образовались апатит-магнетитовые руды Кирунавара. С отделением рудно-силикатного расплава связывается образование хромитовых руд и, в частности, их нодулярных разновидностей Кимперсайского массива. При этом Н. В. Павлов и др. (1968) считают, что расплав разделяется на две жидкие фазы (силикатную и окисную) как при высоких, так и относительно низких концентрациях хрома в исходном расплаве.

В более поздней работе Н. В. Павлова с соавторами (1975) приведены некоторые новые любопытные детали строения и состава хромитовых нодулей из разных месторождений Урала, Кавказа, Болгарии, Кубы и Пакистана, подтверждающие их образование в процессе ликвации рудно-силикатного расплава и кристаллизации двух обособившихся жидкостей — существенно силикатной и существенно окисной. Среди нодулярных образований выделяются сплошные, кольцевые, шаровые, нодули с обособлением силикатов в центре. Многие из них обнаруживают явные признаки деформаций, возникающих в результате направленного давления и движения как междоулярной массы, так и самих нодулей (рудных капель) до их кристаллизации. От периферии нодуля к ее центру содержания хрома, алюминия, магния уменьшаются, тогда как количество железа возрастает. Колебания в содержании компонентов в хромитовых нодулях отмечались и другими авторами. Во всех случаях в краевых частях окиси хрома было больше на 0,2—0,8%. Данные о закономерном изменении химического состава хромшпинелидов в разрезе нодулей свидетельствуют о том, что кристаллизация их шла от периферии к центру.

Возможность отделения рудной окисной жидкости от ультраосновной магмы в определенной мере подтверждается опытами (Базилевский, 1968). Р. Фишер (1954), А. Филпотс (Philpotts, 1967), П. Тоно и П. Писто (Tauno, Pisto, 1967), Б. Н. Мелентьев и Л. М. Делицин (1969), Л. Н. Когарко и И. Д. Рябчиков (1969) и многие другие авторы отмечают большую роль летучих компонентов (Cl, F, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, CO<sub>2</sub> и др.) и щелочей при расслоении жидких силикатных систем. Наличие летучих компонентов, таких как CO<sub>2</sub>, N, Ar, H, P, S, установлено Н. В. Павловым и др. (1975) в хромшпинелидах Кемпирсайского массива. Результаты определения температуры декрепитации газовой-жидких включений указывают на их высокотемпературную природу.

Результатом расслоения силикатно-солевых расплавов являются апатитовые и магнетит-apatитовые руды в карбонатитовых комплексах. Напомним, что о генетической природе апатит-магнетитовых пород (так же, как и самих карбонатитов) в карбонатитовых комплексах до сих пор продолжают споры. Одни исследователи допускают возможность их кристаллизации из магматического расплава (Панина, Шацкий, 1973; Егоров и др., 1976), другие — считают их типичными метасоматическими образованиями (Кухаренко и др. 1965; Богдасаров, 1971; Бородин и др., 1973).

В этом отношении очень показательны результаты изучения апатит-магнетитовых или точнее апатит-титаномагнетитовых руд верхнеюрского карбонатитового комплекса в Южной Монголии (Вахрушев, Владыкин, 1978). Этот комплекс карбонатитовых пород, сформировавшихся в приповерхностных условиях, наиболее полно представлен в районе Мушуга-Худака. По данным В. А. Баскиной и И. К. Волчанской (1976), В. И. Коваленко и др. (1976, 1977), в его сложении принимают участие следующие образования (в порядке возрастной последовательности): 1) лавы меланефелинитов и мелалейцитов; 2) алевролиты, туффыты, туфы трахитов, известняки с верхнеюрской фауной; 3) лавы и пирокласты трахитов; 4) интрузивы сиенитов, нефелиновых сиенитов, кварцевых сиенитов; 5) серия рудных образований, представленная минерализованными зонами вулканических брекчий трахитов и трахилипаритов (породы жерловой фации), штокообразными и жильными телами апатитовых, магнетитовых и апатит-магнетитовых руд, жильными телами карбонатитов кальцитового, кальцит-флюоритового и кальцит-кварцевого состава и, наконец, мелкозернистыми брекчиевидными породами (типа взрывных брекчий), состоящими из магнетита, флюорита, апатита и целестина. Отмеченная последовательность формирования установлена по геологическим взаимоотношениям их друг с другом, в частности, по наличию четко выраженных секущих контактов.

Минеральный состав карбонатитового комплекса пока изучен недостаточно. В опубликованных работах особенно скудны сведения о рудных минералах. В связи с этим нами и было проведено минераграфическое изучение апатит-магнетитовых руд и брекчиевидных магнетит-флюорит-apatитовых пород завершающей стадии формирования карбонатитового комплекса. Апатит-магнетитовые руды в районе Мушуга-Худака образуют жильные тела протяженностью от 20 до 100 м и мощностью до 2 м (жильный тип) и штокообразное тело диаметром около 40 м. Центральная часть последнего диаметра 10 м представлена гигантозернистыми магнетитовыми рудами, в которых размеры отдельных кристаллов магнетита достигают 20 см. Содержание апатита составляет не более 5—10%.

Краевые части рудного тела в основном сложены апатитом с незначительной примесью магнетита (до 5%). Мощность тел флюорит-apatит-магнетитового состава около 2 м, протяженность — 100—150 м. Во многих рудных телах отмечаются ясные признаки флюидалности.

При минераграфическом изучении прежде всего установлено, что первичный рудный минерал этих пород представлен титаномагнетитом, а не просто магнетитом, как это принималось ранее. Из других окисных рудных минералов присутствуют ильменит, гематит и шпинель. В значительном количестве содержатся сульфидные минералы, которые, однако, большей частью преобразованы гипергенными процессами в гидроксиды железа.

Титаномагнетит в центральной части штокообразного тела образует сплошные руды крупнозернистой панидиоморфнозернистой структуры, а в жильных апатит-титаномагнетитовых рудах, так же как и в брекчиевидных флюорит-apatит-титаномагнетитовых породах, он наблюдается в виде кристаллов и их обломков размером до 1—2 см (рис. 47).

Во всех случаях титаномагнетит интенсивно замещается гематитом и другими продуктами позднего преобразования (рис. 48), при этом первичная решетчатая структура титаномагнетита прекрасно видна не только в шлифах в отраженном свете (рис. 49), но и в полированных штуфах (рис. 47). В уцелевших от замещения гематитом участках при детальном микроскопическом изучении отчетливо различаются три фазы: собственно магнетит, ильменит и шпинель, также образующие сростания, типичные для структур распада твердых растворов (рис. 49). Из приведенных микрофотографий видно, что ильменит выделяется в виде двух генераций: ранней грубопластинчатой и более поздней тонкопластинчатой. К тонким дискообразным пластинкам позднего ильменита приурочены мельчайшие зерна шпинели (рис. 49).

Ильменит изредка встречается и в виде самостоятельных однородных по строению зерен размером до 1 мм. Он располагается по краям титаномагнетита или выполняет промежутки между кристаллами апатита, составляющими основную массу породы. Взаимоотношения с сопутствующими минералами указывает на более позднее обособление ильменита по сравнению с апатитом и титаномагнетитом.

Одной из характерных особенностей рассматриваемых рудных образований карбонатитового комплекса является присутствие внутри породообразующего апатита сульфидных капель преимущественно пирротинового состава (рис. 50). Каплевидные включения сульфидов установлены как в апатит-титаномагнетитовых рудах, так и в брекчиевидных апатит-флюорит-магнетитовых породах завершающей стадии становления карбонатитового комплекса района. Размеры их незна-

чительны, не превышают в изученных срезах сотых долей миллиметра. Ограничения сульфидных включений во всех случаях резкие, без признаков замещения вмещающего минерала. Показательно, что какой-либо приуроченности их к трещинам совершенно не наблюдается. Точно также они не встречаются и в виде жилок. И, наконец, в апатитах из этих образцов В. Б. Наумовым (ГЕОХИ АН СССР, Москва) обнаружены расплавные включения.

Апатит-титаномагнетитовые породы формировались в три этапа: 1) отщепление рудно-фосфатной фракции из карбонатитового расплава. Разделению способствовали ограниченная смесимость карбонатной и рудно-фосфатной жидкости; 2) кристаллизация рудно-фосфатного расплава, резко обогащенного летучими компонентами, и прежде всего  $P_2O_5$ , F,  $CO_2$ , в магматической камере в условиях медленного понижения температуры. Этим объясняются значительные размеры кристаллов титаномагнетита и их грубопластинчатая структура; 3) вывод частично раскристаллизованной массы в близповерхностные участки. При этом возможно частичное дробление крупных кристаллов титаномагнетита. Последующее затем резкое повышение окислительной обстановки вызвало интенсивную гематитизацию титаномагнетита.

Таким образом, форма залегания и взаимоотношения рудных тел разных серий как друг с другом, так и с вмещающими породами, наличие в них первичных текстур течения, особенности состава рудных минералов и, наконец, присутствие сульфидных капель и других расплавных включений в апатите не оставляют сомнений в магматическом происхождении апатит-титаномагнетитовых пород и других рудных образований карбонатитового комплекса Южной Монголии.

Петрографические признаки распада магм с обособлением в жидком состоянии окислов тяжелых металлов выявлены в щелочных породах Хушагольского массива в Восточном Саяне. Как уже отмечалось выше, этот массив сложен габбро-диоритами, сиенито-диоритами, геденбергитовыми сиенитами, нефелиновыми сиенитами и эгирии-геденбергит-рибекитовыми сиенитами. Во всех них повсеместно распространен ильменит. Наибольшие содержания его (до 3—4% от площади среза) установлены в сиенито-диоритах и габбро-диоритах. При этом в габбро-диоритах он наблюдается не только в межзерновом пространстве в виде неправильных зерен (0,1—0,5 мм), нередко с бухтообразными очертаниями, но и внутри силикатных темноцветных минералов. В последнем случае форма ильменита эллипсоидальная или правильная шарообразная. Ограничения с минералом-хозяином всегда четкие, без признаков замещения друг друга (рис. 51). Наличие сферических выделений ильменита внутри силикатных минералов указывает на проявление окисно-рудной ликвации в магматическом расплаве, т. е. до кристаллизации порообразующих минералов.

Овальной формы нодули магнезиального ильменита (пикроильменита) описаны Э. Н. Эрлихом (1959) в кимберлитовых телах Укукитской группы в Якутии, который связывает их образование с ликвацией кимберлитового расплава.

Сферические выделения этого минерала в виде включений в гранатах кимберлитов были отмечены А. Д. Харьковым и Ю. А. Абагинской (1975).

В частности, пикроильменит шаровидной формы — составная часть желваков граната из кимберлитов трубок № 1,2 и «Мир» (Мало-Ботуобинский район). Форма желваков овальная или правильная шаровидная. Поверхность гладкая, иногда волнистая и обычно покрыта коркой вторичных образований. Размеры их изменяются от 2 до 8 мм в поперечнике.

По окраске и минеральному составу выделяются две группы гранатовых желваков: фиолетово-красного цвета с включениями хромита и оранжевого с пикроильменитом. Рудная фаза в желваках присутствует до 30% объема.

Автором в полированных шлифах изучались только пикроильменит-гранатовые желваки. На их характеристике и остановимся. По данным А. Д. Харькова и Ю. А. Абагинской (1975), оранжево-красный гранат характеризуется пониженным содержанием хрома и резко повышенным количеством железа. Форма зерен, так же как и пикроильменита, обычно округло-неправильная, изометричная или слегка вытянутая (у пикроильменита). Размеры зерен обоих минералов примерно одинаковые и обычно находятся в пределах 0,1—0,5 мм. Ограничения их ровные, без признаков замещения. Встречаются и бухтообразные, зазубренные границы, что всегда связано с частичным замещением пикроильменита и граната продуктами поздних (гидротермальных) стадий преобразования кимберлитов. Равновеликость зерен граната и пикроильменита, одинаковая степень их идиоморфизма (точнее отсутствие такового) и отсутствие признаков замещения указывают на одновременность кристаллизаций обоих минералов.

Вместе с тем пикроильменит часто находится внутри тех же самых зерен граната в виде многочисленных шаровидных включений. Размеры таких включений пикроильменита 0,01—0,1 мм. Распределение их неравномерное как в пределах срезов, так и в отдельных зернах граната. Весьма показательным, что какой-либо приуроченности шаровидных выделений пикроильменита к трещинам в гранатах не наблюдается. Ограничения включений во всех случаях четкие, без признаков разъединения или замещения минерала-хозяина. Не отмечается также и замещение пикроильменита или граната вдоль границ раздела гидротермальными минералами. Рассматриваемые две морфологические разновидности пикроильменита показаны на рис. 52, 53.

С помощью лазерного микроспектрального анализа установлено, что они отличаются друг от друга и особенностями

химического состава. Пикроильменит, наблюдающийся в виде шаровидных включений в гранате, по сравнению с таковым из межзернового пространства, характеризуется пониженным содержанием титана и, наоборот, резко повышенной хромитоспособностью. Так, по данным определения в двух шлифах количество хрома в пикроильмените включений оказалось равным 1,20 и 2,40 вес.%, а в пикроильмените из межзернового пространства соответственно 0,40 и 0,46%.

Заслуживает внимания тот факт, что обе разновидности пикроильменита, заметно отличающиеся друг от друга химическим составом, находятся в тесном сростании с одним и тем же оранжево-красным гранатом. Это обстоятельство уже само по себе является показателем их кристаллизации при неодинаковых условиях и, видимо, различных  $P_{O_2}$ . Так, по мнению Н. В. Соболева (1974), наиболее вероятная причина повышения растворимости хрома в ильменитах, ассоциирующих с хромитами или с хромсодержащими пиропами, — это повышение  $P_{O_2}$ . В восстановительной обстановке при том же содержании хрома в расплаве его растворимость в ильмените резко понижается. Однако для подтверждения этого, как считает Н. В. Соболев и другие, необходима постановка опытных исследований систем с Ti и Cr при высоких давлениях и температурах при различном  $P_{O_2}$ .

На основании сопоставления химизма и физических свойств гранатов из кимберлитов и включений глубинных пород, ассоциирующих с кимберлитами, А. Д. Харьков и Ю. А. Абагинская (1975) считают вполне возможным образование граната путем прямой кристаллизации кимберлитового расплава. В данном случае сферическая форма гранатовых желваков, близкие (равновеликие) размеры, отсутствие механической дезинтеграции и другие признаки также в определенной мере указывают на принадлежность их к продуктам кристаллизации кимберлитовой магмы, а не к обломкам, захваченным на разных уровнях мантии или земной коры. Если это предположение верно, то присутствие в них пикроильменита в виде шаровидных или каплевидных обособлений внутри кристаллов граната несомненно связано с распадом кимберлитовой магмы на две фазы: силикатную и рудную окисную. В последующем каплевидные выделения рудной окисной фазы были захвачены и законсервированы растущими кристаллами граната.

Судя по химическому и минеральному составу гранатовых желваков, содержание рудной фазы в изначальном расплаве могло достигать 50% объема. Учитывая крайне ограниченную смесимость силикатной и рудной фазы, такие высокие концентрации рудного вещества могли быть достигнуты в пределах верхней мантии под воздействием высоких давлений. При этом не все рудное вещество отделялось от силикатной части в жидком состоянии. Часть его вошла в кристаллические ре-

шетки силикатных минералов, в данном случае граната, образуя гомогенную систему, устойчивую лишь в условиях высоких давлений и температур. Смена термодинамических условий приводила к распаду твердых растворов с выделением тонких пластинок пикроильменита в бедных хромом оранжевых гранатах, как это было подмечено ранее А. Д. Харьковым и Ю. А. Абагинской (1975).

Таким образом, выявленные на примере изучения гранатовых желваков признаки окисно-силикатной ликвации служат еще одним доказательством разделения вещества в магмах наиболее глубинного (мантийного) происхождения и в какой-то мере раскрывают еще одну страницу сложной истории образования кимберлитов.

В настоящее время не может быть полностью отвергнута гипотеза, рассматривающая гранат-ильменитовые желваки в качестве обломков пород мантии, вынесенных кимберлитовой магмой. Но и в этом случае наличие в составе желваков двух морфологически и генетически различных типов пикроильменита также представляет определенный интерес для петрологов, занимающихся изучением пород верхней мантии.

---

## Глава IV

### РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С ИНТРУЗИВНЫМИ КОМПЛЕКСАМИ

#### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В МАГНЕТИТЕ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

В литературе приведено много примеров успешного использования рудных минералов в качестве критерия для установления генетических связей оруденения с интрузивами. Особенно показательны в этом отношении результаты исследований магнетита (титаномагнетита) интрузивных пород Алтае-Саянской области (Вахрушев, 1962, 1965а, 1973) и Урала (Знаменский, Фоминых, 1962; Штейнберг, Фоминых, 1962), Дальнего Востока (Говоров, 1977), выполненные главным образом с целью уточнения типа рудоносных, в частности железозоносных, магматических комплексов.

Кратко рассмотрим особенности распределения главных элементов-примесей в интрузивных породах Алтае-Саянской области. Интрузивные породы, магнетит которых изучался,

по генетическим особенностям и потенциальной рудоносности были объединены в следующие 4 группы или рудоносные комплексы.

1. Титаноносные габброиды, расслоенные. Типичными представителями являются Харловский в северо-западной части Алтая, Большой Таскыльский и Большой Культайгинский массивы в Горной Шории.

2. Железоносные субвулканические сиениты и гранитоиды габбро-диорит-гранодиоритовой формации. По существующим в настоящее время представлениям, к наиболее продуктивным в отношении железоруднения относятся габбро-диорит-гранодиоритовые и габбро-гранитные ассоциации. С ними сопряжены наиболее крупные промышленно важные магнетитовые месторождения — Тятско-Табратское, Тереховское, Анзасское, Мульгинское, Абаканское, Казские, Ирбинские и др. Сиенитовый магматизм продуктивен, по-видимому, в определенных условиях: в «узлах» многократного проявления железоносных интрузий (Дымкин и др., 1974). В связи с этим целесообразно было бы рассмотреть составы магнетитов субвулканических сиенитов и гранитоидов габбро-диорит-гранодиоритовой формации отдельно. К сожалению новых данных по составу магнетита обоих типов гранитоидных пород не получено, хотя необходимость продолжения такого рода исследований очевидна.

3. Гранитоидные батолиты пестрого состава. Из пород этого формационного типа анализы магнетита относятся к интрузивным комплексам: лебедскому (Лебедский массив — Горный Алтай), мартайгинскому (Центральнический, Натальевский, Ольгинско-Ампалыкский — Кузнецкий Алатау), уленьтуимскому (Туимский — Кузнецкий Алатау), ольховскому (Шиндинский и Канзыбинский — Восточные Саяны), таннуольскому (Байсютский — Тува). Массивы этих гранитоидных комплексов нередко сопровождаются золоторудными проявлениями скарнового и кварцево-жильного типов («золотоносный» интрузивный комплекс).

4. Гранитные батолиты — Тигирекский, Синюшинский, Усть-Беловский массивы в Горном Алтае, Сарлык-Мустагский массив в Горной Шории. С отдельными представителями этой группы позднегерцинских гранитных интрузивов в Горном Алтае связано уже редкометальное руднение.

Собственно гранитный магматизм (формации гранитоидных батолитов третьей и четвертой групп) в отношении магнетитового руднения мало продуктивен. По мнению некоторых авторов (Дымкин и др., 1974), здесь заслуживают внимания лишь внешнеореольные зоны гранитоидных батолитов пестрого состава, где опять-таки преобладают габбро-диорит-гранодиоритовые ассоциации (Шиндинский плутон ольховского комплекса, Тельбесский и др.).

Таблица 1

Содержание элементов-примесей в магнетитах интрузивных пород Алтае-Саянской складчатой области (вес. %)

Рудоносные интрузивные комплексы	Число проб	TiO <sub>2</sub>	MnO	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Титаноносные габброиды расслоенные	12	7,94	0,33	0,40	0,07
Железоносные гранитоиды, габбро-диорит-гранодиоритовой формации и субвулканические сиениты . . . . .	22	2,50	0,48	0,31	0,11
Гранитоидные батолиты пестрого состава . . . . .	21	0,98	0,24	0,23	0,05
Гранитные баолиты . . . . .	14	0,53	0,29	0,13	0,07

Основные примеси магнетитов — TiO<sub>2</sub>, MnO, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Их определение проводилось с помощью химического анализа (табл. 1). Остальные элементы-примеси (Co, Ni, Sn, Pb, Ge и др.) определялись спектрографические (за исключением контрольных химических анализов).

Наиболее интересным, своего рода типоморфным, примесным элементом в магнетите служит титан. Общей особенностью распределения титана является закономерное возрастание его количества по мере перехода от формаций ряда гранитоидных батолитов (редкометалльные и золотоносные интрузивные комплексы) к железоносным комплексам и, наконец, к расслоенным интрузивам титаноносного габбро. Как показала статистическая обработка результатов анализов (Вахрушев, 1973) по критерию Стьюдента средних содержаний TiO<sub>2</sub>, магнетиты всех выделенных четырех групп значительно отличаются.

Ванадием наиболее обогащены также магнетиты расслоенных массивов титаноносного габбро и магнетиты железоносных интрузивов. Средние содержания этого элемента в магнетите указанных генетических групп наиболее близки друг к другу (0,401 и 0,311%) и не имеют значимых различий. Однако последние по средним содержаниям, даже при ограниченном числе анализов, выявились между магнетитами титаноносного габбро и магнетитами интрузивных пород, относящихся к ряду гранитоидных комплексов батолитового типа формаций (третья и четвертая группы).

Отмечается повышенная марганцовистость магнетитов некоторых железоносных интрузивных комплексов, что частично подтверждается и расчетами критерия Стьюдента. По этому критерию выявились значимые различия в средних содержаниях MnO между магнетитами железоносных интрузивных комплексов (вторая группа) и магнетитами интрузивов формации батолитовых гранитоидов (третья и четвертая группы). Это обстоятельство вряд ли случайно. Оно

скорее отражает специфические условия формирования железоносных сиенитовых интрузивов. Характерно, что повышенные содержания марганца в магнетитах и в целом в породах аналогичных интрузивных комплексов выявлены и для других рудных провинций (Урал).

Между отдельными группами интрузивных комплексов устанавливаются значимые различия и по характеру рассеяния в магнетитах рассматриваемых элементов-примесей. В этом отношении опять-таки наиболее интересным является титан. Очень высокие значения дисперсии титана характерны для магнетитов интрузивов, связанных с базальтоидным магматизмом (первая и вторая группы). В магнетитах интрузивов гранитоидных батолитов (третья и четвертая группы) отмечается равномерное распределение титана. Расчеты критерия Фишера показали, что магнетиты всех групп по дисперсии значимо отличаются друг от друга (кроме магнетитов первой и второй групп). Различно также и распределение MnO в магнетитах, кроме магнетитов интрузивов формаций гранитоидных батолитов, между которыми по критерию Фишера значимых различий не выявлено.

По дисперсии содержаний ванадия магнетиты железоносных интрузивов (вторая группа) значимо отличаются от магнетитов всех остальных групп. Значимые отличия между железоносными интрузивными комплексами, с одной стороны, и золотоносными, с другой, выявились и по дисперсии хрома в магнетите. По этому признаку значимо отличаются магнетиты гранитоидных батолитов пестрого состава от магнетитов гранитных батолитов.

Магнетиты отдельных групп интрузивных пород отличаются содержанием и других элементов-примесей. Так, магнетит золотоносных интрузивных комплексов по сравнению с таковым гранитоидов железоносных интрузивов характеризуется не только пониженным содержанием титана, ванадия, но и кобальта и никеля, т. е. по существу всех элементов семейства железа. С другой стороны, в магнетите гранитоидов золотоносных интрузивных комплексов в несколько большей степени проявлена тенденция к концентрации таких элементов, как свинец, олово, германий (Вахрушев, 1973).

Таким образом, элементы-примеси магнетита могут быть использованы для расчленения интрузивных комплексов по генетическим особенностям и, что наиболее важно, по особенностям их металлогенической специализации или рудогенерирующей способности. Наиболее рационально использование магнетита для генетического (формационного) расчленения магматических комплексов в тех случаях, когда интрузивные породы, в частности гранитоиды, схожи по структурным признакам, минералогическому и химическому составу, но отличаются условиями формирования (в том числе, возможно, и типом родоначальных магм).

В работах Н. Д. Знаменского, В. Г. Фоминых (1962), Д. С. Штейнберга, В. Г. Фоминых (1962), Д. С. Штейнберга, и др., (1964) особенности состава и распределения титаномагнетита в гранитоидах Урала также успешно использованы для генетического выделения интрузивов, перспективных в отношении контактово-метасоматического оруденения. Здесь было установлено, что в гранитоидах, генетически связанных с основной магмой, количество магнетита и содержание в нем титана, ванадия, а также других элементов семейства железа значительно выше, чем в аналогичных по составу гранитоидах сиалического происхождения. Аналогичные отличия установлены и в составе щелочных пород Урала различного генезиса: базальтоидного и гранитоидного.

Намечаются различия в составе магнетита в рудоносных и безрудных (на медно-никелевое оруденение) трапповых интрузий Сибирской платформы. Так, по данным А. И. Архиповой (1966), содержание хрома в магнетите из габбро-диоритов дифференцированных (рудоносных) интрузий всегда больше 0,05%, а в магнетите из габбро-долеритов недифференцированных (безрудных) интрузий обычно меньше 0,02%.

#### ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В МАГНЕТИТЕ КАК КРИТЕРИЙ ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С ИНТРУЗИВНЫМИ КОМПЛЕКСАМИ

Выявление потенциальной рудоносности интрузивных комплексов того или иного района само по себе уже представляет важный момент в выяснении генетических связей оруденения с интрузиями. Другим объективным критерием для установления генетической связи оруденения с магматическими комплексами является прямая корреляция в содержании элементов-примесей в рудных минералах месторождений и в тех же рудных минералах интрузивов. Эта зависимость обусловлена унаследованностью свойств исходной магмы всеми послемагматическими рудными минералами.

Сопоставление содержаний марганца и титана в магнетите ряда Алтае-Саянских месторождений с таковыми магнетита тех интрузивов, с которыми связь оруденения наиболее вероятна, подтверждает это положение. При увеличении марганца и титана в магнетите материнских интрузивов, как правило, повышается их содержание и в рудном магнетите (Вахрушев, 1965а, 1973).

Это заключение справедливо и в отношении месторождений других железорудных провинций. Так, породы (в том числе и магнетит, входящий в их состав) железозоносных интрузивов Тагило-Кушвинского района имеют повышенную марганценосность. Повышенное содержание марганца сохра-

няется и в продуктах метасоматоза, связанного с сиенитовым комплексом, в контактово-метасоматических магнетитах, «в появлении бустамитовых скарнов гидротермального происхождения, концентрациях родохрозита и олигонита» (Овчинников, 1960; Штейнберг и др., 1968).

Линейная зависимость между содержаниями кобальта, никеля, галлия в рудном магнетите месторождений и магнетите материнских интрузивов выявлена и на примере изучения ряда месторождений Северного Казахстана, в частности месторождений, генетически связанных с крыккудукским интрузивным комплексом (Ященко, 1968).

Отчетливо выявляется и вторая особенность в поведении марганца, а также титана и цинка, а именно: содержание их в магнетите месторождений меньше, чем в магнетите интрузивов материнских по отношению к этим месторождениям. То же можно сказать и о некоторых других элементах в магнетите. По данным Н. Я. Ященко (1968), к элементам, содержание которых в рудном магнетите меньше, чем в аксессуарном, помимо титана и марганца также относятся хром, ванадий, галлий и никель. Вызывает некоторое недоумение отнесение этим автором цинка к группе элементов, которые содержатся больше в рудном магнетите. Повышенные количества цинка в рудном магнетите, вероятно, обусловлены примесью сфалерита. В некоторых скарновых месторождениях Западной Сибири и Урала также были отмечены рудные магнетиты с высоким содержанием этого элемента. Однако, как показали специальные исследования, исключительно все анализы с таким отклоняющимся содержанием цинка приходится на пробы, выделенные из сульфидно-магнетитовых руд, содержащие в своем составе значительное количество железистой разновидности сфалерита-марматита (Вахрушев, 1965а).

Неодинаковое содержание элементов-примесей в магнетитах — рудном и аксессуарном — должно быть понятно без каких-либо объяснений, если принять во внимание различный способ образования двух данных типов магнетита.

Выявленная закономерность (корреляция) в поведении элементов-примесей в магнетите в равной мере может быть использована и для решения обратной задачи, а именно, для доказательства отсутствия генетической связи между оруденением и интрузивами. Для примера приведем данные по распределению элементов-примесей в магнетите биотитовых гранитов Тигирекского массива и в магнетите руд Инского месторождения (Горный Алтай).

В магнетите Тигирекского интрузива содержание  $MnO$  составляет 0,10%,  $TiO_2$  — 40%, в магнетите руд соответственно  $MnO$  — 0,11%,  $TiO_2$  — 0,32%, т. е. содержание этих элементов оказалось примерно одинаковым в обоих типах

магнетита. Следует отметить, что при расчете содержаний элементов-примесей в магнетите учтены были и данные анализов магнетита гибридных диоритов, несколько обогащенных двуокисью титана за счет ассимиляции вмещающих пород, в том числе и скарново-рудных образований Инского месторождения. Содержание  $TiO_2$  в магнетите биотитовых гранитов Тигирекского массива составляет 0,25%, т. е. заметно меньше, чем в рудообразующем магнетите. Другими словами, отмеченная выше корреляция марганца и титана в данном случае нарушается. В связи с этим напомним, что на основании пространственной приуроченности этих месторождений к контактовому ореолу Тигирекского гранитного массива последний до недавнего времени рассматривался в качестве материнского по отношению к этим месторождениям. В действительности Тигирекская гранитная интрузия не повинна в образовании Белорецкого и Инского магнетитовых месторождений. Этот вывод, сделанный автором в 1959 г., позднее был подтвержден данными других исследователей (Попов и др., 1962; Доронин, 1968; и др.) и в настоящее время его справедливость не вызывает сомнений у подавляющего большинства геологов. Не было выявлено корреляции между уровнями концентрации марганца и титана в магнетите гранитов Сарлык-Мустагского батолита и магнетите месторождений Кондомской группы в Горной Шории. Эти данные служат дополнительным аргументом, подтверждающим вывод об отсутствии генетической связи магнетитового оруденения с отмеченными выше интрузиями, являющимися типичными представителями формации гранитных батолитов.

С помощью химического и количественного спектрального анализа мы изучили состав магнетитов гранитоидов кукульбейского и шахтаминского комплексов в Восточном Забайкалье. Для выделения ферромагнитной фракции были отобраны пробы типичных разностей гранитов Шерловогорского, Адун-Челонского, Соктуйского, Тургинского, Ботовского (кукульбейский комплекс) и Шахтаминского (шахтаминский комплекс) массивов.

Гранитоиды кукульбейского комплекса относятся к плюмазитовым редкометальным гранитам (Таусон, 1977). С ними генетически связано оловянно-вольфрамовое оруденение, а с гранитоидами шахтаминского комплекса — молибденовое.

Результаты анализа магнетитов гранитоидов кукульбейского и шахтаминского комплексов, а также состав магнетитов гранитоидов Шахтаминского месторождения по данным рентгеноспектрального микроанализа приведены в табл. 2 (Никитина и др., 1977). Для сравнения нами изучен магнетит монцонита Акатуевского массива. Количественный спектральный анализ всех наших проб магнетита вы-

Таблица 2

Средние содержания элементов-примесей в магнетите гранитоидов Восточного Забайкалья (вес. %)

Элемент	Гранитоиды			Монцит Акатуевского массива
	Кукульбейский комплекс	Шахтаминский комплекс	Шахтаминское месторождение	
Ti	0,36	0,15 (0,06)	0,03	0,57 (0,49)
Mn	0,10	0,054 (0,05)	0,02	0,12 (0,10)
V	0,07	0,12	0,25	0,15
Cr	0,32	0,50	0,99	0,41
Ni	0,021	0,025	0,021	0,045
Co	0,0034	0,0037	0,0023	0,0050
Cu	0,012	0,0056	0,0043	0,0046
Sn	0,008	0,004	Не опр.	0,0083
Zn	0,050	0,036	»	0,063
Pb	0,0086	0,0029	»	0,0042

Примечание. В скобках указаны результаты химического анализа магнетитов.

полнен А. Д. Глазуновой, химанализ — О. И. Округиной.

Несмотря на ограниченность аналитических данных, выявлены некоторые отличия в составе магнетитов гранитоидных пород. Так, магнетиты гранитоидов кукульбейского комплекса характеризуются заметно повышенным содержанием титана, марганца, а также олова и меди по сравнению с гранитоидами Шахтаминского массива. Повышенное количество олова отмечено и в магнетите монцитов Акатуевского массива, которые рассматриваются производными трахитандезитовой (латитовой) магмы (Таусон, 1977). Справедливость этого представления в известной мере подтверждается особенностями состава магнетита монцитов, а именно, несколько большим содержанием в нем титана, марганца, никеля, кобальта.

Несколько необычным, на первый взгляд, представляется достаточно высокое содержание хрома в магнетитах рассматриваемых гранитоидов (0,3—1%). Как уже отмечалось, магнетит в гранитоидах массивов, особенно кукульбейского комплекса, распространен крайне ограниченно. Отсюда и понятно повышенное содержание в нем хрома, так как в лейкократовых редкометалльных гранитах Восточного Забайкалья магнетит выступает в качестве единственного минерала-концентратора этого элемента.

По данным П. Теобальда и С. Томпсона (Theobald, Thompson, 1962), магнетиты гранитоидов, с которыми связаны цинковые месторождения, характеризуются высоким (700 г/т и более) содержанием цинка.

Существование зависимости вещественного состава гидротермальной минерализации от типа и состава материнской интрузии прослеживается и на других минералах, на что уже обращалось внимание при рассмотрении поведения марганца в контактово-метасоматических месторождениях Тагило-Кувшинского района на Урале (Овчинников, 1960) и Кондомского в Горной Шории (Вахрушев, 1965а). Позднее заключение о преобладании геохимических черт между материнскими интрузиями и послемагматическими образованиями было подтверждено С. М. Николаевым на основании результатов, полученных при статистической обработке аналитических данных по содержанию марганца, серы и фосфора в рудах более 650 месторождений этого генетического типа. По С. М. Николаеву, сернистость фосфоритоносность, марганцовистость руд, так же как и количество и видовой состав сульфидных минералов в них, являются отражением генетического характера и состава материнских интрузий, и эти показатели могут быть использованы для выяснения генетической связи магнетитовых месторождений с магматическими комплексами.

Установленная на примере изучения месторождений Алтае-Саянской области зависимость степени кобальтоносности и никеленосности сульфидных минералов от генетического типа интрузивных комплексов, видимо, в полной мере сохраняет свою силу и в других рудных провинциях. В Западном Узбекистане распространены шеелитоносные скарны, ассоциирующие с позднепалеозойскими интрузивами батолитовых гранитов. Как показали результаты анализов, сульфиды железа из этих скарнов характеризуются также небольшим количеством кобальта и никеля (Вахрушев, 1973). Так, содержание примесного кобальта в пирите месторождений Лянгар, Ингичке, Койташ находится в пределах 0,005—0,03% (среднее из 9 определений — 0,014%), никеля — 0,02—0,011% (среднее из 9 определений — 0,007%), а в пирротине кобальта — 0,012—0,045% (среднее из 13 определений — 0,021%), никеля — 0,004—0,014% (среднее из 13 определений — 0,008%). Эти количества кобальта и никеля на 1—2 порядка ниже, чем в соответствующих сульфидах скарново-магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области, генетически связанных с железоносными интрузивными комплексами. В литературе тоже имеются указания на отсутствие сколь угодно заметных примесей никеля и кобальта в пиритах из молибденовых, шеелитовых, а также касситеритовых и сфалерит-галенитовых скарнов, ассоциирующих с магматическими породами повышенной кислотности и относительно бедных соединениями железа и меди (Крутов, 1959).

Присутствие рудных минералов в породах рудоносных интрузивных комплексов известно давно. В этом отношении

очень показательны оловоносные граниты, для которых одним из признаков рудоносности является присутствие акцессорного касситерита. Так, касситерит установлен в оловоносных гранитах Чукотки (Лугов, 1964) и Забайкалья (Долманова, 1959), в то время как безрудные в отношении олова граниты Западного Забайкалья его не содержат (Легейдо, 1967). В. С. Коптевым-Дворниковым и М. Г. Руб (1965) отмечаются миаролитовые граниты Центрального Казахстана и Дальнего Востока, в пустотах которых присутствуют многие рудные минералы, в том числе касситерит и вольфрамит. В частности, приводится описание Марьяновского оловоносного гранитного массива (Приморский край). Касситерит здесь отмечается как в миаролитовых пустотах совместно с марионом, микроклин-пертитом, топазом и турмалином, так и в составе кварц-турмалиновых жил, секущих эти граниты, т. е. в данном случае мы уже имеем дело с послемагматическим касситеритом.

В рудоносных гранитах Нигерии также выявлены два типа касситерита: магматический и послемагматический — в составе грейзенов и кварцевых прожилков. Характерно, что магматический касситерит, как и более поздний послемагматический, содержит примесь ниобия. Наличие ниобийсодержащего касситерита в гранитах и сопровождающих их послемагматических образованиях, безусловно, служит одним из надежных критериев связи оруденения с отмеченными гранитами.

Теоретически обоснованы и некоторые косвенные критерии связи касситеритового оруденения с магматическими комплексами. Так, по И. Д. Рябчикову и др. (1978), одним из показателей рудогенерирующей способности гранитных магм служат пониженные содержания железа в породах и признаки ранней кристаллизации в них магнетита, что обусловлено повышенной летучестью кислорода в ходе кристаллизационной дифференциации кислых магм (подробнее см. в главе VI).

По данным В. М. Меликсетяна (1960), гранитоиды Армении, с которыми связано медно-молибденовое оруденение, выделяются повышенным количеством халькопирита (10 г/т) и молибденита (3 г/т).

#### МАГНЕТИТЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Геохимические исследования магматических (акцессорных) и послемагматических (жильных) магнетитов ультраосновных — щелочных пород и траппов Сибирской платформы, выполненные В. И. Гоньшаковой (1966) и др., также подтвердили существование генетического родства между

магматическими и послемагматическими рудными образованиями и типами магм, их породивших. Индикаторами этого родства для рассматриваемых магматических комплексов, по В. И. Гоньшаковой, являются некоторые элементы семейства железа (Сг, Ni, Со), редкие земли, а также некоторые халькофильные и петрогенные (Сu, Ga, Ва). При этом подмечено, что по мере перехода от ранних магматических к послемагматическим магнетитам последних стадий наблюдается резко выраженная тенденция к уменьшению или полному исчезновению из их состава ряда элементов-примесей. Это положение, по мнению В. И. Гоньшаковой, справедливо в отношении магнетитов, генетически связанных как с траппами, так и с породами ультраосновного — щелочного комплекса.

Не всегда прямолинейно решается проблема генетического родства магматических источников и оруденения, не все особенности химического состава магнетитов могут быть использованы с одинаковым успехом. Так, например, Н. В. Павловым и И. И. Чупрыниной (1960) при сравнительном изучении эндогенной минерализации кимберлитов р. Далдын и железорудных трубок Ангаро-Илимского района было установлено, что магнетит гидротермальных образований кимберлитов резко отличается от магнетитов железорудных трубок почти полным отсутствием магния, тогда как в по-

*Химический состав магнетитов*

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	0,76	1,62	1,36	1,56	1,20	0,86
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,02	0,02	0,04	0,04	0,001
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	0,10	0,28	0,15	0,14	0,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	68,10	67,25	67,52	67,17	68,32	68,35
FeO	28,56	29,27	28,20	28,20	27,48	28,92
MnO	0,58	0,45	0,31	0,43	0,28	0,48
MgO	1,22	1,44	1,66	1,89	2,10	1,26
CaO	0,06	0,03	0,09	0,08	0,04	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,006	Не обн.	0,011	0,006	0,033	0,006
Сумма	99,42	100,18	99,45	99,55	99,63	100,11
<i>a</i> <sub>0</sub>	—	—	8,394	—	8,395	8,397

Примечание. Анализы 1—7 — магнетиты трубки «Юбилейной»; 8—12 — «Заполярной». Анализы 12—14 — по данным А. П. Бобревич и др. (1964).

следнем MgO иногда содержится до 6—11%. Это, по существу, и послужило основанием для заключения о разном типе магм, о разных глубинных источниках рудной (в том числе и магнетитовой) минерализации в железорудных трубках Сибирской платформы, с одной стороны, и в кимберлитах — с другой.

Литературные данные (Бобриевич и др., 1964; и др.) и особенно новые анализы по трубкам «Юбилейной» и «Удачной» (табл. 3) подтверждают справедливость заключения Н. В. Павлова и И. И. Чупрыниной о незначительном содержании MgO в послемагматических магнетитах из кимберлитов. Среднее содержание MgO (без учета минеральных включений) в магнетите кимберлитов трубки «Юбилейной» составляет 1,71%, а в магнетите трубки «Удачной — Западной» — всего 0,75%. Показательно и ничтожное количество в магнетите  $Al_2O_3$ , не превышающее 0,28%. Чистота магнетита в отношении всех основных изоморфных примесей подтверждается и результатами рентгеновского анализа (см. табл. 3). Полученные значения параметра кристаллической решетки  $a_0$  практически не отличаются от таковых для стандартного магнетита.

Однако представления указанных выше авторов о высокой магнезиальности магнетита железорудных трубок требуют существенного уточнения. В нашем распоряжении имеются

Таблица 3

из кимберлитов (вс. %)

7	8	9	10	11	12	13	14
2,22	0,70	0,60	0,52	0,88	0,23	0,98	0,18
0,06	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
0,21	0,15	0,28	0,13	0,20	0,08	»	0,04
66,76	66,90	68,30	67,90	68,01	68,23	67,95	68,92
27,84	29,53	29,27	29,63	29,45	29,61	29,78	30,74
0,27	0,72	0,57	0,56	0,42	0,44	0,28	0,07
2,45	0,87	0,50	0,36	0,83	1,20	0,70	0,18
0,08	0,31	0,12	0,03	0,30	Не обн.	0,28	0,12
0,062	0,13	0,011	Не обн.	Не обн.	»	Не опр.	Не обн.
99,95	99,33	99,65	99,13	100,10	99,79	99,97	100,30
—	8,398	8,398	8,401	8,396	—	—	—

то же, «Удачной — Западной»; 13 — то же, «Удачной — Восточной»; 14 — то же,

результаты химических анализов около 200 проб магнетита из железорудных месторождений Сибирской платформы, в том числе 65 химических анализов магнетита из наиболее промышленно важных месторождений Ангаро-Илимского района. Большая часть результатов анализов уже опубликована (Вахрушев, Воронцов, 1976; Вархрушев, Вернослов, 1978; Вахрушев, 1979), и поэтому здесь ограничимся лишь кратким рассмотрением важнейших особенностей состава рудообразующего магнетита. Оказалось, что магнетиты Коршуновского, Рудногорского, Октябрьского и многих других месторождений Ангарской железорудной провинции обладают переменным составом. Так, содержание  $MgO$  (без учета механических примесей) в магнетите Коршуновского месторождения изменяется от 0,44 до 8,07 вес.%, в магнетите Октябрьского — от 0,52 до 5,42 вес.%. Ни в том, ни в другом случае нет никаких оснований говорить о разных типах исходных магм, о разных глубинных источниках рудоносных растворов. Показательно, что основная масса магнетита во всех наиболее крупных по запасам и наиболее изученных месторождениях этой провинции (или в месторождениях ангаро-илимского типа, как это обычно принято называть) имеет низкие содержания изоморфного магния, и по этому признаку они практически не отличаются от магнетитов кимберлитовых трубок.

Иная картина выявляется при сравнении послемагматических магнетитов в кимберлитах, с одной стороны, и магнетитов из месторождений Тунгусской провинции — с другой. Последние постоянно характеризуются высокой магнезиальностью. Среднее из 40 анализов содержание  $MgO$  в них составляет 11,84% при достаточно узком интервале изменений — от 11,31 до 14,54%. Но и в этом случае основная причина высокой магнезиальности магнетита месторождений Тунгусской провинции кроется не только, или вернее, не столько в ином типе магм, сколько в иных геологических условиях ( $P$  и  $T$ ) рудоотложения, связанных с формированием магнетитовых тел в верхних горизонтах осадочного чехла Сибирской платформы. И, как следствие этого, «генетическое» противопоставление эндогенной гидротермальной минерализации в кимберлитах, с одной стороны, и в железорудных месторождениях, с другой, по таким критериям, как степень магнезиальности магнетита, вряд ли оправдано.

Заслуживают внимания особенности распределения в магнетитах титана, ванадия, марганца, кобальта и никеля. Среднее содержание двуокиси титана в магнетите по данным химических анализов закономерно уменьшается по мере перехода от месторождений Тунгусской провинции (0,283%) к месторождениям Ангарской (0,237%) и затем к кимберлитам (0,015%). Точно также магнетит кимберлитов по сравнению

с магнетитом железорудных месторождений характеризуется резко пониженным содержанием ванадия (на 2—3 порядка). При близком уровне концентраций никеля в магнетитах отношение  $Ni:Co$  также закономерно изменяется. В магнетитах всех месторождений Тунгусской провинции, за исключением Камышевского Байкитика, это отношение наиболее низкое — 0,8—1,4.

Выше было показано, что магнетит, пирит и другие минералы обычно обладают переменным составом в отношении основных компонентов (магнетит) и элементов-примесей (пирит, арсенопирит, пирротин). Основной причиной, определяющей неодинаковый состав гидротермальных минералов, многими исследователями принимается химизм вмещающих пород. Естественно, что при таком подходе многие другие факторы, как физико-химические условия минералообразования, унаследованность свойств исходных магм, мало принимаются во внимание или не принимаются вовсе.

Применительно к магнетитам некоторых месторождений Сибирской платформы к такому заключению пришел В. В. Ревердатто (1962). По его мнению, «характер вмещающих толщ — главная причина формирования магнетита с разным количеством изоморфной примеси магния». Не исключено, что при той или иной геологической обстановке вещественный состав вмещающих пород оказывает существенное влияние на количество и набор элементов-примесей, изоморфно входящих в кристаллическую решетку минералов.

Однако, если вернуться к рассмотренным выше гидротермальным рудным минералам Сибирской платформы, то особенности их химического состава не подтверждают это положение.

Рассмотрим главные особенности химического состава гидротермального магнетита Сибирской платформы.

1. Магнетит кимберлитов характеризуется наибольшей чистотой в отношении изоморфной примеси магния, несмотря на то, что сами кимберлиты содержат повышенное содержание магния.

2. Магнетиты собственно железорудных месторождений Ангарской провинции обладают непостоянным составом. Основной способ отложения магнетита — метасоматический — путем замещения туфогенно-осадочных пород, долеритов, скарнов и других. При этой зависимости магнезиальности магнетита от характера вмещающих пород до сих пор не выявлено.

3. Магнетитам Тунгусской железорудной провинции свойственны наибольшие содержания магния (10—15 вес. %). Основной способ отложения магнетита — это выполнение открытых трещин с образованием жильных тел в туфогенно-осадочных породах, траппах, реже в скарнах.

Вмещающие породы месторождений Тунгусской провинции аналогичны таковым месторождений Ангарской провинции, но по химическому составу рудообразующего магнетита, и прежде всего по содержанию в нем магния, они резко отличаются. С помощью статистических аналитических данных ранее было показано, что по этому признаку между магнетитами указанных двух провинций имеются значимые различия (Вахрушев, 1979). Отличия по степени магнезиальности наблюдаются и в том случае, когда пробы магнетита отбирались совершенно из однотипных вмещающих пород, включая и скарны. Как известно, скарны гранатового состава характеризуются незначительным содержанием магния (Вахрушев, Воронцов, 1976). Однако магнетит из маломощной жилы (15 см) Потакуевского рудопоявления, расположенного в бассейне р. Нижняя Тунгуска, оказался исключительно высокомагнезиальным. Результаты химического анализа этого магнетита следующие (вес. %):  $\text{SiO}_2$ —1,56;  $\text{TiO}_2$ —0,44;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —6,24;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ —68,71;  $\text{FeO}$ —6,28;  $\text{MnO}$ —0,21;  $\text{MgO}$ —15,65;  $\text{CaO}$ —0,74;  $\text{P}_2\text{O}_5$ —не обн., сумма 99,83. Параметр кристаллической решетки  $a_0=8,362$ . Эти данные подтверждают, что мы имеем дело с типичным магномагнетитом.

Магнетиты из скарнов (особенно гранатового состава) Ангаро-Илимских месторождений постоянно характеризуются крайне незначительным, а с учетом минеральных включений, практически полным отсутствием изоморфной примеси магния. Это заключение также подтверждается результатами рентгеновского анализа.

Все приведенные фактические данные показывают, что в месторождениях Сибирской платформы характер вмещающих пород не оказывает существенного влияния на химический состав гидротермального магнетита. Главное значение, очевидно, имеют  $P$ — $T$ -условия отложения магнетита из рудоносных растворов или глубина эрозионного среза месторождений. Исходя из особенностей химического состава по глубине формирования магнетитовой минерализации, рассматриваемые группы месторождений располагаются в следующий ряд: кимберлитовые трубки—железорудные месторождения Ангарской провинции—железорудные месторождения Тунгусской провинции. Общегеологические данные не противоречат этому заключению.

Таким образом, знание особенностей химического состава магнетитов Сибирской платформы помогает решению другой остро дискуссионной проблемы, именно о роли вмещающих пород как источников рудного вещества. Как было показано выше, при кристаллизации гидротермального магнетита даже в таких богатых магнием породах, как кимберлиты, замещения из них магния не происходит. Представления

о магномагнетитовом типе руд Ангаро-Илимских месторождений в значительной мере оказались ошибочными. Магнетит месторождений Тунгусской провинции, расположенных в аналогичных по составу вмещающих породах, характеризуется уже очень высоким содержанием магния, несмотря на то, что он в отличие от Ангаро-Илимских месторождений кристаллизовался почти исключительно в открытых трещинах без видимых признаков замещения вмещающих пород и извлечения из них магния — в данном случае одного из основных компонентов магнетита (магномагнетита). Учитывая высокое содержание  $MgO$  (до 15 вес.%) в рудообразующем магномагнетите и значительную мощность (десятки метров) и протяженность рудных тел, извлечение магния из боковых пород (долеритов, туфов и других) было бы невозможно не заметить при обычных минералого-петрографических исследованиях.

Не устанавливается и метасоматической мобилизации железа вмещающих пород при формировании скарново-магнетитовых месторождений Ангарской провинции, хотя такие представления и развиваются рядом авторов (Ключанский и др., 1974). В этом отношении показательно исключительно слабое развитие процессов метасоматического осветления окolorудных пород с образованием альбититовых, скаполитовых и других безжелезистых или маложелезистых метасоматитов. Как известно, такого рода осветленные породы очень широко распространены в Алтае-Саянских магнетитовых месторождениях, что для отдельных исследователей (Поляков, 1967) и послужило основанием для вывода об участии экстрагированного железа в рудообразовании. При этом предполагалось, что альбитизация предшествовала скарно- и рудообразованию. Таких представлений о времени натрового метасоматоза в Алтае-Саянских месторождениях ранее придерживался и автор (Вахрушев, 1965а). Однако не исключено, что альбитизация сиенитов и других интрузивных образований, так же как и вулканитов, проявилась уже после формирования скарнов и магнетитовых руд, т. е. она относится к стадии кислотного выщелачивания (Шабынин, 1978). В пределах же скарново-рудных зон Сибирской платформы процессы осветления пород, в том числе альбитизация, проявлены вообще очень слабо. Разложение окисных рудных (титаномагнетита) и темноцветных минералов в траппах и туфах отмечается в такой же степени, что и в аналогичных породах на очень большом удалении (на многие десятки и более километров) от рудных зон. Даже в непосредственных контактах магнетитовых жил с долеритами обнаруживаемые при обычных петрографических исследованиях метасоматические преобразования последних чаще всего ограничиваются каймой мощностью в 0,5—1 см. Не-

случайно в последнее время некоторыми исследователями развиваются представления о мобилизации железа уже не из траппов и других пород осадочного чехла, а из кристаллических пород (железистых кварцитов) фундамента платформ. Однако объективных доказательств, подтверждающих эти идеи, пока нет, и, как отмечает Г. С. Момджа с соавторами (1976), «вопросы мобилизации железа из кристаллических пород, железистых кварцитов могут в данном случае рассматриваться лишь сугубо гипотетически».

Выше шла речь о магнезии и железе — об элементах рудообразующих и одновременно породообразующих. Быть может, совершенно иная судьба редкометалльных элементов. В качестве примера рассмотрим поведение золота, возможность его мобилизации из вмещающих пород при их гидротермально-метасоматической переработке.

Трапповые образования, в полях развития которых расположены все железорудные месторождения, отличаются повышенным кларком золота (Аношин, Золотарев, 1971; Олейников и др., 1973). Так, по данным Г. Н. Аношина и Б. П. Золотарева (1971), среднее содержание металла в породах трапповой формации составляет  $7,4 \cdot 10^{-7}\%$  (84 анализа). Близкие значения средних содержаний примеси золота приводятся А. Ф. Коробейниковым и др. (1976) для породообразующих минералов и титаномагнетита. Например, кларк золота в титаномагнетите точно совпал со средним содержанием его в породе.

По данным А. Ф. Коробейникова и Б. В. Олейникова (1976), среднее содержание примеси золота (из 20 определений) в рудном магнетите Коршуновского месторождения составляет  $4,0 \cdot 10^{-7}\%$ . По нашим дополнительным анализам 18 проб магнетита Коршуновского, Рудногорского, Нерюндинского, Капаевского и Красноярского месторождений, среднее содержание золота оказалось примерно таким же —  $3,3 \cdot 10^{-7}\%$  при достаточно узких пределах колебаний ( $1,0 \cdot 10^{-7}$ — $5,6 \cdot 10^{-7}\%$ ). В магномагнетитах месторождений Тунгусской провинции (Неуловимое, Нижне-Катангское, р. Илимпея) содержание золота еще ниже —  $2,3 \cdot 10^{-7}$  (12 определений). Таким образом, в рудообразующем магнетите не только не наблюдается концентрации золота, а наоборот, он в 2, а в магномагнетитах в 3 раза обеднен этим элементом по сравнению с трапповыми породами.

Пириты относятся к минералам — концентратам золота. Но несмотря на это, они постоянно содержат ничтожное количество этого металла. В среднем в пиритах Сибирской платформы (81 анализ) золота всего лишь  $2,36 \cdot 10^{-6}\%$  (Вахрушев, 1978). При этом необходимо отметить, что пирита, как и других сульфидных минералов, в магнетитовых месторождениях крайне мало.

Таким образом, приведенные данные показывают, что далеко не всегда рудное вещество мобилизуется из вмещающих, в том числе трапповых, пород даже тогда, когда они обогащены тем или иным металлом (в данном случае железом, магнием, золотом) и метасоматическими преобразованиями захвачены огромные их объемы, как это имеет место при формировании скарново-железородных зон Ангарской провинции.

Однако чаще за источник железа принимается базальтовая магма, проявления которой в пределах рудных полей представлены силлами и дайками долеритов. Но тем не менее последние не могли служить источником металла (положение, очевидное уже для многих геологов), так же как и не могли создать зону высокотемпературного и длительного прогрева вмещающих пород. Несоответствие объема собственно трапповых тел объему и интенсивности преобразования вмещающих пород в скарны, магнетитовые руды и другие продукты гидротермальной деятельности — одно из доказательств несостоятельности подобного предположения. Формирование скарново-рудных залежей происходило после кристаллизации трапповых интрузий в большой, даже и по геологическим масштабам, временной интервал и многоактно как результат многократного проявления тектонической активизации глубинных разломов (Вахрушев, 1978).

Трапповые тела (силлы) служили лишь экраном, затрудняющим продвижение вверх рудоносных растворов. Наглядным подтверждением этого является Горизонтальная залежь магнетитовых руд Нерюндинского месторождения, расположенная под пластообразным телом долеритов.

При выяснении источника железа представляют определенный интерес и геологические данные о глубине формирования скарново-рудных тел, о вертикальном размахе железного оруденения. Разведка глубоких горизонтов Нерюндинского, Коршуновского и других железородных месторождений Ангарской провинции показала, что скарново-рудные зоны прослеживаются на глубину до 1500 м без тенденции к выклиниванию. Магнитно-теллурическое зондирование, проведенное на одном из месторождений, показало, что железное оруденение достигает глубины 3,8—4,2 км, т. е. выходит за пределы осадочного чехла платформы и захватывает кристаллический фундамент.

С учетом зон, уничтоженных эрозией, и данных магнитно-теллурического зондирования вертикальный размах процессов скарнирования и магнетитового оруденения нами оценивается в 5—6 км.

В свете приведенных данных вряд ли оправданно источник железа при формировании магнетитовых месторождений искать в конкретных интрузиях (трапповых силлах), известных в пределах рудных полей.

В заключение отметим, что автор не отрицает полностью рудогенерирующей способности магм вообще, особенно гранитных, а также допускает возможность заимствования горячими водами из горных пород некоторых рудных, а тем более петрогенных элементов, особенно в рудогенных зонах подвижных (геосинклинальных) поясов земной коры. В данном случае мы считаем, что при формировании магнетитовых месторождений Сибирской платформы, в связи с ее тектономагматической активизацией, основными поставщиками железа и других металлов были глубинные (подкоровые) источники. В настоящее время, как справедливо отметил А. Д. Щеглов (1976), роль мантийных источников рудного вещества и возможность подъема рудонесущих погонов с подкоровых глубин многими геологами все еще недооценивается.

---

## Глава V

### РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ПРИЗНАК ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Эта проблема частично освещена в четвертой главе в связи с генетическим расчленением рудоносных комплексов Алтае-Саянской области, Урала и других районов по особенностям химического состава магнетита (титаномагнетита). Можно привести еще несколько примеров успешного применения этого признака для выяснения формационной принадлежности тех или иных интрузивных образований.

Изучен состав магнетита мезозойских гранитоидов Западного Забайкалья. В качестве одного из объектов нами был взят Бом-Горхонский гранитный массив (Шеремет и др., 1974), относящийся к гуджирскому интрузивному комплексу. Формирование массива происходило в два этапа: 1 — кварцевые диориты, сиенито-диориты, гранодиориты и биотитовые граниты; 2 — средне-крупнозернистые лейкократовые граниты. По имеющимся геологическим данным вмещающий палеозойский субстрат преобразован в своеобразные мелкозернистые лейкократовые и биотитовые граниты и исследователями не включается в состав интрузивных пород собственно Бом-Горхонского массива.

Химический состав и элементы-примеси магнетита гранитоидов массива и вмещающих мелкозернистых перекристаллизованных нижнепалеозойских гранитов приведены в

Таблица 4

Химический состав магнетитов гранитоидов Бом-Горхонского массива (вес. %)

Окислы	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	0,62	0,44	0,65	0,44
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,24	0,18	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,78	0,70	0,81	0,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	67,8	67,1	68,3	67,1
FeO	30,2	30,9	29,1	30,9
MnO	0,15	0,20	0,12	0,20
MgO	0,6	0,6	0,20	0,6
Сумма	100,3	100,2	99,3	100,2

Примечание. Приведены усредненные анализы по 3—5 пробам. 1 — диорит первого этапа; 2 — биотитовый порфиroidный гранит первого этапа; 3 — лейкократовый гранит второго этапа; 4 — нижнепалеозойские перекристаллизованные граниты.

табл. 4, 5. Из табл. 4 видно, что по составу магнетиты гранитоидов обоих этапов формирования Бом-Горхонского массива тождественны магнетитам гранитов, образовавшихся за счет перекристаллизации и палингенеза палеозойского субстрата. То же самое отмечается и по содержаниям в них элементов-примесей (табл. 5), причем рассматриваемые гранитоиды очень хорошо сопоставляются с гранитами Алтае-Саянской области (см. табл. 1), относящимися к формации гранитных батолитов, т. е. к палингенным (коровым) гранитам.

В дальнейшем был изучен состав магнетитов мезозойских гранитоидов многих других массивов, относящихся к гуджир-

Таблица 5

Содержание редких элементов в магнетитах гранитоидов Бом-Горхонского массива (г/т)

Элементы	1	2	3	4
Cr	580	400	190	65
Ni	100	66	33	29
V	1550	1400	1000	830
Co	35	31	18	17
Cu	100	35	10	23
Zr	800	330	1000	1000
Sn	150	110	26	120

Примечание. Условные обозначения пород (1—4) см. в табл. 4.

Средние содержания  $TiO_2$  (вес. %), Cr и V (г/т) в магнетитах мезозойских гранитоидов Западного Забайкалья (по Е. М. Шеремету и др., 1976)

Комплексы	Массив, порода	Число проб	Элемент	Среднее	От—до
Бичурский	Бичурский хребет. Биотит-рогообманковые диориты 1-й фазы	5	$TiO_2$	0,48	0,16—0,97
			Cr	1930	820—4900
			V	1600	1500—1800
	Бичурский хребет. Лейкократовые и биотитовые граниты 2-й фазы	8	$TiO_2$	0,34	0,14—0,70
Cr			290	50—500	
V			760	400—1500	
Малокуналейский	Большекуналейский. Рибекитовые и рибекит-биотитовые граниты и сиениты	6	$TiO_2$	2,2	0,2—6,0
			Cr	140	60—200
			V	790	600—1100
	Малокуналейский. Рибекитовые и рибекит-биотитовые граносиениты и сиениты	4	$TiO_2$	1,5	0,4—3,2
			Cr	130	30—400
			V	760	400—1200
	Харитоновский. Рибекитовые и рибекит-биотитовые граносиениты и граниты	9	$TiO_2$	1,1	0,2—3,2
			Cr	35	5—50
			V	990	700—1900
	Хоринский. Эгирин-рибекитовые и рибекитовые граносиениты и граниты	9	$TiO_2$	2,8	1,6—6,0
Cr			20	8—130	
V			480	180—630	
Гуджирский	Джидотский. Лейкократовые граниты и гранит-порфиры	3	$TiO_2$	0,20	0,1—0,3
			Cr	1170	1000—1500
			V	350	300—400
	Чемуртаевский. Лейкократовые граниты и гранит-порфиры	2	$TiO_2$	0,40	0,3—0,5
			Cr	800	780—830
V	570	500—650			

скому, бичурскому и малокуналейскому комплексам (Шеремет и др., 1976). По содержанию  $TiO_2$ , Cr, V (табл. 6) все магнетиты отнесены к одному и тому же формационному ряду гранитных батолитов.

По данным В. Г. Фоминых и Н. В. Свяжина (1964), щелочные породы Среднего Урала, одинаковые по составу (нефелениты, миаскиты, нефелиновые сиениты и сиениты), но различные по происхождению, имеют в магнетитах и различное содержание элементов-примесей (вес. %): 1) базальтоидные (Тагильский и Кушвинский массивы, по 15 пробам) —  $TiO_2$ —3,67;  $V_2O_5$ —0,57;  $Cr_2O_3$ —0,022;  $MnO$ —0,98; 2) сиалические (Вишневогорский массив, по 19 пробам) —  $TiO_2$ —0,91;  $V_2O_5$ —0,23;  $Cr_2O_3$ —0,017;  $MnO$ —0,35. Щелочные породы нязепетровского интрузивного комплекса, генетическое положение которых было неясно, по составу магнетитов относятся к породам сиалического происхождения. Содержание элементов-примесей в них по 4 пробам таково (вес. %):  $TiO_2$ —

0,53;  $V_2O_5$ —0,18;  $Cr_2O_3$ —0,012 и  $MnO$ —0,34. Количество железотитановых рудных минералов в базальтоидных щелочных породах примерно в 2 раза выше, чем в щелочных породах сиалического происхождения, и равно соответственно 16,0 и 0,7%.

Редкоэлементный состав магнетитов недавно успешно был использован И. Н. Говоровым (1977) при формационном разделении вулканических и плутонических пород Дальнегорского и Ковалеровского рудных районов на Дальнем Востоке. Особенно контрастные различия между палингенными гранитоидами приморской серии и дальнегорскими гранитоидами, относящимися к габбро-диорит-гранодиоритовой формации, выявлены по содержанию в акцессорных магнетитах ванадия и никеля и по соотношениям  $Ni/V$  и  $Cr/V$ .

Однако для характеристики интрузивных пород и уточнения их формационной принадлежности существенное значение имеет не только химический состав магнетита, но и, как будет показано ниже, набор самих рудных минералов, так же как и количественные соотношения друг с другом.

Рудные минералы высокоглиноземистых гранитов. Любопытны особенности состава рудных минералов высокоглиноземистых гранитов, интрузивы которых Э. П. Изохом (1965) выделены в самостоятельную формацию магматических пород.

Главные геологические особенности формации высокоглиноземистых гранитов по Э. П. Изоху следующие: приуроченность к эпохам интенсивной складчатости; тесная временная и пространственно-структурная ассоциация с предшествующими интрузивами гипербазитов и габброидов; теснейшая связь с регионально-метаморфическими и ультраметаморфическими породами в ультраабиссальной и абиссальной фациях глубинности и не менее тесная связь с кислыми излившимися породами — в гипабиссальной и приповерхностной фациях; многостадийный характер внедрения умеренно- и малоглубинных плутонов. Массивы высокоглиноземистых гранитов обычно характеризуются слабым развитием лейкократовых пород и обычно не сопровождаются или сопровождаются лишь незначительными проявлениями послемагматического оруденения.

Главные петрохимические и минералогические признаки высокоглиноземистых гранитов следующие: богатство слюдами, широкое развитие собственно двуслюдяных гранитов с магматическим и позднемагматическим мусковитом; относительно низкая железистость биотита при высоком содержании титана; постоянное присутствие богатых алюминием второстепенных минералов — граната, кордиерита, иногда андалузита и силлиманита; преобладание в породах калия над натрием; повышенная основность плагиоклаза; очень ха-

ракторный и устойчивый набор второстепенных (аксессуарных) минералов — циркона, апатита, монацита и ксенотима при практически полном отсутствии сфена и ортита.

Как выяснилось в результате специального исследования, высокоглиноземистые граниты отличаются от других гранитов также и по составу рудных минералов, которые при петрографическом изучении обычно остаются за пределами внимания (Вахрушев, Изох, 1968).

В полированных шлифах, в меньшей степени в протолочках, были изучены рудные минералы высокоглиноземистых гранитов Дюкалинского, Горбилинского, Агусинского, Васильевского и Горбуновского (Северный и Западный Сихотэ-Алинь) из интрузивных массивов, а также из массивов Пиа-Биск, Пу-Си-Лунг, Мьонг-Лат и Ким-Бой (Северный Вьетнам).

Из окисных рудных минералов в гранитах установлен только ильменит, из сульфидных — пирит, халькопирит и пирротин. Наиболее примечательно полное отсутствие в высокоглиноземистых гранитах магнетита.

Содержание ильменита не превышает 0,5% от площади шлифов. Он присутствует в виде более или менее равномерно распределенных зерен, реже — их кучных скоплений. Зерна пластинчатые, размер их от тысячных и сотых долей миллиметра до 0,5 мм. Мелкие зерна идиоморфны, более крупные, как правило, с краев корродированы и иногда приобретают неправильную форму. В отдельных образцах наблюдаются жилковидные выделения ильменита вдоль трещинок спайности биотита. Ильменитовые пластинки однородны, без следов распада твердого раствора. Иногда ильменит частично преобразован в лейкоксен или другие вторичные продукты.

Оптические свойства ильменита обычные. Рентгенограмма ильменита точно совпала с эталонными рентгенограммами этого минерала. В некоторых зернах вследствие двуотражения видно пластинчатое двойникование, иногда — решетчатое строение. Спектральный анализ мономинеральных фракций ильменита помимо Fe и Ti показал присутствие Mn, Nb, La, Ce, Y, Yb (десятые доли процента), а также Pb, V, Sn, Ni, Co, Ga (тысячные и сотые доли процента).

Пирит, халькопирит и пирротин образуют в гранитах равномерно рассеянную вкрапленность. Общее их содержание изменяется от единичных зерен до 0,2% от площади шлифа. Форма выделений неправильная, они располагаются в промежутках между пороодообразующими минералами или выполняют тончайшие короткие трещинки. Вместе с тем встречаются идиоморфные и скелетные кристаллики пирита, переполненные включениями окружающих их нерудных минералов, что указывает на их метасоматическую природу.

Развитие сульфидов по трещинкам и наличие типичных метакристаллов свидетельствуют об образовании сульфидов в результате послемагматических гидротермальных процессов. Повсеместное распространение сульфидов в гранитах в данном случае не является признаком повышенной рудоносности, поскольку, как отмечено выше, с высокоглиноземистыми гранитами рудная минерализация обычно не связана. Этот факт еще раз подтверждает положение о широком проявлении гидротермальных процессов в гранитных массивах независимо от рудоносности последних (Вахрушев, 1965а, 1973).

Таким образом, формация высокоглиноземистых гранитов характеризуется следующим набором акцессорных минералов: ильменит, циркон, апатит, монацит, ксенотим (помимо кордиерита, граната, андалузита, силлиманита). Именно такой набор акцессориев, при отсутствии в гранитах магнетита, упоминается в породах Дартмурского массива в юго-западной Англии (Вакег, 1940), в высокоглиноземистых гранитах юго-восточной Австралии, Украины (Ивантишин, 1958), Северо-Востока СССР (Некрасов, 1962).

О причине развития в высокоглиноземистых гранитах именно ильменита вместо магнетита или магнетита + ильменита, как это свойственно гранитам других формационных типов, судить трудно. Одно ясно, что эта особенность достаточно характерна для пород данной формации, так же, например, как богатство глиноземом, низкая железистость биотита и т. п. Эти черты присущи как аллохтонным гранитным телам умеренных и малых глубин, так и автохтонным плутонам абиссальных и ультраабиссальных уровней. Поэтому их следует, скорее всего, относить за счет специфики режима магмообразования в глубинных зонах земной коры.

Наличие в высокоглиноземистых гранитах именно ильменита сопровождается относительной бедностью этих гранитов железом, что отражено в развитии сравнительно низкожелезистого биотита. Как указывает В. В. Щербина (1963),  $FeTiO_3$  способен входить вместо глинозема в решетку железомagneзиальных минералов. Следовательно, избыток глинозема, характеризующий рассматриваемую формацию, благоприятствует выпадению из расплава прежде всего ильменита, а не магнетита.

Рудные минералы как признак формационной принадлежности интрузивов в Западном Узбекистане. Вместе с Э. П. Изохом мы (Изох, Вахрушев, 1972) уже обсуждали значение рудных минералов для генетического расчленения интрузивных пород Западного Узбекистана. В последнее время для этого района предложена следующая схема расчленения интрузивов (Изох и др., 1975).

1. Тымский адамеллит-гранитовый комплекс —  $aD_1$
2. Кошрабатская габбро-сиенит-граносиенитовая серия —  $D_3-C_1$
3. Бакалинская габбро-тоналит-гранитовая серия —  $C_2m$
4. Кульджуктауская габбро-гранитовая серия —  $C_3-P_1$
5. Нуратинская габбро-гранодиорит-гранитовая серия —  $C_3-P_1$ .

Ниже приводится краткая характеристика рудных минералов пород типичных интрузивов всех указанных подразделений (кроме тымского комплекса) с сохранением для последних терминологии, принятой Э. П. Изохом и др. (1975).

Кошрабатская габбро-сиенит-граносиенитовая серия представлена тремя интрузивами: Кошрабатским, Лолабулакским и Тозбулакским. Рудные минералы изучены в 34 полированных шлифах, изготовленных из всех главных типов пород Кошрабатского интрузива: габбро, сиениты и граносиениты. Оказалось, что все эти породы в повышенном количестве содержат титаномагнетит и ильменит, причем общее содержание их в габбро, сиенитах и граносиенитах составляет около 5—7%. Лишь в самых поздних гранитах оно снижается до 1%. Собственно магнетит (без включений ильменита) не характерен. Он отмечен лишь в двух шлифах в виде единичных мелких зерен, вероятно, уже послемагматического происхождения.

Титаномагнетит образует изометричные зерна размером до 1 мм. Ильменит и магнетит в нем дают решетчатые сростания, типичные для структур распада твердых растворов. В одном случае наблюдались совместные сростания магнетита, ильменита и шпинели. Последняя присутствует в виде вростков, ориентированных по (100), реже по (110), что также весьма характерно для структур распада твердых растворов. Дискообразные вростки шпинели, несмотря на малые размеры (длина до 0,05 мм при ширине около 0,001 мм), резко выделяются среди ильменит-магнетитовой массы благодаря низкой отражательной способности.

Ильменит образует самостоятельные зерна. Морфологически и генетически он подразделяется на два типа: 1). Толсто-таблитчатые выделения и неправильные зерна, часто с округлыми или бухтообразными очертаниями. Размер их колеблется от сотых до десятых долей миллиметра. Распределены они среди силикатных минералов неравномерно, обычны скопления из нескольких зерен. 2). Тонкопластинчатые мелкие выделения, располагающиеся внутри темноцветных минералов вдоль трещин спайности или же по их краям. Первый тип магнетита является первично-магматическим, второй — скорее всего относится к продуктам послемагматического изменения пироксенов и роговых обманок. Во всех случаях преобладает первый тип; в то же время постоянное

присутствие послемагматического ильменита, избирательно приуроченного к темноцветным минералам, также служит одним из отличительных признаков пород кошрабатской серии.

Первично-магматический ильменит и титаномагнетит находятся в породах отдельно друг от друга или в сростках. В последнем случае отмечается частичное замещение титаномагнетита ильменитом с образованием резко зазубренных границ раздела. Встречаются и каймы ильменита вокруг титаномагнетита без признаков замещения последнего (рис. 54). Эти данные указывают на несколько более позднее отложение этого ильменита по сравнению с титаномагнетитом.

Для двух проб ильменита из граносиенитов сделан спектральный анализ. В обоих пробах установлены марганец (0,2 и 0,3%), ниобий (0,02 и 0,01%), цирконий (0,2%), свинец (0,01%), иттрий (0,001 и 0,002%), иттербий (0,001 и 0,0002%), скандий (0,0005%), а также тысячные доли процента кобальта, молибдена, меди, олова, германия и галия.

Кроме окисных железотитановых минералов, породы Кошрабатского интрузива постоянно содержат сульфиды. Одни из них, представленные в основном пирротинном, находятся в виде включений в пороодообразующих силикатных минералах, реже в титаномагнетите или ильмените. Судя по всем признакам (каплевидной форме, отсутствию в их расположении пространственной связи с трещинками и др.), эти сульфиды относятся к первично-магматическим образованиям. Содержание их крайне незначительно и размеры малы (не более сотых долей миллиметра).

Другие сульфиды, представленные чаще всего пиритом, реже халькопиритом, пирротинном и, возможно, иными редко встречающимися рудными минералами, располагаются в промежутках между пороодообразующими минералами, выполняют трещины с образованием прожилок или же слагают типичные метакристаллы. Здесь мы имеем дело уже с продуктами послемагматической стадии формирования интрузива.

Размеры выделений этих сульфидов изменяются в значительно более широких пределах: от тысячных долей миллиметра до 1 мм. Содержание, особенно пирита, достигает 5% от площади среза. Поскольку образцы были отобраны в естественных обнажениях, во многих случаях сульфиды окислены. Но при этом мельчайшие первично-магматические сульфидные капли, закупоренные внутри силикатных минералов, хорошо сохраняются.

Бакалинская габбро-тоналит-гранитовая серия представлена одним, хорошо вскрытым интрузивом, расположенным на севере гор Букантау, по которому получила свое название. В составе интрузива, по данным Э. П. Изоха и др. (1975), принимают участие следующие породы (от ранних): габбро-диориты, кварцевые диориты, тоналиты (натро-

вые гранодиориты), тоналиты-трондьемиты (натровые адамеллиты) главной фазы, трондьемиты и плагиограниты дополнительной фазы и разнообразные жильные и дайковые породы. В отношении химизма пород вся серия, за исключением небольшой части жильных образований, подчеркнута натровая. Этим она резко отличается от всех остальных интрузивных формаций региона (Изох, Вахрушев, 1972).

Рудные минералы изучались в 20 полированных шлифах кварцевых диоритов, тоналитов и плагиогранитов Бакалинского интрузива. Они представлены здесь, по существу, одним магнетитом, содержание которого колеблется в узких пределах — от 1 до 3%. По этому признаку он резко отличается от других интрузивов региона, что подтверждается геофизическими данными об уникальной для региона весьма высокой магнитности Бакалинского интрузива.

