

СПРАВОЧНОЕ ПОСОБИЕ



ББК 26.3
В 22
УДК 549:552.3/4

Рецензент д-р геол.-минер. наук Н. Н. Перцев

Вахрушев В. А.
В 22 Рудные минералы изверженных и метаморфических пород:
Справ. пособ.— М.: Недра, 1988.— 199 с.: ил.
ISBN 5-247-00256-3

Обобщены результаты исследований по видовому составу и распространенности рудных минералов в магматических и метаморфических породах. Показано значение рудных минералов при выяснении физико-химических условий становления интрузивов, их формационной принадлежности, при расшифровке первичной природы гнейсов и других метаморфических и метасоматических образований. Большое внимание уделено сульфидам, их распространенности в земной коре, видовому составу, элементам-примесям.

Для минералогов, петрографов, геохимиков и рудничных геологов; будет полезна студентам геологических вузов.

В 1904020000—232 50—88
043(01)—88

ББК 26.3

ISBN 5-247-00256-3

© Издательство «Недра», 1988

ПРЕДИСЛОВИЕ

Рудные минералы присутствуют в большинстве изверженных и метаморфических пород. За последние десятилетия в их изучении достигнуты значительные успехи. Однако в петрографических справочниках и учебных пособиях рудным минералам уделяется явно недостаточно внимания, что обусловлено недооценкой минераграфических, электронно-микроскопических и других методов при петрографических исследованиях.

В задачу автора не входило описание диагностических свойств рудных минералов, так как в распоряжении минералогов и петрографов имеется много специальных справочников-определителей, в том числе книга П. Рамдора «Рудные минералы и их сростания». Основная цель книги — раскрыть значение рудных минералов для петро- и рудогенезиса, на конкретных примерах познакомить геологов с их характерными ассоциациями в главных типах пород земной коры.

Автором обобщены результаты многолетних исследований по видовому составу и распространенности рудных минералов в магматических породах разного состава и происхождения, в том числе ультрабазитах, эклогитах и других глубинных включениях в кимберлитах и базальтовых лавах современных и древних вулканов многих районов земного шара. Особое внимание уделено сульфидным минералам, исключительно широко распространенным во всех изверженных породах и имеющим, как правило, двойственную генетическую природу — первично-магматическую (ликвационную) и гидротермальную.

Специальный раздел посвящен железо-титан-оксидным минералам, типоморфным особенностям и закономерностям распределения в них элементов-примесей. На представительном материале обоснован вывод, что магнетиты (титаномангнетиты) — исключительно чувствительные индикаторы условий образования вмещающих пород. Их химический состав, распространенность и другие признаки могут быть использованы и для оценки рудоносности магматических комплексов.

На примере раннедокембрийских образований кристаллического фундамента Белоруссии рассмотрены типоморфные особенности рудных минералов метаморфических пород, описаны минералогические критерии для расшифровки их первичной природы, в том числе для разграничения орто- и параамфиболитов. Выявлено и оценено воздействие динамометаморфизма на поведение железо-титан-оксидных минералов и технологические свойства ильменит-титаномагнетитовых руд, генетически связанных с докембрийскими метаморфизованными габброидами. Приведены краткие сведения о рудной минерализации в отдельных типах метасоматитов, в частности скарнах, чароитовых породах и нефритах Восточной Сибири.

Распространение первично-магматических сульфидов в породах мантийного и корового происхождения, проявление оксидно-силикатной и сульфидно-силикатной ликвации в магмах, метаморфизм рудных минералов в породах докембрия имеют прямое отношение к выяснению источника рудного вещества, геохимической, металлогенической специализации рудных районов и решению многих других спорных вопросов формирования эндогенных и метаморфогенных месторождений полезных ископаемых.

Автор плодотворно сотрудничал по изучению типоморфных особенностей рудных минералов изверженных пород с Н. В. Владыкиным, М. И. Грудининым, Д. А. Доминиковской, А. П. Кривенко, М. И. Кузьминым, В. А. Кутолиным, Н. Г. Прокопцевым, Н. В. Соболевым и другими петрографами.

ГЛАВА I

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ СУЛЬФИДНО-СИЛИКАТНОЙ ЛИКВАЦИИ В ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ И БАЗАЛЬТОВ

Решение кардинальной проблемы эволюции земной коры и происходящих в ней процессов петро- и рудогенезиса невозможно без знания состава и строения глубинных частей нашей планеты, особенно верхней мантии. Отсюда понятен огромный интерес к мантийным породам, в частности, к глубинным включениям в кимберлитах, лампроитах и лавовых потоках древних и современных вулканов.

Для выяснения генетической природы глубинных включений и источника рудного вещества в эндогенных месторождениях полезных ископаемых, а также решения многих других петрологических проблем важную роль играют рудные минералы. В этой главе обобщены данные, полученные автором в результате многолетнего изучения видового состава и распространенности рудных, преимущественно сульфидных минералов перидотитов, гарцбургитов, лерцолитов, верлитов, эклогитов и других разновидностей глубинных включений. Одни исследователи эти включения принимают за отторженцы пород верхней мантии, другие, признавая мантийный источник вещества, считают, что они формировались в пределах земной коры.

Минераграфически автором изучены включения ультраосновных пород из базальтов и андезитобазальтов Дальнего Востока и Камчатки, Гавайских островов и о-ва Таити (Тихий океан), из трубок взрыва Якутии, Северо-Минусинской впадины, МНР и Южного Тянь-Шаня, а также тела ультрамафитов среди глубокометаморфизованных толщ архея Прибайкалья. При этом наибольшее внимание уделялось характеристике петрографических признаков сульфидно-силикатной ликвации, представляющей большой интерес при расшифровке условий образования не только пород верхней мантии, но и отдельных типов магматогенных рудных месторождений.

СУЛЬФИДЫ ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД БАЗАЛЬТОВЫХ ЛАВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА, КАМЧАТКИ И ГАВАЙСКИХ ОСТРОВОВ

Для минераграфического изучения были отобраны ультраосновные включения из базальтовых лав Свиягинского, Иманского и Борисовского палеовулканов (Дальний Восток), андезитобазаль-

тов Авачинского вулкана (Камчатка) и щелочных толеитовых трахибазальтов (Гавайские острова и о-в Таити).

В андезитобазальтах Авачинской сопки преобладают гарцбургитовые включения. Изученные образцы имеют следующий минеральный состав (%): оливин 70—75; ортопироксен 20—25; хромит 1—3. Первично-магматические сульфидные выделения в форме капель или шариков состоят в основном из пирротина и халькопирита и присутствуют только в зернах оливина и пироксена. Вдоль трещинок спайности или по границам зерен не было встречено ни одного пирротинового или халькопирит-пирротинового выделения, хотя внутри оливина и пироксена иногда насчитывают до пяти и более сульфидных капель. В целом двухфазное строение для них нехарактерно и проявлено только в каплях наибольших размеров (0,02—0,03 мм). В этом случае халькопирит от основной пирротиновой массы обособляется по краям в форме полусфер, тонких оболочек и др. Общее содержание сульфидных капель незначительно, но все же заметно выше, чем во вмещающих андезитобазальтовых лавах как Авачинской сопки, так и других вулканов Камчатки и Курильских островов. Из других сульфидных минералов в гарцбургите отмечен пирит в виде мелких зерен вдоль ясно выраженной трещиноватости.

В базальтах Свягинского, Иманского и Борисовского палеовулканов глубинные включения представлены лерцолитами. Здесь 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 соответствуют пределу разрешающей способности микроскопа.

Кроме того, сульфиды образуют сложно изгибающиеся полосы и одинарные цепочки. В кристаллах оливина и пироксена обычно наблюдаются две системы полосовидного распределения сульфидов. Параллельное изучение прозрачных шлифов показало, что полосовидность и другие подобные особенности распределения сульфидных обособлений в ультраосновных включениях во многом обусловлены пластическими деформациями силикатных минералов.

Для всех образцов ультраосновных пород из толеитовых трахибазальтов Гавайских островов характерно крупнозернистое строение. По петрографическому составу они отвечают лерцолитам, верлитам, гарцбургитам и гранатсодержащим оливиновым пироксенитам.

Сульфидные минералы (пирротин, халькопирит или пентландит, пирит) в различных типах включений базальтов Гавайских островов описаны во многих работах. Однако особенности состава, строения и распределения сульфидных выделений, как и факт постоянного их присутствия, исследователи практически не учитывали ни при определении генетической природы включений ультраос-

новных пород в базальтах, ни при решении других петрологических вопросов. Рассмотрим особенности сульфидных образований в ксенолитах ультраосновных пород.

Для ультраосновных пород Гавайских островов и о-ва Таити характерно наличие сульфидных расплавных включений пирротинового, халькопирит-пирротинового и халькопирит-пентландит-пирротинового состава. Такие обособления часто локализируются внутри породообразующих силикатных минералов. Первично-магматические сульфиды присутствуют и во вмещающих базальтовых породах (см. гл. II). Однако сульфидная минерализация в ксенолитах и базальтах заметно различается. Основные отличия следующие.

1. Внутри породообразующих силикатных минералов включений ультраосновных пород сульфидные выделения распределены полосовидно и более сложно, что совершенно не свойственно сульфидной минерализации базальтов с Гавайских островов и о-ва Таити.

2. Сульфидные выделения, особенно наиболее крупные, находятся не только внутри оливиновых или пироксеновых зерен, но и на поверхностях раздела.

3. Распространенность сульфидов неодинакова. Во всех шлифах из глубинных включений сульфидная минерализация проявле-

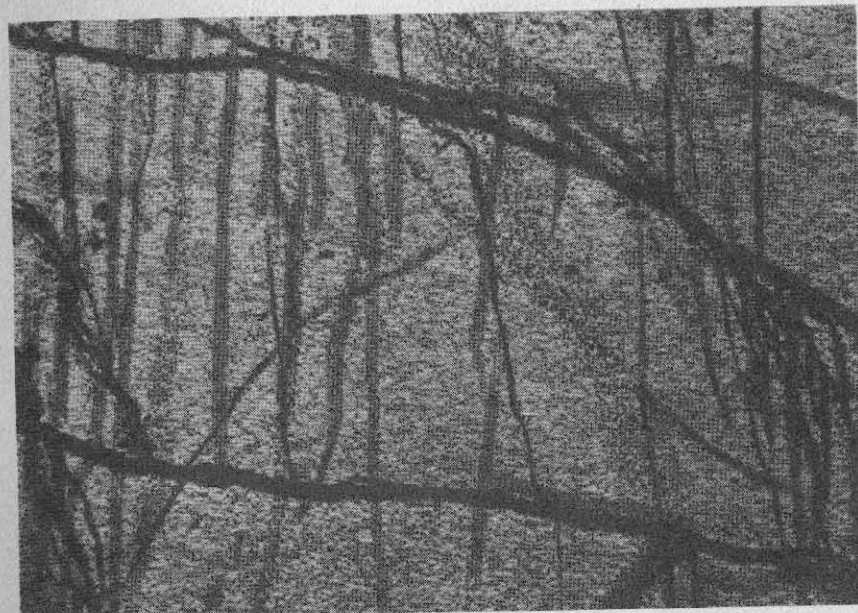


Рис. 1. Зерно оливина с субпараллельными полосами мельчайших включений сульфидов, о-в Гавайи; шлиф, увел. 110, без анализатора

на в заметно больших масштабах, чем в базальтах, в том числе и в тех, которые содержат ксенолиты ультраосновных пород.

В пределах очень маленьких участков среза породы микроскопически наблюдаются многие десятки и даже сотни сульфидных выделений. Распределение сульфидов во включениях имеет своеобразный характер, поэтому рассмотрим это явление детально. Полосовидное расположение наиболее характерно для мелких сульфидных капель. Полоски с многочисленными включениями сульфидов ориентированы преимущественно в одном направлении и чаще всего проходят через трещины без изменения направления, что свидетельствует о более раннем их происхождении (рис. 1). Иногда отмечается их приуроченность к микротрещинам, возникшим в результате деформаций кристаллической решетки вмещающего минерала.

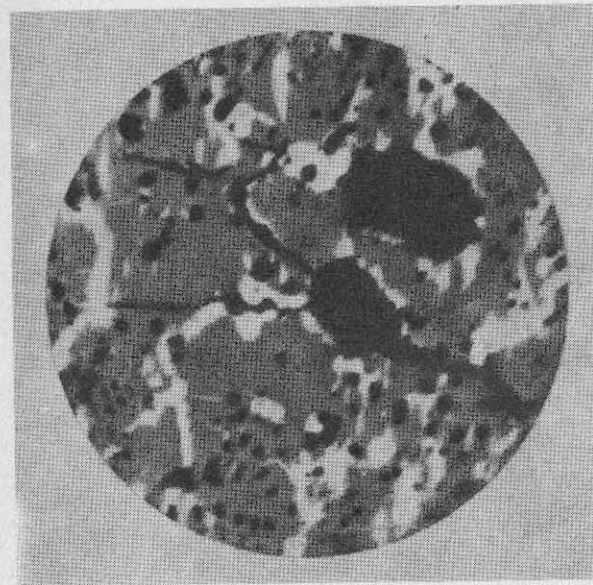
Промежутки между отдельными сульфидными включениями неодинаковы. Они тем больше, чем крупнее сульфидные капли. Самые крупные из них обычно обособлены, так как ближайшее окружение их свободно от других сульфидных включений. Возможно, что в кристаллах или микротрещинах укрупнение (слияние) отдельных сульфидных капель происходило вдоль ослабленных зон после кристаллизации породы. В этом отношении показательны формы выделения сульфидов. При рассмотрении отдельных цепочек или полосовых сульфидных выделений внутри силикатных минералов обычно наблюдаются переходы от мельчайших капелек к более крупным, вплоть до образования серии коротких жилок с утолщениями на обоих их концах в виде слипшихся капелек.

В минерале-хозяине распределение сульфидных включений может быть и более сложным — в виде струй, скоплений вдоль границ зерен силикатных минералов с повторением их извилистых контуров и др. [7].

В гранатосодержащих оливиновых пироксенитах сульфидные капли чаще всего концентрируются на поверхности кристаллов пироба, обычно находящихся внутри оливина или пироксена. В этом же типе пород встречены идеальные шарики сульфидов (рис. 2) в виде включений в силикатных минералах (пироксен, оливин), реже в промежутках между ними, выполненных иногда продуктами их преобразования типа боуленгита. Здесь включения имеют двухфазный — пентландит-пирротиновый состав.

Относительно крупные (до 0,05 мм) и сложные по внутреннему строению сульфидные образования во всех случаях приурочены к промежуткам между зернами породообразующих силикатных минералов. Это один из отличительных признаков распределения сульфидов в рассматриваемых включениях ультраосновных пород по сравнению с базальтами, в том числе и тех, которые содержат включения лерцолитов, верлитов, пироксенитов и др. Форма выделения сульфидов чаще всего яйцевидная. Контуров зерен четкие, без признаков замещения оливина или пироксена. Окружающие

Рис. 2. Сульфидный шарик в гранатосодержащем пироксените, Гавайские острова; аншлиф, увел. 2000. Пирротин — серое, пентландит — светлое



их участки силикатных минералов также лишены мелких каплевидных включений сульфидов, хотя последние на некотором удалении в переменном количестве встречаются почти постоянно. Большая часть таких образований сложена пирротинном, содержащим закономерно ориентированные пластинчатые или пламе-видные включения пентландита, являющиеся продуктами распада твердых растворов. К краевым частям этих выделений обычно приурочен халькопирит. Сульфидные капли, законсервированные в зернах оливина или пироксена, также не всегда имеют чисто пирротиновый состав. Однако из-за их очень малых размеров многофазность фиксируется значительно реже и только при больших увеличениях. В этих случаях точное микроскопическое определение отдельных сульфидных фаз затруднительно.

Из других сульфидных минералов во включениях ультраосновных пород в базальтах встречен пирит в лерцолите (о-в Гавайи), где его несколько кристаллов размером 0,03—0,05 мм расположены вдоль трещины в породе. Отсутствие или незначительное проявление пиритовой минерализации во включениях по сравнению с вмещающими их базальтами можно объяснить более затруднительным доступом минерализованных растворов или возгонов в связи с вулканической деятельностью.

**СУЛЬФИДЫ В ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ ИЗ ТРУБОК ВЗРЫВА
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, МИНУСИНСКОЙ ВПАДИНЫ И ЮЖНОГО
ТЯНЬ-ШАНЯ**

Сульфидная минерализация в ксенолитах глубинных пород изучалась в кимберлитовых трубках из разных полей развития кимберлитов — Куойского (трубка Обнаженная) и Далдынского (трубки Удачная и Загадочная). Включения ультраосновных пород многих кимберлитовых трубок Якутии сильно изменены вторичными процессами. Лишь для некоторых из них (трубка Обнаженная) характерно практически полное отсутствие признаков вторичных изменений ксенолитов. Это позволило выявить первичную ассоциацию рудных, в частности сульфидных, минералов.

Минераграфически автором изучены следующие разновидности глубинных включений из кимберлитовых трубок Сибирской платформы: пиропсодержащие лерцолиты, свежие и флогопитизированные безоливиновые вебстериты и эклогиты. Обычно содержание первично-магматических сульфидных обособлений во включениях, в том числе в эклогитах, во много раз выше, чем во вмещающих кимберлитах.

Основные сульфидные минералы в глубинных включениях трубки Обнаженная — пентландит, халькопирит и пирротин. Они

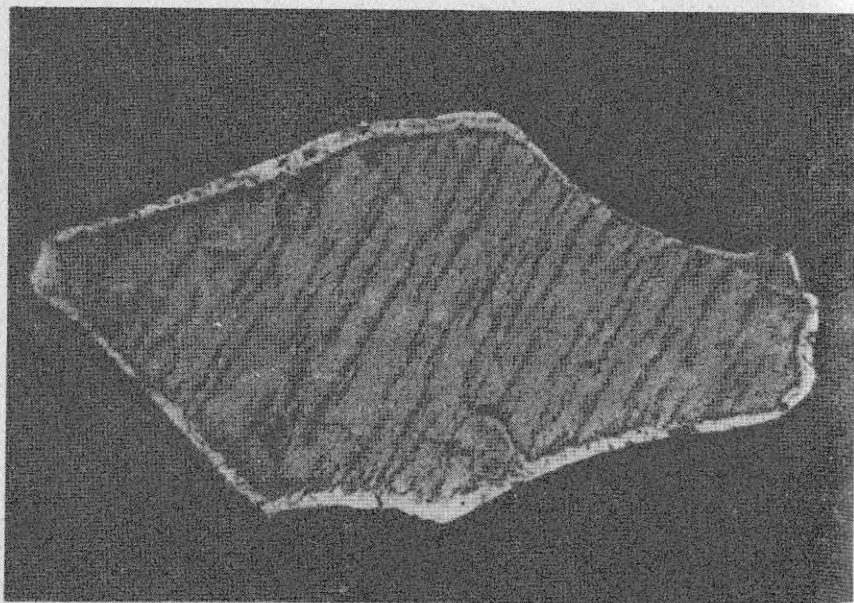


Рис. 3. Халькопирит-пентландитовый агрегат; аншлиф, увел. 120. В центре снимка пентландит (серое) с выделением по трещинам спайности маккинавита (темное), светлая кайма — халькопирит

образуют агрегаты размером в поперечнике от 0,01 до 2 мм, приуроченные в основном к интерстициям породообразующих минералов или к трещинам. Наиболее распространены халькопирит-пентландитовые образования. Центральная часть таких агрегатов обычно выполнена пентландитом, краевая — халькопиритом (рис. 3). При больших увеличениях видно, что пентландитовое ядро не однородно, а состоит из мельчайших веретенообразных или пластинчатых телец, заметно различающихся по интенсивности окраски. При малых увеличениях пентландитовая масса кажется однородной и характеризуется типичными для пентландита светло-кремовым цветом и изотропностью. Принадлежность образований к пентландиту подтверждена данными спектрального и рентгеноструктурного анализов. Спектральным анализом во всех случаях в качестве основных компонентов выявлены железо, никель, сера, а также кобальт (до 2%).

Краевая халькопиритовая оболочка имеет переменную мощность и, как правило, тем больше, чем крупнее пентландитовое ядро. Для многих агрегатов характерна асимметричность строения халькопиритовой оболочки, связанная с вариацией мощности в различных ее частях. Она не всегда является сплошной. В полированных шлифах в отдельных участках наблюдается цепочковидное расположение округло-неправильных, каплевидных зерен халькопирита. Обычны выделения халькопирита в форме полусфер. Нередко халькопирит наблюдается и внутри пентландитового ядра в виде веретенообразных образований, слагающих сложный структурный узор, особенно четко проявляющийся при избирательном замещении пентландита маккинавитом (рис. 4). Уровень распространения халькопиритовых образований не превышает 12% общей площади пентландитовых выделений. Появление таких сростаний, вероятнее всего, связано с распадом высокотемпературного твердого раствора халькопирита в пентландите.

Халькопирит один или совместно с пентландитом наблюдается иногда и среди вмещающей пироксен-гранатовой массы, образуя короткие жилки, соединенные обычно одним концом с халькопиритовыми оболочками.

Реже встречаются агрегаты халькопирит-пентландит-пирротин нового состава. По форме они аналогичны халькопирит-пентландитовым образованиям. Если присутствует халькопирит, то он располагается по краям агрегатов. Центральная часть выполнена пирротинном, обладающим характерными кремовой окраской, двуотражением и отчетливой анизотропией. Правильность диагностики минерала подтверждена рентгеноструктурным анализом сульфидов из образца эклогита. Среди пирротина постоянно наблюдаются закономерно ориентированные пластинчатые включения пентландита. На их долю приходится 20% и более объема пентландит-пирротинного ядра. При этом пентландит отмечен как в центре пирротина, так и вдоль халькопиритового зерна с образованием характерных

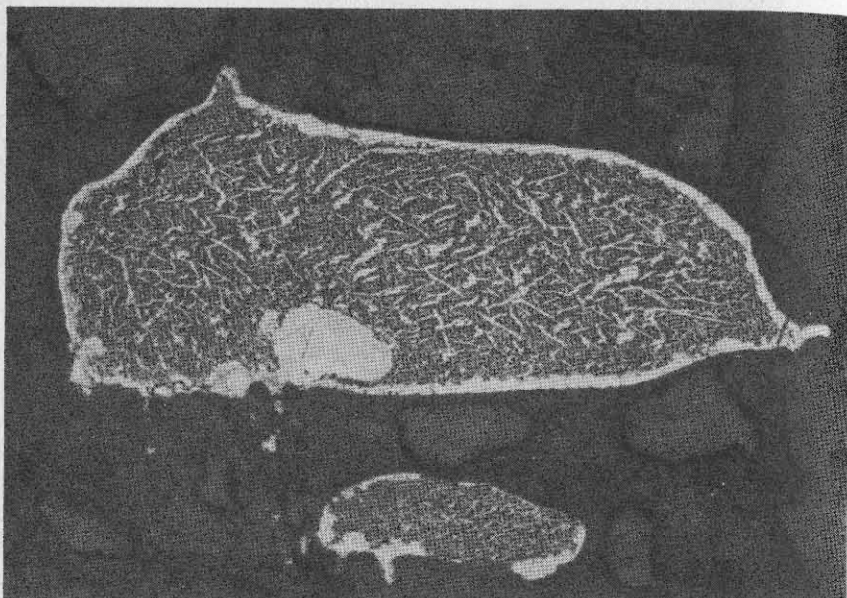


Рис. 4. Реликтовая структура халькопирит-пентландитового ядра; аншлиф, увел. 100.

Пентландит преобразован в маккинавит, видна халькопиритовая кайма с тонкозазубренной внутренней поверхностью

гребенчатых агрегатов, иногда почти полностью состоящих из пентландита.

В единичных случаях двухфазные пентландит-пирротиновые образования встречены внутри зерен силикатов, в частности граната вне пространственной связи с трещинами. По сравнению с сульфидными агрегатами, заполняющими межзерновое пространство ксенолитов, они характеризуются значительно меньшими размерами и каплевидной или идеально шаровидной формой. Мельчайшие каплевидные выделения сульфидов иногда закономерно располагаются рядами или цепочками внутри силикатов без видимой приуроченности к трещинкам. Вероятно, здесь сульфидные образования перераспределяются внутри зерен с последующим обособлением в межзерновом пространстве, подобно тому как это наблюдалось во включениях ультраосновных пород в базальтах Гавайских островов. При этом возможно и выделение сульфидов первоначально в виде капель в промежутках между зернами силикатных минералов на последних стадиях кристаллизации породы.

В пироповых перидотитах и эклогитах трубки Удачная сульфидные минералы также представлены пирротинном, пентландитом и халькопиритом. Полиминеральные агрегаты этих сульфидов раз-

мером до 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 в зернах граната и оливина. Последнее свидетельствует, что пентландит не только является продуктом распада твердого раствора, но и может кристаллизоваться непосредственно из магматического расплава. Мономинеральные включения пирротина обычны в силикатных минералах. Очень широко распространены двух- и трехфазные — халькопирит-пирротиновые и халькопирит-пентландит-пирротиновые включения. Форма их выделений шаровидная, эллипсоидальная или гантелеобразная.

В относительно крупных выделениях пентландита и пирротина независимо от их нахождения — в межзерновом пространстве или законсервированные в гранате или оливине — отмечаются признаки деформаций, выражающиеся в блокировании зерен сульфидных минералов и частичном их преобразовании в тонкозернистую массу.

Силикатные минералы, в частности гранат, подвергались дроблению и перекристаллизации, особенно в краевых частях. В таких участках отмечена повышенная концентрация сульфидов, цементирующих мелкие зерна силикатных минералов. Сульфидные капли, линейно расположенные в гранате или оливине, по мере приближения к контакту с краевыми зонами дробления и перекристаллизации, постепенно укрупняются вследствие слияния.

Выявленные особенности морфологии и распределения сульфидных включений в определенной степени объясняют механизм их движения и перераспределения при деформации и перекристаллизации пород верхней мантии. В гранатовых перидотитах и других ультраосновных включениях в ассоциации с сульфидами встречены округлые выделения меди и железа; известны находки и других самородных металлов.

Отличительная особенность пирротинных глубинных ксенолитов из кимберлитовых трубок — постоянное и, что особенно важно, в некоторых случаях повышенное содержание пламевидных включений пентландита (до 25% площади среза зерен пирротина) в виде продуктов распада твердого раствора. Наличие обильных включений пентландита в пирротине обычно объясняют высокой температурой образования последнего, при которой пирротин растворяет весь содержащийся никель. Однако в некоторых случаях (трубки Удачная и Комсомольская) пентландит образует и самостоятельные типичные каплевидные обособления в силикатных минералах ультраосновных включений. Последнее обстоятельство свидетельствует о возможности обособления части пентландита непосредственно из сульфидной жидкости. На примере изучения

руд Талнахского и Октябрьского месторождений (Норильский район) некоторые исследователи считают, что в них весь пентландит образовался за счет распада никельсодержащего пирротина, поэтому выделение двух генераций пентландита неправомерно. На основании приведенных фактических данных это утверждение не может быть принято безоговорочно, по крайней мере для пентландита глубинных ультраосновных включений. За продукты распада высокотемпературного твердого раствора принимают и закономерные срастания халькопирита с пентландитом. Такие высокотемпературные «халькопентландиты» с содержанием CuFeS_2 от 10 до 15% описаны П. Рамдором и другими авторами. Они образуются при температуре 850°C , а распадаются — при 600°C .

Каплевидная форма сульфидных минералов, их нахождение в порообразующих силикатных минералах, а также ассоциация с самородными медью и железом свидетельствуют, что сульфиды образовались из расплава при высоких температурах и давлениях. Это же следует из литературных источников, в которых описаны сульфидные минералы в глубинных ксенолитах из кимберлитов Южной Африки. Так, например, в эклогитовом нодуле из кимберлитовой трубки Робертс-Виктор установлены полиминеральные сульфидные агрегаты сферической формы, в состав которых в качестве преобладающих фаз входят стехиометрический халькопирит и минерал состава $(\text{Ni, Fe})_9\text{S}_{11}$. Их образование связывают с распадом изначально однородной сульфидной жидкости при ее охлаждении. При минераграфическом изучении дистенового эклогита из этой же трубки (коллекция Н. В. Соболева) автором выявлены сульфидные обособления, по составу и форме схожие с таковыми из трубок Якутии (рис. 5). Здесь халькопирит приурочен к краям выделений, а пирротин — к центральным частям. Внутри пирротина отмечаются тончайшие пластинки пентландита. В целом в дистеновом эклогите из трубки Робертс-Виктор преобладают округлые, без аппендиксов сульфидные обособления. Каплевидные включения пирротина установлены в рутиле, пироксене и других минералах эклогитов из кимберлитов Южной Африки. Сингенетичные сульфидные образования встречены и в хромшпинелидах.

Минералы-узники, в том числе сульфиды, обычны для алмазов. В наиболее изученных кимберлитовых трубках Южной Африки число кристаллов алмаза с сульфидными включениями составляет 35,5—46% общего количества кристаллов с включениями. При этом обнаружилась следующая закономерность. Содержание сульфидов в алмазах выше, чем в глубинных ксенолитах, в том числе алмазоносных, что свидетельствует об избирательном захвате сульфидных капель растущими кристаллами алмаза [36]. Более того, на основании опытных данных А. И. Чепурова, И. И. Федорова и Н. В. Соболева [36] было выявлено, что сульфидная жидкость снижает растворимость углерода (алмаз или графит) и тем самым способствует сохранности алмаза в кимберлитовых трубках.

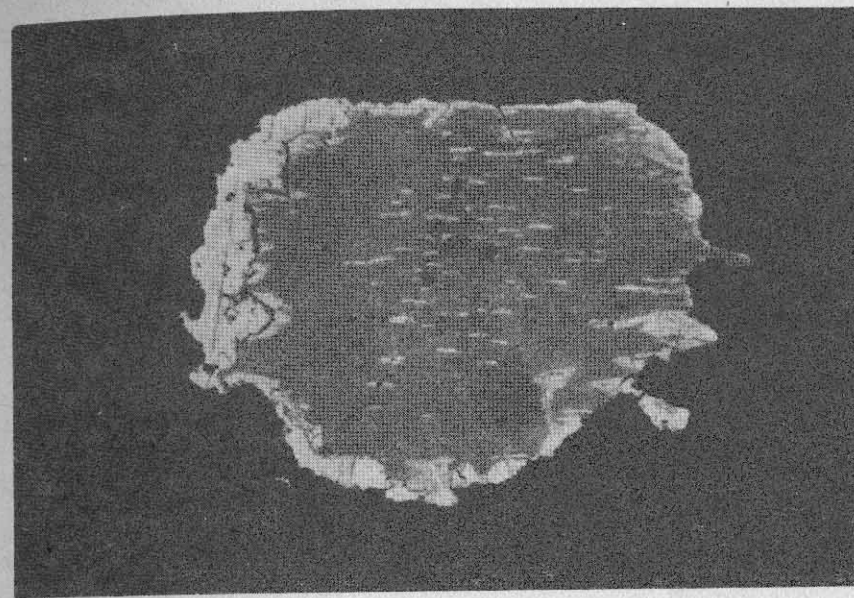


Рис. 5. Халькопирит-пентландитовый агрегат в дистеновом эклогите, трубка Робертс-Виктор; аншлиф, увел. 150

Фазовый состав сульфидных включений в алмазах неодинаков. В алмазах из ультраосновных глубинных пород они представлены железоникелевым моносульфидным твердым раствором с высоким содержанием никеля (от 15,6 до 29,8%), пентландитом, пирротин и медьсодержащей фазой при существенном преобладании пентландита над пирротин. В сульфидных включениях из алмазов пород эклогитового типа парагенезиса доминирует пирротин с переменным содержанием никеля (до 9,63%). Халькопирит развит повсеместно, но в резко подчиненных количествах, а пентландит — значительно реже [18]. Сингенетичные сульфидные включения встречены и в таких минералах-спутниках алмаза, как хромшпинелид (трубка Мир).

В ультраосновных включениях из кимберлитовых трубок в переменных количествах присутствуют сульфидные минералы, более позднее выделение которых по отношению к минералам высокотемпературной (преимущественно халькопирит-пентландит-пирротиновой) ассоциации обычно не вызывает сомнений. К ним относятся пирит, марказит, халькопирит, пирротин, миллерит, маккинавит, валлернит, джерфшерит и др. Встречены и описаны галенит и сфалерит, ранее относившиеся к типичным «запрещенным» для кимберлитов рудным минералам. Совместно с этими сульфидными минералами обычно ассоциируют серпентин (и серпофит), карбонаты, кварц

и другие минералы, появление которых обусловлено воздействием гидротермальных растворов на ультраосновные включения в сформировавшихся кимберлитовых трубках.

Вместе с тем не исключена возможность образования некоторых из них и в самой верхней мантии. Косвенным свидетельством этому служат находки джерфишерита и пирита по пирротину внутри кристаллов алмаза. Особый интерес вызывает джерфишерит — калийсодержащий сульфид меди и железа, нередко обогащенный никелем как один из основных концентраторов калия в породах верхней мантии.

Джерфишерит в качестве наиболее позднего, вторичного минерала широко распространен в глубинных эклогитах. Этот минерал встречается также в виде внешних кайм сульфидных нодулей или тонких прожилков. А. Д. Щеглов и И. Н. Говоров отмечают первичную природу джерфишерита в эклогитах трубки Удачная [45]. Встречающиеся здесь многочисленные выделения джерфишерита округлой и каплевидной форм распределены в омфаците, иногда в ассоциации с пирротинном и халькопиритом. С помощью микрозонда в одном из крупных выделений сульфидно-силикатного состава была выявлена следующая зональность. Ядро сложено смесью пирротина и силикатов, далее идут зоны халькопирита и высокомедистого джерфишерита с силикатами; внешняя зона состоит из сравнительно чистого джерфишерита с пониженным содержанием меди. Морфология и характер зональности выделения, по мнению этих авторов, свидетельствуют о расплавно-ликвационном происхождении. При этом сепарация сульфидной жидкости была неполной, и оставшиеся в ней силикатные компоненты обособились вместе с сульфидами железа и меди в центральной части [45].