Форма зерен магнетита чаще всего округло-неправильная, изометричная. Размер их изменяется от 0,1 до 0,5 мм. Характерна тенденция к неравномерному, кучному распределению зерен.

При этом размер зерен магнетита часто не уступает размеру кристаллов роговой обманки или биотита. Особенности распределения, размеры, форма зерен и характер взаимоотношений с другими минералами указывают на магматическое происхождение магнетита. Об этом же говорят и данные изучения прозрачных шлифов, свидетельствующие о весьма слабых послемагматических преобразованиях интрузивных пород, т. е. таких изменений темноцветных минералов, которые сопровождаются высвобождением железа с образованием магнетитовой сыпи. На это же указывает развитие каемок биотита вокруг магнетита. В то же время во многих образцах магнетит частично, а иногда и полностью замещен гематитом.

Ильменит в породах Бакалинского интрузива почти полностью отсутствует. Он отмечен лишь в одном образце в количестве до 2%, причем с включением гематита как продукта распада твердого раствора. В трех мономинеральных пробах магнетита химическим анализом определены содержания главных изоморфных примесей (табл. 7). Характерными оказались высокая чистота магнетита относительно титана и ванадия и некоторая обогащенность марганцем и хромом. Эти особенности, а также отсутствие ильменита и титаномагнетита резко отличают Бакалинский интрузив от всех прочих интрузивов Западного Узбекистана, имеющих иную формационную принадлежность.

Культжуктауская габбро-гранитная серия в Западном Узбекистане представлена многочисленными интрузивами, которые распространены на всей площади региона, за исключением центральной части Нуратинских гор. Наиболее типичны из них Шайдаразский, Таушанский, Актос-

Таблица 7

Элементы-примеси в магнетите Бакалинского интрузива  
(вес. %)

Порода	TiO <sub>2</sub>	MnO	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Тоналит . . . . .	0,58	0,40	0,02	0,16
Тоналит пегматонд- ный . . . . .	0,48	0,36	0,01	0,12
Трондьемит . . . .	0,44	0,27	0,02	0,16

тинский, Тозбулакский, Койташский, Каратюбинский и др. Для данной серии характерна резкая прерывистость или контрастность, т. е. четкое обособление двух интрузивных комплексов: габброидов и гранитов, при редкой встречаемости или отсутствии промежуточных типов пород. Породы обоих комплексов зачастую тесно сопряжены пространственно, входя в состав не только отдельных крупных плутонов, но также мелких тел и даже даек.

По своей позиции в истории развития региона, по облику, составу и последовательности внедрения главных типов пород кульджуктауская серия практически тождественна нуратинской. Этот вывод подтверждается и данными по распределению в породах окисных железорудных минералов, которые изучались более чем в 50 шлифах из габброидов Тозбулакского, Таушанского и Актостинского интрузивов и из гранитоидов тех же, а кроме того Зирабулакского, Чиракджуринского, Майзакского, Карнабского, Акмазарского и Койташского интрузивов.

Габброиды интрузивов кульджуктауской серии отличаются несколько повышенным содержанием ильменита (до 3% в Тозбулакском интрузиве, до 5% в Актостинском и до 10% в отдельных образцах Таушанского). Магнетит в них почти полностью отсутствует, и это хорошо объясняет известную геофизикам слабую магнитность рассматриваемых габброидов. Для всех гранитоидных пород данной серии характерно исключительно малое содержание (тысячные и сотые доли процента) или отсутствие окисных железорудных минералов, которые, если представлены, то только ильменитом и пиритом, чаще всего послемагматическим. Эти особенности габброидов и гранитоидов ранее уже подчеркивались И. Х. Хамрабаевым (1958, 1969.)

Сульфидные минералы в породах кульджуктауской серии сложены в основном пиритом, пирротинном и халькопиритом. Пирротин и халькопирит также имеют двойное происхождение: первичное-магматическое и гидротермальное. Каплевидные включения первично-магматических сульфидов наблю-

даются в силикатных минералах и особенно часто внутри ильменита. Формы агрегатов гидротермальных сульфидов обычные. Это неправильные обособления в межзерновом пространстве, тонкие прожилки и метакристаллы. Последние наиболее характерны для пирита. В габбро Кульджуктау (Вельтауский массив) совместно с пирротином и халькопиритом встречается также пентландит, образующий закономерно ориентированные пламевидные выделения в наиболее крупных зернах пирротина.

Нуратинская габбро-гранодиорит-гранитная серия представляет собою аналог Кульджуктауской. В отличие от последней она непрерывна и включает весь ряд пород — от габбро до гранитов. Интрузивы нуратинской серии сосредоточены в центральной части Нуратинских гор и группируются на двух обособленных площадях — Южно-Нуратинской (Актауский и Заркайнарский сложные по петрографическому составу массивы) и Северо-Нуратинской (Темиркобукский, Мадаватский, Устукский, Синтабский, Акчонский массивы). Последовательность формирования интрузивных пород и их петрографические и петрохимические особенности детально рассмотрены Э. П. Изохом и др. (1975). Перейдем к краткой характеристике рудных минералов.

Рудные минералы были изучены в 100 полированных шлифах главных типов пород Актауского и в 50 — Темиркобукского и Кескенсайского интрузивов. Отличительной особенностью всех интрузивных пород, начиная с габброидов и кончая гранитами и аплитами, является крайне незначительное содержание окисных железорудных минералов — как правило, заметно меньше 0,5%. Особенно мало их, до полного исчезновения, в эндоконтактных зонах, в том числе вблизи мраморов. При этом среди рудных минералов преобладает ильменит (а не магнетит или титаномагнетит). Ильменит здесь, как и в Кошрабатском интрузиве, первично-магматический и вторичный, образованный за счет разложения темноцветных минералов в послемагматическую стадию.

В районе рудника Лянгар среди биотитовых гранитов встречены пегматоидные обособления кварц-полевошпатового состава, обогащенные крупными (до 10 на 0,5 см) таблитчатыми выделениями ильменита. Во всех вмещающих гранитах здесь, как и во всех других местах, ильменит содержится весьма в малом количестве ( $< 0,5\%$ ).

По данным спектрального анализа двух проб, ильменит из гранитов и из пегматоидных обособлений содержит соответственно: марганца 0,5 и 1%, циркония 0,3 и 0,0003%, иттрия 0,005 и 0,002%, иттербия 0,0004 и 0,0002%, олова 0,003 и 0,001%. Кроме того, в ильмените из гранитов в тысячных долях процента присутствуют никель, кобальт, ванадий, мо-

либден и висмут. Таким образом, ильменит из кварц-полевошпатовых пегматоидных обособлений по сравнению с такими из гранитов отличается повышенным содержанием марганца, ниобия и цинка.

Породы Актауского и Темиркобукского интрузивов, независимо от своего состава, содержат сульфиды: пирит, иногда преобразованный в марказит, пирротин и халькопирит. Все они преимущественно образовались в послемагматический этап становления интрузивов. Изредка встречаются мельчайшие выделения сульфидов типичной каплевидной формы, размещенные внутри ильменита, магнетита или силикатных минералов, т. е. являются первично-магматическими. В Темиркобукском интрузиве сульфидные капли нередко имеют двухфазное строение: пирротин+пентландит или пирротин+халькопирит.

Судя по ограниченному числу изученных шлифов, такими же ничтожными содержаниями железистоокисных минералов характеризуются габбро-диориты, кварцевые диориты и гранодиориты Мадаватского интрузива, которые по этому признаку не отличаются от пород нуратинской серии.

Таким образом, даже небольшой объем минераграфических исследований позволяет по чисто минералогическим признакам судить о принадлежности интрузивов к той или иной формации (или серии). При этом своего рода руководящими минералами оказались окисные железорудные. Так, для пород габбро-сиенит-граносиенитовой формации повышенной щелочности (кошрабатская серия) характерно повышенное количество титаномагнетита и ильменита, для пород натровой габбро-тоналит-гранитовой формации (бакалинская серия) — только магнетита, породы габбро-гранодиорит-гранитовой калинатровой (нуратинская серия) и габбро-гранитовой натриево-калиевой (кульджуктауская серия) формаций отличаются малым содержанием железистоокисных минералов вообще, за исключением части габброидов, обогащенных только ильменитом. По мнению Э. П. Изоха, сходство между породами нуратинской и кульджуктауской серий по составу железистоокисных минералов подтверждает их принадлежность к разновозрастным формациям, связанным друг с другом местными переходами.

Диагностика или расчленение на формации (или серии) интрузивных пород Западного Узбекистана имеет и практическое значение, так как металлогения их неодинакова. Так, интрузивы гранитоидов нуратинской и кульджуктауской серий сопровождаются скарново-шеелитовой и редкометальной минерализацией, в то время как многие золоторудные месторождения, скорее всего, с породами бакалинской серии.

Значение сульфидных минералов для определения формационной принадлежности интрузивов Западного Узбекиста-

на осталось пока неясным. Несомненно одно, что они распространены очень широко, повсеместно имеют двойное происхождение: первично-магматическое и послемагматическое. Первично-магматические каплевидные обособления сульфидов, закупоренные в других минералах, именно в этом регионе автором были впервые установлены в гранитных породах вообще.

#### ОБ ИЗУЧЕННОСТИ СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ И ИХ РАСПРОСТРАНЕННОСТИ В ГРАНИТАХ

Здесь, по существу, не обсуждалось значение сульфидных минералов для формационного расчленения интрузивных пород и вовсе не потому, что они не применимы для этой цели. Просто они меньше изучены, чем рудные окисные минералы. Для многих типов изверженных пород неизвестен видовой состав сульфидных минералов и их содержание. Возьмём граниты. Даже в специальных монографиях, посвященных описанию петрографически (и петрохимически) хорошо изученных гранитных плутонов, как правило, мы не найдем сведений о содержании никеля, кобальта, золота, селена и других важных в геохимическом и металлогеническом отношении элементов-примесей в сульфидных минералах, хотя указания на присутствие сульфидов в гранитоидных породах различных регионов земного шара в литературе встречаются нередко (Newhouse, 1936, Никольский, 1952, Ляхович, 1968; и др.).

Можно предположить, что пириты и арсенопириты батолитовых гранитовых массивов бедны кобальтом, никелем и другими элементами группы железа. Об этом свидетельствуют результаты изучения элементов-примесей в пиритах гранитоидов кыринского комплекса в Центральном Забайкалье. В этих гранитоидах локально вдоль зон тектонических нарушений пирит, арсенопирит и некоторые другие сульфидные минералы образуют рассеянную вкрапленность. По данным 28 количественных спектральных анализов, среднее содержание кобальта и никеля в пиритах оказалось одинаковым и составляет всего лишь 0,023%. Распределение обоих элементов равномерное. Значения отдельных определений кобальта и никеля не выходят за пределы 0,01—0,04 вес.%. С другой стороны, в пиритах отмечаются повышенные концентрации мышьяка, висмута, олова и других элементов, свойственных гранитам палингенного (корового) происхождения. Отмеченные особенности состава пиритов свойственны и арсенопириту гранитоидов кыринского комплекса.

Сейчас можно уже определенно говорить о широком и повсеместном распространении сульфидных минералов в породах гранитовых массивов. Первоначально этот вывод мною

был сделан на основании изучения сульфидной минерализации в гранитовых батолитах Горного Алтая, Горной Шории и Кузнецкого Алатау в Западной Сибири (Вахрушев, 1965а). Последующие исследования гранитоидов Дальнего Востока Монголии и Западного Узбекистана подтвердили это положение. В значительных количествах сульфидные минералы, в частности халькопирит, встречаются в тоналитах и плагиогранитах — главных представителях пород, слагающих батолитовые гранитоидные массивы Долины Озер в Центральной Монголии.

Необходимо подчеркнуть, что здесь речь идет прежде всего о сульфидных минералах (пирите, халькопирите, сфалерите, молибдене и др.) гидротермального происхождения. Первично-магматические сульфиды, хотя и установлены в гранитоидах Центральной Монголии и Западного Узбекистана, но их содержание ограничено и ни в коей мере не сопоставимо с таковым сульфидных минералов послемагматического происхождения.

В свете всех имеющихся данных сульфидную минерализацию в гранитах следует рассматривать как одну из обычных стадий послемагматической истории формирования гранитных интрузивов батолитового типа, независимо от того, есть или нет в генетической связи с последними самостоятельные сульфидные месторождения (полиметаллические, колчеданные и др.). Специальные исследования сульфидной минерализации гранитов несомненно принесут много нового как в отношении их применения для формационного расчленения гранитоидов, так и при решении других вопросов петро- и рудогенеза. В частности, сульфидные минералы необходимо рассматривать как одну из «неструктурных» форм рассеяния рудных элементов и изверженных пород. Их постоянное присутствие в гранитоидах и других типах магматических пород необходимо учитывать при рассмотрении и оценке различных факторов рассеяния редких элементов и при выяснении источников рудного вещества при формировании послемагматических месторождений.

#### ХРОМШПИНЕЛИДЫ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Магнетиты как чуткие индикаторы генезиса включающих их магматических пород в настоящее время получили признание у многих исследователей.

В литературе значительно меньше имеется примеров использования для этих целей хромшпиннелидов. Можно упомянуть работы М. А. Руб с соавторами (1975, 1976) по гранитоидному магматизму Приморья (Дальний Восток). Ими среди аксессуарных минералов пород монцонит-граносиенит-гра-

нитной формации были выявлены хромшпинелиды, для которых характерно высокое содержание железа и относительно низкое хрома. Присутствие хромшпинелида, по мнению этих авторов, служит дополнительным аргументом, подтверждающим связь гранитоидов монзонит-граносиенит-гранитной формации с более глубинным (базальтоидным) магматизмом.

Если среди рудных минералов гранитоидов хромшпинелиды пока редкое явление, то в основных, в частности, излившихся породах они распространены широко и, как следствие этого, могут быть использованы для уточнения их генетической природы. В связи с этим представляют интерес результаты минералого-геохимического изучения (с применением минераграфического метода) глубоководных базальтов двух обширных и значительно разобщенных между собой регионов океанской коры южной части Тихоокеанского бассейна — Южной котловины на западе и впадины Хесса на востоке (Вахрушев, Прокопцев, 1977). Образцы базальтов собраны в экспедициях на исследовательских судах Института океанологии АН СССР «Витязь» в 43-м и 48-м рейсах и «Дмитрий Менделеев» в 8-м рейсе. Поднятые с глубин около 5 км образцы пород представляют небольшие обломки, до  $12 \times 18$  см, плитчатых или канатных потоков небольшой мощности, 0,5—5 см, а также шаровые или подушечные образования размером до 30 см. Как правило, поверхность обломков лав покрыта более или менее мощной коркой гидроокислов железа и марганца, но вместе с тем встречены образцы, поверхность которых еще совершенно свободна от подобных, широко распространенных здесь морских новообразований, что свидетельствует о недавней или современной вулканической деятельности в Южной котловине и, вероятно, во впадине Хесса.

Следует подчеркнуть, что образцы базальтов из этих двух участков океанского дна по их петрохимической характеристике относятся к различным типам. Более разнообразны по составу лавы Южной котловины, среди которых могут быть выделены следующие три группы: 1) оливиновые щелочные базальты; 2) высокоглиноземистые щелочные базальты и 3) щелочно-ультрабазитовые (авгититовые) лавы. Химические анализы типичных разновидностей глубоководных базальтов приведены в табл. 1. Обломки со дна впадины Хесса относятся к толеитовым базальтовым лавам.

Лавовые потоки оливиновых щелочных базальтов представляют собой стекловатые или тонкокристаллические микропорфиновые бесплагноклазовые «закалочные» разности. Микровкрапленники оливина, значительно реже авгита, составляют лишь первые проценты объема породы. Форма вкрапленников идиоморфно-скелетная, футлярообразная. Основная масса раскристаллизованных разновидностей базальтов сос-

Химический состав базальтовых лав со дна южной части Тихого океана (вес.%)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	46,48	47,42	48,66	49,53	49,34	46,36	46,40	48,41	48,21	36,28	36,78
TiO <sub>2</sub>	2,79	2,12	2,34	2,20	2,30	2,46	3,36	2,17	1,25	3,46	3,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,11	13,82	14,06	15,12	13,67	12,89	15,29	19,08	15,20	16,42	13,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,19	1,83	1,94	1,40	3,05	2,17	8,84	10,53	2,16	7,35	7,46
FeO	10,42	10,34	10,15	9,95	9,12	12,57	3,68	0,18	8,98	5,76	6,25
MnO	0,18	0,16	0,13	0,12	0,58	0,22	0,18	0,11	0,18	0,19	0,19
MgO	8,88	7,79	6,13	6,93	6,13	8,17	4,62	2,02	9,08	6,36	7,16
CaO	9,81	9,97	10,43	10,25	9,77	9,30	10,84	7,19	11,92	13,76	13,76
K <sub>2</sub> O	1,10	1,20	1,13	1,13	1,10	1,37	2,06	1,81	0,08	0,96	0,94
Na <sub>2</sub> O	2,57	3,21	2,94	3,21	3,08	3,19	2,42	2,43	2,40	2,36	1,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,63	0,74	0,72	0,46	0,51	0,50	0,44	0,49	0,14	0,80	0,86
П. п. п.	1,80	0,91	0,67	0,47	1,34	2,84	2,31	5,00	0,58	7,80	7,94
Сумма . . . . .	99,96	99,52	99,21	99,76	100,01	100,04	100,44	99,42	100,48	100,50	99,88

Примечание. Образцы: 1—6 — оливиновые щелочные базальты; 7 — оливиновый базальт, плагиоклазосодержащий; 8 — высокодиоземистый щелочной базальт; 9 — толеитовый базальт; 10 и 11 — щелочно-ультраосновные лавы. Анализы 1—5 и 8 выполнены в Институте геохимии СО АН СССР, аналитики Г. С. Гормашева и В. Н. Мордвинова; 6 — в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР, аналитик О. М. Табакова; 7 и 9—11 — в Институте океанологии АН СССР, аналитик М. И. Гохват.

тоит из центрических обособлений или сростков кристаллов моноклинного пироксена. В тонких плитчатых и канатных лавках отмечается струйчато-слоистое строение и глобулярные структуры (Прокопцев, 1976). Принадлежность рассматриваемых глубоководных лавовых потоков к продуктам щелочно-базальтовой магмы подтверждается результатами химических анализов их типичных образцов (табл. 8, анализы 1—6).

Необходимо отметить, что глубоководные бесполовошпатовые оливиновые щелочные базальты — наиболее распространенный тип вулканических пород Южной котловины. Только в двух участках дна океана были обнаружены обломки породы, которые по петрографическому составу и, видимо, условиям излияния близки к наземным пузыристым мелкозернистым базальтам. Они состоят из зерен плагиоклаза, моноклинного пироксена, измененного оливина и малопрозрачного стекла. Структура этих базальтов интерсертальная, их химический состав приведен в табл. 8 (анализ 7).

Высокоглиноземистые щелочные базальты (типа клинкерных лав) обнаружены на склоне подводного вулкана — горы Петелена (Скорнякова и др., 1973). Угловато-изометричные обломки их подверглись достаточно интенсивному подводному выветриванию с образованием мощной корки гидроокислов железа и марганца. Содержание глинозема в них до 20 вес. % (анализ 8). Вкрапленники представлены относительно крупными (до 10 мм) кристаллами плагиоклаза (анортита). Основная масса сложена лейстами плагиоклаза и хлоритизованных зерен цветного минерала.

Обломки щелочно-ультрабазитовых (авгититовых) лав обычно составляют ядра железомарганцевых конкреций. В одном случае со дна Южной котловины поднята глыба пузыристой щелочно-ультрабазитовой лавы со стекловатой коркой, обнаруживающая явные признаки шаровой отдельности подводного лавового потока. Эти лавы преимущественно титанавгитовые, в подчиненном количестве присутствует оливин. В них очень низкое содержание кремнезема (см. табл. 1, анализы 10 и 11) и относительно высокое глинозема, щелочей, особенно калия. Обращает внимания высокое содержание и фосфора. Более детальную петрографическую и петрохимическую характеристику этих лав приводят Н. Г. Прокопцев и И. О. Мурдмаа (1970).

Следует отметить, что находки щелочно-базитовых лав подводных извержений пространственно совмещаются со щелочными оливиновыми базальтами, с которыми они связаны промежуточными разностями пород. Высказано предположение (Прокопцев, Мурдмаа, 1970), что они принадлежат к одной серии щелочных базальтоидных лав, близких щелочным базальтоидным сериям, описанным еще А. Лакруа (Lacroix,

1910) по результатам исследований о. Таити и других островов Полинезии. Однако некоторые особенности структуры, минерального и химического состава описываемых лав определяются их излиянием в подводных условиях на большой глубине.

Базальты впадины Хесса представлены обломками плитчатых и шаровых лав. Поверхность плиток без следов железомарганцевых окислов, совершенно свежая, смоляно-блестящая. На поперечных сколах и шлифовках видна относительно мощная стекловатая зона закалки с включениями интрателлурических вкрапленников плагиоклаза и оливина.

Внутренняя часть потока имеет микрокристаллическую основную массу, сложенную лейстами плагиоклаза, микроскопическими зернами пироксена, оливина и рудного минерала — хромовой шпинели, как это будет показано ниже. В промежутках минеральных зерен развито небольшое количество малопрозрачного стекла. Химический состав (см. табл. 8, анализ 9) указывает на принадлежность этих базальтов к толеитовому типу. Кроме пониженного содержания титана и особенно калия, характерного для океанского толеита, эти лавы очень бедны летучими и особенно водой.

Исследование минерального состава пород проводилось не только в прозрачных, но и в полированных шлифах. Минералогически нами было изучено 20 образцов базальта со дна Южной котловины и 1 образец толеитового базальта из впадины Хесса. При этом выявилась одна любопытная минералогическая особенность глубоководных лав. Оказалось, что щелочные оливиновые базальты Южной котловины и толеитовые базальты впадины Хесса постоянно содержат хромшпинелид, в то время как выделения таких обычных для базальтов Fe — Ti-окисных минералов, как магнетит (титаномагнетит) и ильменит, в них отсутствуют.

Содержание хромшпинелида в базальтовых лавах, поднятых из различных пунктов дна океана, практически одинаково, не более первых десятых долей процента от объема породы. Совершенно аналогичны формы зерен минерала, их размеры и особенности распределения в базальтах. Хромшпинелид наблюдается в виде кристаллов размером 0,01—0,02 мм. Ограничения их всегда прямолинейные, без признаков коррозии или оплавления. Кристаллы хромшпинелида в равной мере встречаются как в стекле, так и в сростании с порфирированными вкрапленниками оливина (рис. 55, 56). Внутри отдельных срезов вкрапленников оливина наблюдается до 10, а иногда и более зерен хромшпинелида.

Лишь некоторое исключение составляют высокоглиноземистые щелочные базальты (анортитовые лавы), взятые со склона подводного вулкана — горы Петелена, и обломки плагиоклазсодержащих щелочных оливиновых базальтов. В полированных шлифах из этих трех образцов базальта среди ос-

новой стекловатой массы при больших увеличениях можно встретить елочковидные, крестообразные и другие подобные им зародышевые кристаллические скелеты магнетита. Эти базальты, как видно из табл. 8, отличаются преобладанием окисного железа над закисным.

Сульфидные минералы (в основном пирротин) в ничтожном количестве встречены в толеитовых и оливиновых щелочных базальтах в виде каплевидных обособлений в стекле и в порфирированных вкрапленниках оливина. Их происхождение в результате расслоения (ликвации) базальтовой магмы не вызывает сомнений.

Из толеитового базальта путем его разложения царской водкой и плавиковой кислотой удалось получить концентрат, состоящий в основном из хромшпинелида с параметром кристаллической решетки  $a = 8,244 \text{ \AA} \pm 0,005$  (аналитик Г. Г. Афонаина). По величине этого параметра минерал соответствует хромшпинелиду (скорее всего хромпикотиту) с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  около 40 вес.%. Спектральный анализ концентрата подтвердил присутствие в нем хрома как основного компонента.

Затверждение излившихся на дно океана маломощных лавовых потоков, несомненно, происходило очень быстро. Однако хромшпинелид выделился на начальных стадиях кристаллизации базальтовой магмы до ее извержения. Об этом однозначно свидетельствует правильная форма кристаллов хромшпинелида и особенно нахождение их в виде включений во вкрапленниках оливина. Показательно полное отсутствие реакционных кайм у минерала, в частности кайм магнетитового состава, что объясняется сильно восстановительными условиями в кристаллизующемся базальтовом расплаве.

Результаты исследований показывают, что хромшпинелид является типоморфным минералом глубоководных базальтов южной части Тихого океана. Постоянное присутствие хромшпинелида в оливиновых щелочных и толеитовых базальтах служит одним из важных минералогических признаков генетического родства базальтов и ультраосновных пород океанской коры.

Для того, чтобы полнее раскрыть геохимические и генетические особенности глубоководных базальтов, в них было определено содержание редких, в том числе и редкоземельных, элементов. Анализы образцов всех типов лав выполнены в лабораториях Института геохимии СО АН СССР: на K, Li и Rb — Г. И. Селивановой с помощью пламенной фотометрии; на Nb, Ta, Zr и Hf — С. Н. Арбатской и Л. Д. Макагон спектрохимическим методом с предварительным обогащением. Определение редкоземельных элементов проводилось Е. В. Смирновой по методике, описанной в монографии «Эмиссионный спектральный анализ в геохимии» (1976),

Таблица 9

Содержание (g/t) щелочных и щелочноземельных элементов в глубоководных лавах южной части Тихого океана

Порода	K (%)	Rb	Li	Ba	Sr
Южная котловина					
1. Щелочной оливиновый базальт	0,97	18	12	460	420
2. То же . . . . .	0,98	19	12	500	370
3. Щелочно-ультрабазитовая лава	0,90	13	37	520	480
4. Высокоглиноземистый щелочной базальт . . . . .	1,24	28	28	350	100
Впадина Хесса					
5. Толеитовый базальт . . . . .	0,10	1	5,8	130	16
6. То же . . . . .	0,10	1	5,8	100	36
7. Анкаратрит, о. Таити . . . . .	0,56	24	9	520	350
8. Тералит, о. Таити . . . . .	1,08	29	9	600	440

элементов семейства железа (Co, Ni, V, Cr) — А. Д. Глазуновой с помощью количественного спектрального анализа. Для сравнения выполнены анализы на те же элементы в образцах анкаратрита и тералита с о. Таити.

Калий, рубидий и литий. Главная особенность щелочных оливиновых базальтов Южной котловины — повышенное содержание щелочных металлов — выступает достаточно отчетливо (табл. 9). По количественному содержанию K, Rb и Li, также как и по K/Rb-отношению, они резко отличаются

Таблица 10

Содержание (g/t) редкоземельных элементов в глубоководных лавах южной части Тихого океана

Порода	La	Ce	Nd	Y	Yb
Южная котловина					
1. Щелочной оливиновый базальт	50	120	68	40	2,0
2. То же . . . . .	47	110	54	32	2,5
3. Щелочно-ультрабазитовая лава	71	130	82	40	3,0
4. Высокоглиноземистый щелочной базальт . . . . .	24	45	34	50	4,1
Впадина Хесса					
5. Толеитовый базальт . . . . .	5	50	14	25	3,2
6. То же . . . . .	5	50	15	35	4,5
7. Анкаратрит, о. Таити . . . . .	21	100	40	23	1,5
8. Тералит, о. Таити . . . . .	27	100	40	28	2,0

Таблица 11

Содержание (г/т) Nb, Ta, Zr, Hf в глубоководных лавах.

Порода	Nb	Ta	Zr	Hf
1. Щелочной оливиновый базальт, Южная котловина	47	5,5	310	9,8
2. То же . . . . .	37	5,0	280	10,6
3. Щелочно-ультрабазитовая лава . . . . .	123	7,0	170	8,0
4. Высокоглиноземистый щелочной базальт . . . . .	13	1,6	180	4,0
5. Толейтовый базальт, впадина Хесса . . . . .	4,4	—	155	3,0

ся от океанских толейтовых базальтов (см. табл. 9, анализы 5, 6), в том числе и от базальтов впадины Хесса по нашим данным. Щелочно-ультрабазитовые лавы по содержанию K и Rb и особенно по величине K/Rb-отношения очень сходны с оливиновыми базальтами. Высокоглиноземистые щелочные базальты по петрографическому составу во многом сходны с анкаратритами, и в них величина K/Rb-отношения заметно уменьшилась, т. е. приблизилась к таковому анкаратритов и тералитов о. Таити.

Барий и стронций. Одним из важных отличительных признаков глубоководных лав Южной котловины является высокое содержание в них Ba и Sr. Как видно из табл. 9, содержание бария в щелочных оливиновых базальтах составляет 480 г/т, стронция — 395 г/т, в щелочно-ультрабазитовых лавах соответственно 520 и 480 г/т. Эти цифры для стронция примерно в 3,5 раза, а для бария в 35 раз больше средних содержаний этих элементов в океанских толейтах (см. табл. 9, анализы 6, 7). Толейтовые базальты впадины Хесса уже резко обеднены Ba и Sr по сравнению с базальтами Южной котловины.

Аномально высокие концентрации щелочноземельных (Ba, Sr) и щелочных (K, Rb, Li) элементов в глубоководных лавах Южной котловины дают основание предполагать, что они представляют собою продукты глубинной дифференциации выплавов верхней мантии.

Быстрая их кристаллизация при излиянии в подводных условиях океанской коры позволяет им сохранить редкоэлементный состав в первозданном состоянии.

Редкоземельные элементы. Результаты их определений представлены в табл. 10. В глубоководных лавах Южной котловины содержание р. з. э. цериевой группы (La, Ce, Nd) в 5—10 раз выше, чем в океанских базальтах. Уровень концентрации элементов иттриевой группы (Y, Yb) ока-

Таблица 12

Содержание (г/т) элементов семейства железа в глубоко-  
водных лавах южной части Тихого океана

Порода	Ni	Co	V	Cr
Южная котловина				
1. Щелочной оливниновый базальт . . . . .	150	70	160	260
2. То же . . . . .	160	32	140	180
3. » » . . . . .	120	75	150	250
4. » » . . . . .	150	48	100	250
5. » » . . . . .	160	53	120	250
6. » » . . . . .	150	48	100	230
7. Щелочно-ультрабазитовая лава . . . . .	130	88	240	150
8. То же . . . . .	100	49	190	210
9. » » . . . . .	120	50	150	280
10. Высокоглиноземистый щелочной базальт . . . . .	460	36	220	45
Впадина Хесса				
11. Толейтовый базальт . . . . .	100	80	240	240
12. » » . . . . .	170	62	190	300
13. Анкаратрит, о. Таити . . . . .	210	65	180	400
14. Тералит, о. Таити . . . . .	320	65	200	430

зался практически таким же, как и в океанских базальтах. Толейтовые базальты впадины Хесса по содержанию La, Y и Yb близки к толейтовым базальтам Срединно-Атлантического хребта и Исландии (Герасимовский и др., 1975). Щелочно-ультрабазитовые лавы несколько больше по сравнению со щелочными оливниновыми базальтами обогащены р. з. э. цериевой группы (71 г/т La, 130 г/т Ce и 82 г/т Nd). Однако в целом они близки к щелочным оливниновым базальтам, с которыми пространственно ассоциируют по содержанию р. з. э. и особенно по концентрации щелочных (K, Rb, Li) и щелочноземельных (Sr, Ba) металлов, что подтверждает их генетическое родство.

Ниобий, тантал, цирконий и гафний. Судя по единичным определениям (табл. 11), все образцы щелочных лав Южной котловины отличаются резко повышенным содержанием этих элементов по сравнению с океанским толейтовым базальтом и близки к щелочным оливниновым базальтам (Engel, Engel, 1963), за исключением щелочно-ультрабазитовой лавы, в которой концентрация ниобия оказалась наиболее высокой (123 г/т).

Элементы семейства железа. Определение Ni, Co, V и Cr количественным спектральным анализом (табл. 12)

выполнено в 6 образцах из обломков шаровых (анализы 1, 2), плитчатых (анализы 3, 4) и канатных (анализы 5, 6) базальтовых потоков Южной котловины. Содержание в них этих элементов примерно одинаково. Не выявилось существенных отличий в уровне их концентрации и от щелочно-ультрабазитовых лав и толеитовых базальтов впадины Хесса.

При выяснении геохимической природы изверженных пород геохимиками широко используется Ni/Co-отношение. По данным расчета Л. Н. Когарко (1973), это отношение в возникших при плавлении вещества мантии первичных базальтовых магмах укладывается в интервал 2,2—7,6. В нашем случае величина отношения Ni/Co в наиболее полно охарактеризованных анализами щелочных оливиновых базальтах Южной котловины в среднем составляет 2,8, т. е. находится внутри этого интервала.

В целом уровень концентраций Ni, Co, Cr и V во всех типах глубоководных лав оказался близким к таковому в океанских базальтах по литературным источникам. Лишь Cr/V-отношение более высокое в щелочных оливиновых базальтах (1,8 против 1,0 в океанских толеитовых базальтах). В щелочно-ультрабазитовых лавах Южной котловины и в толеитовых базальтах впадины Хесса это отношение близко к 1,0.

Результаты минералого-геохимического изучения базальтовых лав приводят нас к следующему заключению. Хромшпинелид выступает как единственный рудный типоморфный минерал глубоководных базальтов южной части Тихого океана. Постоянное присутствие его в базальтах служит одним из ярких признаков родства базальтов и ультраосновных пород океанской коры и указывает на правомерность их объединения в самостоятельную гипербазит-базитовую океанскую формацию (Дмитриев и др., 1976). Глубоководные базальты как выплавки пород верхней мантии находятся в наиболее «первозданном» виде. Исходный расплав формировался только за счет эволюции вещества верхней мантии без осложняющего влияния коры сиалического типа, и поэтому генетическое родство базальтов с ультраосновными породами проявилось наиболее отчетливо. Данные по распространенности редких элементов (повышенные содержания щелочных металлов, бария, стронция, циркония и р. з. э.) в определенной мере свидетельствуют о том, что базальты Южной котловины представляют собой продукты глубинной дифференциации выплавок верхней мантии.

Хромшпинелиды недавно были обнаружены и в продуктах извержения вулкана Толбачик — в лавах, бомбах и лапиллях, сложенных глиноземистыми базальтами повышенной щелочности (Гаранин и др., 1977). По данным рентгеноспектрального анализа, хромшпинелиды представлены хромпикотитом ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  около 48,0%), реже хромсодержащим титаномagnetитом

( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 6,97%). Находка хромпикотита в продуктах извержения авторами также рассматривается как дополнительный признак глубинной природы магматического вещества, выведенного на дневную поверхность при извержении в период с 18. IX по 10. XII 1976 г. Южного прорыва вулкана Толбачик.

Хромшпинелид ранее нами описан в базальтах Гавайских островов и о. Таити (Вахрушев, 1973). Здесь он встречается чаще всего в сростании с магнетитом. При этом хромшпинелид находится в центре, магнетит — по краям, обычно своеобразной лапчатой формы и содержит обильные включения стекла, местами наблюдаются почти эвтектоидные структуры. Показательно, что окаймляются магнетитом только зерна хромита, находящиеся в стекле. Магнетитовые каймы вокруг включений хромита в порфировых вкрапленниках не наблюдаются. Отдельные зерна хромита располагаются на поверхности вкрапленников оливина и пироксена. В этом случае магнетитом окаймляются те грани хромита, которые выступают в сторону основной стекловатой массы. Такие взаимоотношения магнетита с хромитом в оливиновом базальте о. Таити частично видны на рис. 57. Они отчетливо указывают на более раннее выделение из расплава хромита по сравнению с магнетитом.

Хромшпинелид был встречен в базальтовых лавах палеовулкана горы Медвежьей на Дальнем Востоке. Здесь округлые выделения хромшпинелида также окружены магнетитовой каймой (рис. 58), что является показателем смены окислительной обстановки на более поздних стадиях кристаллизации базальтового расплава.

В дайках лампрофиров, пространственно ассоциирующих с гранитоидными массивами Долины Озер в Центральной Монголии, были обнаружены хромиты с двойными оболочками. Промежуточная фаза в них, судя по отражательной способности, очевидно, представляет собой более богатый железом хромшпинелид (феррихромит), внешняя зона — это уже типичный магнетит. Кучное скопление идиоморфных кристаллов магнетита с «ядрами» хромита видно на рис. 59. Один из кристаллов магнетита с хромитом в центре и промежуточной оболочкой изображен на рис. 60.

Хромит с двойными оболочками описан в ультраосновных породах. При этом появление оболочек обычно объясняется гидротермальным разложением хромита при серпентинизации. В нашем случае при выяснении генетической природы оболочек заслуживают внимания следующие факторы: 1) во вмещающей породе не отмечается признаков гидротермального преобразования; 2) ограничения между оболочками четкие (без следов коррозии), повторяющие контуры граней кристаллов хромита; 3) магнетит, слагающий внешнюю зону, также обладает кристаллографически правильной огранкой.

В большом количестве встречаются кристаллы магнетита без хромитовых «ядер». По-видимому, образование хромита с двойными оболочками в лампрофировых дайках является результатом кристаллизации магматического расплава при закономерно изменяющихся физико-химических условиях — химического состава магмы и парциального давления кислорода. Присутствие хромшпинелида в породах дайковой фации, безусловно, заслуживает внимания петрографов, занимающихся изучением гранитоидного магматизма района Долины Озер.

---

## Глава VI

### ЗНАЧЕНИЕ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Об использовании рудных минералов для выяснения генетической природы (способа образования) горных пород. Для многих типов пород — гранитов, диоритов, габбро и т. п. — выяснение их генетической природы (например, интрузивной или метасоматической) для геологов нередко представляет трудно разрешимую проблему. Тем более трудную, когда породы различного генезиса имеют одинаковый состав породообразующих минералов и их текстурно-структурные особенности также не позволяют однозначно решить вопрос о генетическом типе породы. Поэтому установление новых признаков для отличия, например, гранитов автохтонных от гранитов интрузивных для петрологов всегда будет представлять большой интерес.