Маккинавит (тетрагональный сульфид железа) минераграфически изучен автором в ультраосновных включениях трубки Обнаженная. Здесь он представлен тонкими удлиненными пластинками или их агрегатами, одновременно угасающими в поляризованном свете. Светлый розовато-серый маккинавит характеризуется сильным двуотражением и заметной анизотропией с цветным эффектом от яркого белого до синевато-серого.

Маккинавит всегда образуется за счет замещения других сульфидных минералов, причем наиболее часто он развивается по пентландиту из центральных частей сульфидных образований. Формирование этого минерала начинается от внутренней поверхности халькопиритовых оболочек с последующим проникновением внутрь пентландитового агрегата, вплоть до полного его замещения. Характерно, что при наличии в пентландите вростков халькопирита последние нередко сохраняются. Видимо, маккинавит частично образует псевдоморфозы и по халькопириту, о чем свидетельствует присутствие маккинавита в ядрах, при этом внутренняя граница халькопиритовой оболочки, как правило, становится извилистой,

засубренной. При полировке маккинавита нередко отслаивается и размазывается, поэтому в срезах шлифов часто наблюдаются кольцеобразные выделения халькопирита с редкими реликтами маккинавита в ядрах. Халькопирит-маккиновитовые агрегаты часто рассекаются жилками серпентина.

Пирит встречается в незначительных количествах и, как правило, в виде неправильных угловатых зерен, реже — идиоморфных метакристаллов. Размеры его зерен обычно не превышают 0,01 мм. Все зерна пирита в ксенолитах приурочены к трещинам, выполненным вторичными минералами. Совместно с халькопирит-пентландитовыми выделениями пирит не установлен. В трубке Удачная пирит также тяготеет к шнуровидным выделениям серпентина в оливине или к скоплениям других гидротермально измененных минералов из ультраосновных включений. Вместе с тем здесь наблюдаются и псевдоморфозы пирита по пирротину, при этом халькопиритовые каймы полиминеральных халькопирит-пентландит-пирротинных агрегатов не замещаются пиритом. Приведенные данные свидетельствуют о низкотемпературных условиях отложения пирита и отсутствии прямой генетической связи с пирротин-халькопирит-пентландитовой минерализацией.

Маккинавит также относится к поздним минералам, возникшим за счет замещения других сульфидов, в частности пентландита. Его образование обусловлено воздействием гидротермальных растворов на глубинные ксенолиты, о чем свидетельствуют процессы серпентинизации в них. Аналогичные условия формирования описаны для маккинавита из руд Норильска, Лизарды и Корнуэлл. В последних маккинавит кристаллизовался при температурах ниже 250° С.

Для сравнения изучены ксенолиты гроссуляр-пироксен-диستنновых пород (гроспидиты) из трубки Загадочная. В них халькопирит-пентландитовые или халькопирит-пентландит-пирротинные образования, аналогичные описанным ранее, не были встречены. Из сульфидных минералов в незначительном количестве присутствует пирит в виде мелких угловатых зерен или правильных кубиков, расположенных по отношению к порообразующим минералам аналогично описанному выше пириту. Среди продуктов гидротермального изменения отмечены также единичные мельчайшие выделения халькопирита (тысячные доли миллиметра).

Таким образом, обломки гроспидитов из трубки Загадочная и, очевидно, из других кимберлитовых трубок Далдынского поля отличаются от рассмотренных глубинных пород (трубки Обнаженная и Удачная) не только составом и парагенезисом порообразующих силикатных минералов, но и особенностями сульфидной минерализации, что отражает их различную генетическую природу.

В трубках взрыва Северо-Минусинской впадины установлены включения ультраосновных и основных пород, представленные лерцолитами и пироксенитами с хромсодержащей шпинелью, кли-

нопироксенитами с герцинитовой шпинелью, плагиоклаз-клинопироксеновыми породами, а также обломками крупных кристаллов авгита. По мнению В. А. Кутолина и других, лерцолиты и пироксениты с хромсодержащей шпинелью представляют собой ксенолиты верхней мантии, а обломки крупных кристаллов авгита — фенокристаллы, образованные в условиях высокого давления. В понимании Д. Грина и А. Рингвуда клинопироксениты относятся к аккумулятивным образованиям, а плагиоклаз-клинопироксеновые породы, по-видимому, отвечают ксенолитам вещества базальтового слоя земной коры.

При минераграфическом изучении шлифов установлено, что все типы глубинных пород содержат рудные, в частности сульфидные, образования. Последние по форме выделений, составу и некоторым другим признакам схожи независимо от петрографического состава включений, за исключением плагиоклаз-пироксеновых пород, поэтому их характеристика приведена совместно.

Содержание сульфидов заметно повышено по сравнению с включениями ультраосновных пород базальтов Гавайских островов, особенно Авачинской сопки. Сульфиды представлены пирротинном, халькопиритом и пентландитом, обычно образующими сростки. Распределены они неравномерно, даже во включениях одного и того же петрографического состава. Наибольшие их концентрации (до 0,5%) характерны для шпинелевых лерцолитов и крупных обломков авгита. В клинопироксенитах количество сульфидов несколько меньше. Содержание сульфидов 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 их количество, как правило, резко растет.

Выделения пирротинового, пентландит-пирротинового, халькопирит-пентландит-пирротинового составов находятся либо в породообразующих силикатных минералах, либо в промежутках между ними. Сульфидные выделения, включенные в силикатные минералы (пироксен, оливин), обычно имеют каплевидную или шаровидную форму. Встречаются и гантелеподобные выделения как результат слияния (коалесценция) сульфидных капель. В пределах одного и того же зерна пироксена или оливина размеры сульфидных капель и частота их встречаемости неодинаковы. При этом, как правило, промежутки между отдельными сульфидными каплями находятся в прямой зависимости от диаметра. Обычные размеры включений сульфидов меньше 0,01 мм в диаметре. Реже они достигают 0,1 мм, и тогда микроскопически обнаруживается их двухфазный — пирротин-пентландитовый или трехфазный — халькопирит-пирротин-пентландитовый состав. На рис. 6 показано двухфазное включение пентландит-пирротинового состава в ксенолите крупного кристалла авгита. Здесь пентландит образует тончайшие параллельно расположенные пластинки в центральной части сульфидного шарика и несколько более крупные пламевидные выделения по периферии,

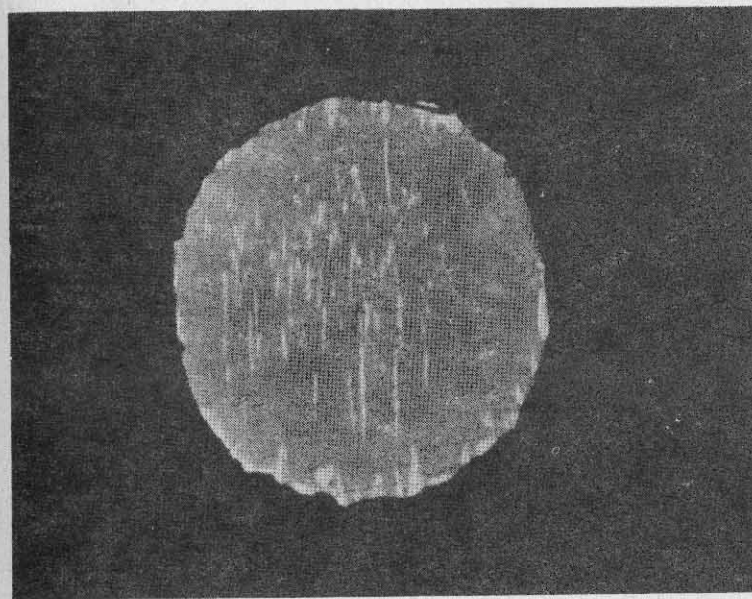


Рис. 6. Сульфидный шарик в обломке крупного кристалла авгита; аншлиф, увел. 1000. На снимке хорошо видно неравномерное распределение пентландита (белое) в основной пирротиновой массе (серое).

видимо, за счет частичного его перераспределения. Об этом свидетельствует отсутствие пентландита в пирротине краевой зоны.

Наиболее крупные сульфидные выделения (до 0,5 мм) приурочены к промежуткам между зернами силикатных минералов и обычно состоят из двух или трех фаз. Пентландит в пирротине также наблюдается в виде закономерно ориентированных пластинок, представляющих собой продукт распада твердого раствора, а халькопирит обособляется по краям сульфидных агрегатов. При этом чем больше сульфидов в межзерновом пространстве или вдоль трещин, тем меньше их в виде мельчайших капель в силикатных минералах.

Во вмещающих базальтах сульфиды образуют очень мелкие идеальные шарики, обнаруживаемые микроскопически лишь при больших увеличениях. Такие шарики, видимо, пирротинового состава, располагаются в стекле или на поверхности микролитов. Общее их содержание крайне незначительно и несопоставимо с таковыми из включений ультраосновных пород.

При изучении шлифов пород из контакта базальта с включениями пироксенитов и клинопироксенитов заметных изменений в содержании сульфидных капель в приконтактных зонах базальта по сравнению с более удаленными не обнаружено. 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 размеров до 0,1 мм в диаметре и состоят из пирротина и пентландита или пирротина, пентландита и халькопирита.

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

Включения плагиоклаз-пироксенового состава скорее всего имеют иное происхождение, чем остальные ксенолиты ультраосновных пород, что подтверждается особенностями рудной минерализации в них. Так, в отличие от других типов включений они характеризуются наличием в межзерновом пространстве ильменита и магнетита (до 5%). Сульфиды (пирротин и халькопирит) присутствуют не всегда, но там, где они есть, каких-либо признаков их миграции не наблюдается.

Особого внимания заслуживает сульфидная минерализация в ультраосновных включениях из щелочно-базальтового вулкана Шаварын-Царам (МНР). Здесь В. И. Коваленко и другие [22] в шпинелевом лерцолите обнаружили друзу крупных ограненных кристаллов клинопироксена и граната, а также пузыристые megакристаллы клинопироксена, содержащие многочисленные пустоты, заполненные мелкозернистым агрегатом стекла, сульфидов и других минеральных фаз.

В кристаллах клинопироксена сульфиды образуют самостоятельные выделения трубчатой или округлой формы со средними размерами от 40×90 до 100×200 мкм либо ассоциируют с силикатными и флюидными компонентами. В последнем случае сульфиды окружены силикатной каймой, состоящей из клинопироксена, высококальциевого основного стекла и шпинели. Здесь же установлены и эллипсоидные образования, в которых сульфидная и силикатная фазы распределены равномерно по всему объему включений. По мнению этих же авторов, такие включения характеризуются типичной ликвационной структурой. По аналитическим и расчетным данным флюиды отвечают эмульсии высокоплотной углекислоты (~70%) со взвешенными каплями сульфидно-силикатного расплава (~30%).

Сульфиды представлены пирротинном и халькопиритом, причем в гомогенном пирротине отмечена высокая концентрация никеля (2,5—3,5%). Это может быть объяснено лишь закалкой высокотемпературного моносульфидного твердого раствора в результате быстрого выноса глубинного ксенолита к поверхности и резким охлаждением.

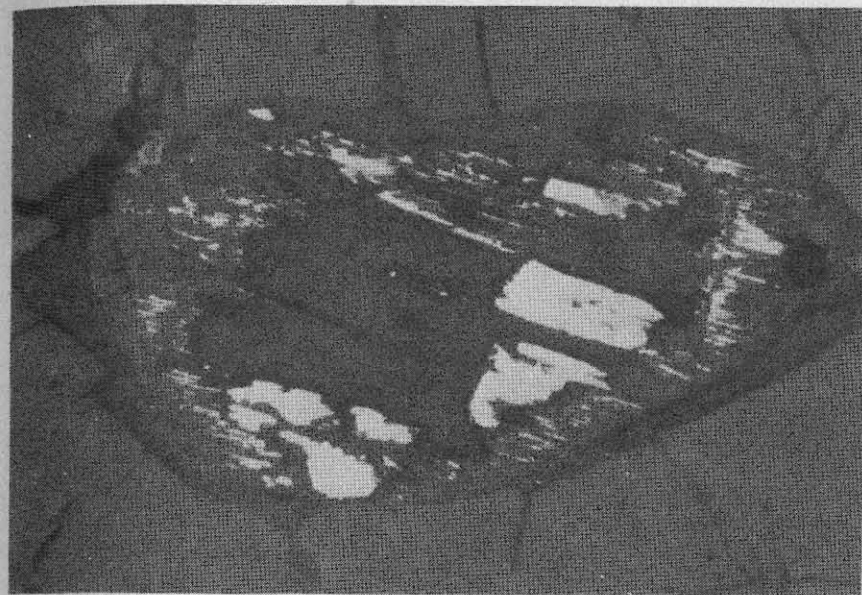


Рис. 7. Полиминеральная псевдоморфоза (пирит, серпентин и др.) по халькопирит-пентландит-пирротинному включению овальной формы, лерцолит, трубка Тувиш; аншлиф, увел. 200

Установленные в лавах вулкана Шаварын-Царам друзы кристаллов клинопироксена и граната из ксенолитов лерцолитов свидетельствуют о мантийном минералообразовании с участием углекисотно-сульфидно-силикатного флюида. Взаимодействие флюидов с мантийным веществом может приводить к формированию рудно-сульфидной жидкости, способной при благоприятных условиях образовывать месторождения норильского типа [22].

Результаты изучения сульфидной минерализации лерцолитов и пироксенитов из раннемезозойской щелочно-базальтовой трубки Тувиш в Каратегинском хребте (Южный Тянь-Шань) показали, что все глубинные включения этой трубки отличаются повышенным количеством сульфидных минералов — пирротина, халькопирита, пентландита и пирита; общее их содержание составляет около 5%. Здесь сульфидные выделения халькопирит-пентландит-пирротинного состава неодинаковы по размерам, форме и взаимоотношению с вмещающими силикатными минералами. Одни из них в виде сульфидных капель величиной в тысячные и десятитысячные доли миллиметра законсервированы в силикатных минералах и образуют струи или одинарные цепочки вдоль зон дислокационных напряжений в кристаллах оливина, обычно без видимой связи с открытыми микротрещинами. Другие характеризуются значительно более крупными размерами (0,2—2 мм) и преимущественным

расположением в межзерновом пространстве. Форма их выделений эллипсо- или яйцевидная, реже неправильная. Основная масса первично-магматических сульфидов представлена этим типом выделений. Многие из крупных сульфидных обособлений сильно замещены серпентином, возможно, и другими нерудными минералами гидротермального происхождения, а также пиритом. По халькопирит-пентландит-пирротиновым обособлениям встречаются почти полные псевдоморфозы пирита, серпентина или обоих минералов (рис. 7). Пирит образует также тонкие ветвящиеся прожилки вдоль трещин в породе или в отдельных минералах.

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

Приведенные данные свидетельствуют не только о возможном глубинном источнике рудного вещества при формировании эндогенных месторождений, но и в определенной мере приоткрывают механизм его обособления от мантийного вещества и переноса. Глубинные растворы могут обогащаться медью, никелем, кобальтом и другими металлами не только в подкоровых зонах, там, где зарождается базальтовая магма, но и частично в верхних горизонтах литосферы за счет сульфидов мантийного происхождения. Факт интенсивного растворения (преобразования) последних гидротермальными процессами (трубка Тувиш) подтверждает это положение.

СУЛЬФИДЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Видовой состав и распространенность рудных, в частности сульфидных, минералов детально изучены в ультраосновных породах, размещенных в виде мелких тел среди глубокометаморфизованных толщ архея Прибайкалья. Минераграфически исследовались образцы из ультрабазитов техногенных обнажений, известные как ультраосновные породы Крутой Губы, п-овов Хадарта (Западное Прибайкалье) и Святой Нос (Восточное Прибайкалье). Все тела ультраосновных пород округлой или овально-линзовидной формы почти повсеместно будинированы и сопровождаются зонами катаклаза и милонитизации. Максимальная мощность тел достигает 12 м; по простиранию они протягиваются на 50 м. К вмещающим породам относятся двупироксен-роговообманковые сланцы и биотит-двупироксеновые гнейсы.

По минеральному составу ультрабазиты относятся к бесполевошпатовым оливиновым пироксенитам, состоящим преимущественно из ромбического пироксена, амфибола, оливина и флогопита.

При минераграфическом изучении во всех образцах пироксени-

тов и оливиновых пироксенитов обнаружены рудные, железо-титано-оксидные и сульфидные минералы [8]. Наибольший генетический интерес представляют сульфидные минералы — пирротин, пентландит и очень редко халькопирит. Распределение сульфидных минералов неравномерное. На их долю обычно приходится от 0,5 до 2%. Однако в отдельных образцах пироксенитов (п-ов Хадарта) количество сульфидов, в основном пирротина, достигает 10%. Шаровидная или сплюснутая яйцевидная форма сульфидных минералов свидетельствует о их первично-магматическом, ликвационном происхождении. Эти минералы обычно располагаются внутри породообразующих силикатных минералов (оливин и пироксен) без пространственной связи с трещинами.

Состав сульфидных капель однофазный — пирротиновый или двухфазный — пентландит-пирротиновый, значительно реже — халькопирит-пирротиновый. Размеры рудных капель в основном составляют 0,05—0,2 мм. Наряду с каплевидными обособлениями сульфиды представлены и более крупными выделениями размером до 2 мм, выполняющими межзерновое пространство. При этом видовой состав сульфидных минералов и их взаимоотношения не изменяются. Так, в обоих случаях пентландит встречен в виде зернистых агрегатов, сложно срастающихся с пирротинном. Пентландит приурочен к краевым частям сульфидных обособлений, значительно реже образует пластинчатые или пламевидные включения распада внутри пирротина. Преимущественное обособление пентландита в форме самостоятельных зерен и их сростков обусловлено перераспределением рудного вещества при пластических деформациях сульфидов и, видимо, при участии флюидов, о чем свидетельствует присутствие флогопита в пироксенитах в достаточном больших количествах. Показателем динамических воздействий служит и двойниковое, тонколиновидное строение пирротина, отчетливо видимое в поляризованном свете. Этими же причинами вызвана постоянная приуроченность редких выделений халькопирита к краевым зонам пентландит-пирротиновых агрегатов, причем ограничения сульфидных минералов здесь постоянно резкие без признаков замещения.

Определенный набор сульфидных минералов (пирротин, пентландит, халькопирит) и резко выраженное преобладание пентландита над халькопиритом — характерные признаки мантийного происхождения тел ультраосновных пород, размещенных среди глубокометаморфизованных толщ архея Прибайкалья. Этот вывод, очевидно, справедлив в отношении близких к ним по составу ультраосновных пород, распространенных в аналогичных докембрийских структурах других районов мира.

По распространенности и парагенезису сульфидных минералов, как и по некоторым другим минералогическим и петрохимическим признакам, тела ультраосновных пород архейского комплекса резко обособлены от других массивов Байкальской горной области, при-

надлежащих к гипербазитовому (Шаманский, Дархинтуйский, группа мелких тел Еловского отрога Восточного Саяна), габброидному (Осиновский) и габбро-перидотитовому (Довыренский) формационным типам. Шаманский гипербазитовый массив, а также серия мелких тел Еловского отрога Восточного Саяна и Осиновский габброидный массив входят в Байкало-Муйский базит-гипербазитовый пояс байкалид. Довыренский расслоенный интрузив субплатформенного этапа развития по времени формирования относится к позднему протерозою и пространственно связан с Байкало-Муйским поясом. С Довыренским, Чайским, Маринкинским и некоторыми другими расслоенными ультрабазит-базитовыми массивами рассматриваемого региона ассоциирует сульфидно-никелевая минерализация. Дархинтуйский гипербазитовый массив является частью Селенгино-Каларского базит-гипербазитового пояса каледонид.

По типоморфным особенностям рудных минералов с учетом геолого-структурных и петрохимических параметров ультраосновные породы в архейском комплексе Прибайкалья выделены в особый формационный тип. Очевидно, их формирование происходило на самых ранних стадиях развития земной коры (см. гл. III).

ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ И ПРОБЛЕМЫ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Накопленный за последние десятилетия фактический материал по магматизму и металлогении свидетельствует, что не только многие магматические образования, но и определенные группы рудных месторождений неразрывно связаны с подкоровыми, мантийными оболочками Земли. Поэтому вполне закономерно появление нового направления металлогенических исследований — нелинейной металлогении — главная цель которой — выявление закономерностей размещения и формирования в структурах земной коры рудных месторождений, предположительно связанных с мантийными зонами [45]. Такие месторождения получили название «мантийных», так как в них главный источник рудного вещества и рудоносных флюидов глубинный, подкоровый. Если это так, то глубокое и всестороннее исследование рудной, в частности сульфидной, минерализации в породах верхней мантии в настоящее время приобретает особо важное значение.

Результаты систематического изучения рудных минералов в глубинных включениях ультраосновных пород привлекли пристальное внимание специалистов разных направлений геологических знаний, в том числе и по металлогении, подтверждением чему в известной мере служит опубликованная в 1985 г. работа А. Д. Щеглова и И. Н. Говорова «Нелинейная металлогения и глубины Земли».

Остановимся на основных выводах по распространенности сульфидных минералов в породах глубинных включений кимберли-

тов и базальтов и некоторых проблемах образования эндогенных, мантийных рудных месторождений.

Распространенность сульфидов. В ультраосновных включениях независимо от петрографического состава и географического размещения вулканических аппаратов (кимберлитовые трубки взрыва, современные или древние вулканы) основной состав сульфидных минералов практически постоянен и аналогичен парагенезису главных рудных минералов медно-никелевых месторождений. Сульфидные выделения, сростающиеся с породообразующими силикатными минералами как ультраосновных, так и экологитовых ксенолитов, представлены пирротинном, пентландитом, халькопиритом, очень редко джерфшеритом и сфалеритом. Количественные соотношения главных сульфидных минералов в экологитах и гранатовых вебстеритах практически аналогичны пропорциям в медно-никелевых рудных месторождениях норильского типа. Общее содержание первичных сульфидов обычно во много раз выше, чем во вмещающих кимберлитах и базальтах. Вместе с тем намечается и 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-ва Таити в сложении сульфидных капель заметно возрастает роль халькопирита и пентландита.

В ксенолитах глубинных пород из трубок взрыва Северо-Минусинской впадины или Южного Тянь-Шаня (трубка Тувиш) при минераграфическом изучении установлены те же сульфидные минералы. Однако количество халькопирита и особенно пентландита по сравнению с пирротинном возрастает еще в большей степени. В пироповых перидотитах из алмазоносных кимберлитовых трубок Якутии пирротин по распространенности уступает как халькопириту, так и пентландиту. Пентландит в виде самостоятельных номинеральных каплевидных обособлений явно ликвационного происхождения встречен в ультраосновных включениях только из алмазоносных кимберлитовых трубок.

Каковы причины неравномерного распределения сульфидов в ксенолитах глубинных пород? Возможно, это связано с неоднородным составом мантии под разными структурными участками земной коры в отношении не только породообразующих силикатных минералов, характеризующих общий химический состав вещества мантии, но и рудных компонентов. На это обстоятельство обратил внимание А. Рингвуд, сопоставив химический состав пироба из кимберлитов Южной Африки и Якутии. В пиробах Южной Африки среднее содержание SiO_2 составляет 3,28%, Fe_2O_3 — 1,37%, а Якутии соответственно — 1,43 и 3,26%. Позднее вывод о неоднородности пород верхней мантии в отношении хрома был подтверж-

ден при исследованиях другого глубинного минерала — пикроильменита. Среднее содержание Cr_2O_3 в кимберлитовых ильменитах Южной Африки оценивается в 1,06%, в Якутии — 0,64%.

В настоящее время неоднородность состава верхней мантии в горизонтальном и вертикальном направлениях и ее блоковое строение признаются большинством петрологов и геохимиков. Такие представления подтверждены на основании результатов исследований сульфидных минералов. При этом, по мнению А. А. Маракушева и других, глубинные включения могут быть как отторженцами пород верхней мантии, так и продуктами кристаллизации мантийных расплавов в пределах земной коры.

Типоморфными особенностями обладают первично-магматические, ликвационные сульфидные минералы ультраосновных пород, распространенных в докембрийских структурах земной коры. Об этом убедительно свидетельствует минерографическое изучение ультрабазитов, залегающих среди глубокометаморфизованных толщ архея Прибайкалья.

Роль глубинных разломов в сегрегации рудного вещества пород верхней мантии. Ведущее значение глубинных разломов как наиболее благоприятных зон для подъема рудонесущего глубинного, мантийного вещества в настоящее время общепризнано. Однако их роль в перераспределении и сегрегации рудного вещества в геологической литературе по существу не обсуждается. Рассмотрим это более детально.

Если считать глубинные включения отторженцами пород верхней мантии, то особый интерес для решения поставленной проблемы имеют результаты изучения структурно-текстурных особенностей ультраосновных нодулей из базальтов и кимберлитов. Установлено, что в них широко распространены следы пластических деформаций, представленные механическими двойниками скольжения в порообразующих силикатных минералах, облачным угасанием и блокированием зерен. Выявленные хрупкие деформации и процессы неоднократной перекристаллизации пород верхней мантии являются важнейшим фактором перераспределения рудных комплексов.

Литературные данные по петрографии ультраосновных включений свидетельствуют, что для пород верхней мантии наиболее характерны крупно- и равномернозернистые структуры с простыми большеугольными границами зерен, подтверждающие низкий уровень поверхностной энергии, своего рода «структурное равновесие». Это так называемые «протогранулярные» структуры, обусловленные собирательной перекристаллизацией. При пластическом течении вещества, являющемся первопричиной перекристаллизации пород верхней мантии, протогранулярные структуры сначала преобразуются в порфирокластические, а затем в эквигранулярные структуры за счет трансляционного скольжения и синтетектонической перекристаллизации зерен. Последние формируются уже при ре-

кристаллизации пород, в процессе которой происходит релаксация напряжений, возникающих при пластическом течении. Если температура не понижается, то происходит собирательная перекристаллизация, создающая исходную, энергетически наиболее выгодную, протогранулярную структуру. Таким образом, вещество мантии неоднократно подвергается перекристаллизации, способствующей диффузионному движению включений, прежде всего примесных рудных компонентов, их перегруппировке и высвобождению из кристаллических решеток порообразующих силикатных минералов.

Под влиянием внешних сил способность к перемещению включений в кристаллических телах (твердые частицы, жидкие включения, поры, заполненные газом), размер которых существенно превосходит межатомное расстояние, доказана многочисленными теоретическими и экспериментальными работами. 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 потоками атомов, противоположно направленными, но равными по величине. Так как на передовую и тыловую части включения приходятся неодинаковые потоки вакансий, атомы будут постепенно переходить из кристаллической решетки перед включением на кристаллическую решетку в тылу включения, вследствие чего включение будет перемещаться относительно вмещающей среды.

Второй механизм диффузионного движения включений обусловлен граничной диффузией в тонком слое между включением и вмещающей средой. Направленные граничные диффузионные потоки, обусловленные влиянием внешних сил, приводят к переносу атомов среды с передовой к тыловой частям включений, что вызывает их перемещение.

Согласно третьему механизму движения включений в твердых телах, атомы вмещающей среды должны располагаться на передовой стороне включения, диффундировать через него и затем снова осаждаться у тыловой стороны включения. Это также способствует перемещению включения относительно среды.

Скорость движения включений в общем случае определяется суммарным воздействием трех механизмов. Внешние силы, порождающие 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 и их градиентов, а также гравитационного, магнитного и электрического полей и огромные резервы времени неизбежно должны вызывать интенсивное проявление диффузион-

ных процессов в породах верхней мантии, в том числе и конвекционное движение включений рудных компонентов, независимо от их фазового состояния.

Распределение сульфидных обособлений в ультраосновных породах из базальтов и кимберлитов, их морфологические и другие особенности достаточно убедительно подтверждают это положение. Первично-магматические, мантийные сульфиды встречаются в этих породах в виде мелких округлых включений, располагающихся обычно в виде цепочек, струй и полос в кристаллах оливина и пироксена, или концентрируются в межзерновом пространстве. Во многих случаях наблюдаются две и более системы полосовидного распределения сульфидов в кристаллах силикатных минералов. Отмеченные особенности локализации сульфидных обособлений обусловлены пластическими деформациями, которые выразились в появлении двойников скольжения в оливине и пироксене, облачном угасании и блокировании зерен. При этом скопления сульфидов в виде полос и струй приурочены именно к зонам пластических деформаций в силикатных минералах. Это явление имеет логическое объяснение, так как при диффузии внутри кристалла посторонние вещества, в том числе металлические фазы, преимущественно оседают вдоль дислокационных линий, что подтверждено опытными исследованиями по диффузии меди, железа, цинка, магния и кремния в кристаллах оливина.

В зернах силикатных минералов или их участках, не испытавших видимых деформаций, сульфидные включения имеют сферическую форму и, как правило, наименьшие размеры. В выделениях с отчетливо выраженными деформационными структурами сульфидные капли приобретают эллипсоидные формы. В шлифах отчетливо видно слияние включений, нередко гантелеобразных очертаний. Процесс слияния включений энергетически выгоден и является непороговым. При этом происходит увеличение их размеров. В шлифах прослеживаются различные стадии укрупнения сульфидных капель.

Перераспределение сульфидов начинается в пределах отдельных зерен оливина или пироксена, а заканчивается в межзерновом пространстве образованием тонких извилистых жилок вдоль граничных поверхностей и линзовидных выделений. Последние по размеру в десятки и сотни раз больше, чем каплевидные включения сульфидов, которые остались внутри кристаллов силикатных минералов. Условия для расслоения или распада крупных выделений на отдельные фазы при понижении температуры более благоприятны, чем и объясняется почти постоянно наблюдающееся их многофазное — пирротин-халькопирит-пентландитовое строение.

На основании изложенного очевидно, что процессы деформаций чрезвычайно важны для накопления и распределения сульфидной фракции в веществе мантии. Они приводят не только к интенсивному функционированию диффузионного стока рудных компонентов

из кристаллов силикатных минералов, но и к их перемещению в породах верхней мантии. Перераспределение и накопление сульфидной жидкости в мантийном субстрате, очевидно, происходило не без участия флюидов, ответственных за мантийный метасоматоз, важное значение которого впервые было подчеркнуто В. С. Соболевым на примере существенно флогопитовых ксенолитов (глимериты) из кимберлитовых трубок Якутии. Новые фактические данные — развитие флогопита в ксенолитах кимберлитовых трубок других районов, обнаружение друз крупных кристаллов, вторичных сульфидов и другие — подтверждают справедливость высказываний этого автора.

Разломы как зоны повышенной мобильности вещества одновременно выступают и как возбудители глубинных флюидов, транспортирующих рудное вещество с больших глубин в верхние слои Земли.

На основании повсеместного и неравномерного распределения сульфидных минералов в верхней мантии, а также их перераспределения под влиянием упругих деформаций и других факторов правомерно заключить, что здесь можно ожидать сульфидные скопления медно-никелевых руд, по размерам не только не уступающие месторождениям норильского типа, но и во много раз их превосходящие. В верхней мантии возможности для рудно-силикатной ликвации и перераспределения сульфидной фракции под действием динамометаморфизма и глубинных флюидов ничуть не меньше, чем в сравнительно ограниченных по объему магматических камерах верхних горизонтов земной коры.

Таким образом, при петрографическом исследовании пород верхней мантии, в частности, при детальном минераграфическом изучении особенностей распределения в них рудных — сульфидных минералов, а также учете теоретических и экспериментальных данных в области физики твердого тела, выявлена двойственная роль зон глубинных разломов при эндогенном рудообразовании. Во-первых, они служат каналами для транспортировки флюидов и металлов в верхние горизонты земной коры — в места локализации рудных месторождений. Во-вторых, глубинные разломы, прежде всего их прикорневые части в областях 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 исследователи обычно не учитывают при обсуждении значения глубинных разломов в связи с формированием эндогенных месторождений.

Способы транспортировки рудных компонентов из мантии. Рудные компоненты переносятся из мантии в верхние горизонты земной коры следующими основными способами: 1) с помощью сквозькоровых — мантийных (сквозьмагматических, по Д. С. Коржинскому, и интрателлурических, по Ю. А. Кузнецову) потоков; 2) маг-

матическими расплавами и 3) в составе обломков пород верхней мантии.

Существование мантийных флюидов не вызывает сомнений. Их признание вытекает из общей теории дегазации Земли. Основными путями транспортировки металлов в верхние горизонты земной коры, в том числе в места локализации рудных месторождений, служат зоны нарушений глубокого заложения.

Разломы проникают в верхнюю мантию, что приводит к ее дегазации, отделению, а также подъему флюидов и мощному их внедрению, неоднократному в ходе геологической истории, в осадочные серии земной коры и очаговому ее плавлению с образованием кислых — гранитных магм. Вследствие этого крупные рудные объекты, приуроченные к длительноживущим узлам тектонической активизации, как правило сопровождаются сложными многофазными и обычно резко контрастными по составу магматическими породами.

Такой принципиально новый подход, давно уже разрабатываемый советскими геологами, позволяет более достоверно оценивать рудогенерирующую способность магм, в частности гранитов, выявлять магматические комплексы, связанные, с одной стороны, с крупными рудными месторождениями, с другой — с непромышленными рудопроявлениями [42]. В последнее время некоторые авторы пришли к заключению, что крупнейшее в мире полиметаллическое месторождение Брокен-Хилл (Австралия), руды которого ассоциируют с породами основного состава и более молодыми послерудными щелочными магматитами, своим происхождением обязано рудоносным флюидам, поступавшим из метасоматизированной верхней мантии.

Основная масса рудных компонентов (металлы и сера), несомненно, вынесена собственно базальтовыми магмами — выплавками пород верхней мантии. При этом сульфидная жидкость, обособившаяся в результате ликвации в виде капелек, не растворяется в силикатном расплаве на всем пути его существования от зарождения в мантии до кристаллизации в земной коре. Вполне вероятно и образование в пределах верхней мантии сульфидоносных магм основного — ультраосновного ряда в результате фракционного плавления вещества мантии. По мнению многих исследователей, в дальнейшем за счет этих рудоносных магм формируются некоторые магматические месторождения, особенно медно-никелевых руд.