Дополнительные признаки для уточнения способа и глубины формирования интрузивов могут быть получены и при изучении рудных минералов, их сростаний и особенностей химического состава. Примеры специального изучения рудных минералов и их сростаний, выполненные другими авторами с этой целью, немногочисленны. Поэтому здесь остановимся в основном на рассмотрении результатов личных исследований. Так, были изучены рудные минералы гранитов Тигирекского массива в Горном Алтае (Вахрушев, 1965б). Этот массив относится к калбинскому интрузивному комплексу и представлен преимущественно крупнозернистыми биотитовыми гранитами, иногда порфиоровидного сложения, и среднезернистыми лейкократовыми гранитами. Материалом для минераграфического изучения послужили образцы

гранитов, отобранные из различных участков массива, в том числе из керна двух разведочных скважин, пройденных в северо-восточной части массива, в районе Инского железорудного месторождения. Одна скважина расположена вблизи пород кровли и на всю глубину (до 852 м от дневной поверхности) вскрывает мелкозернистые биотитовые граниты, участками порфирированной структуры. Другая скважина глубиной около 1100 м расположена в отдалении от контакта и пройдена по крупнозернистым, равномернозернистым гранитам.

Изучение керна разведочных скважин, наряду с образцами из естественных обнажений (всего было изучено 100 образцов), позволило выявить закономерные изменения в характере сростаний (структурах распада твердого раствора) ильменита и гематита гранитов массива не только в площадном (горизонтальном), но и в вертикальном направлении.

Из железотитановых окисных минералов первично-магматического происхождения в гранитах установлены магнетит, ильменит и гематит (Вахрушев, 1965 б). Наиболее распространен магнетит. Ильменит, хотя и постоянно встречается в гранитах, однако количество его, как правило, резко уступает магнетиту. Гематит же преимущественно наблюдается в виде закономерно ориентированных включений в ильмените (гематитоильмените), обладающих всеми признаками продуктов распада твердого раствора.

Размеры пластинок гематита в зернах ильменита неодинаковы. Они мельче в ильмените гранитов краевой зоны, чем в ильмените гранитов центральных частей. В непосредственном контакте гранитов с кровлей зерна ильменита полностью однородны. Аналогичные закономерные изменения в размерах продуктов распада наблюдаются по вертикали интрузива. Последнее обстоятельство было подмечено на примере изучения гранитов из кернов скважин, особенно той из них, которая расположена вблизи контакта интрузива с вмещающими эффузивно-осадочными породами. Здесь до глубины 100 м ильменит гранитов не содержит видимых под микроскопом включений гематита. В интервале 100—200 м при сильных увеличениях в центральных участках зерен ильменита уже отчетливо наблюдаются тончайшие параллельно расположенные пластинки гематита. Наконец, глубже 200 м включения гематита постоянно видны при небольших увеличениях без дальнейшего заметного изменения их размеров до конца скважины.

На двух микрофотографиях полированных шлифов (рис. 61, 62) приведены типичные структуры распада в гематитоильменитах из гранитов разных глубин от дневной поверхности. В обоих случаях видны две генерации гематита.

Основной причиной, обуславливающей распад твердых

растворов, как известно, является постепенное понижение температуры: чем медленнее скорость охлаждения, тем полнее распад твердого раствора. При резком понижении температуры, как это имело место в зоне контакта тигирекских гранитов с породами кровли, происходит закалка твердого раствора при полном сохранении его однородности. Этот факт служит одним из объективных доводов в пользу интрузивного происхождения Тигирекского гранитного массива.

Аналогичные гематитоильмениты описаны в тоналитах Джениситинского батолитового массива в Центральной Монголии (Вахрушев, Кузьмин, 1977). Один из примеров внутреннего строения гематитоильменитовых зерен приведен на рис. 63. При внимательном рассмотрении последнего отчетливо выявляется блоковое строение минерала, вызванное пластическими деформациями. По распределению включений гематита можно сделать заключение, что эти деформации произошли еще до распада твердого раствора, т. е. на самой ранней стадии послемагматической истории интрузива.

Как правило, продукты распада различимы лишь при больших увеличениях. Крайне ничтожные размеры выделений гематита в ильмените опять-таки служат показателем быстрого понижения температуры интрузива. Вместе с тем само присутствие избыточного  $Fe_2O_3$  в ильмените тоналитов (равным образом и в ильмените гранитов Тигирекского массива) свидетельствует о высоком парциальном давлении кислорода в магме в момент ее кристаллизации. Это заключение подтверждается и данными по химическому составу биотитов из тоналитов Джениситинского массива. Все четыре выполненных анализа биотитов показали преобладание в них  $Fe^{3+}$  над  $Fe^{2+}$ . В данном случае геологические данные, как, например, широкое распространение по всей площади массива пород эндоконтактовой фации (микродiorитов), особенности химического состава биотита тоналитов и, наконец, внутреннее строение ильменита (гематитоильменита), согласуются друг с другом и однозначно приводят к выводу как о близкповерхностных условиях формирования Джениситинского гранитного плутона, так и о незначительном его эрозийном срезе.

Особенности состава и внутреннего строения ильменитов и титаномагнетитов немаловажное значение имеют и для более глубокого познания генезиса габброидных пород. Нами были изучены титаномагнетиты, сходные по условиям происхождения и формационной принадлежности, расслоенных интрузивов титаноносного габбро Алтае-Саянской области, в том числе Харловского, Большого Таскыльского, Патынского и некоторых других (Вахрушев, Кривенко, 1966). Установлено, что титаномагнетиты всех массивов характеризуются повышенным содержанием глинозема: 4,19—4,62% —

Таблица 13

Химический состав (вес. %) титаномагнетита расчлененных габброидных интрузивов (по В. А. Вахрушеву, А. П. Кривенко, 1966)

Окислы	Большой Таскыл			Харловский массив					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	1,08	1,31	1,30	0,93	2,02	0,97	0,75	1,26	0,92
TiO <sub>2</sub>	9,27	10,75	9,40	11,47	8,35	6,82	6,30	6,26	4,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,19	4,62	4,45	5,27	5,04	3,66	2,63	2,61	3,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	47,30	46,20	46,70	46,24	50,04	56,13	56,54	56,14	59,42
FeO	34,13	34,27	33,95	32,74	32,14	31,73	30,99	29,91	29,11
MnO	0,27	0,30	0,26	0,50	0,45	0,27	0,34	0,35	0,15
MgO	1,46	1,76	1,70	1,84	1,03	1,20	1,52	1,54	1,31
CaO	0,36	0,33	0,41	He	0,46	0,18	0,18	0,42	0,30
				оби.					
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	0,40	0,42	0,54	0,48	0,66	0,28	0,24	0,64
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,10	0,09	0,37	0,07	0,03	0,03	0,03	0,01
Сумма	98,55	100,04	99,60	99,90	100,08	101,65	99,56	99,76	99,94

Примечание. Образцы: 1 — габбро-перидотит; 2 — оливниное габбро; 3 — меланократовое оливниное габбро; 4, 5 — рудное габбро; 6 — габбро мелкозернистое; 7 — габбро крупнозернистое; 8, 9 — габбро.

в Большом Таскыльском и 2,61—5,27% — в Харловском интрузивах (табл. 13). Среднее содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (из 9 определений) в титаномагнетите этих массивов составляет 4,09%. Такие количества Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> не могут быть объяснены наличием примесей алюмосиликатных минералов (плагиоклаза, пироксена и др.) в анализированном материале, так как отсутствует корреляция между глиноземом и кремнеземом при общем незначительном содержании последнего, не превышающего в большинстве случаев 1%. Очевидно, мы имеем дело с закономерным вхождением Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в титаномагнетит, что и было подтверждено результатами минераграфических и рентгеновских исследований.

Из рудных минералов кроме титаномагнетита в габброидных породах Большого Таскыльского, Харловского и Патынского массивов постоянно отмечаются ильменит в самостоятельных выделениях, а также сульфидные минералы — преимущественно пирротин и халькопирит.

В титаномагнетите постоянно различаются три фазы: собственно магнетит, ильменит и шпинель, образующие сростания, типичные для структур распада твердых растворов (рис. 64, 65). Ильменит, как продукт распада твердого раствора, большей частью расположен параллельно (III) магнетиту, при этом устанавливаются две генерации: тонкопластинчатая и грубопластинчатая. Свободный ильменит по распространенности и величине зерен не уступает титаномаг-

нетиту. Он однороден, в единичных случаях (из крупнозернистых разностей габбро Большого Таскыльского массива) содержит закономерно ориентированные пластинки гематита (рис. 66). Выделение этого гематита, несомненно, связано с распадом твердого раствора в условиях понижающейся температуры.

Включения шпинели в полированных шлифах наблюдаются в виде дискообразных пластинок, веретенец или цепочек изометричных зерен. В длину пластинки шпинели достигают 0,1 мм при ширине 0,001 мм. В отраженном свете шпинель благодаря низкой отражательной способности и изотропности резко выделяется среди ильменит-магнетитовой массы. Параметр элементарной ячейки шпинели  $a = 8,114 \pm \pm 0,003 \text{ \AA}$ , что отвечает промежуточному составу между  $\text{MgAl}_2\text{O}_4$  (8,081 Å) и  $\text{FeAl}_2\text{O}_4$  (8,119 Å) (ближе к герциниту). Значение параметра кристаллической решетки самого магнетита ( $a = 8,396 \text{ \AA}$ ) точно совпало с эталонным. Это обстоятельство указывает на то, что шпинелевый компонент титаномагнетита в результате распада твердого раствора обособился в самостоятельную фазу.

Распределение шпинели в зернах титаномагнетита неравномерно: в одних она составляет до 7—8% от площади, в других наблюдаются лишь единичные ее включения или она полностью отсутствует. Характерна также зональность в распределении шпинели, что отчасти видно на рис. 67. Здесь рельефно выделяются крупные пластинки шпинели, которые при приближении к краям зерен титаномагнетита во всех случаях выклиниваются. Периферические зоны титаномагнетита содержат значительно более мелкие выделения шпинели или полностью свободны от них. Тонкие тельца распада в большом количестве концентрируются по границам грубых пластинок ильменита поздней генерации или внутри них (рис. 68).

Взаимоотношения между титаномагнетитом и зернами самостоятельного ильменита неодинаковы. В одних интрузивах (Харловский) границы между ними прямолинейные или бухтообразные, без каких-либо указаний на последовательность их кристаллизации. Скорее всего они являются одновременными образованиями. В других интрузивах, как, например, Большом Таскыльском, наблюдаются признаки разъединения или магматической резорбции титаномагнетита ильменитом.

Любопытно, что замещение титаномагнетита ильменитом сопровождается образованием реакционной каймы, состоящей, помимо остаточных зерен титаномагнетита, из новообразований шпинели (см. рис. 67). В состав новообразований включаются унаследованные химические элементы, в частно-

сти алюминий, вхождение которого в решетку ильменита менее предпочтительно по сравнению с магнетитом. Вне рассматриваемых реакционных кайм включения шпинели в самостоятельных зернах ильменита не встречаются.

Отмеченные признаки разъединения и замещения с одновременным выделением новообразований шпинели в данном случае определенно свидетельствуют уже о несколько поздней кристаллизации ильменита по сравнению с титаномагнетитом.

Таким образом, титаномагнетиты рассмотренных выше габброидных интрузивов Алтае-Саянской области характеризуются повышенным содержанием  $Al_2O_3$ , что обычно не свойственно магнетитам (и титаномагнетитам) пород, в том числе и габброидного состава, других формационных генетических типов. Так, акцессорному магнетиту из гранитоидных интрузивов батолитового типа свойственно крайне незначительное содержание (как правило, 1%) или полное отсутствие  $Al_2O_3$  (Вахрушев, 1965 а). Судя по имеющимся химическим анализам, к безглиноземистым или малоглиноземистым разностям относится и акцессорный магнетит пород габбро-диорит-гранодиоритового формационного ряда. Например, в магнетите диоритов Тейско-Шорской габбро-диоритовой интрузии (Кузнецкий Алатау) содержание  $Al_2O_3$  оказалось равным 1,98%, в магнетите из биотит-пироксенового диорита Канатикского массива в Восточном Саяне — 0,90%, в магнетите из диоритов Таннуольского комплекса в Туве — 0,80%. Незначительное количество  $Al_2O_3$  (0,99—1,12% по трем анализам) установлено и в титаномагнетите основных пород Торгалыкского комплекса в Туве, хотя этот титаномагнетит по содержанию в нем  $TiO_2$  (7,75—10,75%),  $V_2O_5$  (0,45—0,79%) и  $Cr_2O_3$  (0,11—0,20%) тождествен титаномагнетиту рассматриваемых расслоенных интрузивов титаносодержащего габбро. Бедны глиноземом титаномагнетиты из пород щелочно-ультраосновной формации Кольского полуострова, в которых (по О. А. Богатикову и др., 1971) содержание  $Al_2O_3$  колеблется от 0 до 2,64% (1,29% — среднее из 10 анализов).

Вероятно, значительные количества  $Al_2O_3$  в титаномагнетите связаны не столько с высокими температурами кристаллизации магмы, сколько с другими физико-химическими факторами, в частности с парциальным давлением кислорода в момент выделения титаномагнетита. В связи с этим отметим, что, согласно опытным данным, полная смесимость герцинита и магнетита даже при очень высоких температурах (1300—1500°) наступает лишь при больших значениях  $P_{O_2}$ , колеблющихся в узких пределах ( $1,8 \cdot 10^{-3}$ — $7 \cdot 10^{-10}$  атм).

Кристаллизация самостоятельных зерен ильменита происходила при еще более высоких значениях  $P_{O_2}$ , на что ука-

зывает и появление в них гематита как продукта распада твердого раствора.

Таким образом, фазовый состав и особенности внутреннего строения ильменита и титаномагнетита могут быть использованы для уточнения генетической природы, глубины формирования и последующей истории изверженных пород.

Для выяснения генетической природы гранитоидных пород нередко используются особенности химического состава магнетитов. Так, В. Мармо (Marmo, 1959) показал, что магнетиты гранодиоритов и порфиробластических гранитов Сьерра-Леоне резко отличаются друг от друга содержанием  $TiO_2$ . Высокое содержание  $TiO_2$  свойственно магнетитам гранодиоритов, т. е. породам, имеющим изверженное происхождение, низкое — магнетитам первично-осадочных порфиробластических гранитов.

В. Р. Ветрин и В. В. Ильичева (1972) при изучении распределения титана, магния и марганца в магнетитах из гранитов различных формаций Кольского полуострова установили, что в магнетите из гранитов магматического генезиса магний ведет себя аналогично титану и его содержание определяется главным образом температурой формирования минерала. Поведение марганца противоположно таковому магния, который накапливается в низкотемпературных генерациях. В магнетите из гранитов метасоматического генезиса нарушается прямая корреляционная зависимость между титаном и магнием, что позволяет отличать этот минерал от магнетита из гранитов магматического происхождения.

Интересные в генетическом отношении данные могут быть получены при детальном исследовании микровключений в пороодообразующих минералах. Примером могут служить работы Л. В. Агафонова с соавторами (1973, 1974) по изучению закономерно ориентированных включений в оливинах альпинотипных гипербазитов Корякии. Этими авторами среди включений в оливине выявлены двухфазные (хромшпинелид+диопсид) и однофазные (хромшпинелид и диопсид), обладающие дендритовой формой.

Закономерно ориентированные включения несомненно представляют структуры распада твердых растворов диопсида и хромового магнетита в оливине. Распад твердых растворов происходил при понижении температуры первичного высокотемпературного оливина, а дендритовидный характер выделений указывает на высокую скорость распада. Применение минераграфического, рентгеноспектрального, ЭПР и других методов исследования позволило авторам доказать магматическую природу первичного оливина и установить его изначальный состав (обогащенность  $Cr^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ , Ca).

Fe—Ti-окисные минералы (гематит, магнетит, хромшпинелиды) сами по себе служат показателями окислительно-

восстановительных условий и скорости кристаллизации магм. При этом их концентрация, в частности магнетита, как в интрузивных, так и в эффузивных магматических породах, от состава самих пород, в том числе от содержания в них железа, зависит мало.

Анализ окислительно-восстановительных условий глубинного минералообразования и особенности распределения магнетита в главных типах магматических пород недавно были рассмотрены А. А. Маракушевым (1976). По А. А. Маракушеву, в малоглубинных формациях гранита часть железа в составе гранитов этого типа окисляется до магнетита, так как биотит имеет в этих условиях ограниченную устойчивость. Магнетитсодержащие граниты этого типа тесно связаны с вулканическими породами, объединяясь нередко в вулканоплутонические формации. В более низкотемпературных условиях кристаллизуются глубинные гранитоиды. Здесь диапазон устойчивых составов биотитов более широк, и поэтому все железо связывается в силикатной форме и магнетит не образуется. В особых восстановительных условиях граниты платформенные (рапакиви, чарнокиты), в которых магнетит с кварцем неустойчив и развиты железистые силикаты — фаялит, гортонолит, феррогиперстен и другие, находятся в равновесии с сильно железистыми биотитами и амфиболитами.

На основании результатов экспериментальных исследований И. Д. Рябчиков и др. (1978) пришли к аналогичным или близким выводам о влиянии окислительно-восстановительного потенциала на поля кристаллизации минералов железа и олова. По их данным, поведение железа в ходе кристаллизационной дифференциации кислых магм также контролируется степенью окисленности системы. При повышении летучести кислорода поля кристаллизации магнетита и других железосодержащих минералов будут расширяться, т. е. доля их в эктектите с полевым шпатом и кварцем будет уменьшаться. Одновременно уменьшение содержания железа в породах и признаки ранней кристаллизации аксессуарного магнетита являются показателями возможной ассоциации оловянного оруденения с гранитоидами.

С этих позиций заслуживают специального изучения мезозойские гранитоиды Забайкалья, которые, по имеющимся, правда отрывочным, данным, часто характеризуются крайне ничтожным содержанием магнетита. Таковы гранитоиды харалгинского и кукульбейского комплексов, Кия-Кириного массива и др. Несомненно, что при систематическом изучении распространенности и времени кристаллизации магнетита и других Fe—Ti-окисных минералов можно получить дополнительные сведения об условиях формирования мезозойских гранитоидов Забайкалья и их рудогенерирующей способности.

Ультраосновные породы, базальты, трахибазальты кристаллизуются в более восстановительных условиях. В нормальных для базальтов условиях первым при раскristализации расплава выделяется пироксен, затем плагиоклаз и магнетит. В сильно окислительных условиях (при высокой окисленности флюидов) кристаллизация начинается с магнетита, затем выделяются пироксены и плагиоклазы.

В связи с рассматриваемой проблемой следует напомнить, что в базальтах наряду с магнетитом распространены хромшпинелиды. Кристаллизация их происходит в сильно восстановительных условиях, соответствующих также низкому парциальному давлению  $H_2O$ , при этом хромшпинелид выделяется из базальтового расплава одним из первых минералов. Убедительным подтверждением этого служат глубоководные базальты Южной котловины в Тихом океане, в которых хромшпинелид — единственный рудный минерал — встречается в виде правильных кристаллов внутри порфировых вкрапленников оливина и плагиоклаза.

Часто в базальтах зерна хромшпинелида окружены магнетитовыми каймами с обильными включениями базальтового стекла, благодаря чему каймы имеют типичную эвтектоидную структуру. Образование таких кайм также связано с кристаллизацией магнетита и базальтового расплава, но уже при более окислительных условиях. Иногда каймы состоят не из одной, а из двух и более оболочек и по их составу можно судить о направлении эволюции магмы. Необходимо подчеркнуть, что речь идет о первичных магматических каймах, а не о продуктах преобразования первичного хромита под воздействием послемагматических (метасоматических) или иных процессов.

О неравномерном распределении Fe—Ti-окисных минералов в гранитоидных породах. Основные критерии для установления их магматической природы. В гранитах, диоритах, сиенитах и других типах гранитоидных пород Fe—Ti-окисные минералы распределены неравномерно, с образованием скоплений зерен магнетита (титаномагнетита), ильменита (гематитоильменита) или тех и других вместе. При этом часто магнетит и ильменит одновременно находятся в сростании или в тесной ассоциации с железистыми темноцветными минералами — биотитом, амфиболом, пироксенами. Генетическая сущность явления петрографами не осознана и при характеристике этой текстурной особенности гранитоидов обычно не уделяется внимания.

Необходимо отметить, что речь идет о магнетите и ильмените несомненно первично-магматического происхождения. Об этом свидетельствуют следующие признаки:

- 1) относительно крупные размеры зерен (1—3 мм, иногда

больше), что несвойственно вторичным образованиям, обычно выделяющимся при гидротермальном разложении темноцветных минералов в виде тонкой «сыпи» (магнетит), мельчайших пластинчатых сростков вдоль трещин спайности (ильменит) и т. п.;

2) совместное нахождение магнетита и ильменита с совершенно свежими, неизмененными темноцветными минералами;

3) наличие в них продуктов распада твердого раствора;

4) присутствие в магнетите и ильмените сульфидных капель, захваченных при кристаллизации минерала-хозяина из жидкого магматического расплава.

Эти признаки — каждый в отдельности и особенно все вместе — позволяют уверенно отличать первично-магматические Fe—Ti-окисные минералы от вторичных (гидротермальных) образований.

Самые типичные для гранитоидных пород скопления магнетита и ильменита приведены на рис. 67, 68. В магнетите тоналита (Центральная Монголия), как уже отмечалось выше, обнаружены узкие каплевидные включения сульфидов, а в ильмените из гранитов Тигирекского массива (рис. 68) при больших увеличениях видны закономерно ориентированные пластинки гематита.

Тесная пространственная связь магнетита с темноцветными минералами и их кучное в целом распределение в основной, чаще всего в кварц-полевошпатовой, массе породы отражает неоднородность магматического расплава на самых ранних стадиях его кристаллизации. Скорее всего, эта неоднородность в распределении минералов обусловлена кристаллохимической дифференциацией магмы по Н. В. Белову (1969), или, быть может, служит отражением «зародышевых» процессов ликвации силикатного расплава.

Первично-магматические рудные обособления как геотермометры. Петрологи часто обращаются к рудным минералам для определения температур кристаллизации магматических расплавов. При этом в качестве геологических термометров обычно используются точки плавления некоторых рудных минералов, температуры распада и гомогенизации твердых растворов и состав смешанных кристаллов.

Выше было показано, что в различных типах изверженных пород широко распространены первично-магматические рудные, в частности сульфидные, образования. В связи с этим капли рудного вещества как геотермометры магматических пород заслуживают большого внимания. Примеры использования рудных капель в качестве геотермометров пока немногочисленны. Так П. Рамдор в базальтах Овифака установил капли самородного железа со значительным содержанием углерода. На основании этого температура образо-

вания была принята выше  $1145^{\circ}$  (температура эвтектики в системе Fe—C). Это заключение подтвердилось и наблюдениями над галенитом, встречающимся в виде резких включений в базальте. Оказалось, что галенитовые включения несут явные признаки оплавления. Этот факт указывает на температуру кристаллизации базальтовой магмы около  $1112^{\circ}\text{C}$  (температура плавления галенита). Ранее в некоторых силикатных породах были отмечены капли халькопирротина, что свидетельствует о их затвердевании при температуре около  $950^{\circ}\text{C}$ , соответствующей точке плавления халькопирротина по Н. Мервину и Р. Ломбарда (Merwin, Lombard, 1937).

*Твердые растворы.* А. Ф. Баддингтон и др. (Bad-dington e. a., 1955) пришли к выводу, что для системы  $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$  количество  $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$  в твердом растворе (или выделившихся из него микропрорастаниях) в титаносодержащем магнетите колеблется вместе с температурой образования и такой титаносодержащий магнетит может быть использован в качестве геологического термометра. В этом случае необходимо, чтобы он сопровождался самостоятельными зернами ильменита в той же породе и чтобы был обеспечен избыток  $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$  над той его частью, которая растворяется в магнетите при температуре образования последнего.

С помощью этого термометра были качественно оценены температуры образования различных типов докембрийских пород районов Нью-Йорка и Нью-Джерси (Баддингтон, 1961).

В настоящее время магнетит-ильменитовый термометр достаточно широко применяется для оценки температур кристаллизации магматических пород, а также используется как эталонный для градуировки других минералогических термометров (Перчук, 1966). А. И. Тугаринов и др. (1974) в качестве геотермометра предложили использовать не только содержание титана в сосуществующих титаномагнетите и ильмените, но и коэффициенты распределения в них марганца и ванадия. Они изучили с помощью рентгеноспектрального анализа титансодержащие магнетиты четырех месторождений Индии. При этом выявлено закономерное распределение примесных элементов в сосуществующих рудных фазах. Марганец концентрируется в ильмените, следуя за титаном. Ванадий в ильменит не входит, остается в титаномагнетите или гематите, следуя за железом ( $\text{Fe}^{3+}$ ). Коэффициенты распределения Mn и V между титаномагнетитом и ильменитом зависят от температуры, и их значения также могут быть использованы в качестве геотермометра. Эти авторы установили, что для титаномагнетита, образовавшегося в гидротермальных условиях при температуре ниже  $600 \pm 50^{\circ}$ , коэф-

коэффициент распределения марганца больше 3, ванадия меньше 0,1; а для магматических месторождений при температуре выше  $700 \pm 50^\circ$  — коэффициент распределения марганца меньше 3, а ванадия выше 0,1.

Однако в литературе имеются указания, что не во всех случаях геотермометры, в частности магнетит-ильменитовый, работают безотказно. В связи с этим приведем результаты изучения железотитановых окисных минералов в траппах Сибирской платформы, выполненные А. И. Альмухамедовым (1968). Им установлено, что титаномагнетиты дифференцированных траппов различного типа характеризуются закономерным изменением химического состава по мере перехода от наиболее ранних и высокотемпературных магнезиальных пород к более поздним и низкотемпературным железистым. В этом же направлении наблюдается уменьшение магнетитовой и увеличение ильменитовой составляющих титаномагнетитов и смена фазовой ассоциации магнетит+ульвошпинель+ильменит на ассоциацию магнетит+ильменит+гемацит.

Таким образом, согласно диаграмме А. Баддингтона и Д. Лидслея (1964), титаномагнетиты из относительно кислых, обогащенных железом дифференциатов интрузивных траппов оказались наиболее богатыми титаном, т. е. являются наиболее высокотемпературными. Однако такая интерпретация температурного режима кристаллизации траппового расплава, согласно предложенному А. Баддингтоном методу, как отмечает А. И. Альмухамедов, противоречит большому фактическому материалу, полученному исследователями сибирских траппов.

Аналогичные результаты получены А. П. Кривенко и др. (1973) при оценке температуры кристаллизации габброидных пород расслоенного массива Большой Таскыл в Кузнецком Алатау. Применяв метод А. Баддингтона, эти авторы самые низкие температуры ( $730-740^\circ\text{C}$ ) получили для пород с наиболее магнезиальными оливином и пироксеном и основным плагиоклазом, в то время как габбро-диориты, сложенные более кислыми плагиоклазами и железистыми темноцветными минералами, оказались более высокотемпературными ( $850-900^\circ\text{C}$ ). Полученные значения температур опять-таки находятся в противоречии с существующими представлениями о кристаллизации базальтовой магмы, так как опыты и геологические наблюдения показывают, что в пределах одной силикатной системы (или магматической камеры) основные и магнезиальные породы всегда более высокотемпературны по сравнению с кислыми и более железистыми.

Повышенная концентрация титана в титаномагнетитах из габбро-диоритов массива Большой Таскыл не может быть объяснена более высокой температурой образования этих

пород. В связи с этим А. П. Кривенко и др. (1973) делают логический вывод, что магнетит-ильменитовый термометр для дифференцированных интрузивных габброидных пород дал неудовлетворительные результаты. Причину этого, по их мнению, «следует искать в неправомочности переноса данных, полученных в системе Fe—Ti—O—H, на кристаллизацию окислов из силикатного расплава. Действительно, если в системе Fe—Ti—O—H степень окисленности железа полностью определяется летучестью кислорода в газовой фазе, то в силикатном расплаве при одинаковых  $T$  и  $f_{O_2}$ , соотношение  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  может быть различным в зависимости от активности кислорода расплава, что определяется составом силикатного расплава. Распределение титана между магнетитом и ильменитом также, следовательно, зависит от состава силикатного расплава» (Кривенко и др., 1973).

Очевидно, необходимо доказать применимость магнетит-ильменитового термометра для каждого конкретного природного объекта (магматической природы), прежде чем его использовать. Это замечание справедливо в отношении подавляющего большинства (если не всех) минералогических геотермометров.

Для суждения о температурах кристаллизации магм представляют интерес эвтектоидные сростания, подобные структурам кайм магнетита вокруг зерен хромита в базальтах. Аналогичные по рисунку эвтектоидные структуры автором были выявлены в совершенно иной геологической обстановке, а именно в контакте жильных микросиенитов с магнетитовыми рудами Ирбинского скарново-железорудного месторождения в Восточном Саяне (Вахрушев, 1973). Эти структуры весьма оригинальны по своей природе и вместе с тем могут быть использованы для уточнения как условий кристаллизации сиенитового расплава, так и возрастных взаимоотношений со скарново-рудными телами. Действительно, на первом этапе изучения месторождения наличие в микросиенитах повышенных концентраций магнетита (до 10%) при отсутствии непосредственных контактов с вмещающими породами наводило на мысль о дорудном возрасте этих сиенитов. В настоящее время послерудный возраст сиенитов не вызывает сомнений, что хорошо видно из рис. 69, да и магнетит даек не тот, что в рудах. В нем постоянно наблюдаются тончайшие закономерно ориентированные пластинки ильменита, что совершенно несвойственно рудообразующему магнетиту.

При минераграфическом изучении в непосредственном контакте даек установлены признаки оплавления магнетитовых руд с образованием кайм шириною 0,5—1 мм типичной эвтектоидной структуры (рис. 70). В пределах кайм магнетит имеет удлиненно-лапчатую форму. При этом постоянно

выявляются определенные закономерности в срастании выделений магнетита с калиевым полевым шпатом, как это видно на рис. 70. Далее по направлению к центру даек мы видим уже обычные изометричные зерна магнетита, образующие цепочковидные агрегаты. Эти магнетитовые цепочки (прерывистые или сплошные) четко ограничивают зону закалки. Их образование, видимо, связано с «отгонкой» избыточного магнетита против калишпат+магнетитовой эвтектики. Характерно, что в теле самих жильных граносиенитов отсутствуют прожилки или иные формы выделений магнетита, указывавшие бы на его послемагматическую природу.

Такого рода структуры не были встречены ни в одном из многих десятков минералогически детально изученных скарново-железорудных месторождений Алтае-Саянской области, в том числе и в магнетитовых рудах, образовавшихся путем замещения интрузивных пород, аналогичных или близких по составу жильным граносиенитам. Не описаны они и в скарновых месторождениях других районов мира.

Приведенные данные полностью исключают возможность образования рассматриваемых микроструктур путем метасоматического замещения силикатных минералов магнетитом.

В пределах Алтае-Саянской области известны железорудные месторождения, испытавшие тепловое воздействие со стороны более молодых гранитных интрузий. Таковы Шерегешевское месторождение в Горной Шории и Инское в Горном Алтае, где скарны и магнетитовые руды секутся биотитовыми гранитами соответственно Сарлыкского и Тигирского плутонов. Образцы из контакта послерудных гранитов с магнетитовыми рудами этих месторождений были детально минераграфически изучены. Однако здесь уже не обнаружено признаков оплавления магнетитовых руд с образованием аналогичных рассмотренным выше микроструктур.

Очевидно, температура кристаллизации глубинных биотитовых гранитов была более низкой по сравнению с гипабиссальными граносиенитами Ирбы. В дальнейшем, когда будут изучены фазовые равновесия при температуре ликвидуса в системе калиевый полевой шпат+магнетит, наличие оплавленных руд магнетита можно будет использовать для более точной оценки температуры кристаллизации сиенитового расплава.

На более высокие по сравнению с глубинными температуры кристаллизации гипабиссальных гранитоидов Урала, в частности гранитоидов базальтоидного происхождения, с которыми генетически связаны контактово-метасоматические магнетитовые месторождения, указывали ранее Д. С. Штейнберг и др. (1964). Контактные явления между жильными граносиенитами и магнетитовыми рудами, установленные в пределах Ирбинского месторождения, служат

реальным подтверждением справедливости этих высказываний. Более высокие температуры кристаллизации гипабиссальных гранитоидов объясняются меньшими глубинами формирования, меньшим давлением водяного пара и меньшей соответственно концентрацией воды в расплаве.

Некоторые проблемы, связанные с изучением магнитных свойств рудных минералов. В состав изверженных пород входят магнитные минералы: магнетит, ульвошпинель, ильменит, гематит, маггемит и другие. Их магнитные характеристики чаще всего изучаются геофизиками при решении специальных вопросов магнетизма горных пород. Петрологи же очень редко вспоминают об этих необычных свойствах рудных минералов при выяснении условий образования магматических пород.

Ряд примеров использования магнитных свойств рудных минералов для определения порядка кристаллизации минералов в магмах приведен в монографии Д. М. Печерского с соавторами (1975). Так, на основании термомагнитных исследований было установлено, что магнитные минералы, в частности ильмениты, окисляются в кислых лавах еще в расплаве до излияния при  $T \geq 900^\circ\text{C}$ . По степени окисления ильменитов, включенных во вкрапленниках породообразующих силикатных минералов, прослежена последовательность их кристаллизации. Процесс кристаллизации охватывает небольшой интервал температур: меньше  $100^\circ$  в кислых лавах до  $300^\circ$  — в основных лавах.

По магнитным характеристикам представляется возможность изучить состав первичного титаномагнетита (до его распада и окисления), что важно для исследования магматического процесса.

Рудные магнитные материалы являются чуткими индикаторами окислительно-восстановительных условий минералообразования в земной коре и более глубоких частях планеты. Не случайно геофизиками за основу для выделения термодинамических зон взяты условия появления магнитных минералов. По этому признаку различают следующие четыре термодинамические зоны: 1) гематитовую ( $\text{Fe}^{3+}$ ); 2) магнетитовую ( $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ ); 3) силикатную ( $\text{Fe}^{2+}$ ) и 4) железометаллическую ( $\text{Fe}^0 + \text{Fe}^{2+}$ ). Например, земные магмы образуются во второй и третьей зонах, граница между которыми значительно варьирует, согласуясь с тектоническими особенностями земной коры (Печерский и др., 1975).

Несколько слов о значении магнитных свойств рудных минералов в решении совершенно иных вопросов геологии. Магнетит, ильменит, гематит и их твердые растворы обладают остаточным магнетизмом. При этом, как показали исследования Дж. Болслея и А. Баддингтона (Balsley, Baddington, 1958), характер намагничивания пород (положительный

или отрицательный) и интенсивность находятся в прямой зависимости от видового состава этих рудных минералов в породе и, что особенно важно, от типа сростаний их друг с другом и особенностей химического состава. Благодаря феноменальной магнитной памяти минералов, обладающих ферро-, ферримагнитными и тому подобными свойствами, представилась возможность исследовать величину и направление геомагнитного поля во времени. В связи с этим детальное изучение железотитановых окисных минералов является неизменным условием при решении проблемы палеомагнетизма плутонических пород.

Что магнитные свойства пород во многом определяются особенностями распределения в них ферромагнитных минералов, отмечалось многими авторами и ранее. Так, Г. И. Кругляковой (1956) была установлена повышенная магнитная восприимчивость отдельных массивов липаритов (до 3000γ) и физическая картина обратной полярности. Липариты бедны железом и вообще содержат всего лишь сотые доли процента магнетита и гематита. Их повышенная магнитная восприимчивость связана исключительно с особым распределением мельчайших зерен магнетита (по флюидалности породы) по отношению к вкрапленникам гематита.

Может быть, природа так называемых нерудных магнитных аномалий кроется не столько в количестве, сколько в особенностях распределения, составе и характере сростания магнитных минералов друг с другом. К числу последних относится также и пирротин, о возможном присутствии которого в горных породах нередко забывают геофизики и геологи, занимающиеся расшифровкой магнитных аномалий. Решение этой проблемы, имеющей исключительно важное практическое значение, немыслимо без участия петрографов и минералогов, без детального изучения рудных минералов в породах.

Предпринимаются попытки разделения по магнитным свойствам пород (плотности, магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности), схожих по петрографическому составу, но разновозрастных интрузивных образований на отдельные комплексы. Примером могут служить исследования Ю. С. Александровского (1978) по расчленению по магнитной восприимчивости интрузивных образований бассейна р. Дотот (Северо-Восточная Тува) на разновозрастные комплексы: буюдзульский девонского возраста и ольховский верхнекембрийского. Однако рассмотрение всех вопросов, связанных с магнитными свойствами рудных минералов и пород, выходит за рамки наших исследований.

ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ  
ПРИ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

В настоящее время достоверно установлено, что рудные минералы в изверженных горных породах могут подвергаться всевозможным изменениям в процессе своего образования и существования. Эти изменения начинаются уже на магматической стадии. Главными факторами превращений выступают понижение температуры и изменение  $P_{O_2}$ . Так, при медленном охлаждении в восстановительных условиях, которые могут возникать благодаря присутствию в расплаве водорода, сульфидов и углерода, первоначально однородный твердый раствор титаномагнетита распадается на две фазы: на ульвошпинель и магнетит (через ряд промежуточных членов). Как известно, эти продукты распада, в частности ульвошпинель, также неустойчивы и подвергаются дальнейшему изменению, поэтому в горных породах чаще всего мы имеем дело уже с магнетитом и ильменитом, продуктами окисления ульвошпинели.

В окислительных условиях первичный титаномагнетит уже на магматической стадии преобразуется в ильменит, точнее в промежуточный член ряда ильменит — гематит, и титансодержащий магнетит. Процесс высокотемпературного окисления изучен в современных лавах. Отмечается резко неодинаковая степень окисления внутри каждого лавового потока и даже внутри отдельных зерен титаномагнетита. Установлена и стадийность окисления титаномагнетита, которая детально рассмотрена в работах Дж. Эд-Холла и др. (Ade-Hall *et al.*, 1971), Д. М. Печерского и др. (1975).

Высокотемпературное окисление базальтов сопровождается изменением силикатных минералов, образовавшихся в начальный период кристаллизации породы. Вспомним магнетитовые каймы вокруг зерен базальтической роговой обманки. Вероятно, в магматическую стадию первичный ильменит переходит в гематитоильменит — процесс, характерный для интрузивов, сформировавшихся в близповерхностных условиях.

Первично-магматические рудные минералы интенсивно преобразуются в послемагматическую стадию, когда они растворяются горячими водными растворами или замещаются другими, более устойчивыми при новых условиях минеральными фазами. Поскольку рудные минералы обычно присутствуют в незначительном количестве, эти преобразования не бросаются в глаза столь резко, как преобразования некоторых пороодообразующих минералов (пироксенов, ам-

фиболов, полевых шпатов). Тем не менее рудные минералы являются чуткими индикаторами физико-химической обстановки послемагматического минералообразования, а кроме того, могут служить и источником рудного вещества при формировании месторождений полезных ископаемых.