Базальтовые лавы глубинного происхождения исключительно широко распространены на дне Мирового океана. Во многих, особенно глубоководных, областях, расположенных ниже критической глубины карбонатакопления, базальтовое ложе океана покрыто осадками с обильными включениями железомарганцевых конкреций. Накопление последних связывают с циркуляцией гидротермальных растворов в остывающих базальтах и выщелачиванием из

них рудных компонентов с последующей разгрузкой при смешении термальных вод с холодными щелочными водами океана.

Петрографы-вулканологи обнаружили, что часть рудных компонентов в составе газовой флюидной фазы выделяется в придонную среду непосредственно из магмы. Механизм поступления и состав флюидных дифференциатов базальтового расплава отражены в строении пузырьков из лавовых покровов и структур экзоминдалин в донном осадке на контакте с базальтом [31]. Однако независимо от способа отделения рудных компонентов (непосредственно из магматического расплава или их выщелачиванием низкотемпературными гидротермальными растворами из затвердевших базальтов) излияния базальтовых лав служат основным источником железа, марганца, ванадия, никеля и других металлов при образовании железомарганцевых конкреций. Запасы железомарганцевых, точнее, полиметаллических руд в определенных участках дна океана находятся в прямой зависимости от интенсивности проявления в них вулканической деятельности и массы поступившего глубинного (мантийного) материала. Это заключение полностью подтверждено наблюдениями океанологов, показавших, что магматогенные металлоносные осадки избирательно приурочены к очагам подводного вулканизма, к местам выхода рудоносных гидротерм.

Часть рудных компонентов доставляется в верхние горизонты земной коры базальтовыми и кимберлитовыми магмами в составе ультраосновных обломков пород верхней мантии. Базальтовый расплав активно и многогранно воздействует на мантийные обломки. В краевых зонах таких обломков петрографы отметили как разрушение и пластические деформации, так и грануляцию, плавление и растворение минералов.

В целом воздействие базальтового расплава носит избирательный характер по отношению к минералам и ультраосновным включениям. По геологическим наблюдениям и расчетам петрографов, ортопироксениты, особенно клинопироксениты и вебстериты, при транспортировке в базальтовых расплавах дезинтегрируются в 5—20 раз быстрее дунитов и лерцолитов [1]. Если это так, то доля пироксенитов и эклогитов по сравнению с истинным соотношением этих пород в составе верхней мантии во много раз уменьшается, а доля перидотитов, достигших поверхности, возрастает. Из приведенных данных вытекает важный петрологический вывод. Значительное преобладание перидотитов среди ультраосновных нодулей не может служить однозначным аргументом против широкого распространения эклогитов и пироксенитов в верхней мантии.

Масштабы контаминации базальтовой магмой глубинного материала, по-видимому, достаточно велики. Так например, в базальтах Минусинской впадины ксеногенные зерна оливина присутствуют почти повсеместно. Особенно много глубинных ксенолитов в потоках щелочных базальтов Гавайских о-вов — 100 и более в одном обнажении. Остаточный материал ультраосновных нодулей наблю-

дается в 40% базальтовых пород третичной вулканической провинции Нового Южного Уэльса (Австралия). В трахибазальтах вулкана Свере (Шпицберген) включения перидотитов составляют 5—10%.

Поскольку ультраосновные включения характеризуются высоким содержанием некоторых металлов (никель, медь, хром и др.), то их поглощение базальтовой магмой во время подъема к земной поверхности приводит к ее обогащению рудным веществом независимо от формы нахождения (сульфидная или силикатная) в глубинных включениях.

Отторженцы пород верхней мантии в кимберлитовых трубках большей частью подвержены гидротермально-метасоматическим преобразованиям, сопровождающимся переводом в гидротермальные растворы железа, никеля, меди и других металлов, прежде всего тех, которые присутствуют в глубинных включениях в виде сульфидов. Интенсивное растворение мантийных сульфидных минералов (пирротин, халькопирит, пентландит) ультраосновных включений в базальтах трубки Тувиш и кимберлитах трубки Восточная подтверждает это положение.

Формы нахождения никеля и других металлов в ультраосновных породах. Фактические данные по составу и распространенности сульфидов позволяют обоснованно решить следующие геохимические проблемы: формы нахождения никеля и некоторых других металлов в породах верхней мантии и их изоморфизм в глубинных условиях. Если в подавляющем большинстве изверженных пород земной коры среди первично-магматических сульфидных минералов по распространенности первое место принадлежит пирротину, то во включениях ультраосновных пород, особенно из кимберлитовых трубок, резко возрастает роль пентландита и халькопирита. По сравнению с другими сульфидами необычно много пентландита оказалось в древнейших (архейских) ультраосновных породах Прибайкалья. Сейчас можно уверенно говорить о нахождении никеля в породах верхней мантии не только в виде изоморфной примеси в силикатных минералах, как считали некоторые авторы, но и в сульфидной и частично самородной формах. Это заключение в равной мере относится к меди, кобальту и некоторым другим металлам, включая калий, входящий в состав джерфшера. Точная количественная оценка каждой из форм нахождения этих металлов в породах верхней мантии — одна из задач геохимических исследований.

О явлениях изоморфизма при образовании сульфидных минералов в верхней мантии можно судить по характеру их сростаний. Так, выделения пентландита в пирротине в виде закономерно ориентированных пластинок свидетельствуют о существовании изначально однородного твердого раствора. Такие сростания пирротина с пентландитом в сульфидных рудах известны давно. Однако во включениях ультраосновных пород, особенно из трубок взрыва,

пластинки пентландита обычно особенно многочисленны и достигают больших размеров, что указывает на особо благоприятные условия для изоморфного вхождения никеля в пирротин. Наличие пентландита в пирротине в качестве продукта распада твердого раствора обусловлено высокими температурами минералообразования, так как повышение температуры, как правило, расширяет пределы изоморфной смесимости. Появление закономерных сростаний халькопирита с пентландитом объясняется распадом высокотемпературного раствора пентландита с CuFeS_2 .

Однако на направление и степень изоморфизма определенное влияние оказывает и давление. Роль этого фактора особенно важна, так как кристаллизация сульфидов происходила в пределах верхней мантии на больших глубинах, а значит, и при высоких давлениях. По существующим кристаллохимическим представлениям, такое давление приводит к изменению состава изоморфных примесей в минерале-хозяине, при этом ионы большего размера стремятся заместиться ионами меньшего размера. Величины ионных радиусов (нм) Fe^{2+} , Co и Ni соответственно составляют 0,076; 0,074 и 0,072. Таким образом, высокое содержание никеля и кобальта в пирротине из пород верхней мантии вполне закономерно, так как вхождение их в кристаллическую решетку минерала способствует уменьшению объема. В этом отношении показателен факт максимальной обогащенности никелем пирротина ксенолитов верхней мантии, заключенных в алмазонасных кимберлитовых трубках.

По геохимическим данным, типичным рассеянным элементом пород верхней мантии является селен. Радиусы ионов (нм): S^{2-} 0,184; Se^{2-} 0,198; Te^{2-} 0,221. На основании приведенных параметров нельзя ожидать изоморфного вхождения селена и теллура в сульфиды, образовавшиеся при очень высоких давлениях [7].

Действительно, зависимости между содержанием селена, с одной стороны, и сульфидных минералов, с другой, в глубинных включениях не было выявлено. Более того, типично глубинные пироповые диопсидиты характеризуются наименьшими содержаниями селена, несмотря на то что в них в равной степени присутствуют сульфиды.

В сульфидных минералах сурьмяно-ртутных месторождений Южной Ферганы и ртутных месторождений Алтае-Саянской области, сформировавшихся в близповерхностных условиях, отмечаются повышенные концентрации селена. В таких рудах с содержанием селена до 2% присутствуют селенсодержащие минералы — онофрит $\text{Hg}(\text{S}, \text{Se})$ и тиманит с эмпирической формулой $\text{Hg}_{1,02}(\text{Se}_{0,60} \text{S}_{0,40})_{1,00}$. Однако этих данных для окончательного решения истинной роли давления в изоморфизме селена и теллура в сульфидных минералах недостаточно. Тем не менее тенденция накопления селена в сульфидах близповерхностного происхождения, несомненно, требует изучения.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ РАСПАДА МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ НА СИЛИКАТНУЮ И СУЛЬФИДНУЮ ЧАСТИ

Возможность расслоения магм разнообразного состава с отделением рудной фазы, в частности сульфидов, вряд ли требует каких-либо доказательств. Без учета этого процесса трудно обойтись как при решении чисто петрологических проблем (выяснение состава и строения магматических расплавов, и др.), так и при объяснении генезиса многих эндогенных рудных месторождений. Однако в учебно-справочной литературе по петрографии сведения о прямых признаках ликвационных процессов при образовании изверженных пород, как правило, отсутствуют.

Одной из причин недостаточного внимания петрографов к установлению и изучению прямых признаков распада магм в жидком состоянии с отщеплением рудных компонентов долгое время служили значительные трудности их обнаружения в горных породах (глубинные полнокристаллические и излившиеся) при обычном петрографическом изучении без применения минераграфических методов. В 1937 г. А. Н. Заварицкий писал по этому поводу: «...Некоторые следы распада жидкости случайно могут сохраниться в породе, но этого можно ожидать сравнительно в редких случаях. Большинство рудных капель, выделяющихся из силикатной магмы, оставаясь между кристаллами, в конце концов образует род инверстициальной 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». Эти высказывания были поддержаны и другими известными учеными.

Вместе с тем отсутствие прямых геологических фактов ликвации магматического расплава для некоторых исследователей все еще служит основанием к недооценке этих процессов при объяснении условий образования магматогенных месторождений и решении многих других петрологических проблем. Однако петрографические признаки распада магматических расплавов на силикатную и сульфидную части не так редки, как это считалось раньше, и их выявление и детальное изучение — неотъемлемая часть любых петрографических исследований. Убедительным примером служат каплевидные выделения сульфидов несомненно первично-магматического происхождения, присутствующие в самых различных типах изверженных пород — излившихся и глубинных.

ПЕРВИЧНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СУЛЬФИДЫ В ГЛУБОКОВОДНЫХ БАЗАЛЬТАХ МИРОВОГО ОКЕАНА

Сульфиды в базальтах южной части Тихого океана. Все образцы глубоководных лав со дна Тихого океана (Южная котловина и впадина Хесса) собраны в экспедициях на научно-исследовательских судах (НИС) «Витязь» в 43-м и 48-м рейсах и «Дмитрий Менделеев» в 8-м рейсе.

Образцы лав Южной котловины, поднятые с глубин около 5 км, представляют собой продукты современных (до 1,8 млн. лет) излияний щелочных базальтовых или щелочных ультраосновных расплавов на дно океана. Они имеют вид небольших обломков плитчатых и канатных потоков. Их мощность составляет 0,5—5 см, что свидетельствует о малой вязкости расплава, вероятно, обусловленной как повышенным содержанием летучих компонентов, так и очень высокой температурой. Кроме плитчатых форм автором минераграфически изучены широко развитые на дне южной котловины подушечные лавы.

Щелочные базальтовые лавы вследствие быстрого охлаждения раскристаллизованы слабо, за исключением центральных частей плит и особенно крупных подушек. Основная масса породы состоит из агрегата микроскопических зерен пироксена, а вкрапленники представлены скелетными, футлярообразными зернами оливина, титанавгита и идиоморфными кристаллами и сростками хромовой шпинели. Более четко кристаллизация проявилась в щелочно-ультраосновных разностях (авгититовые лавы) — тонкозернистых микропорфировых породах.

Щелочные оливиновые базальты Южной котловины изучены наиболее детально. В этих глубоководных лавах благодаря быстрому охлаждению и затвердеванию хорошо сохранились структурные особенности, позволившие раскрыть основные черты механизма отделения рудной, главным образом сульфидной фазы от силикатной части на ранних стадиях расслоения базальтовых магм, не осложненных влиянием сиалической коры.

В поперечных разрезах лавовых потоков даже незначительной мощности выявлено сложное вихревое строение с разделением лейко- и меланократовой частей исходного расплава. Обогащения более меланократового состава сопровождаются роением мелких силикатных глобул магматической эмульсии, не подвергшейся полной коалесценции (слипанию), так же как и несколько более поздними по сравнению с основной массой многочисленными плавно изгибающимися микропрожилками флюидно-магматического дифференциата, обогащенного газовой жидкостью пузырьками. К таким струйчатым микропрожилкам, особенно к их осевым зонам, приурочены мелкие сульфидные шарики преимущественно пирротинового состава, размеры которых варьируют от едва различимых при максимальных увеличениях светового

микроскопа до нескольких микрометров, иногда сотых долей миллиметра.

Наиболее четкими признаками коалесценции характеризуется сульфидная эмульсия в магме, которая может образовать даже в сантиметровых по мощности потоках (закалочные стекла) относительно крупные капли. Примером могут служить обнаруженные в тонком расслоенном плитчатом потоке базальтовой лавы относительно крупные капли пентландит-пирротинового состава с включениями глобул силикатного расплава. Их внешняя поверхность неровная с многочисленными округлыми, полусферическими выступами и углублениями. Такая форма свидетельствует, что эти сульфидные обособления возникли вследствие слияния более мелких капель, не полностью вошедших в их состав. Внутри сульфидных обособлений и рядом с ними наблюдается сыпь очень мелких рудных зерен, по оптическим свойствам и форме выделений относящихся к шпинели. В таких флюидно-силикатных прожилках к периферии газовых пузырьков отмечается концентрация как рудных оксидных зерен, так и сульфидных капель [30, 31].

Выделение сульфидных шариков на стенках пузырьков в закалочных стеклах подводных базальтов — достаточно распространенное явление. Поэтому естественно предположить, что существенная доля рудных компонентов базальтовых расплавов в виде легкой подвижной газовой флюидной фазы может выделяться в окружающую среду — воду и донные осадки. Признаки газового и гидротермального воздействия на современные донные осадки установлены во многих участках Южной котловины Тихого океана [31]. К ним относятся трубчатые каналы и пузырьки или экзоминдалиты, выполненные преимущественно цеолит-хлоритовым материалом и рудными стяжениями железомарганцевого состава. Для контактовых зон характерна прямая связь каналов и миндалитов в подстилающих осадках с таковыми в стекловатых корках базальтовых покровов. На участках дна, где установлена гидротермально-газовая проработка осадков, более интенсивно развиты железомарганцевые корки и конкреции, скопления которых представляют собой ценную полиметаллическую руду. Подводный вулканизм, сопровождающийся массовым излиянием базальтовых лав, — основной источник железа, ванадия, кобальта, цинка и других металлов, входящих в состав железомарганцевых конкреций.

Важная роль флюидов в обособлении сульфидной фракции в магмах отмечена многими авторами. Так, шарики сульфидов железа, никеля и меди обнаружены в оливине из океанита вулкана Питон-де-ла-Фурнез (о-в Реюньон) и плагиоклазах из толентового базальта рифта Асаль. Сульфидные капли в оливинах преимущественно тяготеют к кристаллам со стекловатыми и флюидными включениями, всегда непосредственно связанными с газовой

фазой. По результатам термооптического изучения включений из плагиоклазов толентовых базальтов Асаль установлено, что сульфиды выделяются из магматического расплава при охлаждении в температурном интервале от 1200 до 1150°C в тесной связи с газовой фазой [50].

На основании изучения строения быстро охлажденных глубоководных базальтовых лавовых потоков Южной котловины выявлено, что уже на самых начальных этапах ликвационных процессов каплевидные обособления несмешивающейся сульфидной, равным образом оксидно-рудной жидкости возникают и растут в наиболее богатых флюидами меланократовых частях силикатного расплава в условиях турбулентного движения жидких фаз. Этим объясняется линейно-струйчатое расположение сульфидных шариков и образование вихревых текстур в лавах, являющихся показателем участия ликвационных процессов при разделении жидкой магмы.

В щелочных базальтах глубоководных лав содержание сульфидов ничтожно. Обычно присутствуют лишь единичные сульфидные капли размером около 0,01 мм внутри порфировых микрократов оливина и титанавгита. Заметно больше каплевидных обособлений пирротина и халькопирита в толентовом базальте впадины Хесса. Здесь они наблюдаются на гранях скелетных кристаллов магнетита в порфировых вкраплениях и среди основной стекловатой породы. Из оксидно-рудных минералов, подобно щелочным базальтам Южной котловины, в толентовых базальтах впадины Хесса встречается только хромшпинелид.

Щелочные ультраосновные породы или авгитовые лавы — более редкий тип глубоководных вулканических пород. Поднятые со дна Южной котловины образцы этих пород представляют собой обломки шаровых лав и плитчатых потоков, отличающихся сильной пузыристостью. Количество пор, заполненных в основном цеолитами и другими гидротермальными образованиями, составляет от 30 до 80% объема породы.

Структура лав микропорфировая. Вкрапления представлены авгитом, реже оливином. Основная масса микропризматическая, состоящая преимущественно из авгита. По химическому составу авгитовые лавы близки гавайским нефелиновым базальтам, отвечающим крайним дифференциатам щелочно-базальтовой магмы. Из наземных эффузивов они сходны с некоторыми разностями кимберлитов и меймечитов. Среди авгитовых лав обнаружено перидотитовое включение с явными признаками глубинного (мантийного) происхождения.

К рудным минералам относятся магнетит (титаномангнетит) и сульфиды. Содержание магнетита достигает 3%. Форма его выделений аналогична таковой из базальтов со дна Индийского океана, т. е. это идиоморфные или типичные скелетные кристаллы с размерами, не превышающими 0,02 мм. В основном магнетит

встречается в стекле, в меньшем количестве — в сростании с порфиоровыми вкрапленниками и лейстами авгита, реже — внутри последних.

Первично-магматические сульфидные образования в виде шариков обнаружены также непосредственно в стекле или на поверхности авгитовых микролитов и скелетных кристаллов магнетита. В шлифах они наблюдаются постоянно, хотя их содержание не велико и размеры очень малы — десятитысячные доли миллиметра в диаметре и меньше.

В этих же образцах в щелочно-ультраосновных лавах установлен пирит, относящийся к продуктам послемагматической деятельности. Размеры редко встречающихся зерен пирита несколько больше (сотые доли миллиметра). Совместно с цеолитами он выполняет пустотки в лавах или развивается вдоль трещин. Пирит выявлен также и в оливиновых щелочных базальтах, где он приурочен исключительно к порам в породе.

В базальтах и других основных породах со дна впадины Хеса и склонов Восточно-Тихоокеанского поднятия проявлена более разнообразная прожилково-вкрапленная гидротермальная сульфидная минерализация, представленная пиритом, халькопиритом, борнитом и ковеллином.

Сульфиды в базальтах со дна Индийского океана. Автором изучены образцы толеитовых базальтов, представляющих собой ядра железомарганцевых конкреций. Они подняты из рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта с глубин 4000—5000 м. Все образцы базальтов относятся к стекловатым разностям. По существу это не что иное, как корки закалки подводных излияний лав. В основной массе преобладает стекло, в котором редкие микролиты представлены плагиоклазом и пироксеном.

К порфировым выделениям относятся плагиоклаз, образующий наиболее крупные кристаллы, оливин и клинопироксен. В более раскристаллизованных разностях базальта, под коркой закалки основная масса состоит уже из радиально-лучистых агрегатов (вариолиты).

Из рудных минералов наиболее распространен магнетит. Он встречается среди стекла в виде октаэдрических кристаллов, размеры которых не превышают сотых долей миллиметра в поперечнике. Но чаще всего отмечаются скелетные кристаллы, по А.А. Пермякову [17], представляющие собой совокупность октаэдрических комбинационных субиндивидов, параллельно сросшихся между собой в направлении кристаллографических осей с образованием крестообразных скелетов магнетита и различных сечений реберных, вершинных и гранных пучков. Отдельные ветви скелетов, развивающиеся по ребрам $\{110\}$, срастаясь, нередко образуют в базальтовом стекле футлярообразные формы, дающие в срезах окантовку креста. Более причудливы кристаллы магнетита с многоглавой, полицентрической краевой зоной роста. Наи-

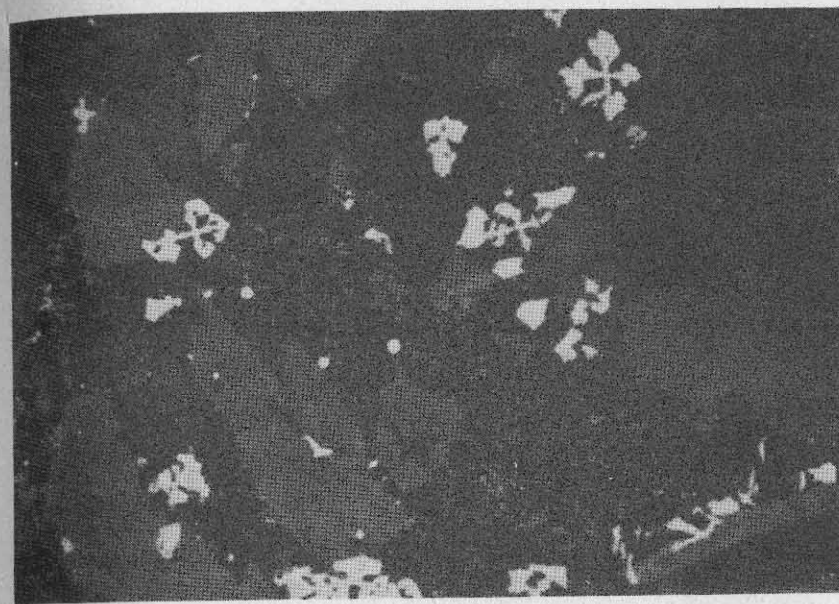


Рис. 8. Скелетные кристаллы магнетита (серое) и сульфидные выделения (белые шарики) в основной массе базальта, Индийский океан; аншлиф, увел. 1000

более типичные формы скелетных кристаллов магнетита в базальтах показаны на рис. 8.

В базальтах сульфидные минералы распространены незначительно. По составу, морфологическим особенностям выделений и характеру взаимоотношений с породообразующими силикатными минералами отчетливо выделяют две ассоциации: первично-магматическую и гидротермальную.

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

Большинство сульфидных капель находится в стекле, в единичных случаях — в стекле, заключенном в порфировых вкрапленниках силикатных минералов (см. рис. 8). При этом сульфидные капли часто прилипают к поверхности скелетных кристаллов магнетита и микролитов пироксена или плагиоклаза. Мельчайшие сульфидные шарики наблюдаются внутри микролитов, что

убедительно свидетельствует о наиболее раннем их обособлении от силикатной составляющей базальтового расплава. Какой-либо приуроченности сульфидов к трещинам в стекле или во вкрапленниках оливина, клинопироксена и плагиоклаза не наблюдается. Точно так же они не встречаются и в пустотах базальта.

Из сульфидов послемагматического образования изредка отмечается пирит, который, несомненно, отлагается из глубинных минерализованных горячих водных растворов. Пирит, в противоположность каплевидным выделениям пирротина и халькопирита, тяготеет к пустотам в базальте или к трещинам в основной стекловатой массе с образованием отдельных скоплений зерен, часто с правильной кристаллографической огранкой. Таким образом, редкие выделения пирита не характеризуются ни равномерным распределением в базальте, ни шаровидной или иной формой, свидетельствующими об их обособлении в расплаве.

Несколько образцов, отобранных со дна южной части Индийского океана (южнее архипелага Кергелен), относятся к оливновым базальтам. Основная масса породы состоит из стекла с резко удлиненными лейстами плагиоклаза и тонкими пластинками ильменита. Вкрапленники представлены оливином и пироксеном. Одной из отличительных особенностей этой породы является наличие в основной массе не только разобщенных кристаллов оливина и пироксена, но и их скоплений. В шлифе установлено несколько сульфидных выделений каплевидной формы размером менее 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 — пирротин-халькопиритовое строение с одинаковым соотношением обоих минералов. Ограничения сульфидов с минералом-хозяином всегда четкие, без признаков замещения, а между сульфидными фазами — прямолинейные или слегка зазубренные.

Рудные, в частности сульфидные, минералы установлены не только в базальтах, но и в обломках пород иного происхождения, также поднятых со дна Индийского океана. Здесь парагенезис сульфидных минералов, форма выделений и особенности взаимоотношений с силикатными минералами однозначно свидетельствуют об их послемагматическом, гидротермальном образовании.

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

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

Мельчайшие изометричные зерна магнетита образуют неравномерно распределенную сыпь в серпентиновой массе или цепочковидные агрегаты, т. е. такие выделения, которые характерны для вторичного, послемагматического, магнетита в серпентинитах всех месторождений. Кроме того, магнетит развивается по хромиту с образованием тонких оболочек и жилок по трещинкам. Отдельные выделения магнетита из краевых частей преобразования гематитом.

Сульфидные минералы здесь представлены пиритом, халькопиритом и сфалеритом и встречаются очень редко. Халькопирит и сфалерит срastaются друг с другом. Халькопириту свойственны два типа: 1) в виде крупных самостоятельных выделений и 2) включений в сфалерите с образованием эмульсионной структуры распада твердого раствора, характерной для этой пары минералов в рудах гидротермальных месторождений.

В обломках амфибол-хлорит-кварцевых пород также обнаружены пирит, халькопирит и сфалерит, но в значительно меньших количествах — от 1 до 10%. Зерна кварца имеют полигональные очертания и обычно содержат включения тонковолокнистых агрегатов хлорита, напоминающих сегменты первоначально более крупных червеобразных выделений этого минерала. Среди основной массы наблюдаются мономинеральные агрегаты друзовидного кварца, внутренние полости которых выполнены преимущественно халькопиритом. С последним почти постоянно срastaется сфалерит, хотя общее его содержание в породе незначительно. Пирит образует идиоморфные кристаллы (1—2 мм в поперечнике), располагающиеся внутри халькопиритовых или сфалерит-халькопиритовых агрегатов. По периферии халькопиритовых выделений отмечены выделения борнита и халькозина, скорее всего гипергенного происхождения. Их появление свидетельствует о наличии окислительной обстановки на значительной глубине.

Сульфиды в базальтах Атлантического океана. Минераграфическое изучение базальтов этого района автором не проводилось, за исключением подводных вулканов Ампер и Жозефин (Северная Атлантика). По литературным данным, видовой состав и формы выделения сульфидных минералов в глубоководных базальтах Тихого и Индийского океанов, с одной стороны, и Атлантического — с другой, принципиально не различаются. А. Д. Генкиным, И. П. Лапутиной и Н. Н. Перцевым [47] выявлены следующие особенности сульфидной минерализации в базальтах района Бермудского поднятия. Для сульфидов характерны глобулярные или эллипсоидные формы с размерами от 10 до 100 мкм в поперечнике. Сульфидные глобулы в слабонакристаллизованной основной массе встречаются чаще, чем в крупных кристаллах плагиоклаза, пироксена или оливина. Обычны полусферические сульфидные капли, прилипшие к поверхности ранее накристаллизовавшихся из базальтового расплава зерен титаномагнетита.

Внутри сульфидных агрегатов обнаружены включения базальтового стекла.

Первое место по распространенности в базальтах принадлежит однофазным — пирротиновым, реже халькопиритовым глобулам. Пирротин относится к высокосернистому минералу моноклинной сингонии. Двухфазные пентландит-пирротиновые и халькопирит-пирротиновые или трехфазные пентландит-халькопирит-пирротиновые глобулы также обычны. В халькопирит-пирротиновых сростаниях халькопирит образует каемки вокруг глобул пирротина, но иногда является и преобладающей фазой с мелкими включениями пирротина.

Установлены также кубанит и твердые растворы сульфидов железа, меди и никеля промежуточного, метастабильного состава. Последние наиболее характерны для быстро затвердевших тонкозернистых разностей океанических базальтов.

Из вторичных сульфидных минералов, продуктов гидротермального изменения базальтов, присутствуют пирит, нередко со значительным содержанием никеля и кобальта (соответственно до 0,53 и 0,43%), халькопирит и марказит.

Автором были изучены рудные минералы из пузыристых лав древних подводных вулканов Ампер и Жозефин, входящих в большую цепь подводных гор Подкова, тянущуюся на сотни километров вдоль Азоро-Гибралтарской зоны гигантских трещин (Северная Атлантика). В этих базальтовых лавах, подвергшихся подводному выветриванию, сульфиды не обнаружены. Рудные минералы представлены преимущественно титаномагнетитом в виде правильных или недоразвитых кристаллов (0,01—0,2 мм) с включениями вулканического стекла и пластинками ильменита в титаномагнетите или в основной стекловатой массе базальта. Содержание титаномагнетита изменяется от 2 до 5%, а концентрации ильменита обычно не превышают 2%.

Рассматриваемые лавы, вероятнее всего, относятся к продуктам наземного вулканизма, так как по данным исследований экспедиции 7-го рейса НИС «Витязь» подводные горы прежде были островами и только позднее погрузились в воду.

ПЕРВИЧНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СУЛЬФИДЫ В ЛАВАХ КАМЧАТКИ, КУРИЛЬСКИХ И ГАВАЙСКИХ ОСТРОВОВ

Сульфидные выделения в базальтах Гавайских островов и о-ва Таити. Во всех образцах субщелочных толеитовых базальтов вулкана Килауэа (о-в Гавайи) с помощью электронного микроскопа установлены сульфидные капли как результат ограниченного смешения сульфидного и силикатного расплавов. Сульфидные капли встречаются в оксидных и силикатных минералах или в стекле. На их долю приходится менее 0,05% объема породы. Их размеры в диаметре составляют 0,01—0,15 мм. Наиболее

крупные из них состоят из нескольких фаз. Главными из них являются анизотропный Fe-сульфид со структурой пирротина, характеризующийся повышенным содержанием Ni (0,3—2,3%) и Cu (0,4—3,9%), анизотропный Fe—Cu-сульфид, относящийся либо к халькопириту, либо к кубаниту. Эта фаза также содержит значительные концентрации никеля (0,1—2,6%). Кроме того, отмечены единичные выделения белого никельсодержащего сульфида (более 5%) и магнетита. Мельчайшие обособления последнего наблюдаются в сростаниях с пирротинотом и кубанитом и отличаются очень низким содержанием титана, несмотря на присутствие в породе титанистого магнетита и ильменита. Все четыре фазы находятся в тесной ассоциации, в то время как пирит и борнит отсутствуют.

Минераграфически автором изучены образцы лавовых потоков о-вов Оаху (кратер Солт-Лейк), Гавайи (вулканы Килауэа, Хуалалаи) и Таити. Они отвечают базальтам повышенной щелочности — нефелин-мелелитовым и некоторым другим разновидности. Оксидные железные и железотитановые минералы представлены в них титанистым магнетитом и ильменитом. Их размеры по сравнению с базальтами из железомарганцевых конкреций значительно больше. Для магнетита выявлены две генерации, четко проявленные в базальтах о-ва Таити.

Ранний магнетит образует наиболее крупные выделения (до 1 мм). Для зерен магнетита, находящихся внутри порфировых вкрапленников силикатных минералов, характерна округлая форма, а расположенных в стекле — прямолинейная. В краевых частях зерен магнетита нередко наблюдаются прорастания с основной стекловатой массой базальта. В этом отношении показательны выделения магнетита в стекле базальта о-ва Оаху. Здесь периферийная зона магнетита имеет многоглавое строение в результате полицентрического роста кристалла. При таком способе образования минерала легко происходит захват остаточного базальтового расплава его растущими кристаллами.

Поздний магнетит представлен мельчайшими зернышками в стекле, а также резко выраженными идиоморфными кристаллами. Размер этих зерен обычно не превышает тысячных долей миллиметра. Таким образом, выделение магнетита в базальтах началось одновременно с формированием вкрапленников силикатных минералов и закончилось в момент затвердения основной стекловатой массы.

Для магнетита обычны и скелетные кристаллы, а в базальтах из лавовых потоков вулкана Килауэа (о-в Гавайи) такие же кристаллы образует и ильменит. Скелетные кристаллы магнетита в базальтах содержат включения закономерно ориентированных пластинок ильменита, представляющих собой продукты распада твердого расплава. Очевидно, охлаждение лавового потока происходило недостаточно быстро для обеспечения полной закалки выделив-

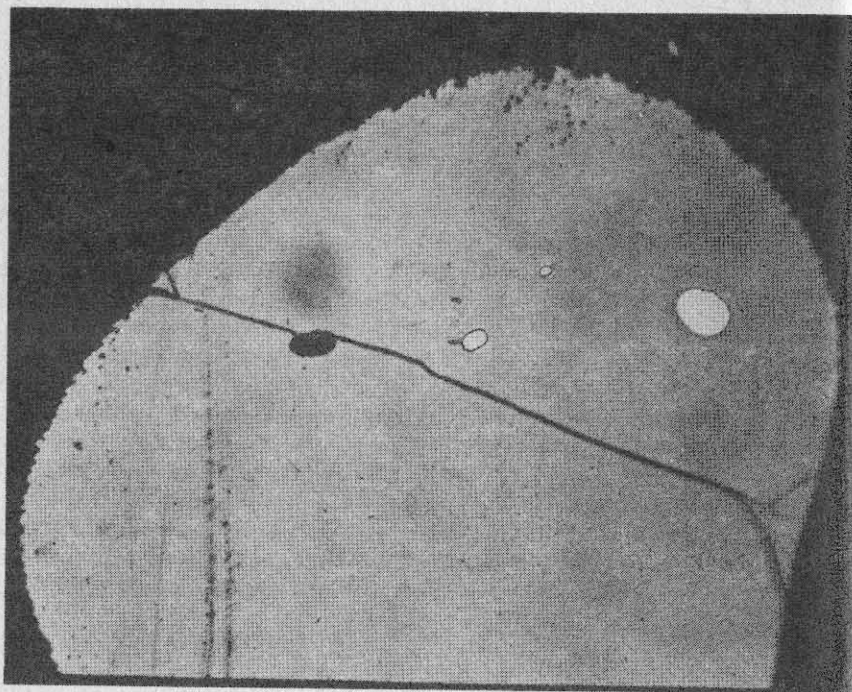


Рис. 9. Каплевидные выделения пирротина (светлое) в оливине (серое), базальт, о-в Оаху; аншлиф, увел. 300

шихся скелетных кристаллов титанистого магнетита. Магнетит сростается с хромитом, присутствующим в переменном количестве почти во всех изученных образцах базальтов.