Известное петрографам низкотемпературное окисление магнетита (титаномагнетита) в маггемит преимущественно реализуется, вероятнее всего, при гидротермальном изменении горных пород. Косвенным подтверждением этого служит преобразование гидротермального магнетита в маггемит, выявленное в последние годы во многих рудных, в частности скарново-магнетитовых, месторождениях.

В литературе описан титаномаггемит как продукт окисления титаномагнетита (Basta, 1960; Katsura, Kushiro, 1961). По данным Т. Катасура и И. Куширо, титаномаггемит наблюдается также преимущественно в гидротермально измененных породах, в которых оливин и гиперстен частично или полностью преобразованы в хлорит и серпентин. Вместе с тем ими отмечается, что титаномаггемит встречен и в некоторых неизмененных лавовых потоках. Отсюда сделан вывод, что титаномагнетит кристаллизуется из магмы и при некоторых условиях по мере охлаждения окисляется в титаномаггемит.

Принимается, что состав титаномаггемита отвечает серии твердого раствора  $\text{TiFeO}_3\text{—Fe}_2\text{O}_3$  или находится в поле  $\Delta\text{TiFe}_2\text{O}_5\text{—TiFeO}_3\text{—Fe}_2\text{O}_3$  (Katsuro, Kushiro, 1961).

Титаномаггемит в изверженных породах, видимо, распространен достаточно широко, но из-за близости оптических свойств с собственно титаномагнетитом при микроскопических исследованиях он часто не определяется. По имеющимся данным титаномаггемит в полированных шлифах изотропен, отражательная способность промежуточная между таковой титаномагнетита и гематита, окраска голубовато-серая. Отличие в окраске между титаномагнетитом и титаномаггемитом усиливается при использовании иммерсионной линзы. В большинстве случаев титаномаггемит развивается от краев и трещин титаномагнетитовых зерен, границы между ними обычно резкие.

Имеются указания, что при переходе титаномагнетита в титаномаггемит накапливается ванадий, поэтому определение в породах титаномаггемита имеет определенный геохимический интерес.

Особенно наглядно проявляется гидротермальное растворение титаномагнетитов, претерпевших распад твердых растворов. При этом магнетит часто подвергается избирательному выщелачиванию, оставляя скелеты ильменита (рис. 71). Нередко скелетные образования ильменита затем полностью превращаются в рутил или анатаз и далее в титанит. В при-

роде более редки случаи избирательного замещения в титаномагнетитах не магнетита, а ильменита. Избирательное замещение ильменита в титаномагнетитах автор наблюдал в граносиенитах Ирбинского массива в Восточном Саяне. Здесь на месте пластинчатых выделений ильменита расположены агрегаты прозрачных силикатных минералов очень тонкозернистого строения, в то время как магнетит почти полностью сохраняется (рис. 72). В контакте с таким преобразованным титаномагнетитом или в ближайшем его окружении обычно находятся зерна титанита. Естественно предположить, что титан, высвободившийся при растворении ильменита, ушел на образование титанита.

Структуры избирательного выщелачивания продуктов распада твердого раствора титаномагнетитов являются важнейшими остаточными структурами и, несомненно, должны шире использоваться при петрологических исследованиях. В титаномагнетитах жильных граносиенитов этого массива также отмечается избирательное замещение ильменита гематитом.

Но, видимо, чаще всего преобразование первично-магнетитовых выделений титаномагнетита происходит с полным нарушением или перестройкой их структуры, хотя в качестве новообразований выступают ильменит и магнетит (без титанита). Один из примеров такого рода новообразований по титаномагнетиту приведен на рис. 73. Здесь в пределах первичных контуров зерен титаномагнетита находится ильменит в виде закономерных сростаний (типа мирмекитовых) с силикатными минералами. Новообразованный магнетит расположен по краям или на некотором удалении от мирмекитов ильменита. На приведенной фотографии отражен результат полного преобразования титаномагнетита под воздействием ранних послемагматических, вероятно, автосоматических, процессов. В срезах наблюдаются зерна титаномагнетита, которые частично и только с краев преобразованы в разобщенные друг от друга мирмекиты ильменита и мелкие выделения магнетита.

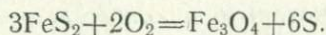
Ильменит, магнетит и тем более гематит образуются в результате гидротермального разложения темноцветных минералов (рис. 74, 75). Эти послемагматические новообразования по их форме, размерам, особой пространственной приуроченности к темноцветным минералам и другим признакам при минераграфических исследованиях обычно очень легко отличаются от тех же минералов, но уже выделившихся при кристаллизации магмы. Простое сопоставление, например, ильменитовых выделений гидротермального (рис. 75) и магматического (рис. 76) происхождения из граносиенитов одного и того же Кошрабатского интрузива в Западном Узбекистане подтверждает справедливость этого заключения.

Критерии для отличия первично-магматических Fe—Ti-окисных минералов от вторичных гидротермальных были детально рассмотрены в предыдущей главе.

Из сульфидных минералов первично-магматического происхождения, видимо, менее устойчив пирротин, который обычно замещается пиритом или марказитом. При этом в первую очередь дисульфиды железа развиваются по наиболее крупным пирротиновым выделениям, особенно по тем из них, которые приурочены к промежуткам между породообразующими силикатными минералами. Мелкие каплевидные обособления пирротина и других сульфидов, спрятанные внутри силикатных минералов, хорошо сохраняются даже при сравнительно интенсивном проявлении гидротермальных процессов. Но и рудные минералы, образовавшиеся в послемагматическую стадию, далеко не всегда сохраняются без изменений.

Это положение справедливо в отношении как окисных титаножелезородных, так и сульфидных минералов. На рис. 77 приведен один из примеров замещения пирита магнетитом. Такое преобразование сульфидов железа наблюдается в гранитах Тигирекского массива, причем на значительных глубинах. В данном случае образец гранита взят из керна скважины с глубины 520 м от дневной поверхности. В гранитах Тигирекского массива, как уже отмечалось выше, пирит распространен повсеместно. Он образует метакристаллы либо прожилки по трещинкам или по граничным поверхностям зерен породообразующих силикатных минералов, как это отчетливо видно на рис. 78. Эти данные не оставляют сомнений в отложении пирита из горячих водных растворов, причем железо использовалось местное, а сера привносилась.

Возвращаясь к рис. 77 необходимо отметить, что мы имеем дело не с совместным образованием пирита и магнетита, а именно с замещением пирита магнетитом. Это доказывается наличием остатков от замещения пиритовых участков в магнетите, развитием последнего в краевых частях с сохранением первичных контуров зерен пирита. Такое замещение происходит без сопровождающих этот процесс новообразований по схеме:



Факт замещения пирита магнетитом говорит о существенном увеличении концентрации кислорода на последних стадиях послемагматического преобразования гранитов.

Преобразование рудных, так же как и некоторых силикатных породообразующих минералов изверженных пород нередко сопровождается местной перегруппировкой рудного вещества.

Так, в гидротермально измененных (осветленных) породах чрезвычайно широко прослеживается пиритизация. «Как показывает парагенетический анализ ассоциаций минералов, в этих случаях ионы серы всегда привносятся в растворах, а железо, необходимое для образования пирита, в большей части было использовано местное» (Бетехтин, 1955, с. 167).

Химизм процесса осветления пород при пиритизации на примере изучения окрашенных калиевых полевых шпатов описан И. С. Гольдбергом (1960). Кирпично-красная окраска сиенитов и других разновидностей полевошпатовых пород обычно связана с присутствием в калиевых полевых шпатах тонко распыленного гематита. Прохождение через такие породы рудоносных растворов, обогащенных сероводородом ( $S^2$ ), вызывает восстановление трехвалентного железа до двухвалентного с образованием дисульфида железа. Вкрапленники пирита в околорудных осветленных породах достигают крупных размеров, в то время как в неизмененных они отсутствуют. Это обстоятельство подтверждает, что источником железа для образования пирита служили вмещающие породы.

Процесс восстановления трехвалентного железа вмещающих пород с образованием пирита наблюдается в пределах контактово-метасоматических железорудных и гидротермальных сульфидных месторождений и может представлять определенный интерес при геохимических и поисковых работах.

В некоторых редких случаях в интрузивных породах отмечаются признаки переотложения железа и титана, высвободившегося при гидротермальном разложении пироксенов, амфиболов, биотита. Такие явления ранее мною были выявлены при минераграфическом изучении рибекитовых граносиенитов Туим-Карышского массива в Хакасии (Вахрушев, 1973). В этих породах наблюдаются рудные «гнезда», состоящие из многих десятков и сотен зерен магнетита. Внутри некоторых рудных обособлений видны кристаллы циркона (рис. 79). Известно, что выделения циркона в изверженных породах часто приурочены к темноцветным минералам. По этому и другим петрографическим признакам вероятнее всего магнетитовые гнезда расположены на месте рибекита и биотита, но с некоторым дополнительным привносом железа ибо мы имеем дело почти с мономинеральными магнетитовыми агрегатами, размеры которых нередко превышают таковые темноцветных минералов граносиенита. Отметим две особенности магнетитовых скоплений. Во-первых, полное отсутствие в магнетите включений ильменита как продукта твердого раствора, что свойственно первично-магматическому магнетиту многих интрузивных пород, в том числе рибекитовых сиенитов Туим-Карышского массива. Это еще один

показатель. послемагматического происхождения магнетитовых гнезд. Во-вторых, по периферии агрегатов, как это видно на рис. 79, постоянно отмечается укрупнение зерен магнетита, что, по Д. С. Коржинскому (1955), указывает на их кристаллизацию в условиях частичного растворения и выноса железа.

Размеры скоплений магнетита находятся в пределах нескольких миллиметров в диаметре и распределены более или менее равномерно по всему объему породы. Эти данные уже сами по себе свидетельствуют о крайне ограниченной подвижности железа при послемагматическом преобразовании рассматриваемых рибекитовых граносиенитов. При разложении железосодержащих силикатных минералов высвободившееся из кристаллической решетки железо и титан в форме магнетита, гематита, ильменита, рутила, сфена чаще всего остаются на месте.

Несомненно, более важным не только в петрологическом, но и в практическом отношении является отмеченное выше гидротермальное разложение титаномагнетита в титаносных габброидных массивах и ортоамфиболитах с сохранением вещества ильменита. Как известно, этот процесс обуславливает природное обогащение пород ильменитом. Совершенно очевидно, что обособление последнего от магнетита в рудных габбро и амфиболитах служит благоприятным фактором для получения ильменитового концентрата.

Рудные минералы — составная часть изверженных пород. Всестороннее изучение рудных минералов является неотъемлемой частью любых петрологических и геохимических исследований, ибо сведения о них с успехом могут быть использованы при решении многих проблем не только петрогенезиса, но и эндогенного рудообразования.

Основные результаты исследований рудных минералов различных типов изверженных пород, выполненные нами за последние годы, сводятся к следующим положениям.

В ультраосновных включениях, для которых глубинное (мантийное) происхождение принимается большинством исследователей, практически постоянно присутствуют сульфидные минералы, независимо от того, из какого района земного шара они взяты. Широкое распространение сульфидов во включениях ультраосновных пород служит одним из веских доказательств того, что породы верхней мантии являются главным источником рудного вещества (железа, никеля, меди и других металлов, а также серы) при образовании руд многих эндогенных месторождений.

Выделяются три способа переноса рудных компонентов из мантии в верхние горизонты земной коры: 1) с помощью сквозькоровых потоков флюидов; 2) магматическими расплавами, прежде всего селективными выплавками субстрата мантии и 3) в составе обломков пород верхней мантии.

При петрографическом исследовании пород верхней мантии, в частности при детальном минераграфическом изучении особенностей распределения в них рудных (сульфидных) минералов, а также при рассмотрении экспериментальных и теоретических данных в области физики твердого тела, устанавливается двойственная роль зон глубинных разломов при эндогенном рудообразовании. Во-первых, глубинные разломы служат каналами для флюидов и газов, путями переноса металлов в верхние горизонты земной коры — в места локализации рудных месторождений. Во-вторых, глубинные разломы, и прежде всего в своих подкоровых частях, в области высоких давлений и температур, господст-

вующих в верхней мантии, являются зонами перераспределения и мобилизации рудного вещества под воздействием интенсивных деформаций и перекристаллизации пород верхней мантии. Это обстоятельство исследователями обычно не учитывается при обсуждении вопроса о значении глубинных разломов при формировании эндогенных месторождений.

В изверженных породах — интрузивных и эффузивных — установлены петрографические признаки распада магматических расплавов на силикатную и сульфидную части. Минералогическими исследованиями подтверждено существование сульфидной фазы не только в ультраосновных и основных, но и в кислых (гранитных) магмах. Первично-магматические сульфидные минералы ( $\text{FeS}$ ,  $\text{CuFeS}_2$ , возможно  $\text{AgS}$ ,  $\text{ZnS}$ , и т. п.) микроскопических и субмикроскопических размеров несомненно представляют одну из форм нахождения рудных элементов в изверженных породах, в том числе и в гранитоидах.

В настоящее время многими авторами допускается возможность расслоения рудно-силикатных расплавов на две обособившиеся жидкости — существенно силикатную и существенно окисную. Такой способ образования признается, например, за нодулярными хромитовыми рудами. В работе приведены новые данные, подтверждающие магматический (ликвационный) способ образования титаномагнетит-апатитовых пород и других рудных образований в карбонатитовых комплексах. Выявлены признаки распада магм с обособлением в жидком состоянии окислов тяжелых металлов в щелочных породах. Наконец, следы окисно-силикатной ликвации установлены в кимберлитах при изучении своеобразных по составу и строению пикроильменит-гранатовых желваков шаровидной формы. Высказано предположение о возможности разделения вещества в магмах наиболее глубинного (мантийного) происхождения.

Магнетиты (титаномагнетиты) — чуткие индикаторы генезиса включающих пород. Особенности химического состава, распространенность и другие признаки акцессорного магнетита могут быть использованы как для формационного расчленения изверженных пород, в частности гранитоидов, так и для оценки их потенциальной рудоносности.

В последние годы в результате исследований автора и других петрографов выясняется достаточно широкое распространение хромшпинелидов в различных типах магматических пород, включая гранитоидные. Хромшпинелид выступает как единственный рудный типоморфный минерал глубоководных базальтов южной части Тихого океана. Постоянное присутствие хромшпинелида в глубоководных лавах служит одним из ярких минералогических проявлений родства базальтов и ультраосновных пород океанской коры и подтвер-

ждает правомерность их объединения в самостоятельную гипербазит-базитовую океанскую формацию. Данные по распространенности редких элементов (повышенное содержание щелочных и щелочно-земельных металлов, р. з. э. и др.) также указывают, что исходный базальтовый расплав формировался только в результате эволюции вещества верхней мантии без осложняющего влияния коры сиалического типа, и поэтому генетическое родство глубоководных базальтов с ультраосновными породами видно наиболее отчетливо.

Состав и внутреннее строение рудных минералов — сульфидных и железо-титаново-окисных — имеют важное значение для уточнения физико-химических условий (температуры, парциального давления кислорода и др.) кристаллизации магм, для отличия пород, сходных по составу, но разных по способу образования (интрузивных и метасоматических). Велико, в полной мере еще не осознанное геологами, значение структур распада твердых растворов, наблюдаемых, например, в титаномагнетитах и гематитоильменитах, для выяснения глубины эрозионного среза интрузивов. Правильное решение последнего вопроса во многих случаях важно при перспективной оценке рудоносности интрузивов.

При сравнительном изучении магнетита и пирита Сибирской платформы (из кимберлитов и железорудных месторождений Ангарской и Тунгусской провинции) установлено, что далеко не всегда рудное вещество мобилизуется из вмещающих пород, даже в том случае, если последние обогащены тем или иным металлом и метасоматическими преобразованиями захвачены огромные их объемы. При формировании магнетитовых месторождений Сибирской платформы в связи с ее тектоно-магматической активизацией основными поставщиками железа и других металлов скорее всего были глубинные (подкорковые) источники.

От палеомагнетизма и способов образования пород до выяснения источников рудного вещества при формировании эндогенных месторождений полезных ископаемых — таков диапазон геологических проблем, успешное решение которых во многом зависит от степени изученности рудных минералов в изверженных породах.

Агафонов Л. В., Чепуров А. И., Лаврентьев Ю. Г. и др. Диагностика магнетита в оливинах методом электронного парамагнитного резонанса.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 7, с. 99—102.

Агафонов Л. В., Чепуров А. И., Лаврентьев Ю. Г. и др. Закономерно ориентированные включения в оливинах гипербазитов Корякии.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 6, с. 49—59.

Александровский Ю. С. Магнитные свойства интрузивных образований бассейна р. Дотот.— «Геол. и геофиз.», 1978, № 4, с. 129—131.

Альмухамедов А. И. Состав и условия кристаллизации железотитановых окисных минералов из дифференцированных траппов Сибирской платформы.— «Зап. Всесоюз. минералог. об-ва», 1968, ч. 97, вып. 4, с. 394—405.

Аношин Г. Н., Золотарев Б. П. Распределение золота в траппах Сибирской платформы.— В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск, 1971, с. 109—111.

Архипова А. И. Использование геохимических характеристик для разделения пород дифференцированных и недифференцированных интрузий и для оценки рудоносности интрузий.— «Уч. зап. НИИГА. Серия регион. геол.» Л., 1966, вып. 12.

Багдасаров Ю. А. О типах апатитовых метасоматитов карбонатных комплексов.— «Докл. АН СССР», 1971, № 2, с. 426—429.

Баддингтон А. Ф. Окисные Fe—Fe—Ti минералы и концентрации в докембрийских породах штатов Нью-Йорк и Нью-Джерси, США.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 234—264.

Базилевский А. Г. Эксперименты в системах, состоящих из оливина, энстатита и хромшпинелида.— «Геол. рудных месторождений», 1968, № 6, с. 101—105.

Баскина В. А., Волчанская И. К. Новый тип редкометаллоного оруденения в Южной Монголии, связанный со щелочными вулканиитами.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 228, № 3, с. 670—672.

Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии.— «XX Минералог. сборник». Львов, 1969, № 23, вып. 1, с. 5—8.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 125—278.

Бобреевич А. П., Лупин И. П., Козлов И. Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М., «Недра», 1964, 191 с.

Бобреевич А. П., Смирнов Г. И., Соболев В. С. К минералогии ксенолитов гроссуляр-пироксен-дистеновой породы (гроспидита) из кимберлитов Якутии.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 3, с. 18—24.

Богатиков О. А., Боярская Р. В., Карпова О. В. Неоднородность титаномагнетита (магнетит-ульвошпинелевый распад).— В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., «Наука», 1971, с. 127—140.

Бородин Л. С., Харченко А. Г., Лапин А. В. Редкометалльные камафориты. М., «Наука», 1973. 176 с.

Буров Ю. П. Перидотитовые включения и бомбы в трахибазальтах вулкана Сверре на западном Шпицбергене.— «Матер. по геол. Шпицбергена». Л., 1965.

Васильев В. И. Минералогия руд ртутных месторождений.— В кн.: Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 72—153.

Вахрушев В. А. Элементы-примеси акцессорного магнетита как критерий для генетического расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 147, № 3, с. 707—709.

Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1965а. 292 с.

Вахрушев В. А. Некоторые особенности распределения рудных акцессорных минералов в гранитах Тигирекского массива (Горный Алтай).— «Докл. АН СССР», 1965б, т. 163, № 2, с. 458—460.

Вахрушев В. А. Петрографические признаки распада магматических расплавов на силикатную и сульфидную части.— «Геол. рудных месторождений», 1969, № 1, с. 15—26.

Вахрушев В. А. Верхняя мантия Земли и рудообразование.— «Природа», 1970, № 8, с. 28—31.

Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск, «Наука», 1971а.

Вахрушев В. А. Рудные (сульфидные) обособления в породах верхней мантии Земли и некоторые проблемы эндогенного рудообразования.— В кн.: Междунар. геохим. конгресс. Т. 1. М., «Наука», 1971б, с. 97—98.

Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях. Новосибирск, «Наука», 1973. 124 с.

Вахрушев В. А. О золотоносности пирита Сибирской платформы.— «Геол. рудных месторождений», 1977, № 6, с. 112—114.

Вахрушев В. А. Глубинные разломы центральной части Сибирской платформы, их активизация и минералообразование.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1978, № 7, с. 138—144.

Вахрушев В. А. Ангарская и Тунгусская железорудные провинции (к металлогении Сибирской платформы).— «Геол. рудных месторождений», 1979, № 2, с. 31—37.

Вахрушев В. А., Вернослов В. Я. О генетической природе чашечных руд и магнетитовых месторождений юга Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1979, № 1, с. 52—59.

Вахрушев В. А., Владыкин Н. В. Апатит-титаномагнетитовые руды карбонатитового комплекса Южной Монголии.— «Геол. рудных месторождений», 1979, № 1, с. 93—96.

Вахрушев В. А., Воронцов А. Е. Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1976. 200 с.

Вахрушев В. А., Изох Э. П. Состав рудных акцессорных минералов высокоглиноземистых гранитов.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 2, с. 120—123.

Вахрушев В. А., Кривенко А. П. Особенности состава и внутреннего строения титаномагнетита дифференцированных габброидных интрузивов Алтае-Саянской области.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 2, с. 430—433.

Вахрушев В. А., Кузьмин М. И. Рудные минералы в тоналит-плагиогранитах Центральной Монголии (Долина Озер).— В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 93—99.

Вахрушев В. А., Кутюлин В. А. Сульфиды во включениях ультраосновных пород из трубок взрыва Северо-Минусинской впадины.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 5, с. 1130—1133.

Вахрушев В. А., Кутюлин В. А. Сульфиды в верхней мантии.— «Докл. АН СССР», 1976, № 2, с. 438—441.

Вахрушев В. А., Лапин Б. Н. Первично магматические сульфидные образования в лавах Камчатки и Курильских островов.— «Геол. рудных месторождений», 1967, № 3, с. 74—78.

Вахрушев В. А., Прокопцев Н. Г. Первично магматические сульфидные образования в базальтах океанической коры и во включениях ультраосновных пород.— «Геол. рудных месторождений», 1969, № 6, с. 14—26.

Вахрушев В. А., Прокопцев Н. Г. Об одной минералогической особенности глубоководных базальтов южной части Тихого океана.— «Докл. АН СССР», 1977, т. 238, № 6, с. 1437—1440.

Вахрушев В. А., Соболев Н. В. Сульфидные образования в глубинных ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 11, с. 3—11.

Верцепнев В. В. О происхождении вкрапленных руд Талнахского месторождения.— «Докл. АН СССР», 1978, т. 239, № 2, с. 424—426.

Ветрин В. Р., Ильичева В. В. Титан, магний и марганец в акцессорном магнетите как индикаторы генезиса гранитов.— «Матер. по минералогии Кольского полуострова». Л., «Наука», 1972, № 9, с. 138—143.

Волохов И. М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах—родственные включения или ксенолиты верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1972. 72 с.

Гаранин В. К., Кудрявцев Г. П., Округин В. М. Хромосодержащие шпинелиды в продуктах извержения Южного прорыва вулкана Толбачик.— «Докл. АН СССР», 1977, т. 234, № 3, с. 681—684.

Гегузин Я. Е., Кривоглаз М. А. Движение микроскопических включений в твердых телах. М., «Металлургия», 1977. 344 с.

Генкин А. Д., Вяльсов Л. Н. О валлерните и макинавите и условиях их нахождения в рудах.— «Геол. рудных месторождений», 1967, № 2, с. 94—107.

Генкин А. Д., Коваленкер В. А., Смирнов А. В. и др. Особенности минерального состава норильских сульфидных вкрапленных руд и их генетическое значение.— «Геол. рудных месторождений», 1977, № 1, с. 24—38.

Герасимовский В. И., Лактионова М. В., Гриневская Ж. М. Скандий и иттрий в вулканических породах Исландии.— «Геохимия», 1975, № 1, с. 52—60.

Говоров И. Н. Геохимия рудных районов Приморья. М., «Наука», 1977. 250 с.

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959а. 68 с.

Годлевский М. Н. К вопросу о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений на Сибирской платформе.— «Геол. рудных месторождений», 1959б, № 2, с. 17—27.

Годлевский М. Н. Проблемы формирования медно-никелевых месторождений.— В кн.: Эндеогенные рудные месторождения. Междунар. геол. конгр., XXIII сес. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1968, с. 7—14.

Гольдберг И. С. К вопросу о химизме процесса осветления боковых пород при рудоотложении.— «Докл. АН СССР», 1960, т. 133, № 3, с. 665—668.

Гоньшакова В. И. Магнетиты ультраосновных щелочных и трапповых комплексов Сибирской платформы.— В кн.: Автореф. работ сотрудников ИГЕМ за 1965 г. М., 1966, с. 115—117. (Тр. ИГЕМ АН СССР).

Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., «Недра», 1968. 352 с.

Григорьев Д. П. О взаимоотношениях полевошпатово-пироксенового и сульфидного расплавов.— «Зап. Всерос. минералог. об-ва», 1938, ч. 67, № 1.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 132—227.

Денисов Е. П. Возможный состав верхней мантии по результатам изучения включений ультраосновных пород в щелочных базальтоидах.— В кн.: Докл. сов. геологов на XXIII сес. Междунар. геол. конгресса. Проблема 1. Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 134—140.

Делицын Л. М. Вихревая текстура как пример ликвации в природной магме.— «Докл. АН СССР», 1978, т. 239, № 1, с. 948—950.

Дмитриев Л. В., Шараскин А. Я., Гаранин А. В. Основные черты магматизма дна океана.— В кн.: Проблемы петрологии. М., «Наука», 1976, с. 173—189.

Добровольская М. Г., Цыпин А. И., Илупин И. П. и др. Джерфишерит из кимберлитов Якутии.— В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л., «Наука», 1975, с. 3—11.

Долманова Е. И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности. М., Изд-во АН СССР, 1959. 299 с. (Тр. ИГЕМ, вып. 23).

Доронин А. Я. Использование линейной корреляции содержаний химических компонентов железных руд в качестве генетического признака железорудных месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 5, с. 126—131.

Дымкин А. М., Поляков Г. В., Сняжков В. И. и др. Глубинный магматизм и железоруднение Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской области. Ч. 1. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 33—43.

Егоров Л. С., Сурина Н. П., Поршнева Г. И. Новые данные о Ессейском карбонатитовом комплексе и приуроченном к нему апатитовом месторождении.— В кн.: Апатитоносность севера Сибири. Л., 1976, с. 76—94.

Заварицкий А. Н. О фузивных магматических месторождениях.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1937, № 6.

Знаменский Н. Д., Фоминых В. Г. О составе титаномагнетитов в гранитоидах габбрового ряда Среднего Урала.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 146, № 3, с. 686—688.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Латеральная магматическая и металлогенетическая зональность на основе палеотектонических реконструкций.— «Геол. рудных месторождений», 1977, № 4, с. 3—17.

Ивантишин М. М. Массивы Чудново-Бердичевских гранитов.— В кн.: Геология СССР, т. 5, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Изох Э. П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, «Наука», 1965. 138 с.

Изох Э. П., Вахрушев В. А. Рудные минералы как признак формационной принадлежности интрузивов в Западном Узбекистане.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 11, с. 58—66.

Изох Э. П., Юдалевич З. А., Пономарева А. П. и др. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск, «Наука», 1975. 518 с.

Кавардин Г. И. О сульфидном медно-никелевом рудопроявлении в Цингиском массиве габбро-лабрадоритов.— «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова». М., Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, с. 39—49.

Ключанский Н. Г., Ковалевич В. Б. Некоторые особенности железорудной минерализации и вопросы связи ее с долеритами юга Сибирской платформы.— В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск, 1971, с. 74—75.

Ключанский Н. Г., Феоктистов Г. Д., Ключанский Л. Н. О возможной связи низкотемпературной рудной минерализации с гидротермальной переработкой траппов на железорудных месторождениях.— В кн.: Состояние и направление исследований по металлогении траппов. Красноярск, 1974, с. 101—103.

Коваленко В. И., Самойлов В. С., Волчанская И. К. и др. Карбонатитовые комплексы приповерхностной формации в МНР.— В кн.: Ежегодник — 1975, СибГЕОХИ, Иркутск, 1976, с. 83—88.

Коваленко В. И., Самойлов В. С., Смирнова Е. В. и др. Редкоземельные элементы в породах приповерхностных карбонатитовых комплексов МНР.— «Геохимия», 1977, № 12, с. 1831—1842.

Когарко Л. Н. Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магм.— «Геология», 1973, № 10, с. 1441—1446.

Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Особенности дифференциации богатых летучими щелочных магм.— «Геология», 1969, № 12, с. 1439—1450.

Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., «Недра», 1965, с. 50—107.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.

Коробейников А. Ф., Олейников Б. В. Золото в магнетитах траппов, гранитоидов и контактово-метасоматических образованиях Сибири.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1976, № 1, с. 83—97.

Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. М., «Наука», 1966. 168 с.

Кривенко А. П., Коненко В. Ф., Гулецкая Э. С. Опыт применения магнетит-ильменитового термометра для оценки температуры кристаллизации интрузивных базитов.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 3, с. 126—129.

Круглякова Г. И. О влиянии аксессуарных минералов на образование обратной полярности горных массивов.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1956, № 2, с. 214—217.

Крутов Г. А. Месторождения кобальта. М., Госгеолтехиздат, 1959. 232 с.

Крюков А. В. Инклюзии пиропового перидотита как индикаторы связи кимберлитов со щелочными базальтами.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 141—145.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 7—20.

Куплетский Б. М. Петрографический очерк Алиберовского месторождения графита.— «Матер. к изучению русского графита». Л., Изд-во АН СССР, 1925, № 55, с. 250—307.

Кутолин В. А. Роль ассимиляции материала мантии в петрогенезе базальтов.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 7, с. 53—59.

Кутолин В. А. Динамометаморфическая сегрегация магматических расплавов и рудных компонентов в верхней мантии.— «Геол. и геофиз.», 1977, № 8, с. 3—10.

Кутолин В. А., Фролова В. М. Петрология ультраосновных включений в базальтах Минусы и Забайкалья и состав верхней мантии Земли.— В кн.: Вопросы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1971.

Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965. 722 с.

Лебедев Л. М. О рудных новообразованиях в гидротермально измененных породах в районе Паужетских гидротерм.— «Тр. лабор. вулканол. АН СССР», 1961, вып. 19, с. 115—122.

Легейдо В. А. Геохимия олова в гранитоидах Восточной Сибири. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1967. 24 с.

Лихачев И. П. Об условиях образования рудоносных и безрудных трапповых магм северо-западной части Сибирской платформы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1974, № 3, с. 25—37.

Лихачев И. П., Кривцов А. И. Об источниках и возможных путях концентрации рудного вещества.— «Сов. геология», 1975, № 5, с. 69—79.

Лихачев А. П., Кукуев В. А. О плавлении и фазовых отношениях в сульфидных, силикатных и сульфидно-силикатных системах.— «Геол. рудных месторождений», 1973, № 5, с. 32—45.

Лугов С. Ф. О металлогенической специализации мезозойских гранитоидов Чукотки.— В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 187—197.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы. М., «Наука», 1968, 276 с.

Маракушев А. А. О петрохимических типах эцлогитов.— «Геол. и геофиз.», 1976а, № 8, с. 145—150.

Маракушев А. А. Анализ окислительно-восстановительных условий глубинного минералообразования.— В кн.: Современные методики петрологических исследований. М., «Наука», 1976б, с. 11—29.

Мелентьев Б. Н., Делицын Л. М. Проблема ликвации в магме.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 1, с. 191—194.

Меликсетян В. М. Закономерности распределения меди и молибдена в породах Ордубадо-Мегринского плутона (Малый Кавказ).— «Тр. 2-ой Закавказской конф. молодых научных сотрудников геол. ин-тов АН ГрузССР». Баку, 1960.

Менард Г. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966, 275 с.

Меняйлов А. А. Вулкан Шевелуч—его геологическое строение, состав и извержения. М., Изд-во АН СССР, 1955, 264 с. (Тр. лабор. вулканол. АН СССР, вып. 9).

Митенков Г. А., Шишкин Н. М., Михайлова В. А. и др. Пентландит из сплошных пирротиновых руд Талнахского и Октябрьского месторождений (Норильский рудный пояс).— «Зап. Всесоюз. минералог. об-ва», 1974, № 2, с. 154—166.

Момджа Г. С., Архипенкова А. Я., Козлов В. Ф. и др. Платформенная магномагнетитовая формация. М., «Недра», 1976, 204 с.

Мушкин И. В., Ярославский Р. И. Новое свидетельство мантийной природы пироксеновых включений в щелочных базальтоидах Южного Тянь-Шаня.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 229, № 2, с. 459—461.

Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород.— «Тр. лабор. вулканол. АН СССР», 1961, вып. 19, с. 12—23.

Неверов Ю. Л., Хведченя О. А. О рудной минерализации лав четвертичного возраста на Курильских островах.— «Геол. рудных месторождений», 1966, № 1, с. 106—107.

Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М., Госгеолтехиздат, 1962, 334 с.

Никитина Е. И., Сотников В. И., Поспелова Л. Н. Состав магнетита из пород Шахтаминского молибденового месторождения в связи с его генезисом.— В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 121—126.

Николаев С. М. Сера, фосфор и марганец в магнетитовых рудах контактово-метасоматических месторождений и их возможное использование в решении вопросов генезиса.— В кн.: Минералого-геохимические особенности скарновых месторождений. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 5—20.

Никольский А. П. Об акцессорных минералах и некоторых минералах тяжелых фракций в гранитоидах Алтая.— В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М., Госгеолтехиздат, 1952, с. 91—99.

Овчинников Л. Н. Некоторые вопросы магматогенного рудообразования.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1959, № 4, с. 22—29.

Овчинников Л. Н. Контактково-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск, 1960. 495 с. (Тр. Горн.-геол. ин-та УФ АН СССР).

Овчинников Л. Н. Экспериментальные исследования процессов эндогенного рудообразования.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. М., «Наука», 1967, с. 153—162.

Олейников Б. В., Коробейников А. В., Чесноков В. Л. К геохимии золота в трапповых образованиях восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1973, с. 105—119.

Ольшанский Я. И. О большой текучести сульфидных расплавов и возможном геологическом значении этого явления.— «Докл. АН СССР», 1948, т. 63, № 2, с. 187—190.

Ольшанский Я. И. Растворимость FeS в железистых силикатных расплавах, содержащих добавки CaO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.— «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Серия петрограф. (№ 40)», 1951, вып. 137.

Островский И. А., Царевский И. А., Боккий Г. Б. и др. Термодинамика некоторых окисных и сульфидных соединений при очень высоких давлениях и температурах.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1976, № 6, с. 18—28.

Павлов Н. В., Григорьева И. И., Цепин А. И. Хромитовые нодулы как показатели ликвации магматического расплава.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1975, № 11, с. 29—45.

Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., «Наука», 1968. 179 с.

Павлов Н. В., Чупрынина И. И. Сравнительное изучение эндогенной минерализации кимберлитов р. Далдын и железорудных трубок Ангаро-Илимского района.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1966, № 10, с. 41—53.

Панина Л. И., Шацкий В. С. Включения расплавов в магнетит-апатитовых породах карбонатитовой интрузии Ессей.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 209, № 2, с. 455—457.

Перчук Л. Л. Зависимость коэффициента распределения кальция между сосуществующими амфиболами и плагиоклазами от температуры.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 6, с. 1436—1438.

Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ю. и др. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М., «Наука», 1975. 288 с.

Печерский Д. М., Финько Р. И. Отражение последовательности кристаллизации минералов в кислых эффузивах на их термомагнитных характеристиках.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 9, с. 70—79.

Поляков Г. В. Явления мобилизации железа при образовании эндогенных магнетитовых месторождений юга Сибири.— «Геол. рудных месторождений», 1967, № 7, с. 3—18.

Попов Р. Е., Никольская Ж. Д., Зелепугин В. П. Новые данные о возрасте контактно-метасоматических железорудных месторождений Коргонской зоны Горного Алтая.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 147, № 3, с. 675—678.

Попова Г. Б., Ершов Р. В. Физико-химические условия кристаллизации сплошных руд сульфидных медно-никелевых месторождений.— «Геол. рудных месторождений», 1966, № 1, с. 3—15.

Прокопцев Н. Г. О раннемагматической ликвационно-динамической дифференциации в щелочно-базальтовых глубоководных лавах.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 228, № 6, с. 1426—1429.

Прокопцев Н. Г., Мурдмаа И. О. Щелочные авгититовые лавы со дна Тихого океана.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 2, с. 446—448.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962. 1132 с.  
Ревердатто В. В. Магномагнетитовые и магнетитовые рудопроявления района Анакитского поднятия на р. Нижней Тунгуске.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 11, с. 60—72.

Романов И. А. О щелочных интрузиях Ботогольского комплекса.—

В кн.: V конференция молодых научных сотрудников ИЗК СО АН СССР. Иркутск, 1971.

Романов И. А. Минералогия и петрография габбро-диоритов Хушагольского массива (Восточный Саян).— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии основных и ультраосновных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 79—88.

Руб М. Г., Гладков Н. Г., Павлов В. А. и др. Акцессорные магнетиты и хромшпинелиды как индикаторы генезиса магматических пород.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1975, № 10, с. 10—26.

Руб М. Г., Павлов В. А. Гранитоидный магматизм и связь с ним оруденения.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1976, № 12, с. 33—43.

Рябчиков И. Д., Дурасова Н. А., Барсуков В. Л. и др. Окислительно-восстановительный потенциал как фактор рудоносности кислых магм.— «Геохимия», 1978, № 6, с. 832—834.

Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Прокопцев Н. Г. и др. Донные отложения и вулканические породы полигона в Южной котловине Тихого океана.— «Литол. и полезн. ископ.», 1973, № 1, с. 17—28.

Смирнов В. И. Об источнике вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 3, с. 3—17.

Смирнов В. И., Богданов Ю. А., Бородаев Ю. С. и др. Сульфидная минерализация в основных породах дна Тихого океана.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 223, № 3, с. 692—694.

Смит Ф. Г. Физическая геохимия. М., «Недра», 1968. 475 с.