Каплевидные выделения сульфидов шаровидной формы встречаются в большинстве шлифов. Они состоят в основном из Fe- и Fe—Cu-сульфидов. Сульфидные обособления наблюдаются в стекле базальта и внутри порфировых вкрапленников оливина, пироксена и магнетита. На рис. 9 видно, что расплавные сульфидные включения полностью обособлены от трещин во вмещающих их силикатных минералах. В оливиновом базальте с о-ва Таити внутри вкрапленников пироксена и оливина выявлены сульфидные капли двухфазного строения (Fe-сульфид + пентландит). Основная их масса сложена анизотропным Fe-сульфидом, вероятно, пирротинном. Пентландит образует пластинки среди Fe-сульфида. Двухфазное строение свойственно редким и наиболее крупным сульфидным каплям. В базальтовых лавах вулкана Хуалалаи сульфидные шарики наблюдаются на поверхности зерен хромита, заключенных в этих вкрапленниках. В целом распределение сульфидных шариков в последних неравномерное, иногда

кучное. Чаще всего в их срезах видны только единичные каплевидные выделения сульфидов. Границы капель с минералом-хозяином всегда четкие, без признаков разъединения и замещения. Мельчайшие сульфидные шарики присутствуют также в основной массе; в порах они отсутствуют даже при обилии их в породе. Здесь они погружены прямо в стекло или наблюдаются на поверхности микролитов, силикатных минералов и магнетита, в том числе в магнетите, который подобно хромиту сам включен в порфировые вкрапленники других минералов.

Сульфидная минерализация в андезитах о-ва Вити-Леву. По особенностям минерального состава и структуры изученные образцы относятся к пироксеновым, плагиоклазовым и афировым андезитам. Рудные минералы представлены в основном магнетитом двух генераций. Выделения раннего магнетита с округлыми или бухтообразными контурами более крупные (0,1—1 мм). Внутри них наблюдаются шаровидные включения стекла. Последние обычны и для вкрапленников пироксена и плагиоклаза. Мелкие зерна позднего магнетита равномерно распределены в основной массе породы. Общее содержание магнетита варьирует от 1 до 6%.

Сульфидные минералы нередко встречаются в афировых андезитах. Иногда они представлены редкими зернами пирита неправильной формы, чаще — халькопиритом, мелкие выделения которого расположены на стенках пустот, по трещинам в породе или на поверхности микролитов. Первично-магматические сульфидные образования не выявлены.

Первично-магматические сульфиды в лавах Камчатки и Курильских островов. Сульфидная минерализация в продуктах современного вулканизма Камчатки и Курильских островов, генетически связанная с гидротермальными процессами, рассмотрена в работах С. И. Набоко [26] и др. При этом возможность присутствия сульфидов первично-магматического происхождения обычно не учитывается, поэтому их выявлению и изучению не уделяется внимание. Выполненные автором минераграфические исследования некоторых типов современных лав показали, что в них присутствуют сульфидные минералы, относящиеся не только к гидротермальным, наложенным, но и к раннемагматическим образованиям.

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

Эти лавы имеют темно-серый, реже бурый цвет и высокую пористость, достигающую иногда 50% и более. В прозрачных шлифах в андезитах наблюдается гломеропорфировая структура и ин-

терсертальная или витрофировая структура основной массы. Андезитобазальты и базальты отличаются невадитовой и сериально-порфировой структурами пород с гиалопилитовой и интерсертальной основной массой. Вкрапленники чаще всего представлены зонарным плагиоклазом, отвечающим по составу андезину и андезин-лабрадору, богатым кальцием, авгитом, гиперстеном, реже опациitized роговой обманкой в некоторых лавах Ключевской группы вулканов и очень редко — оливином и биотитом. В порфировых вкрапленниках выявлены шаровидные включения вулканического стекла. Из рудных минералов установлены магнетит, ильменит, гематит и сульфиды.

Магнетит — наиболее распространенный рудный минерал. Обычно он присутствует в виде вкрапленников, реже — тонкой сыпи в основной массе. Обычен он также и в форме включений в порфировых выделениях плагиоклаза и пироксена. В последнем случае магнетит нередко обладает правильной шарообразной формой. Обособления магнетита в основной массе, как правило, идиоморфны, значительно реже имеют причудливые очертания, вплоть до сростаний, напоминающих графические. При этом внутри магнетита наблюдаются типичные по форме капли затвердевшего стекла. Этот факт, как и наличие магнетита в виде включений во вкрапленниках плагиоклаза, пироксена и других минералов, однозначно свидетельствует о раннемагматическом выделении 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 порфировых выделений. В некоторых случаях ильменит образует в магнетите тончайшие пластинки с типичными решетчатыми структурами распада твердого раствора. Свободные выделения ильменита всегда однородны. По сравнению с магнетитом он характеризуется более высоким рельефом и близкой или несколько более светлой окраской, что свойственно богатым Fe_2O_3 нераспавшимся ильменитам.

Гематит кристаллизуется за счет псевдоморфного замещения магнетита вследствие процессов окисления на поверхности лавовых потоков или при вулканических выбросах. Этим, очевидно, и объясняется крайне неравномерное его распределение в застывших лавовых породах. Для магнетитов, находящихся среди основной массы и в виде включений во вкрапленниках силикатных минералов, характерна различная интенсивность мартитизации, наиболее сильно проявленная в основной массе. Общее содержание магнетита, ильменита и гематита изменяется от 1 до 3%.

К сульфидным минералам гидротермального происхождения относится пирит, редко встречающийся в виде микроскопических кристаллов и зерен неправильной формы в пустотах лав. Внутри порфировых выделений он не обнаружен. Незначительное содер-

жание пирита при полном отсутствии других новообразований (карбонаты, хлориты, цеолиты и др.) свидетельствует об исключительно слабым воздействием современных гидротермальных процессов. По С. И. Набоко, в базальтовую стадию эволюции газогидротермальные процессы обычно не проявляются, а окончательно остывшие продукты извержения остаются свежими с незаполненными порами.

Перейдем к характеристике сульфидных образований первично-магматического происхождения. Эти сульфиды наблюдаются в незначительных количествах. Размеры их выделений обычно не превышают тысячных долей миллиметра. По характерным оптическим свойствам — кремовой окраске, двуотражению и отчетливой анизотропии — основная масса сульфидных образований уверенно определяется как пирротин.

Несмотря на незначительное содержание и малые размеры сульфидных выделений, они представляют особый интерес. Во-первых, для сульфидов характерна сплюснутая яйцевидная или правильная шаровидная форма. Во-вторых, такие капли приурочены только к порфировым вкрапленникам. В основной массе породы, несмотря на большое число свободных пор, они отсутствуют. Не встречены они были и вдоль трещинок в порфировых кристаллах или в виде жилок. Сульфидные капли в равной степени развиты в кристаллах пироксена, плагиоклаза и магнетита, в том числе и в магнетите, который включен в порфировые выделения других минералов. В-третьих, характерно постоянное присутствие рассматриваемых сульфидов в застывших андезитобазальтовых и базальтовых лавах. При микроскопическом изучении во всех срезах пород в переменном количестве, иногда до нескольких десятков, установлены мельчайшие каплевидные сульфидные включения в порфировых выделениях силикатных минералов и магнетита.

Сульфидные капли распределены во вкрапленниках неравномерно, иногда кучно, но чаще всего наблюдаются лишь единичные шарики. Границы капель с минералом-хозяином всегда четкие, без признаков разъедания или замещения. При очень больших увеличениях наблюдается отчетливое двухфазовое строение. Помимо пирротина, составляющего основную массу капель, в них обособляется другой сульфид в виде тонких оболочек, полусфер и др. Последний может присутствовать в пирротине с образованием закономерно ориентированных пластинчатых или пламевидных включений. Учитывая особенности сростания этого сульфиды с пирротин, напоминающим структуру распада пентландита в пирротине, белую окраску и значительно более высокое отражение, предположительно его можно отнести к пентландиту. Сульфидные капли иногда могут быть иного состава и строения, в частности пирротин-халькопиритового. Незначительные размеры сульфидных капель не позволяют проводить дополнительных диагно-

стических исследований (микрохимические, рентгеновские) для точного определения их минерального вида. Тем не менее факт неоднородности и расслоения на две фазы важен для расшифровки их генезиса. Расслоение сульфидных капель на отдельные минеральные фазы можно рассматривать как следствие микрохимической дифференциации сульфидов в период нахождения вмещающих их порфировых кристаллов в магматической камере или же как результат распада твердых растворов в связи с понижением температуры расплавов, излившихся на дневную поверхность.

Изученные вулканические породы океанической коры из разных, нередко очень удаленных друг от друга районов имеют много общего. Каплевидные сульфидные обособления постоянно присутствуют в различных типах пород — андезитах, толеитовых базальтах или авгититовых лавах. О практически повсеместном распространении в них сульфидов свидетельствуют данные других исследователей. Как уже отмечалось, шарики сульфидов установлены в океанитах вулкана Питон-де-ла-Фунез (о-в Реюньон), в толеитовых базальтах района рифта Асаль, в андезитах вулкана Карымский. Состав сульфидов также разнообразен. Например, по данным электронного и ионного микрозондирования, во включениях из оливина океанитов определены следующие фазы: $(\text{Fe}, \text{Ni})\text{S}$, FeCuS_2 , Fe_3O_4 и $\text{Cu}(\text{CuS})$. В микроскопических выделениях толеитовых базальтов Асаль установлены Fe , Ni и Cu [50].

ПРИЗНАКИ РАСПАДА МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ В ПОРОДАХ ЩЕЛОЧНЫХ И ГАББРОИДНЫХ ИНТРУЗИВОВ

Расслоенные интрузивы титаносного габбро. В габбро массива Большой Таскыльский (Кузнецкий Алатау) количество сульфидных минералов обычно составляет 1—2% общей массы породы. При этом основная их часть выполняет промежутки между породообразующими минералами, представленными различными количественными отношениями главным образом основного плагиоклаза, оливина, авгита, амфибола, титаномагнетита и других менее распространенных минералов. О каких-либо признаках, указывающих на процесс распада в жидком состоянии, говорить трудно, хотя такие взаимоотношения между сульфидами и силикатными минералами, как отмечалось, не опровергают прохождения ликвационной стадии при формировании габброидных пород.

При минераграфическом изучении пород постоянно обнаруживаются каплевидные выделения сульфидов внутри породообразующих минералов. Наиболее часто они встречаются среди пироксена (авгит), менее — в оливине, титаномагнетите и значительно реже — в базальтической роговой обманке. В габброидных породах амфибол по составу относится к керсутиту и, судя по взаимоотношению с другими минералами — каймы вокруг ав-

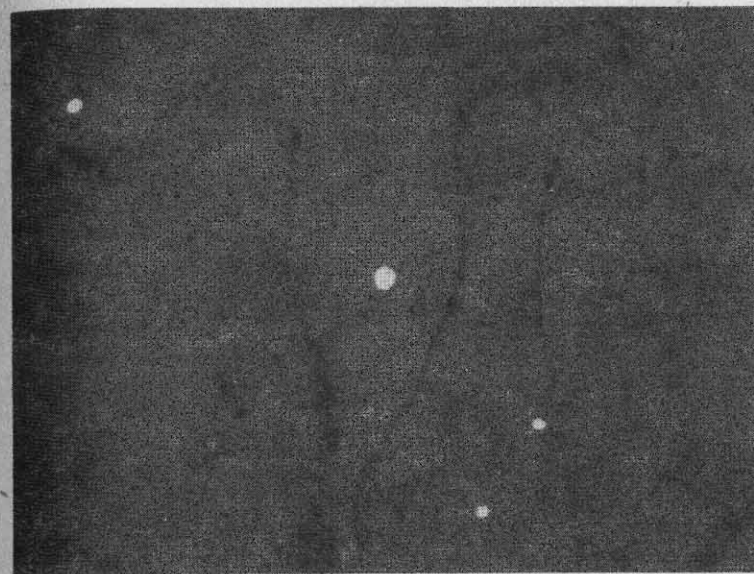


Рис. 10. Каплевидные включения (белое) в авгите, габбро. Большой Таскыльский массив; аншлиф, увел. 200

гита, титаномагнетита и другие признаки, его образование связано с наиболее поздними стадиями кристаллизации расплава.

Размеры сульфидных шариков достигают сотых и десятых долей миллиметра в поперечнике, т. е. они, как правило, в десятки раз больше, чем в базальтах из ядер железомарганцевых конкрий со дна океана или в лавах Камчатки и Курильских островов. Прежде всего это объясняется более благоприятными условиями для укрупнения, слияния капель вследствие значительно большей продолжительности кристаллизации габброидных пород. Их состав также в основном пирротиновый, иногда двухфазный — пирротин-халькопиритовый и пирротин-пентландитовый.

На микрофотографиях полированных и прозрачных шлифов (рис. 10) приведены типичные сульфидные выделения в кристаллах авгита. Для этих выделений характерны три особенности. Почти идеальная шарообразная форма включений, отсутствие в краевых частях обособлений признаков метасоматического замещения и, наконец, отсутствие пространственной приуроченности каплевидных включений в авгите, оливине, титаномагнетите и ильмените с трещинами спайности или другими ослабленными зонами в минерале-хозяине. Более того, наблюдается пересечение отдельных капель сульфида трещинами спайности (рис. 11).

Раннемагматическое обособление рудной жидкости не вызывает сомнений, так как идеальные сульфидные шарики располо-

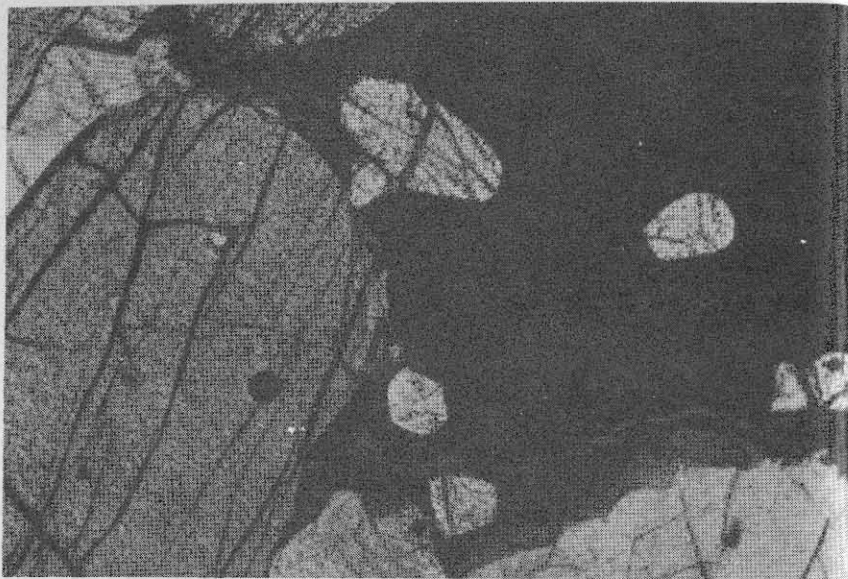


Рис. 11. Шарик сульфида в авгите, титаносное габбро, Большой Таскыльский массив; шлиф, увел. 130, без анализатора.

На снимке видно, что шарик сульфида рассечен трещиной отдельности: в промежутке между зернами авгита (серое) и плагиоклаза (светлое) расположен титаномagnetит (черное) с включениями идиоморфных кристаллов апатита.

жены на ребрах кристаллов апатита, заключенных в крупные зерна керсутита. В последних присутствуют расплавные включения (рис. 12). Очевидно, апатит с прилипшими к нему сульфидными каплями был захвачен этим минералом при кристаллизации поздних порций магматического расплава. При очень больших увеличениях установлен двухфазный — пирротин-халькопиритовый состав капель.

Первично-магматические сульфиды в породах титаносного габбро Харловского массива (Северо-Западный Алтай) по форме, составу, особенностям строения и другим признакам аналогичны описанным. При больших увеличениях видно, что сульфидные капли в процессе кристаллизации при понижении температуры расплава приобретают кристаллографические очертания различной степени совершенства. При этом между стенками вмещающего силикатного минерала и сульфидными включениями иногда наблюдаются тончайшие зазоры.