Соболев В. С. Петрография Ботогольского щелочного массива.— В кн.: Ботогольское месторождение графита и перспективы его использования. Иркутск, ОГИЗ, 1947, с. 165—218.

Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1974. 264 с.

Соболев Н. В., Вахрушев В. А. Сульфиды в пироповых перидотитах из кимберлитов Якутии.— «Зап. Всесоюз. минералог. об-ва», 1967, ч. 96, № 4, с. 450—453.

Соболев С. Ф., Лапин А. В., Назаренко И. И. и др. Селеп в кимберлитах и глубинных перидотитовых ксенолитах Якутии.— «Геохимия», 1975, № 1, с. 67—73.

Солоненко В. П. Генезис щелочных пород и графита Ботогольского массива.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1959, № 6, с. 108—118.

Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., «Наука», 1977. 280 с.

Тейлор С. Р. Геохимия андезитов.— В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972.

Тугаринов А. И., Ильин Н. П., Моханти Р. Распределение Мп и V в сосуществующих титаномагнетитах и ильменитах и их значение как геотермометра.— «Геохимия», 1974, № 7, с. 1029—1040.

Уханов А. В. Никель в ультраосновных включениях из кимберлитовых трубок Северной Якутии.— «Геохимия», 1968, № 12, с. 1470—1478.

Фишер Р. Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях.— В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., ИЛ, 1954. с. 411—458.

Фоминных В. Г., Свяжин Н. В. О составе акцессорных магнетитов и титаномагнетитов щелочных пород Среднего Урала.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 155, № 5, с. 1088—1090.

Хамрабаев И. Х. Об акцессориях гранитоидов Западного Узбекистана.— «Зап. Узб. отд. Всесоюз. минералог. об-ва», Ташкент, 1958, вып. XII, с. 9—29.

Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент, 1969. 212 с.

Харькив А. Д. Кристаллические включения в гранитах и некоторых других минералах кимберлитов и их генетическое значение.— «Зап. Всесоюз. минералог. об-ва», 1975, № 4, с. 431—440.

Харькив А. Д., Абагинская Ю. А. Гранаты оранжево-красного цвета из кимберлитов Якутии и их генетическое значение.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 3, с. 58—68.

Чесноков Б. В. Относительный возраст минеральных индивидов и агрегатов. М., «Недра», 1974. 105 с.

Шабьнин Л. И. Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. М., «Недра», 1978, 232 с.

Шеремет Е. М., Вахрушев В. А., Матвеева Л. Н. Рудные минералы в гранитоидах Бом-Горхонского массива (Западное Забайкалье) и их генетическое значение.— В кн.: Ежегодник-1973, СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 93—95.

Шеремет Е. М., Гормашева Г. С., Глазунова А. Д. Геохимические признаки формационной принадлежности мезозойских интрузивных комплексов Западного Забайкалья.— «Геохимия», 1976, № 1, с. 55—65.

Штейнберг Д. С., Малахов И. А., Фоминых В. Г. Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа в магматических горных породах Урала.— «Зап. Всесоюз. минералог. об-ва», 1964, ч. 93, вып. 1, с. 591—605.

Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б., Фоминых В. Г. Фации глубинности гранитоидов Урала.— «Зап. Всесоюз. минералог. об-ва», 1968, ч. 97, вып. 4, с. 385—393.

Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. О составе титаномагнетитов Урала.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 147, № 6, с. 1452—1454.

Щеглов А. Д. Источники рудного вещества в областях тектономагматической активизации.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., «Наука», 1976.

Щека С. А. Петрология и рудоносность никеленосных дунит-троктолитовых интрузий Станового хребта. М., «Наука», 1969. 135 с.

Щербина В. В. О геохимических условиях выделения окисных соединений из силикатов.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 152—158.

Эмиссионный спектральный анализ в геохимии. Ред. Я. Д. Райхбаум. Новосибирск, «Наука», 1976.

Эрлих Э. Н. Кимберлитовые тела Укукитской группы.— Тр. НИИГА, 1959, т. 65, с. 106—132.

Юшко-Захарова О. Е. Геохимия и минералогия селена и теллура в медно-никелевых месторождениях. М., «Наука», 1964. 112 с.

Яценко Н. Я. Связь железного и медного оруденения с крыккудукским интрузивным комплексом на примере месторождений Атансор и Ичкеульмес (Северный Казахстан). Автореф. канд. дис. Изд-во МГУ, 1968.

Ade-Hall J. M., Palmer H. C., Hubbard T. P. The magnetic and opaque petrological response of basalts to regional hydrothermal alteration.— «Geophys. J. Roy. Astron. Soc.», 1971, vol. 24.

Baker G. Cordierite Granite from Terip, Victoria.— «Amer. Miner.», 1940, vol. 25, p. 543—548.

Basta E. Z. Some mineralogical relationships in the System  $Fe_2O_3$  —  $Fe_3O_4$  and the composition of titanomagnetite.— «Econ Geol.», 1959, v. 54 No 2, p. 698—719.

Basta E. Natural and synthetic titanomagnetites (the system  $Fe_3O_4$  —  $Fe_2TiO_4$  —  $FeTiO_3$ ).— «Neues Jahrb. für Mineralogie», 1960, Bd. 94, No 2.

Balsley J. R., Baddington A. F. Iron and iron—titanium oxide minerals, rocks and aeromagnetic anomalies of the Adirondack area, New York.— «Econ. Geol.», 1958, vol. 53, No 7, p. 777—805.

Brammal A., Harwood H. F. The Dartmoor Granites.— «J. Geol. Soc.», London, 1932, vol. 88, p. 171—237.

Baddington A. F., Fahey J. A., Vlissides A. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite.— «Amer. J. Sci.», 1955, vol. 253, No 9, p. 497—532.

Baddington A. F., Lindsley D. H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents.— «J. Petrology», 1964, vol. 5, No 2, p. 310—434.

Chapman Young III. Dislocations in the deformation of olivine.—*"Amer. J. Sci."*, 1969, vol. 267, p. 841—852.

Desborough G. A. Sulfides in Eclogite Nodules from a Kimberlite Pipe, South Africa, with comments on violarite Stochiometry.—*"Amer. Miner."*, 1973, vol. 58, p. 195—202.

Desborough G. A., Anderson A. T., Wright T. Z. Mineralogy of sulfides from Certain Hawaiian Basalts.—*"Econ. Geol."*, 1968, vol. 63, No 6.

Engel A. E. J., Engel C. G. Basalts dredged from the North-eastern Pacific ocean.—*"Science"*, 1963, No 3573, p. 1321—1324.

Horrel C. A. Mackinawite from the Lizard, Cornwall.—*"Min. Mag."*, 1967, vol. 36, No 280, p. 614—616.

Jackson E. D. The characters of Lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian islands.—In: *Geol. Congr. 23 rd, Prague, Proc. 1, 1968.*

Katasura T., Kushiro I. Titanomaghemite in igneous rocks.—*"Amer. Miner."*, 1961, vol. 46, No 1—2, p. 134—145.

Koster van Gross A. F. The origin of sulfide deposits: petrographic evidence for liquid immiscibility between silicate magmas and sulfide melts.—*"Econ. Geol."*, 1967, vol. 62, No 4, p. 551—553.

Kullerud G., Yoder H. S. Pyrite stability relations in the Fe-system.—*"Econ. Geol."*, 1959, vol. 54, No 4, p. 533—572.

Lacroix A. Les roches alcalines de Tahiti.—*"Bull. Soc. Geol. de France"*, 1910, vol. 10, No 3, p. 91—124.

MacDonald G. A. Hawaiian petrographic province.—*"Geol. Soc. America Bull."*, 1949, vol. 60, p. 1541—1546.

MacDonald G. A. and Katasura Takashi. Chemical composition of Hawaiian Lavas.—*"J. of Petrology"*, 1964, vol. 5, No 1, p. 82—133.

Marmo V. On the  $TiO_2$  content of magnetites as a petrogenetic hint.—*"Amer. J. Sci."*, 1959, vol. 257, No 2, p. 144—149.

Mercier J. C. C., Nicols A. Textures and fabrics of uppermantle peridotites as illustration by xenoliths from basalts.—*"J. of Petrology"*, 1975, vol. 16, No 2, p. 455—487.

Merwin H. E., Lombard R. H. The system Cu—Fe—S.—*"Econ. Geol."*, 1965—1937, v. 263, No 1.

Moore I. G. Petrology of deep-sea basalt near Hawaii.—*"Amer. J. Sci."*, 1965, vol. 263, No 1, p. 40—52.

Newhouse W. Opaque oxides and silfides in common igneous rocks.—*"Geol. Soc. America Bull."*, 1936, vol. 47, No 1, p. 1—52.

Pauli H. Igdlukunguaq nickeliferous pyrrhotite.—*"Medd. om Groenland"*, 1958, vol. 157, No 3, p. 1—169.

Philpotts A. R. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks.—*"Econ. Geol."*, 1967, vol. 62, No 3, p. 303—315.

Ragan D. M. Olivine recrystallization textures.—*"Miner. Magazine"*, 1969, vol. 37, No 289.

Reed C., Barrow G. et al. The geology of Dartmoor.—*"Geol. Survey"*, Memoir, 1912, No 388.

Sharp W. E. Pyrrhotite: a common inclusion in South Africa diamonds.—*"Nature"*, 1966, vol. 211, No 5047.

Tauno P., Pisto P. On the origin of primary skarn iron ores.—*"Bull. Commiss. geol. Finlande"*, 1967, No 229, p. 101—104.

Theobald P., Thompson C. Zinc magnetic from alluvium and from igneous rocks associated with ore deposits.—*"Geol. Survey Prof. Paper"*, 1962, No 450.

Vogt H. Z. Nickel in igneous rocks.—*"Econ. Geol."*, 1923, vol. 18.

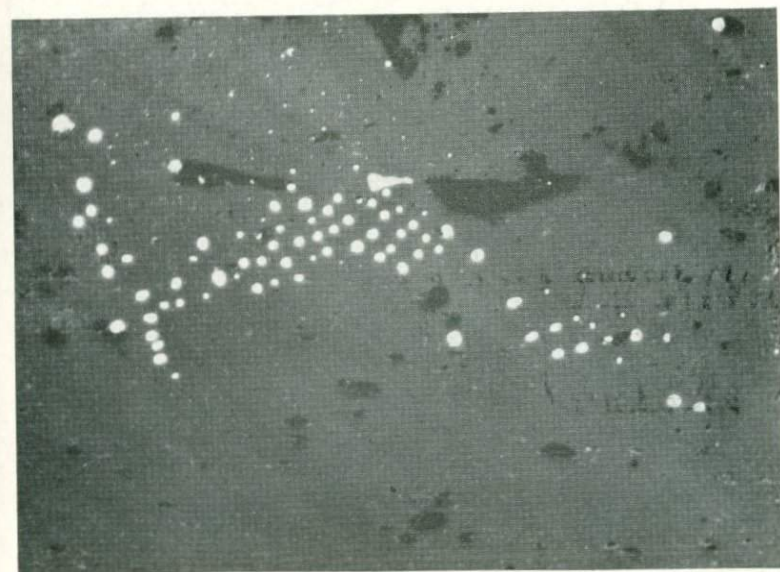
White R. W. Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii.—*"Beiträge zur Mineralogie und Petrographie"*, 1966, Bd. 12, S. 245—314.

Williams A. F. The genesis of the diamonds. London, 1932.—*"Ern. Binn."*, Itd. vol. 1, 2.

Wilshire H. G., Binns R. A. Basic and ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of New South Wales.—*"J. of Petrology"*, 1961, vol. 2.



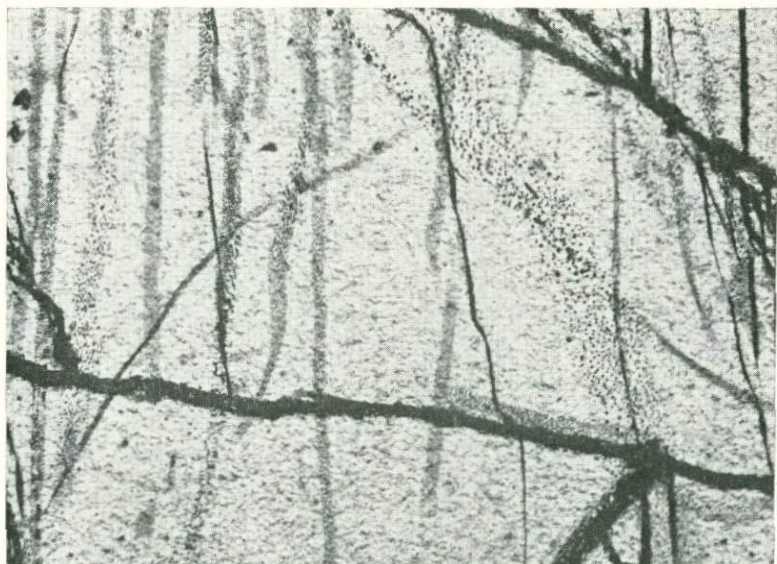
*Рис. 1.* Сульфидные капли (белое) в оливине (светло-серое). Гарцбургит, Авачинская сопка. Полированный шлиф. Увел. 350.



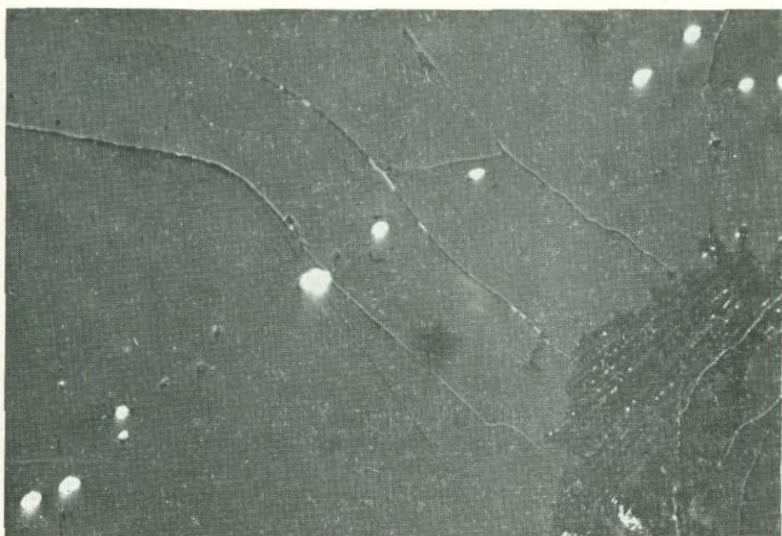
*Рис. 2.* Скопление мельчайших сульфидных капель (белое) в лерцолите из базальтов Иманского вулкана. Полированный шлиф. Увел. 900.



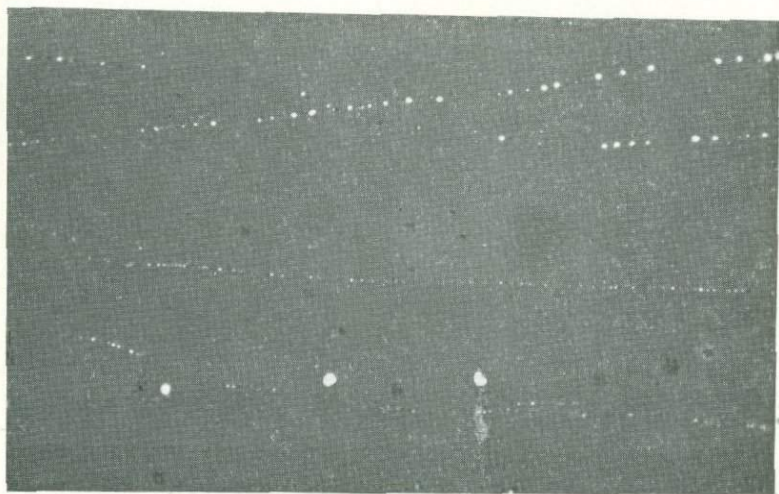
*Рис. 3.* Цепочковидное расположение сульфидных капель в лерцолите. Свягинская сопка. Полированный шлиф. Увел. 450.



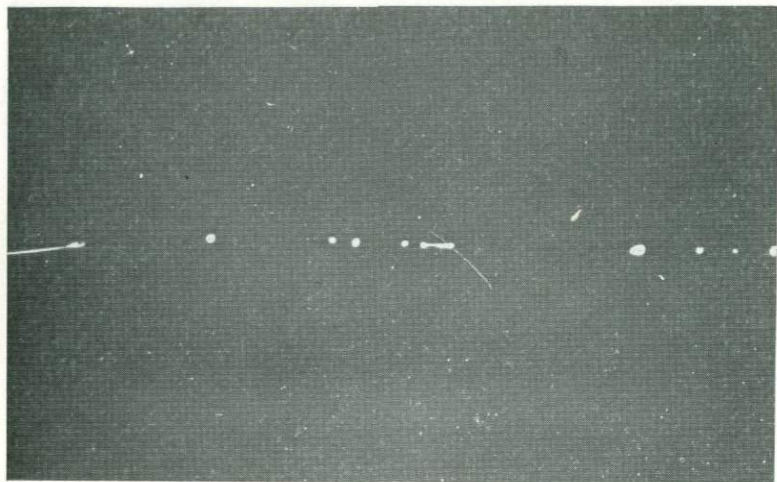
*Рис. 4.* Зерно оливина с мельчайшими включениями сульфидов в виде субпараллельных полос. Гарцбургит, о. Гавайи. Прозрачный шлиф, Николи  $\parallel$ . Увел. 110.



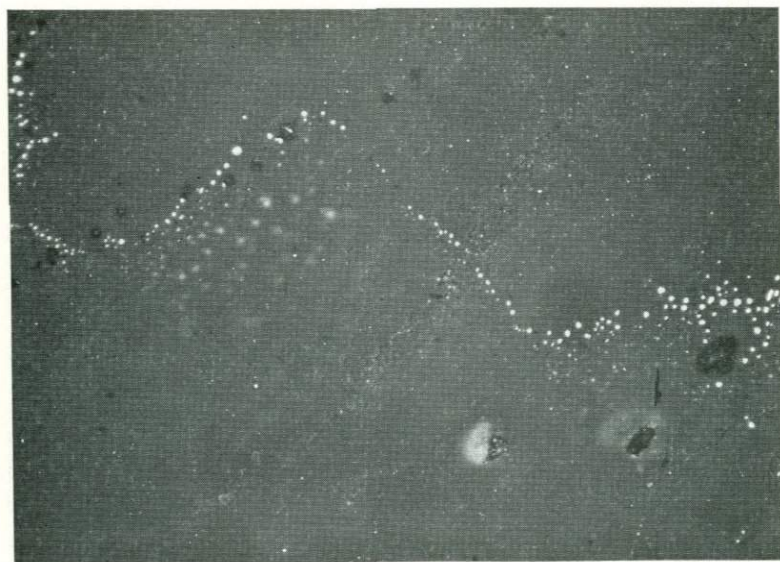
*Рис. 5.* Сульфидные капли в оливине, цепочковидно расположенные независимо от трещин в минерале-хозяине. Перidotит из лавы вулкана Хуалалаи (изверженные 1801 г.). Полированный шлиф. Увел. 450.



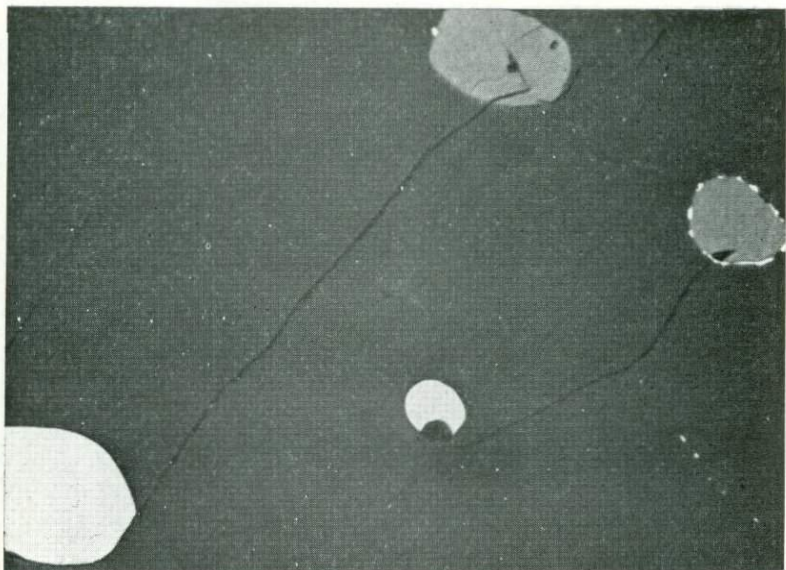
*Рис. 6.* Цепочковидное расположение сульфидных шариков (белое) внутри силикатного минерала (темное). В разных рядах, в зависимости от величины сульфидных шариков, промежутки между ними различны. Лерцолит, о. Гавайи. Полированный шлиф. Увел. 450.



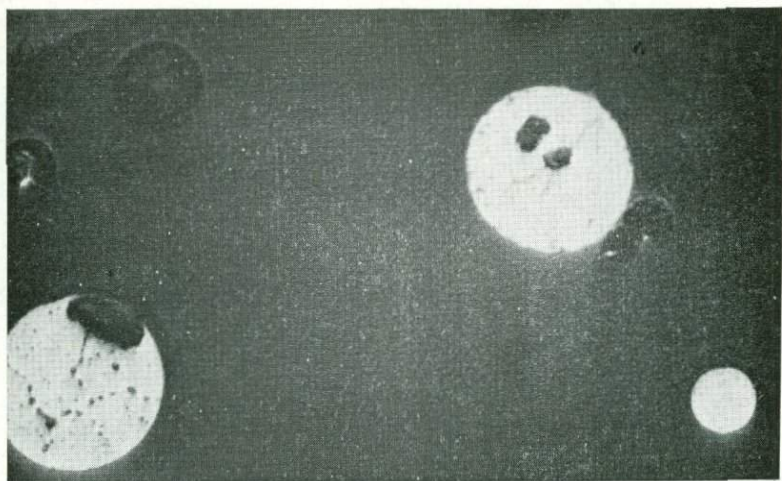
*Рис. 7.* Каплевидные и прожилковидные формы выделения сульфидов в силикатном минерале. Лерцолит. Полированный шлиф. Увел. 500. о. Гавайи.



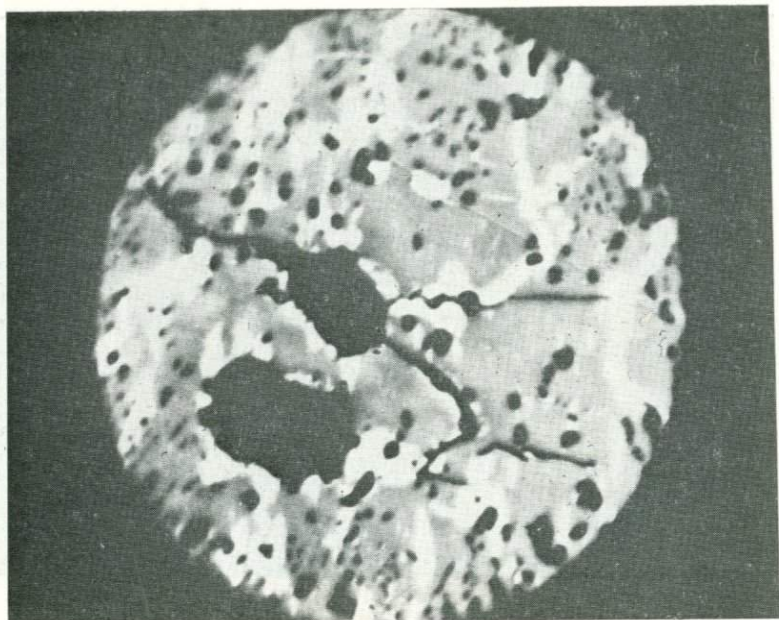
*Рис. 8.* Скопление шаровидных включений сульфидов (белое) в силикатном минерале (темное). Лерцолит, о. Гавайи. Полированный шлиф. Увел. 800.



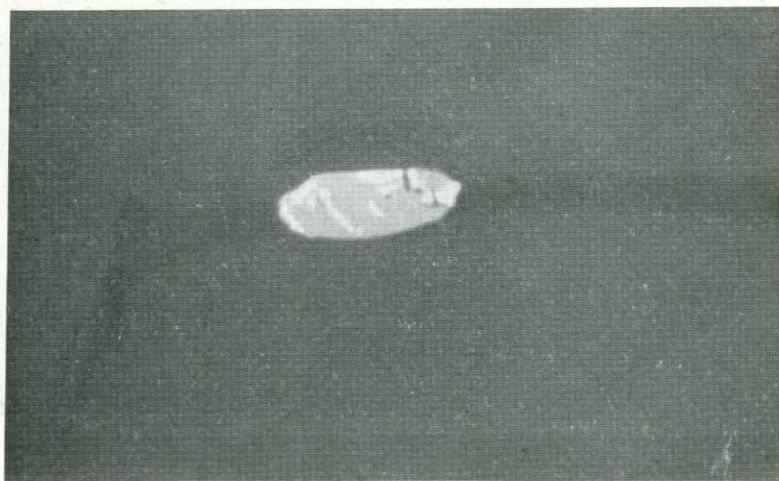
*Рис. 9.* Выделения пирротина (светлое) различной величины внутри силикатного минерала (темное) и в виде прерывистой каймы вокруг одного из зерен пироба (серое). Гранатосодержащий оливиновый пироксенит, Гавайские острова. Полированный шлиф. Увел. 300.



*Рис. 10.* Пентландит-пирротинные шарики (светлое) в силикатном минерале (темно-серое). На снимке также видно, что некоторые сульфидные шарики выкрошились с образованием на поверхности шлифа полусферических углублений (черное). Гранатосодержащий оливиновый пироксенит. Гавайские острова. Полированный шлиф. Увел. 500.



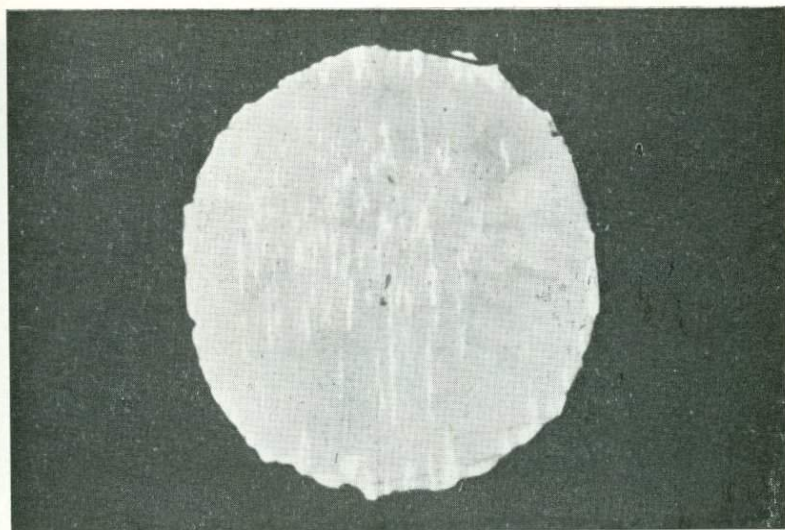
*Рис. 11.* Один из сульфидных шариков, изображенных на рис. 10 при увел. 2000. Хорошо видно двухфазное строение; серое — пирротин, светлое — пентландит.



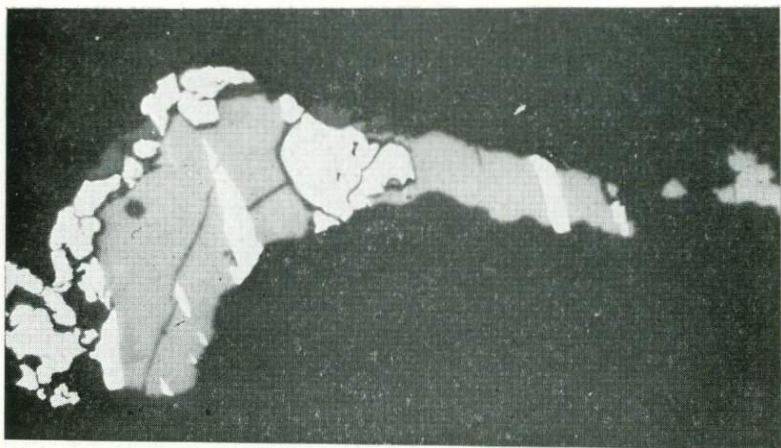
*Рис. 12.* Пентландит-пирротинный агрегат в промежутках между нерудными минералами. Лерцолит, о. Гавайи. Полированный шлиф. Увел. 400.



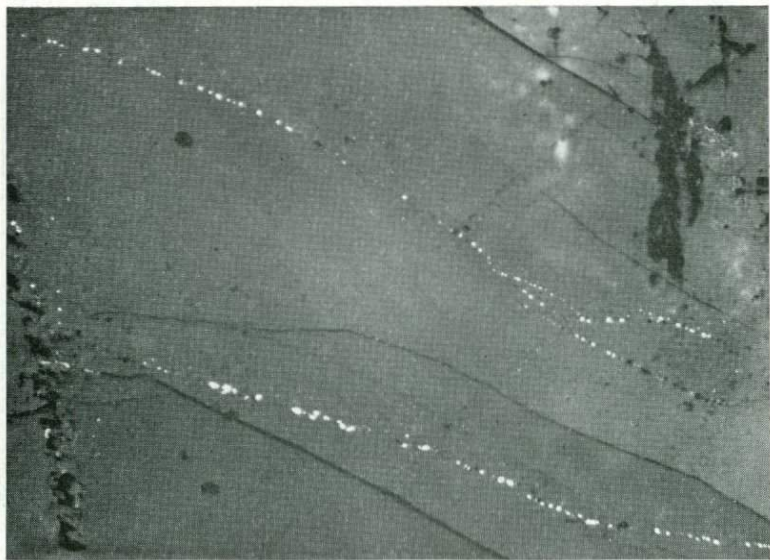
*Рис. 13.* Коалесценция сульфидных включений в оливине. Шпинелевый лерцолит в базальте. Полированный шлиф. Увел. 800.



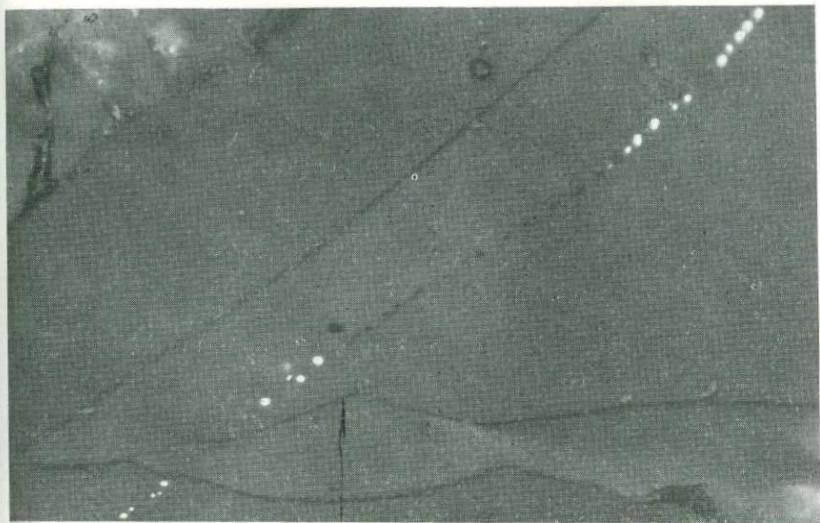
*Рис. 14.* Один из сульфидных шариков в обломке крупного кристалла авгита. Хорошо видно неравномерное распределение пентландита (белое) среди основной пирротиновой массы (серое). Полированный шлиф. Увел. 1000.



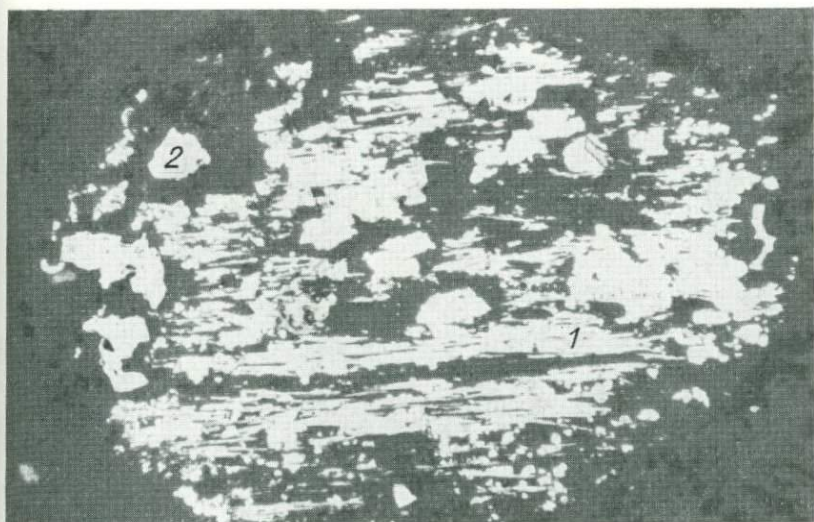
*Рис. 15.* Пентландит-пирротинный агрегат в межзерновом пространстве. Пирит (белые рельефные зерна) замещает пирротин (светло-серая основная масса) или расположен в контакте с последним. Шпинелевый лерцолит. Полированный шлиф. Увел. 100.



*Рис. 16.* Цепочковидное расположение сульфидных включений в оливине. Лерцолит. Трубка Тувиш. Полированный шлиф. Увел. 400.



*Рис. 17.* Капли сульфидов в виде цепочки, проходящей через трещины в оливине без изменения направления. Лерцолит. Трубка Тувиш. Полированный шлиф. Увел. 400.



*Рис. 18.* Сульфидное обособление яйцевидной формы; первично-магматическая халькопирит-пентландит-пирротиновая ассоциация (1) частично замещена пиритом (2) и нерудным гидротермальным минералом. Трубка Тувиш. Полированный шлиф. Увел. 220.

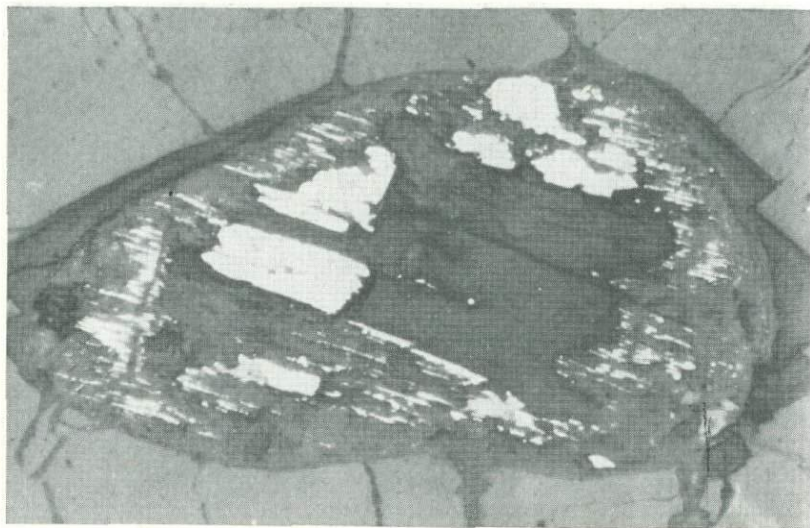
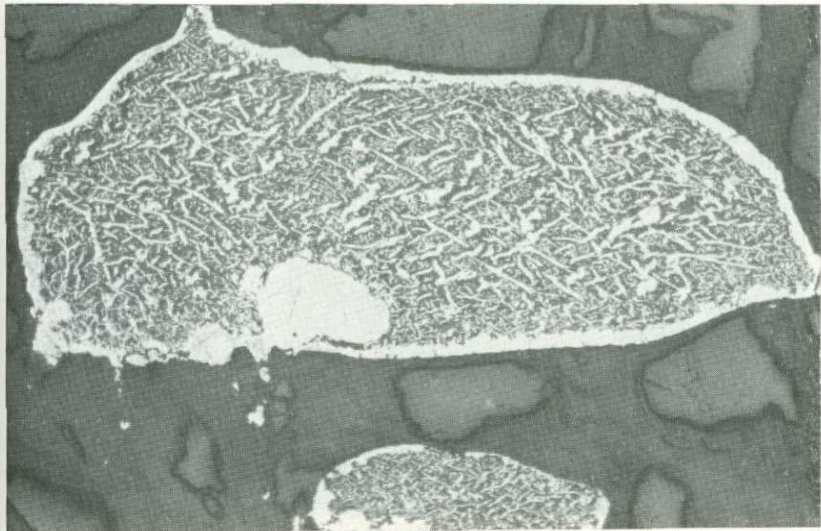


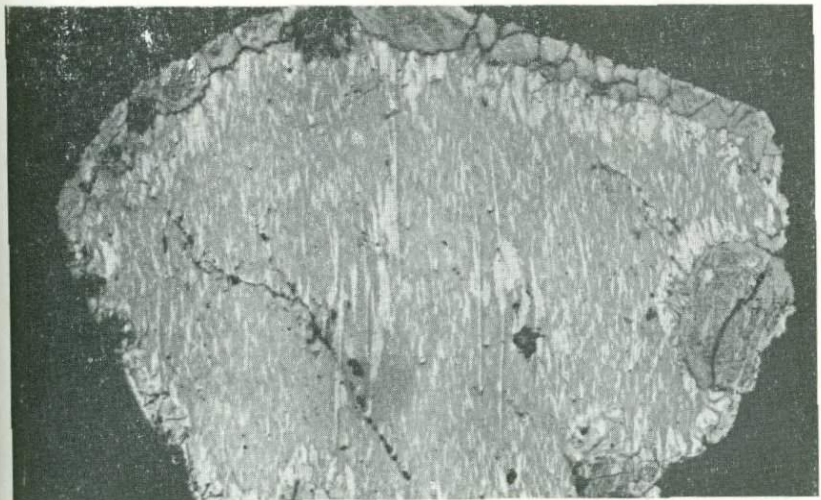
Рис. 19. Полиминеральная псевдоморфоза (пирит, серпентин и другие гидротермальные минералы) по сульфидному обособлению овальной формы в лерцолите. Трубка Тувиш. Полированный шлиф. Увел. 200.



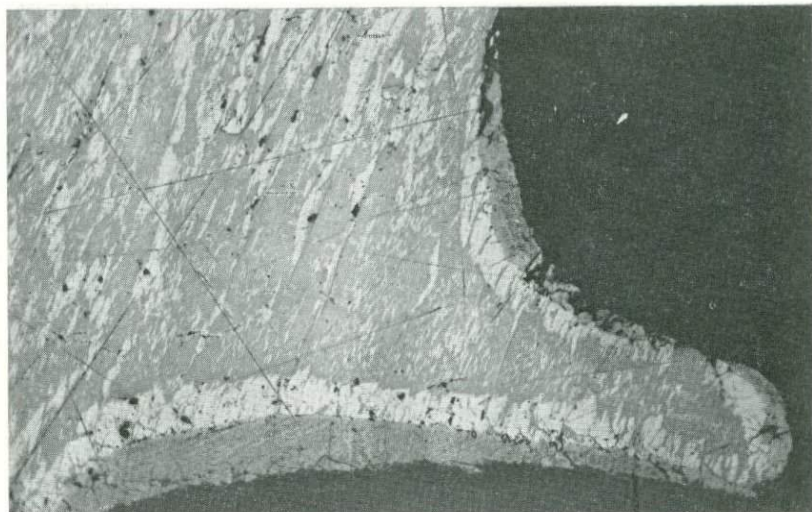
Рис. 20. Халькопирит-пентландитовый агрегат. В центре (серое) — пентландит с выделением по трещинам спайности (темное) маккинавита. По краям — светлая кайма — халькопирит. Полированный шлиф. Увел. 120.



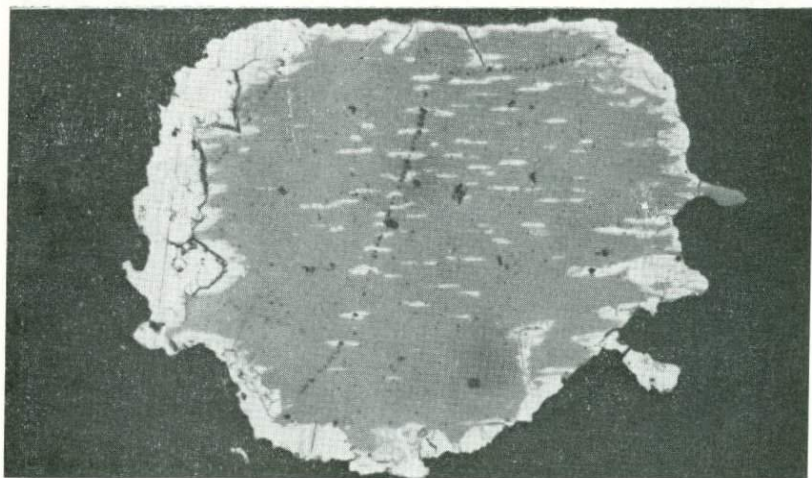
*Рис. 21.* Реликтовая структура халькопирит-пентландитового ядра. Пентландит преобразован в маккинавит, который большей частью выкрошился при полировке. Халькопиритовая кайма с тонкозубчатой внутренней поверхностью. Полированный шлиф. Увел. 100.



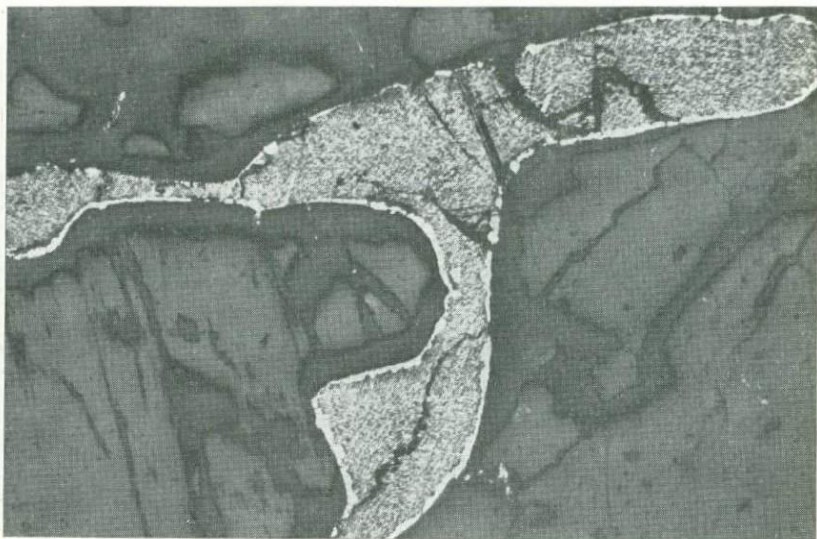
*Рис. 22.* Халькопирит-пентландит-пирротинный агрегат. В центре — пирротин с закономерно ориентированными пластинками пентландита. По краям — выделения халькопирита. Отчетливо наблюдается концентрация пентландита с образованием гребенчатых агрегатов на внутренней поверхности халькопиритовой оболочки. Полированный шлиф. Увел. 200.



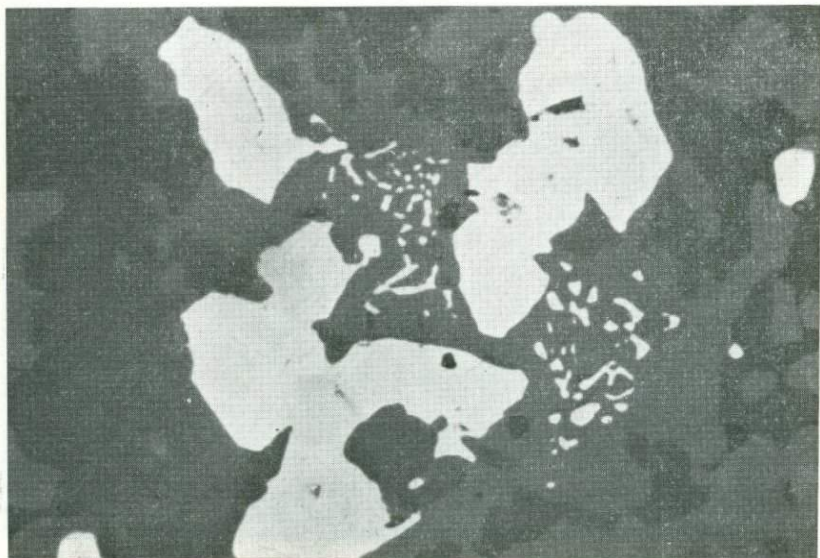
*Рис. 23.* Деталь строения халькопирит-пентландит-пирротинового агрегата. Пентландит (белое) находится не только внутри пирротина (серая основная масса), но и концентрируется по границе с халькопиритом (темно-серая внешняя оболочка), образуя каймы почти однородного строения. Полированный шлиф. Увел. 200.



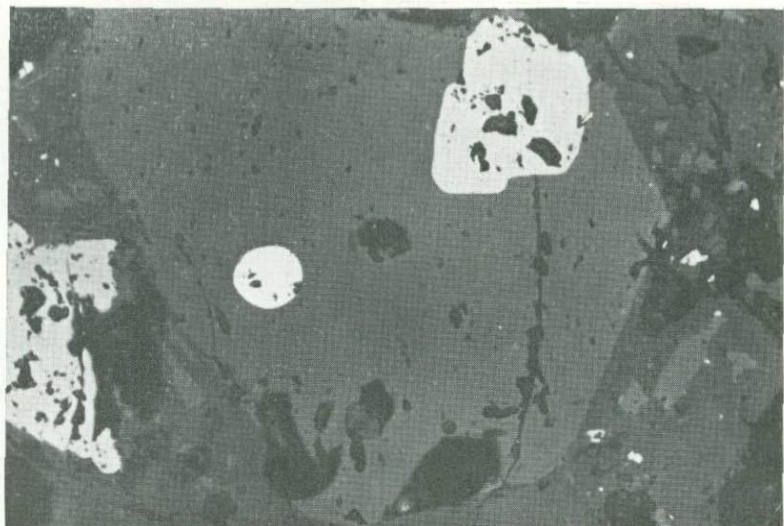
*Рис. 24.* Халькопирит-пентландит-пирротиновый агрегат в дистеновом эклогите. Трубка Робертс-Виктор. Полированный шлиф из коллекции Н. В. Соболева. Увел. 150. Черные точечные пятна — дефекты полировки.



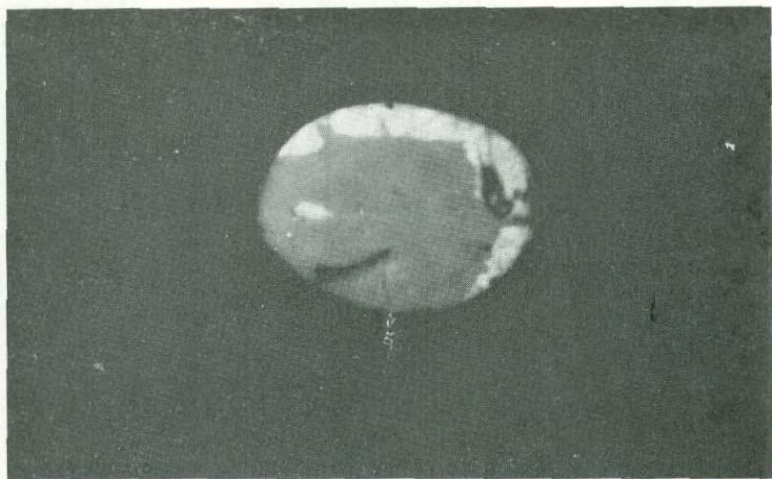
*Рис. 25.* Халькопирит-маккинавитовый агрегат, пересекается жилкой серпентина (черное). Маккинавит (серое)— в центре, халькопирит (светлое) образует кайму с зазубренной внутренней поверхностью. Полированный шлиф. Увел. 80.



*Рис. 26.* Выделение магнетита (белое) среди стекла. Андезито-базальт, о. Кунашир. Полированный шлиф. Увел. 180.



*Рис. 27.* Шаровидное включение сульфида (светлое) в порфировом вкрапленнике пироксена. Светло-серые зерна — магнетит. Андезито-базальт, о. Кунашир. Полированный шлиф. Увел. 260.



*Рис. 28.* Обособление светлого сульфида по периферии пирротина (серое). Андезито-базальт, о. Кунашир. Полированный шлиф, в иммерсии. Увел. 1500.



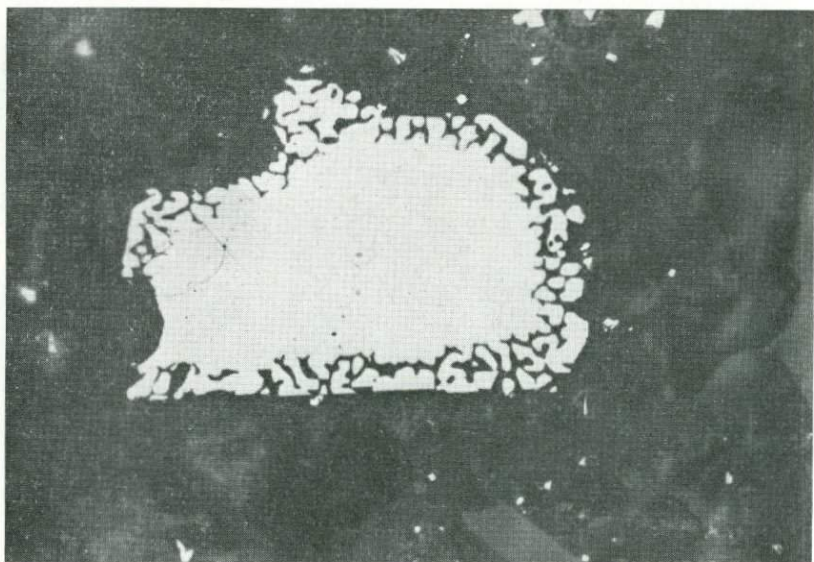
*Рис. 29.* Пластинчатые выделения пентландита в пирротине (основная серая масса капли). Андезит, о. Кунашир. Полированный шлиф, в иммерсии. Увел. 1500.



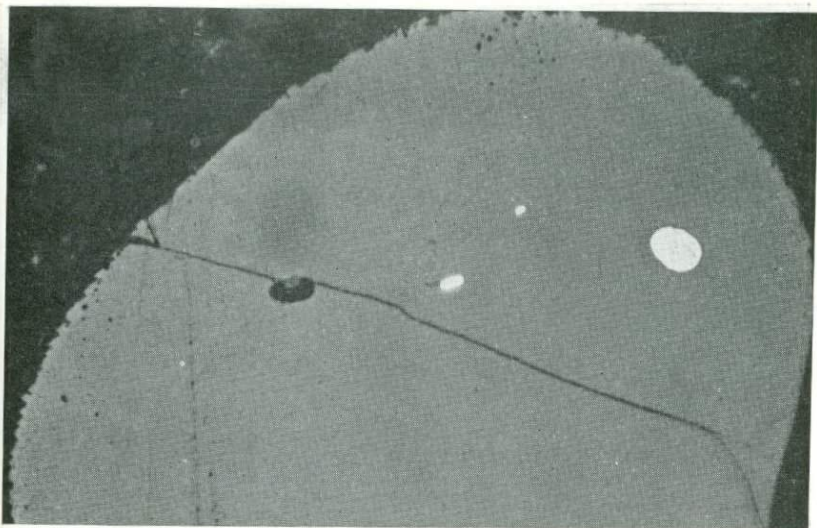
*Рис. 30.* Скелетные кристаллы магнетита (светло-серое) и сульфидные выделения (белые шарики) в основной массе базальта. Стекловатый базальт со дна Индийского океана. Полированный шлиф. Увел. 1000.



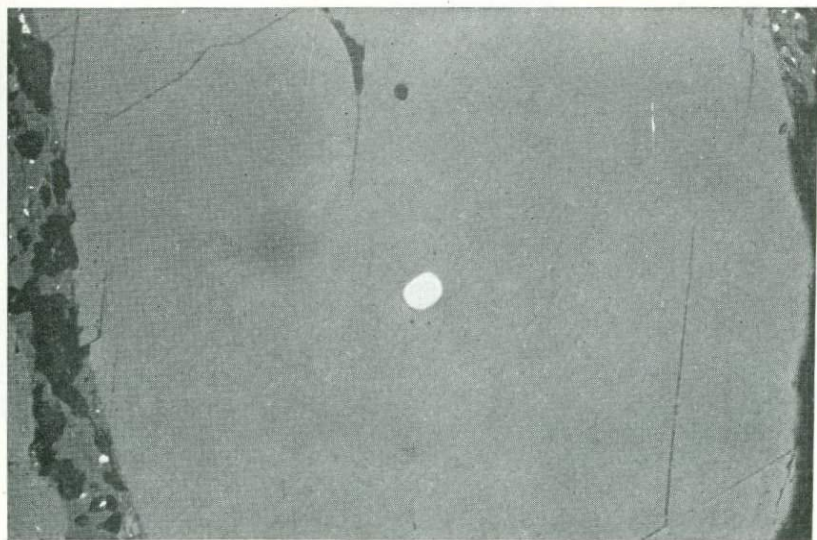
*Рис. 31.* Скелетные кристаллы магнетита (светло-серое) и сульфидные шарики в глубоководном базальте со дна Тихого океана. Полированный шлиф. Увел. 1000.



*Рис. 32.* Магнетит (светлое) в стекле базальта с многоглавой (полицентрической) краевой зоной роста. Базальт, о. Оаху. Полированный шлиф. Увел. 500.



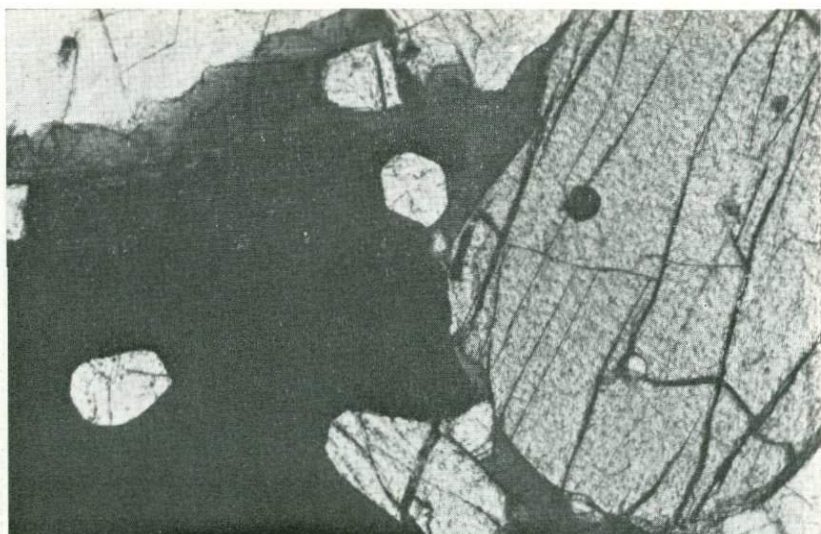
*Рис. 33.* Каплевидные выделения пирротина (светлое) внутри оливина (серое); темное — основная стекловатая масса. Базальт, о. Оаху. Полированный шлиф. Увел. 300.



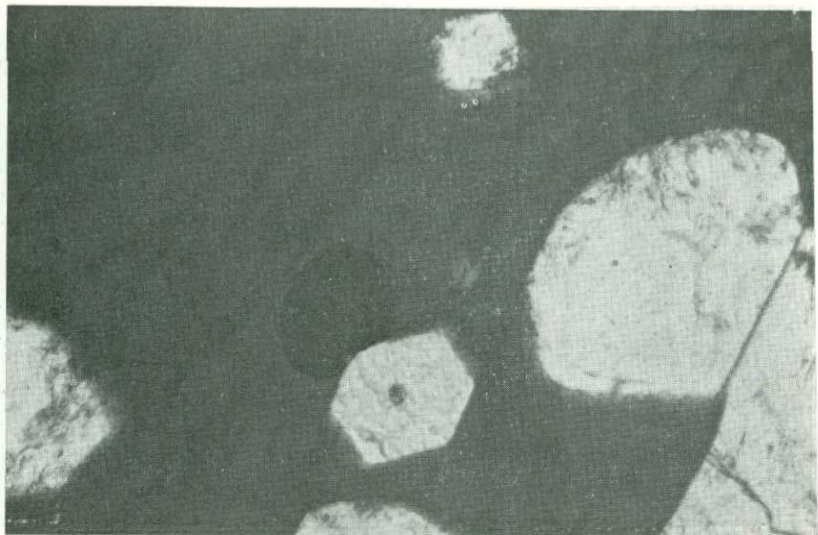
*Рис. 34.* Каплевидное включение пирротина (белое) в порфировом вкраплении пироксена (серое). Базальт, о. Оаху. Полированный шлиф. Увел. 300.



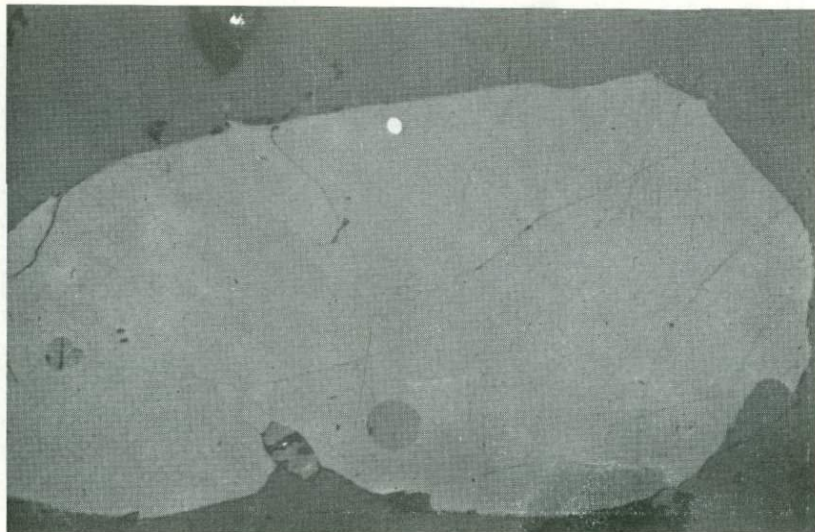
*Рис. 35.* Сульфидные шарики (черное) в авгите. Габбро, Большой Таскыльский массив. Прозрачный шлиф. Николи ||. Увел. 150.



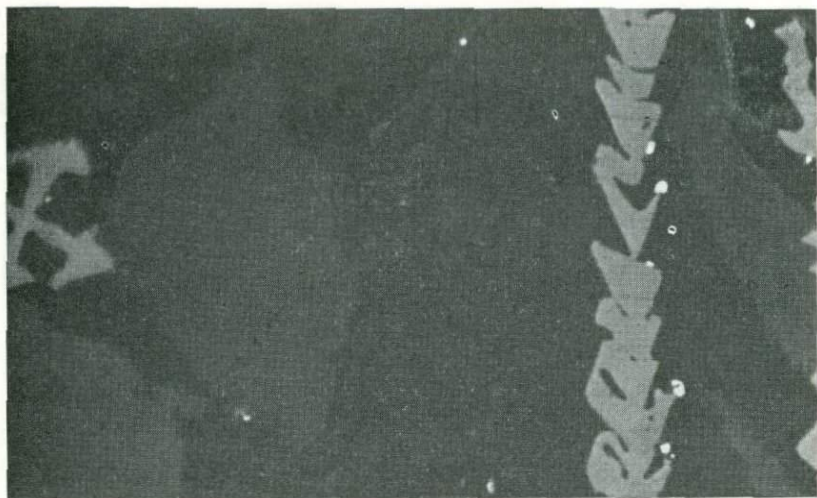
*Рис. 36.* Шарик сульфида в авгите рассекается трещиной отдельности. В промежутке между зернами авгита (серое) и плагиоклаза (светлое) расположен титаномагнетит (черное) с включениями идиоморфных кристаллов апатита. Титаноносное габбро. Большой Таскыльский массив. Прозрачный шлиф. Николи ||. Увел. 130.



*Рис. 37.* Капля сульфида (черное) и кристаллы апатита (светлое) внутри бурой роговой обманки (керсутита). Оливиновый габбро-диорит, Большой Таскыльский массив. Прозрачный шлиф. Николи ||. Увел. 120.



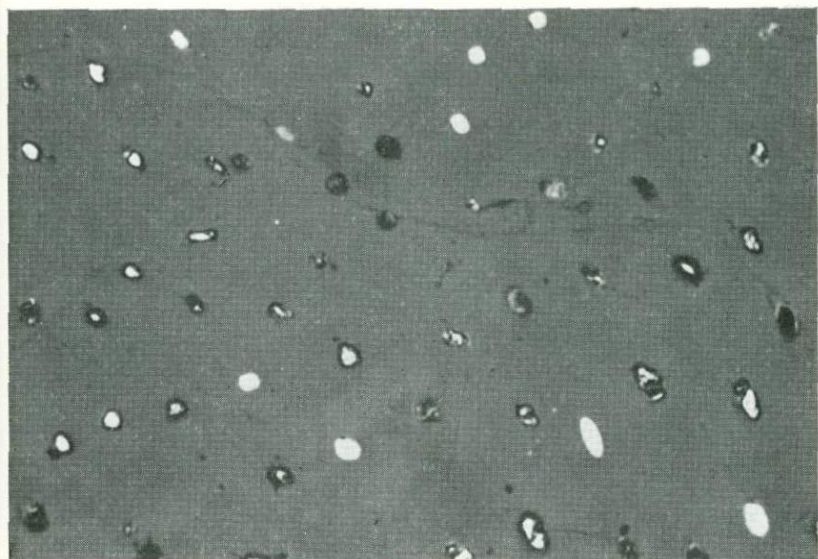
*Рис. 38.* Шарик сульфида (светлое) в керсутите (серое). Габбро, Большой Таскыльский массив. Полированный шлиф. Увел. 220.



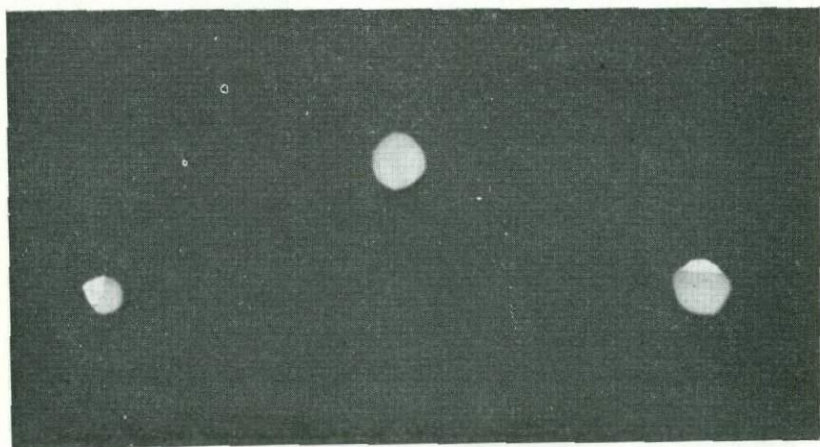
*Рис. 39.* Мельчайшие каплевидные выделения халькопирита (светлое) на скелетных кристаллах магнетита (серое). Темная основная масса — нерудные минералы. Дolerит, пластовое тело, р. Оленек (Якутия). Полированный шлиф. Увел. 1500.



*Рис. 40.* Шарики сульфида (черное) в бурой роговой обманке (серое); светлое — нефелин. Нефелиновый сиенит, Буровский массив. Прозрачный шлиф. Николи ||. Увел. 200.



*Рис. 41.* Каплевидные выделения пирротина (частично окисленного) в авгите (серая основная масса). Тералит, Горячегогорский массив. Полированный шлиф. Увел. 280.



*Рис. 42.* Двухфазное строение отдельных сульфидных выделений. Серая основная масса их представлена пирротинном, светлое — пентландит. Нефелиновый снитт, Буланкульский массив. Полированный шлиф, в иммерсии. Увел. 1200.

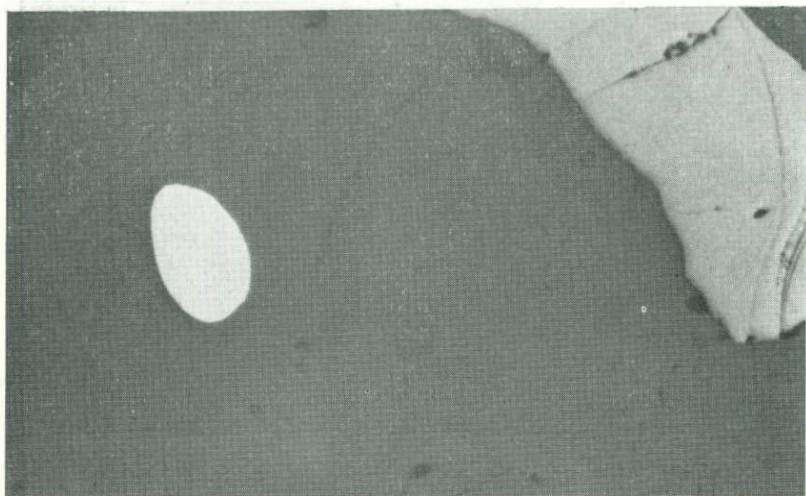


Рис. 43. Сульфидное включение яйцевидной формы (белое) и зерно ильменита (серое) в габбро-диорите. Хушагольский массив. Полированный шлиф. Увел. 120.

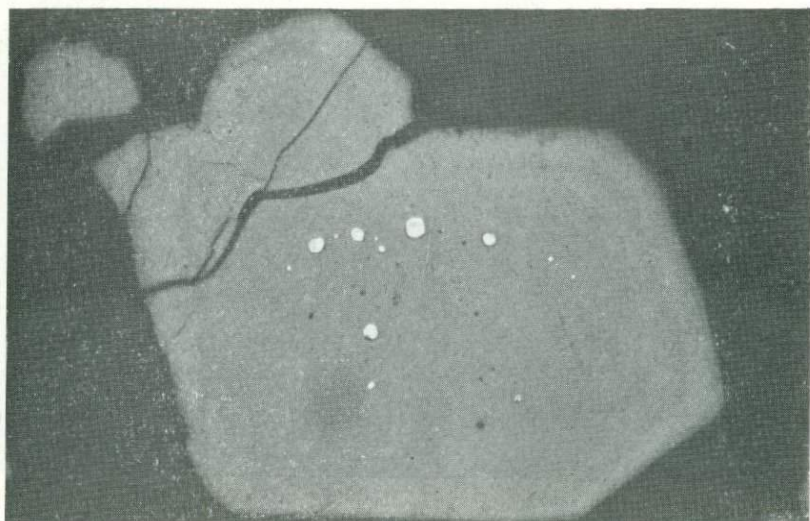


Рис. 44. Капельвидные включения сульфидов в шпинели. Меймечит, Гулинский плутон. Полированный шлиф. Увел. 500.

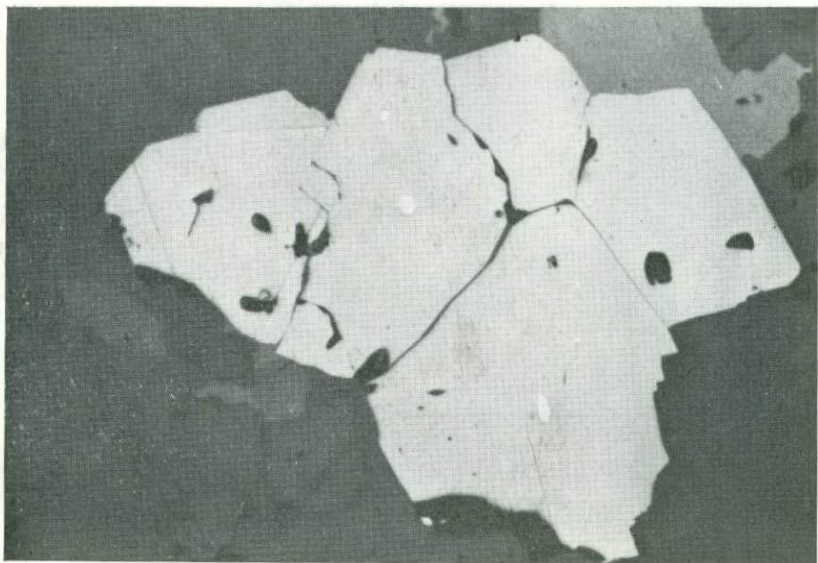


Рис. 45. Каплевидные выделения сульфидов (белое) в зернах магнетита (серое). Микродиорит. Дженесетинский массив. Полированный шлиф. Увел. 300.

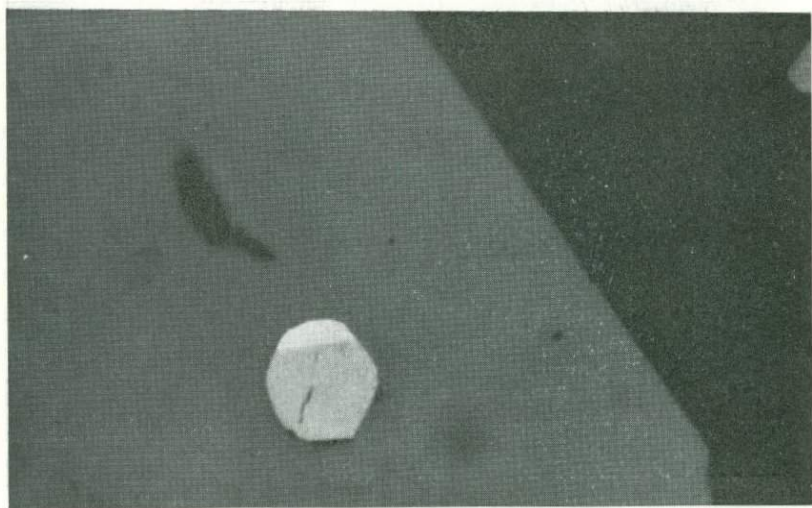


Рис. 46. Халькопирит (светлое)-пирротиновый (серое) состав сульфидного обособления внутри кристалла магнетита. Микродиорит, Дженесетинский массив. Полированный шлиф. Увел. 1000.

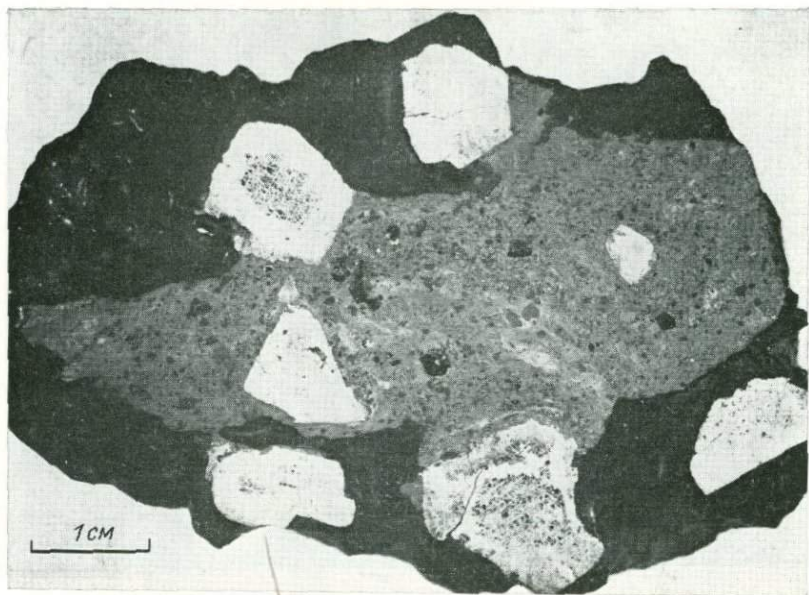


Рис. 47. Гематитизированные кристаллы титаномагнетита. Штуф титаномагнетит-флюорит-апатитовой породы. Южная Монголия.

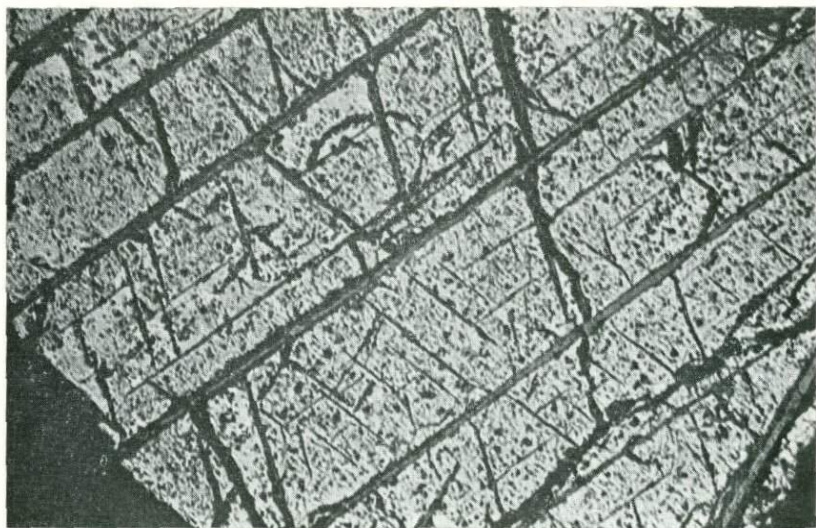


Рис. 48. Реликтовая груборешетчатая структура гематитизированного титаномагнетита. Полированный шлиф. Увел. 180.



Рис. 49. Титаномагнетит с продуктами распада твердого раствора. Пластинки ильменита сопровождаются тончайшими выделениями шпинели (черное). Полированный шлиф. Увел. 800.

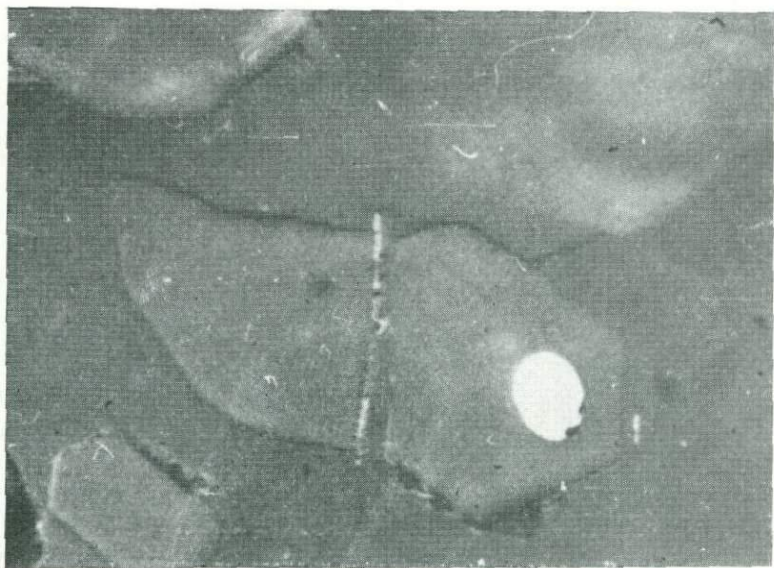
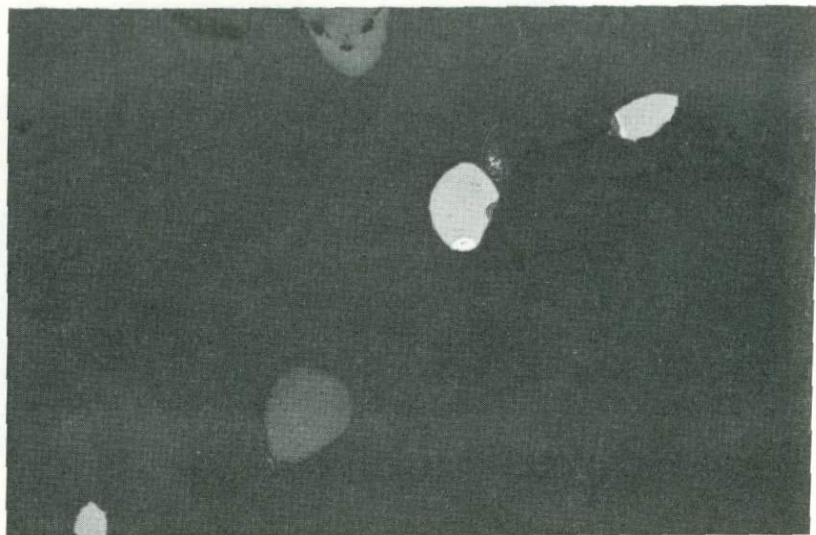
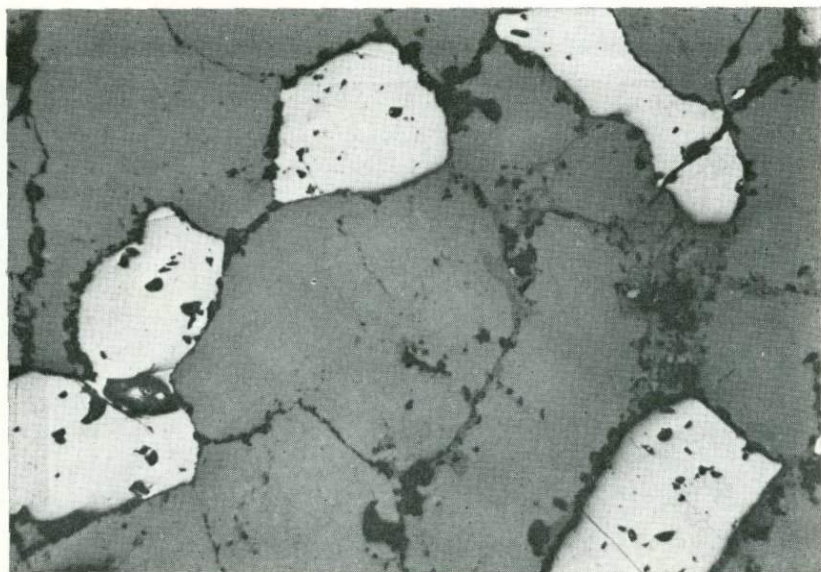


Рис. 50. Капельвидное обособление пирротина (светлое) внутри кристалла апатита. Полированный шлиф. Увел. 500.



*Рис. 51.* Яйцевидные включения ильменита (серое) и сульфидов (двухфазные) в силикатных минералах. Габбро-диорит, Хушагольский массив. Полированный шлиф. Увел. 150.



*Рис. 52.* Пикроильменит в межзерновом пространстве гранатовых желваков из кимберлитов. Полированный шлиф. Увел.

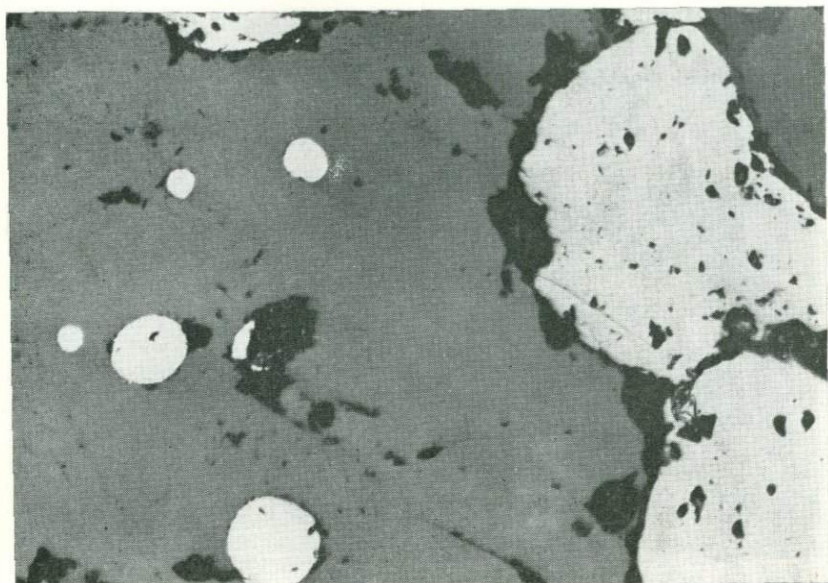


Рис. 53. Шаровидные включения пикроильменита в гранате из кимберлитов. Полированный шлиф. Увел. 60.

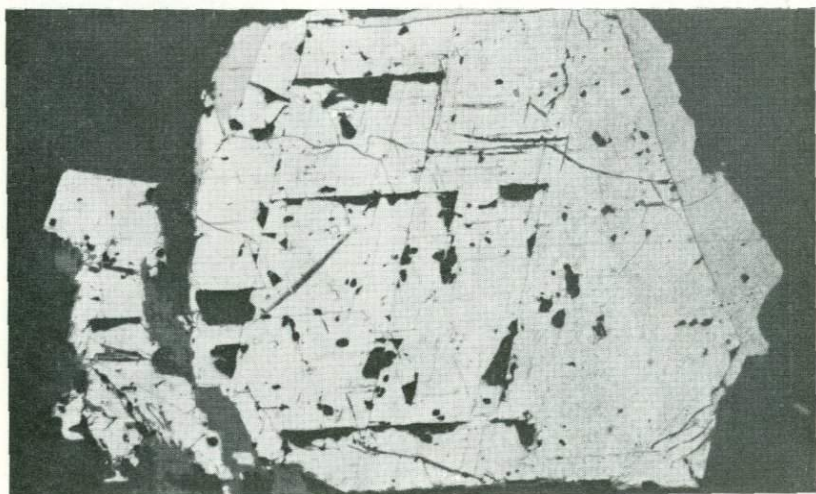
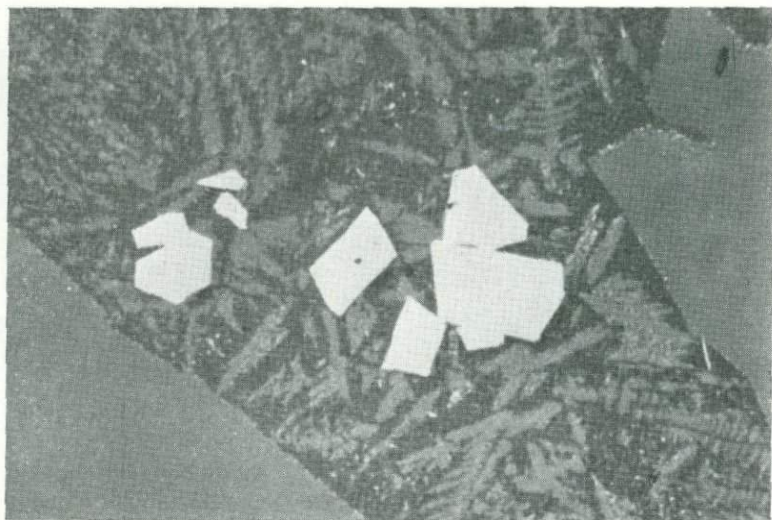
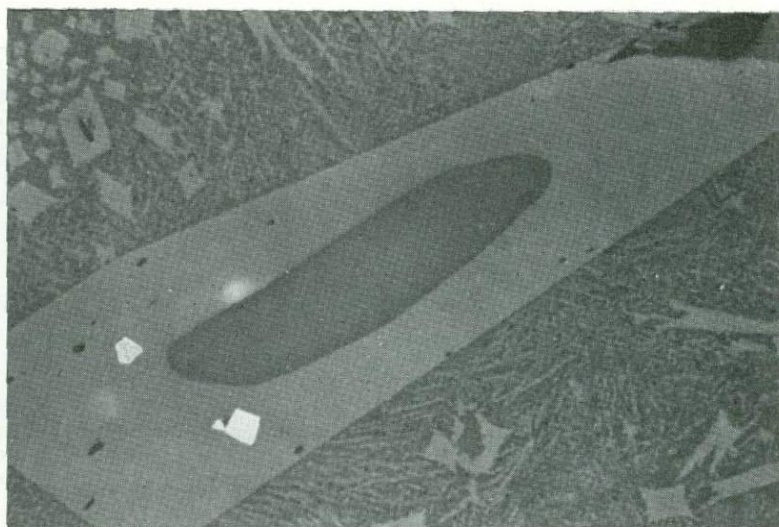


Рис. 54. Титаномагнетит (светлое) с каймой ильменита (серое) Кошрабатский массив. Полированный шлиф. Увел. 120.



*Рис. 55.* Кучное скопление кристаллов хромшпинелида (белое) в слабо раскристаллизованной основной массе базальта. Полированный шлиф. Увел. 500.



*Рис. 56.* Кристаллы хромшпинелида внутри футлярообразного вкрапления оливина. Полированный шлиф. Увел. 200.

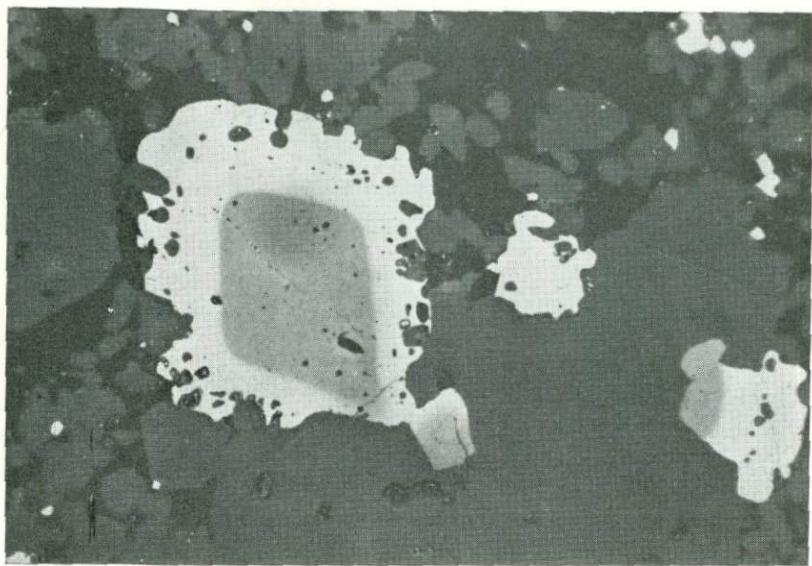


Рис. 57. Каймы магнетита (светлое) вокруг хромита (серое). Оливиновый базальт, о. Таити. Полированный шлиф. Увел. 500.

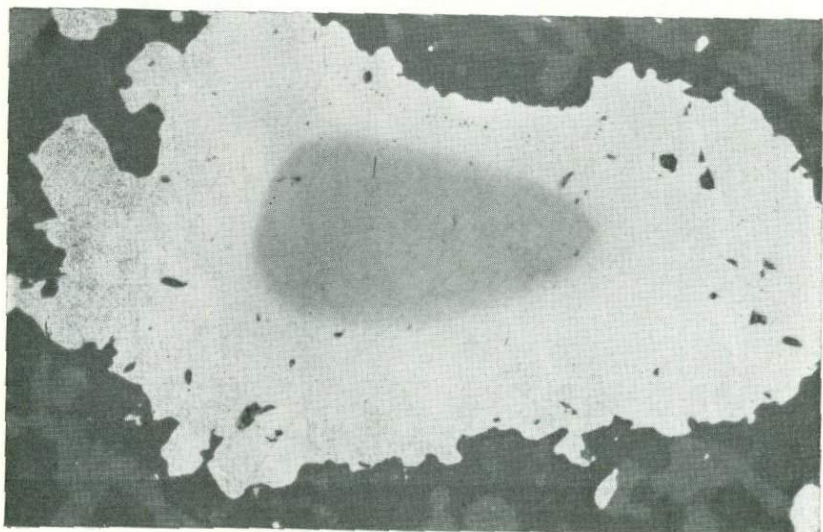
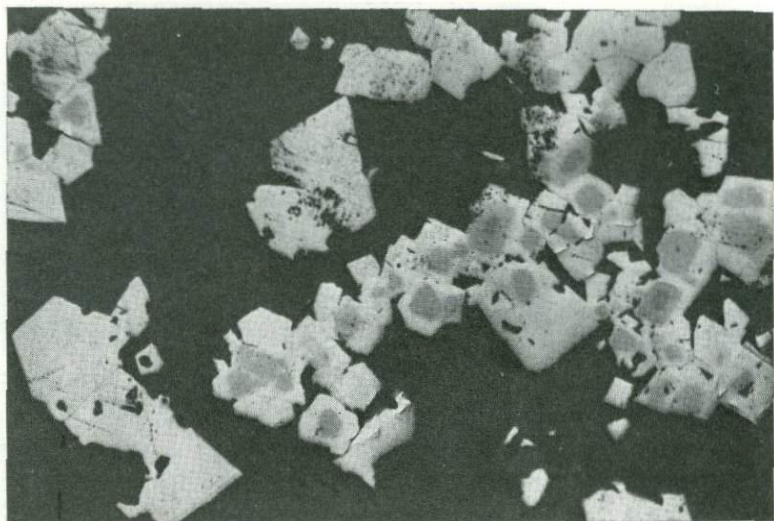
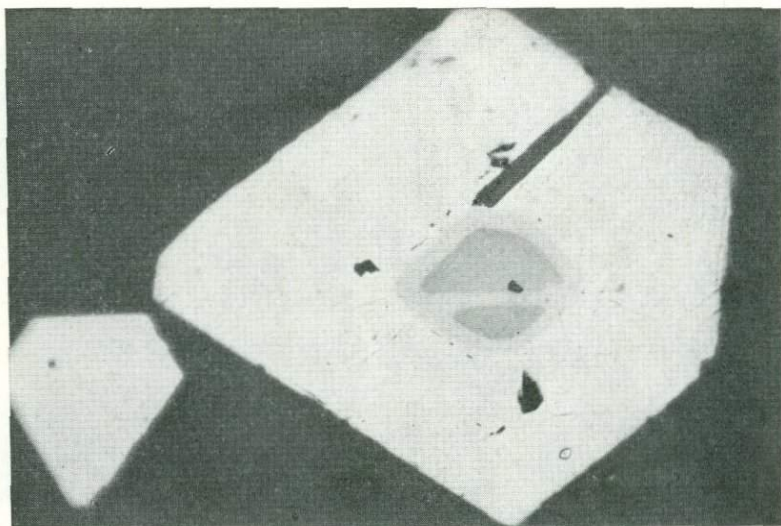


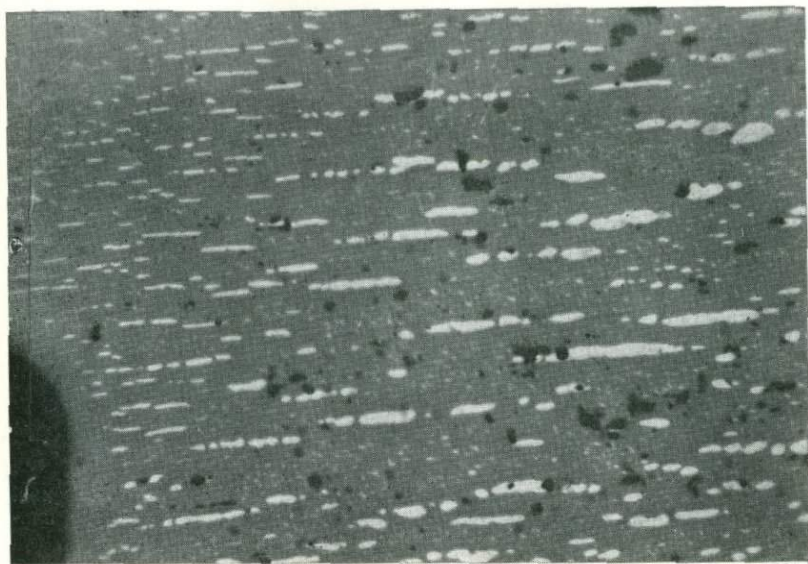
Рис. 58. Магнетитовая кайма (светлое) вокруг хромита (серое). Базальт, гора Медвежья. Полированный шлиф. Увел. 500.



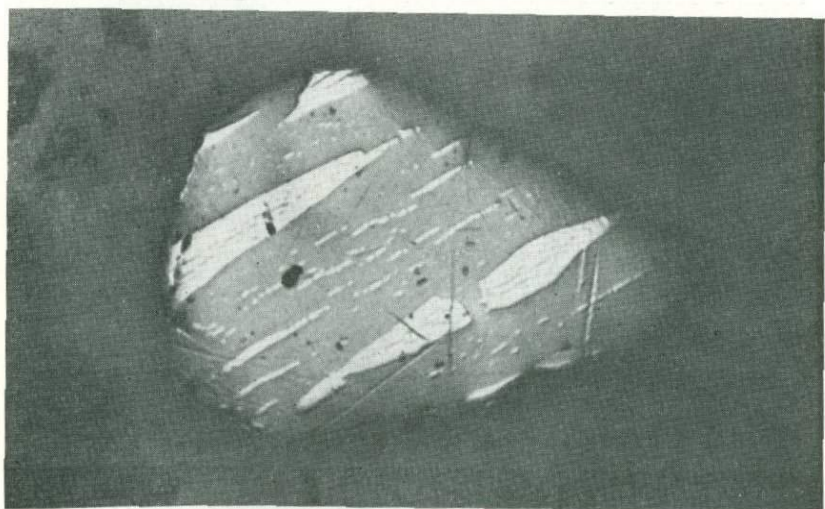
*Рис. 59.* Скопление идиоморфных кристаллов магнетита с хромитом в центральных частях. Лампрофир, Центральная Монголия. Полированный шлиф. Увел. 70.



*Рис. 60.* Хромит (в центре) с двойными оболочками, представленными феррихромитом (промежуточная) и магнетитом (внешняя). Полированный шлиф. Увел. 500.



*Рис. 61.* Гематитоильменит в граните Тигирекского массива, глубина 470 м. К краям ильменитового зерна пластинки гематита уменьшаются вплоть до полного исчезновения. Полированный шлиф. Увел. 100.



*Рис. 62.* Гематитоильменит в граните Тигирекского массива, глубина 1092 м. Полированный шлиф. Увел. 65.

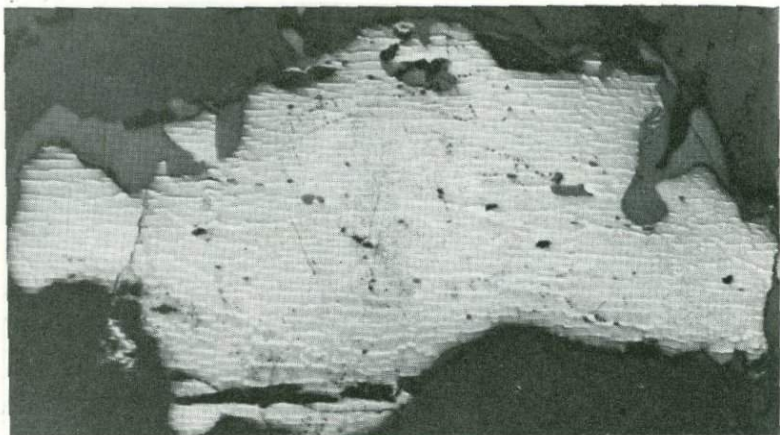


Рис. 63. Гематитоильменит в микродиорите Джениситинского массива. По расположению пластинок гематита выявляется блочное строение ильменита. Полированный шлиф. Увел. 300.



Рис. 64. Титаномагнетит, габбро Большого Таскыльского массива. В нижней части снимка — титаномагнетит с вростками шпиннели (черное) и ильменита (серое); в верхней части — зерно ильменита. В контакте ильменита с титаномагнетитом наблюдаются новообразования шпиннели (черное) и остаточные зерна магнетита (светлое). Полированный шлиф. Увел. 500.

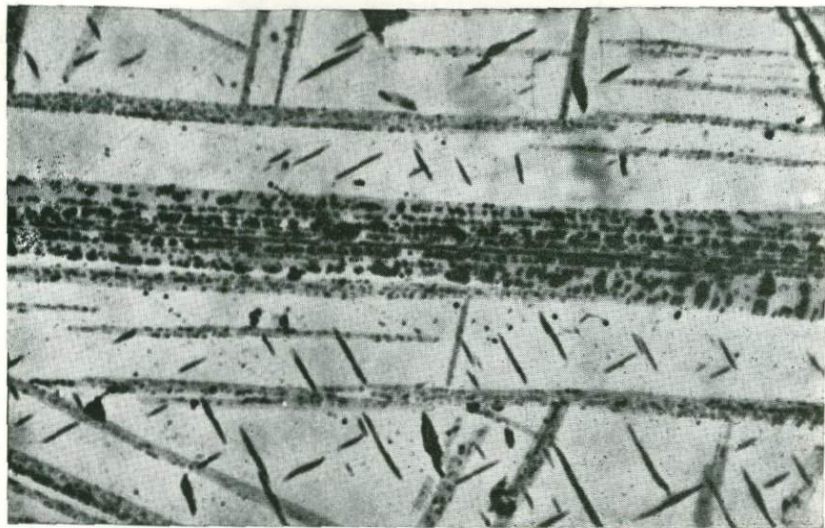


Рис. 65. Титаномагнетит с продуктами распада твердого раствора: шпинель (черное) и ильменит (серое) в магнетите. Полированный шлиф. Увел. 500.

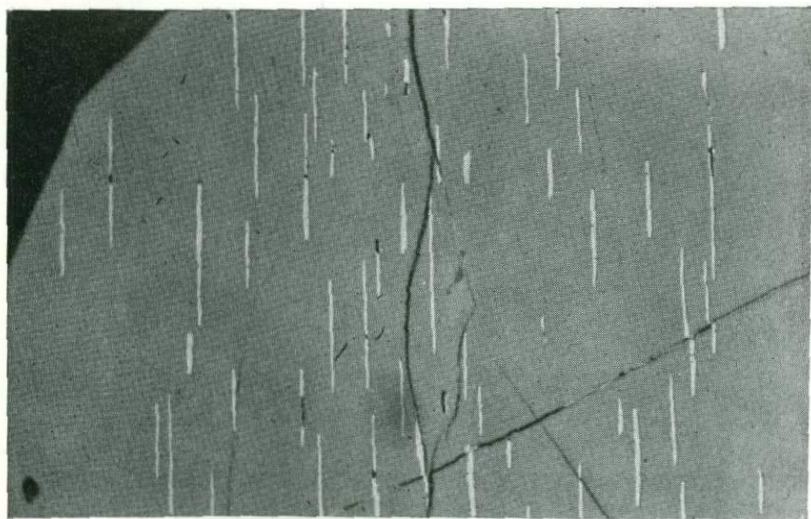
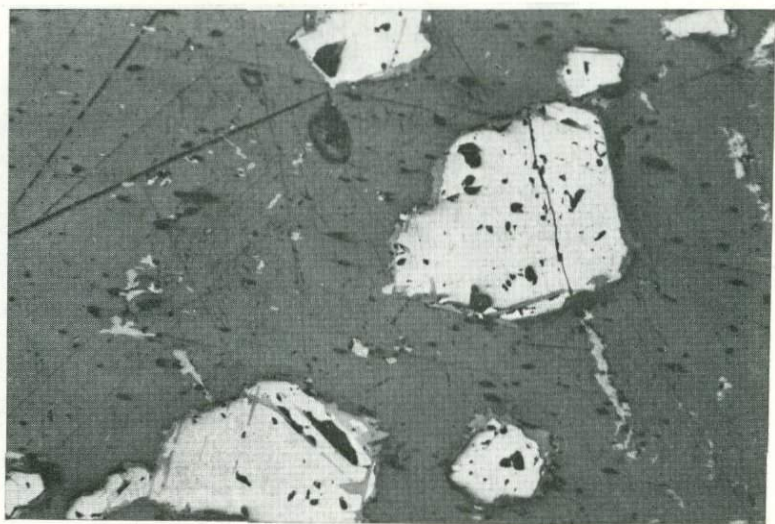
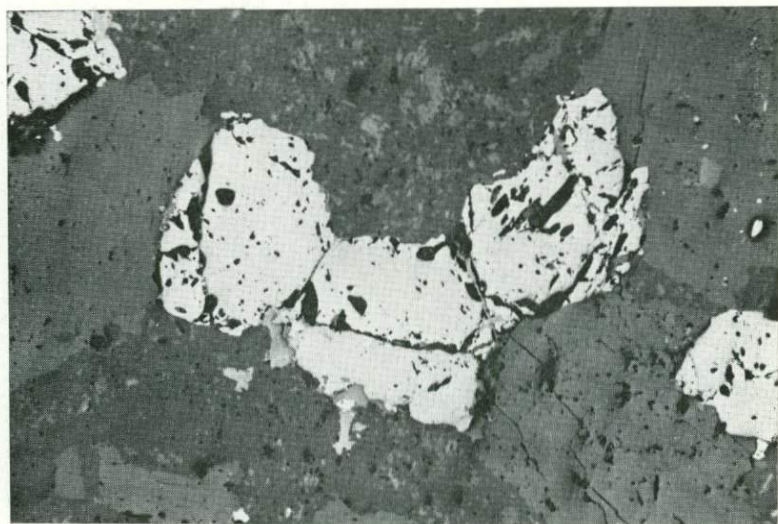


Рис. 66. Ильменит с включениями пластинок гематита. Габбро, Большой Таскыльский массив, Полированный шлиф. Увел. 500.



*Рис. 67.* Скопление зерен магнетита в тоналите. Полированный шлиф. Увел. 35.



*Рис. 68.* Скопление зерен магнетита и ильменита в граните. Полированный шлиф. Увел. 35.

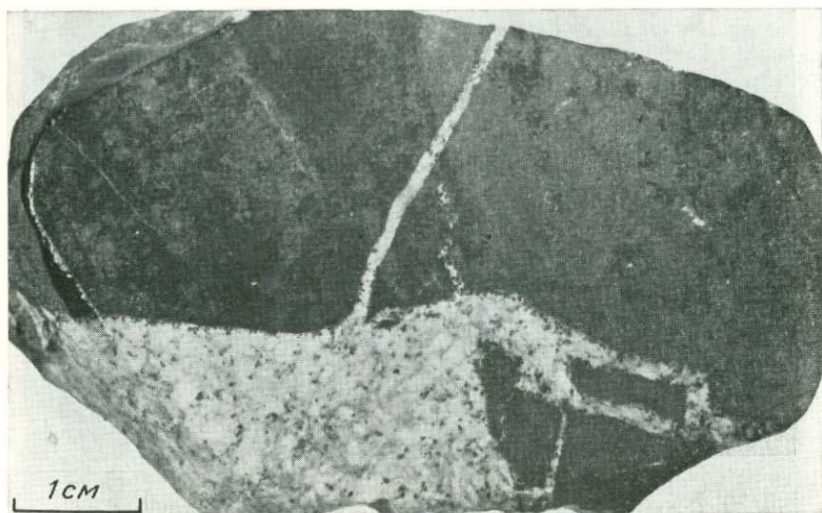
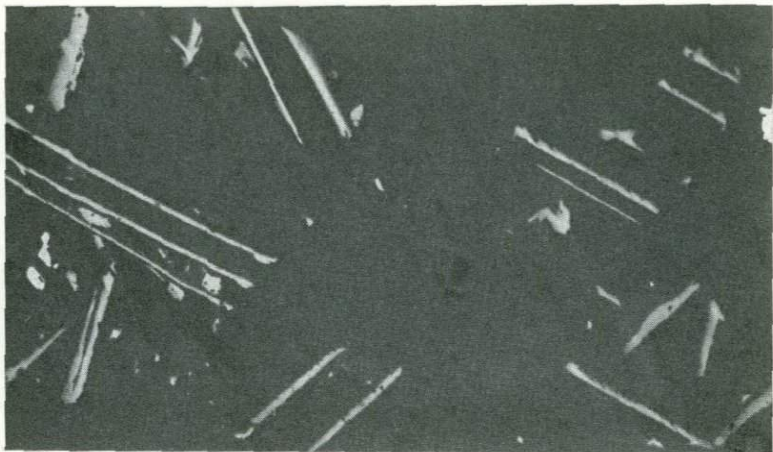


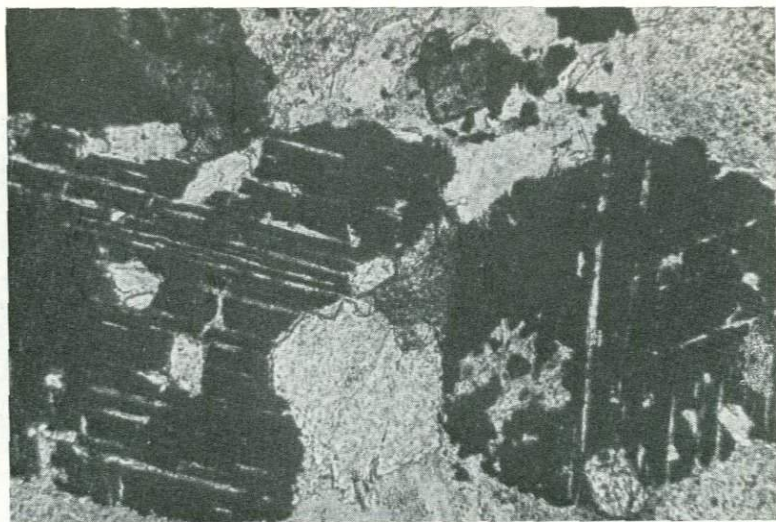
Рис. 69. Взаимоотношение сенинта (светлое) с магнетитовой рудой (темное). Ирбинское железорудное месторождение. Полированный штуф.



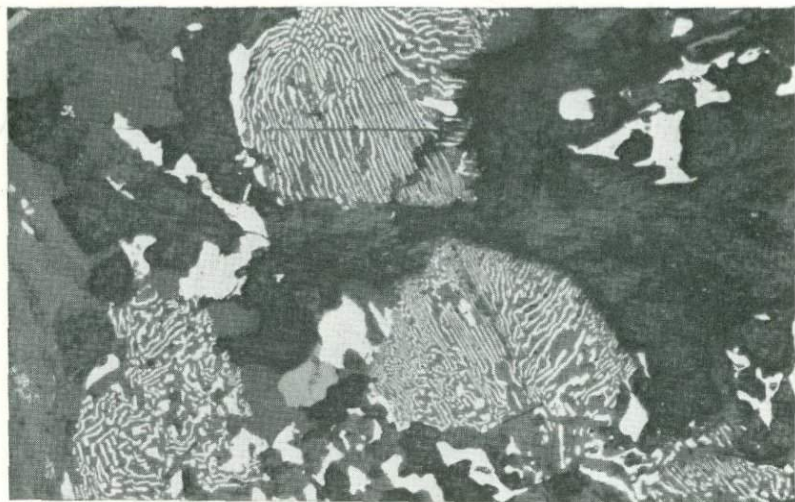
Рис. 70. Эвтектоидные срастания магнетита (светлое) с калиевым полевым шпатом (темное) в контакте сенинтовой дайки с магнетитовой рудой. Ирбинское железорудное месторождение. Полированный шлиф. Увел. 80.



*Рис. 71.* Скелеты ильменита (серые пластинки), сохранившиеся от разложения титаномагнетита. Светлые мелкие зерна — пирротин. Габбро района Бериккуль (Марининская Тайга). Полированный шлиф. Увел. 120.



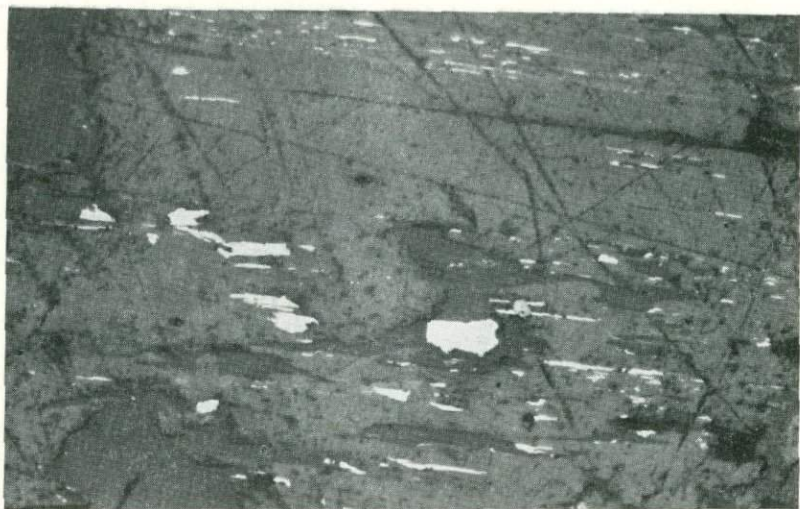
*Рис. 72.* Избирательное замещение в зернах титаномагнетита (черное), претерпевших распад твердого раствора. Хорошо видно развитие прозрачных силикатных минералов на месте тонких пластинок ильменита. На снимке видны и два зерна титанита: одно в контакте с титаномагнетитом, другое конвертообразной формы среди основной кварц-полевошпатовой массы породы. Граносенит, Ирбинский массив. Прозрачный шлиф. Николи  $\parallel$ . Увел. 480.



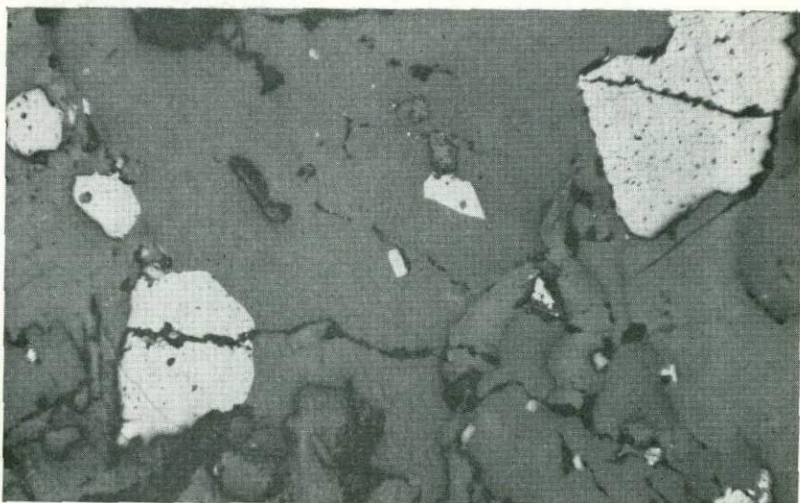
*Рис. 73.* Мирмекиты ильменита на месте титаномагнетита. Неправильные зерна (светлое) среди основной массы породы (темное) и по краям мирмекитовых выделений ильменита представлены магнетитом. Диорит, Натальевский массив (Кузнецкий Алатау). Полированный шлиф. Увел. 200.



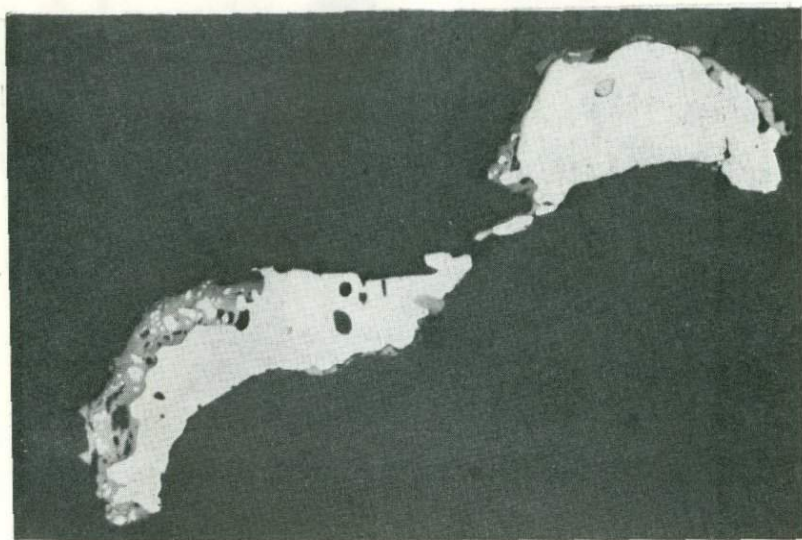
*Рис. 74.* «Сыпь» мартита (светлое) по краям пластинок измененного биотита. Гранит, Горная Шория. Полированный шлиф. Увел. 50.



*Рис. 75.* Избирательная приуроченность мелких включений ильменита (светлое) к темноцветным минералам (рельефное зерно). Граносиенит. Кошрабатский интрузив. Полированный шлиф. Увел. 120.



*Рис. 76.* Выделения ильменита (светлое) среди агрегата породообразующих минералов (серое). Граносиенит. Кошрабатский интрузив. Полированный шлиф. Увел. 80.



*Рис. 77.* Замещение пирита (белое) магнетитом (серое). Темное — нерудные минералы. Гранит. Тигирекский массив, Горный Алтай, из керна скважины, глубина 520 м. Полированный шлиф. Увел. 130.



*Рис. 78.* Прожилки пирита (светлое) среди кварц-полевошпатовой массы. Гранит. Тигирекский массив, Горный Алтай. Полированный шлиф. Увел. 80.

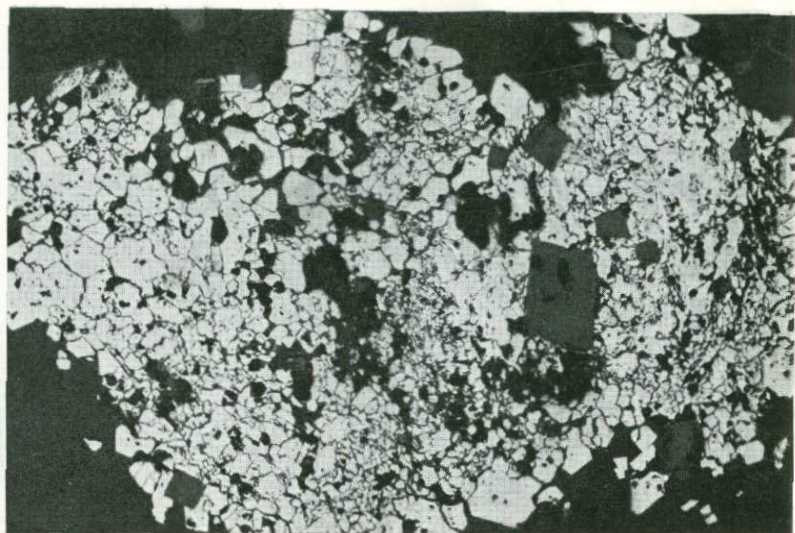


Рис. 79. Агрегат магнетита с включениями идиоморфных кристаллов циркона (серое). По краям рудного гнезда наблюдается укрупнение кристаллов магнетита, Рибекитовый граносиенит. Подлированный шлиф. Увел. 40.

*Валентин Александрович Вахрушев*

## РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Ответственный редактор *Глеб Владимирович Поляков*

Утверждено к печати Институтом геохимии  
им. академика А. П. Виноградова  
СО АН СССР

Редактор издательства Н. Ф. Джигирис  
Художественный редактор М. Ф. Глазырина  
Художник А. И. Смирнов  
Технический редактор Ф. Ф. Орлова  
Корректор Г. Д. Смоляк

---

ИБ № 10651

Сдано в набор 12.06.79. Подписано к печати 15.05.80. МН-05823. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Бумага тилографская № 2. Литературная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л.  
9+2.5 на мелованной бумаге. Уч.-изд. л. 12,6. Тираж 1000 экз. Заказ № 556.  
Цена 1 р. 90 к.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Замеченные опечатки

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
143	18-я сверху	Вып. 1	Вып. 5

В. А. Вахрушев. Рудные минералы изверженных пород.

Цена 1 р. 90 к.

18813



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