Количественные соотношения сульфидов, находящихся в виде включений в породообразующих минералах, с одной стороны, и выполняющих промежутки между ними — с другой, особенно интересны. В меланократовых породах, наиболее обогащенных сульфидными, относительная роль сульфидных капель мала. Однако при

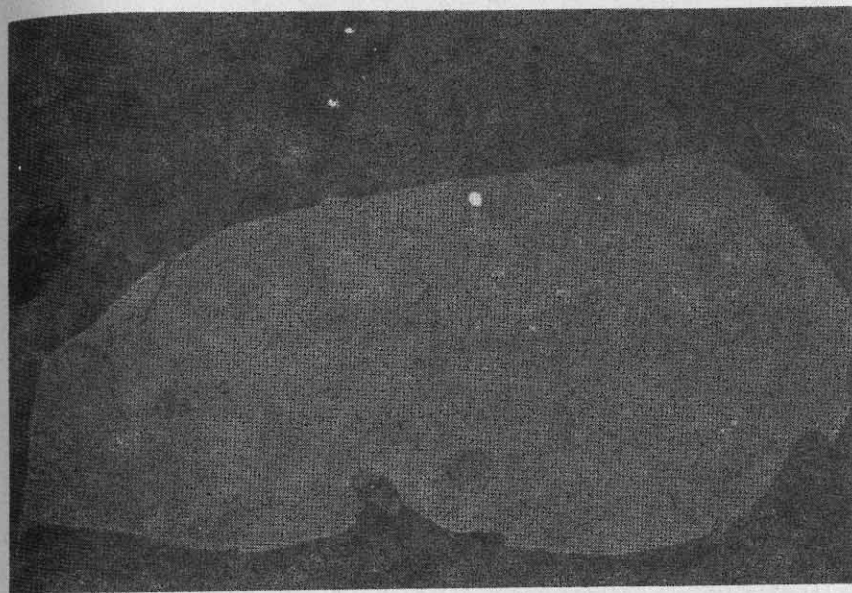


Рис. 12. Расплавные включения силикатного стекла и сульфида в керсутите (черное). габбро, Большой Таскыльский массив; аншлиф, увел. 220

незначительном их содержании, например в лейкократовых разновидностях габброидов, сульфиды встречаются только в виде микроскопических каплевидных обособлений в породообразующих минералах. И, наконец, для рассматриваемых сульфидов нехарактерны прожилковые выделения и признаки метасоматического замещения окружающих минералов независимо от их нахождения в виде капель в силикатных или оксидных рудных минералах или в интерстициях между ними. Все это свидетельствует, что продуктами распада магмы в жидком состоянии могут быть не только каплевидные выделения сульфидов, но и их агрегаты в промежутках между породообразующими минералами габброидных пород, как это допускал А. Н. Заварицкий при объяснении генезиса руд фузивных магматических месторождений.

По литературным данным магматические сульфидные выделения могут присутствовать и в других типах габброидных пород. В складчатом обрамлении южной части Алданского щита развиты своеобразные расслоенные интрузивы, состоящие из дунитов, троктолитов и габбро. По С. А. Щеки, здесь сингенетическая сульфидная вкрапленность (пирротин, пентландит и халькопирит) приурочена преимущественно к более эродированным, донным, меланократовым частям массивов. Связи сульфидной минерализации с разрывными нарушениями не установлено.

Формы их выделения своеобразны. Это или округлые каплевидные зерна-включения в силикатах или округло-угловатые агрегаты, выполняющие интерстиции, пространственно не связанные с трещинками. Характерно, что эти сульфиды соприкасаются с силикатами или цементируют хорошо ограненные зерна, в частности оливина, без признаков их замещения. Оторочки серпентина всегда образуются позже, поскольку антигорит отчетливо разъедает с краев сульфидные агрегаты.

Первично-магматические сульфиды присутствуют в аналогичных или близких по составу и происхождению породах Маринкинского массива (Витимское плоскогорье), также относящихся к дунит-троктолитовой формации. При минераграфическом изучении оливин-плагноклазовых пород этого массива пирротин, халькопирит и пентландит были обнаружены автором внутри оливина и хромита без пространственной связи с трещинами. Наблюдаются и следующие взаимоотношения сульфидов с окружающими минералами. Мельчайшие сульфидные обособления (тысячные и десятитысячные доли миллиметра в поперечнике) расположены на поверхности хромита, последний в свою очередь законсервирован внутри силикатного минерала.

Первично-магматическая сульфидная минерализация, по-видимому, в равной степени свойственна и троктолитам габбро-анортозитовой формации Украинского кристаллического щита. Так, по данным Л. Ф. Борисенко и Н. М. Куриленко [5], одна из характерных особенностей троктолитов Чеповичского массива (Коростенский плутон) — наличие в них раскристаллизованных сульфидных капель, заключенных в рудных и силикатных минералах, а также скоплений сульфидов, главным образом пирротина, в межзерновом пространстве (цементация оливина, ильменита и апатита без признаков замещения). В межзерновом пространстве пирротин также нередко имеет овальную и гантелеобразную форму. Состав сульфидных выделений однофазный — пирротинный, двухфазный — пирротин-пентландитовый или пирротин-халькопиритовый и трехфазный — пирротин-пентландит-халькопиритовый. Кроме сульфидов в зернах ильменита установлены многочисленные каплевидные включения силикатов. Подобные взаимоотношения, как отмечают упомянутые авторы, являются следствием процессов ликвации в расплаве и свидетельствуют о магматической природе троктолитов Чеповичского массива и генетически связанных с ними ильменит-титаномagnetитовых руд.

Трапповые интрузивы Сибирской платформы. Во многих интрузивах габбродолеритов севера Сибирской платформы в Заполярье — Джалтульском, Хунгтукунском, Хининдинском и Меймечинском выявлены признаки ликвации магматического расплава с обособлением сульфидов в капельно-жидком состоянии.

Каплевидные выделения пирротина и халькопирита внутри силикатных минералов описаны автором в долеритах Анакитского

дифференцированного траппового интрузива и породах пластовой залежи на р. Оленёк. Для последних первично-магматическое происхождение сульфидов доказано особенно убедительно.

В этом интрузиве помимо сульфидных минералов в небольшом количестве отмечаются ильменит и магнетит, при этом последний образует как идиоморфные кристаллы или неправильные зерна, так и тонкие реберные пучки, кресты и другие формы дендритных скелетов магнетита, свидетельствующие о высокой скорости их кристаллизации в условиях быстрого падения температуры расплава. На скелетных кристаллах минерала наблюдаются мельчайшие выделения идеальных шариков, размеры которых не превышают тысячных, чаще десятитысячных долей миллиметра. Вероятно, гипабиссальная обстановка формирования долеритов этого интрузива и быстрое охлаждение расплава, а также обедненность летучими компонентами не способствовали перемещению и слиянию сульфидной жидкости. По этой причине размеры всех выделений сульфидов в породах интрузива исключительно малы.

В литературе описаны подобные по форме и взаимоотношению со скелетными кристаллами титаномagnetита первично-магматические выделения никельсодержащего пирротина в глыбах долерита, поднятых со дна юго-восточной части Тихого океана.

Сульфидная минерализация в трапповых интрузивах севера Сибирской платформы, несущих самородное железо, исключительно интересна. По данным Б. В. Олейникова, В. В. Рябова и других [33, 35], в габбродолеритах Хунгтукунского интрузива видовой состав сульфидных минералов, форма выделения и их взаимоотношения очень напоминают таковые из норильских месторождений. На основании микрозондового и рентгеноструктурного анализов установлено, что главным представителем сульфидов является пирротин, точнее, малосернистая его разновидность — троилит. Троилит образует межзерновую и каплевидную вкрапленность в желваках самородного железа (камасит) и габбродолеритах экзоконтактной зоны, в том числе и с явными признаками микрорасслоенности сульфидной жидкости на две фазы — пирротиновую и халькопиритовую. Иногда троилит равномерно прорастает в самородном железе, занимая до 10% объема губчатого биминерального агрегата. Одновременное погасание его выделений, расположенных в одном зерне камасита, свидетельствует, что троилит и железо представляют собой пертитовое образование, возникшее вследствие одновременной кристаллизации рудного расплава [35]. В пирротине постоянно присутствуют пластинчатые или пламевидные включения халькопирита, пентландита и кубанита. Халькопирит и кубанит обнаружены и в глобулах стекла из самородного железа.

Аналогичные признаки ликвационного происхождения свойственны сульфидным минералам халькопирит-пентландит-кубанит-пирротиновой ассоциации габбродолеритов и других трапповых

интрузивов севера Сибирской платформы — Джалтульского, Меймечинского и Хининдинского.

В габбродолеритах всех интрузивов встречаются сульфидные минералы, в том числе пирротин, халькопирит, пирит и марказит, выполняющие совместно с кальцитом миндалины в породе или образующие секущие прожилки. По этим и некоторым другим признакам они относятся к послемагматическим, гидротермальным образованиям, поэтому здесь не рассматриваются.

Щелочные породы. Явные признаки распада магматического силикатного расплава с отщеплением сульфидной фракции установлены в щелочных породах (щелочные сиениты, граносиениты, нефелиновые сиениты, тералиты и др.) многих массивов Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна, в том числе Булан-Кульском, Буровском, Горячегогорском, Туимо-Карышском и др. Эти массивы, за исключением Булан-Кульского раннепалеозойского возраста, имеющие девонский, а в отдельных случаях, возможно, и поздне-силурийский возраст, большинство геологов включают в состав формации среднепалеозойских гранитов и сиенитов, развитых преимущественно в пределах окраин Минусинского межгорного прогиба.

Породообразующие минералы нефелиновых сиенитов Буровского и Булан-Кульского массивов, как правило, представлены калиевым полевым шпатом (пертит), пироксеном (авгит или эгирин-авгит), нефелином и коричневато-бурой роговой обманкой. В переменном количестве почти постоянно встречается биотит. Структура пород обычно гипидиоморфнозернистая. Некоторые образцы нефелиновых сиенитов Буровского массива из контакта с породами кровли характеризуются наличием среди мелкозернистой основной массы, сложенной калиевым полевым шпатом и плагиоклазом, крупных таблиц плагиоклаза. По последнему развивается нефелин, содержание которого обычно не превышает 5%. Из темноцветных минералов в виде вкрапленников и частично в основной мелкозернистой массе отмечены коричневато-бурая роговая обманка, пироксен, а также биотит в переменных количествах. Для тералитов Горячегогорского массива характерны полнокристаллическая структура и ассоциация нефелина с основным плагиоклазом и авгитом. Щелочные сиениты и граносиениты Туимо-Карышского массива сложены в основном калиевым полевым шпатом (до 80%). Сиениты почти лишены кварца, граносиениты содержат его от 10 до 12%. Из цветных минералов магматического происхождения обычно присутствуют щелочный амфибол (рибекит и гастингсит) и биотит.

По морфологии, особенностям взаимоотношения с окружающими силикатными минералами и другим признакам первично-магматические сульфидные выделения всех интрузивов щелочных пород сходны между собой. По сравнению с общей массой породы они занимают ничтожный объем. Размеры их незначительны и, как

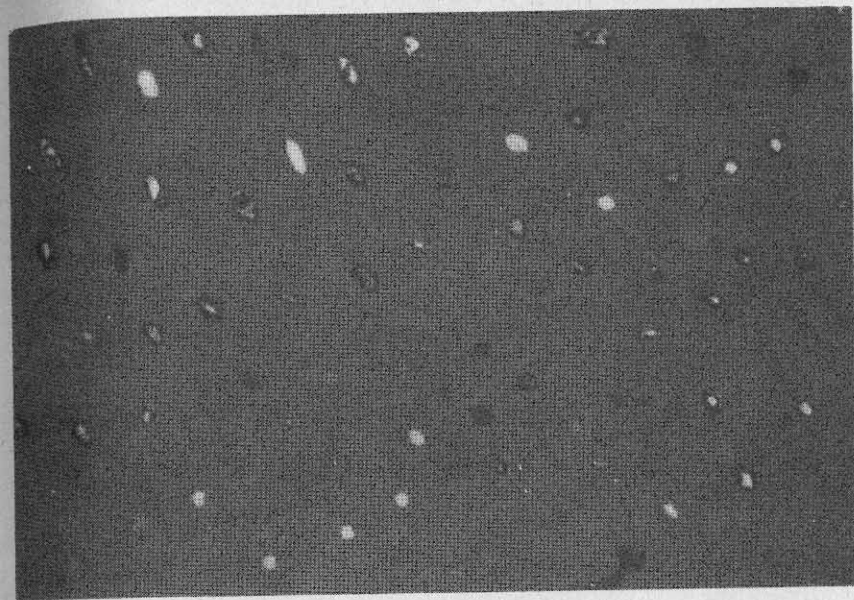


Рис. 13. Каплевидные выделения частично окисленного пирротина в авгите, тералите, Горячегогорский массив; аншлиф, увел. 280

правило, не превышают тысячных долей миллиметра. Однако и в этих случаях по оптическим свойствам (кремовая окраска, двуотражение и отчетливая анизотропия) основная масса сульфидных образований достаточно уверенно определяется как пирротин.

Наиболее обычная форма сульфидных выделений — сплюснутые яйцевидные и правильные шаровидные образования. Распределение сульфидов неравномерное, кучное вследствие преимущественной их концентрации в зернах пироксена и роговой обманки. Например, в пластинках красно-бурого биотита каплевидные включения сульфидов не встречены, хотя ассоциирующие с ними зерна пироксена или роговой обманки нередко содержат их в значительном количестве. При этом какой-либо приуроченности сульфидных обособлений к трещинам не отмечается, в том числе и к трещинам спайности, характерной для кристаллов пироксена и роговой обманки. Такие сульфиды не обнаружены и в виде жилок. Общее содержание сульфидных капель в породе неодинаково. В одних срезах наблюдаются многие десятки сульфидных включений, в других ни одного. Особенно много сульфидных включений в тералите из Горячегогорского массива. Отдельные зерна силикатного минерала переполнены эмульсиевидными выделениями пирротина с образованием эвтектической структуры двух несмешивающихся фаз (рис. 13).

Ограничения включений во всех случаях резкие, без признаков замещения минерала-хозяина. Нередко они обладают двухфазным строением, отчетливо выявляющимся при больших увеличениях, особенно в иммерсии. Кроме пирротина, составляющего основную массу капель, в них чаще всего в виде полусфер обособляется другой сульфид, который представлен или халькопиритом, или, судя по рельефу, окраске и более высокому, чем у пирротина, отражению предположительно пентландитом. Такие сульфидные образования из нефелинового сиенита Булан-Кульского массива щелочных пород описаны ранее [7]. При микроскопическом изучении видно также, что при шаровидной или иной округлой форме камеры в силикатном минерале у самих сульфидных включений проявлена тенденция приобретения огранки. При этом между гранями сульфида и минералом-хозяином отмечаются тончайшие зазоры, появление которых вызвано различием коэффициентов теплового расширения силикатных минералов и сульфидного расплава, а также изменениями, происходящими при кристаллизации сульфидного расплава вследствие его охлаждения.

Однако каплевидные выделения сульфидов содержатся не во всех образцах. Это свидетельствует о гетерогенности щелочных пород Кузнецкого Алатау. Одни из них являются магматическими, другие — метасоматическими образованиями. Геологические доказательства метасоматической природы некоторых щелочных пород Кузнецкого Алатау приведены в работах многих авторов.

Аналогичные результаты получены при изучении рудных минералов щелочных пород Ботогольского и Хушагольского массивов, расположенных в юго-восточной части Восточного Саяна. Их петрографический состав и генезис изучены достаточно детально, особенно Ботогольского массива, с которым связано месторождение графита. Однако сведения о рудных и, в частности, сульфидных минералах в щелочных породах весьма незначительны, так как эти породы минераграфически не изучались. В связи с этим автором было проведено исследование рудных минералов во всех основных разновидностях щелочных пород. В основном изучали породы наиболее сложного по внутреннему строению и петрографическому составу Хушагольского массива.

В сложении Хушагольского массива принимают участие габбродиориты, сиенито-диориты, геденбергитовые, нефелиновые и эгирин-геденбергит-рибекитовые сиениты. Для всех пород массива, не измененных гидротермальными процессами, характерна не отмечавшаяся ранее халькопирит-пентландит-пирротиновая ассоциация сульфидных минералов. Общее количество этих минералов в нефелиновых и геденбергитовых сиенитах составляет от 1 до 2% общей массы породы, а в габбродиоритах повышается до 4%. Обычно они сростаются 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 порообразующих минералов. Размеры сульфидных шариков изменяются от 0,01 до 0,1 мм. Их распределение в породе неравномерное, кучное за счет избирательной приуроченности к темнокрасным минералам и ильмениту. Ограничения сульфидных включений во всех случаях резкие, без признаков замещения минерала-хозяина. Состав сульфидных капель однофазный — пирротиновый или халькопиритовый, а также двух- и трехфазный — халькопирит-пирротиновый и халькопирит-пентландит-пирротиновый. Наличие каплевидных сульфидных обособлений подтверждает магматическую природу щелочных пород Хушагольского массива, в том числе габбродиоритов, генетическая природа которых оставалась спорной.

Из сульфидных минералов гидротермального происхождения первое место по распространенности занимает пирит. Он образует секущие прожилки и псевдоморфно замещает пирротин, в том числе каплевидный пирротин в силикатных минералах. Галенит и сфалерит, ассоциирующие с пиритом и халькопиритом, встречаются в наиболее метасоматически измененных (альбитизированные, окварцованные) разновидностях щелочных пород.

Строение Ботогольского массива значительно более однородно. Главнейшие разновидности пород представлены щелочными и нефелиновыми сиенитами со всевозможными переходами между ними. Щелочные сиениты, нередко обладающие трахитоидной текстурой, находятся преимущественно в южной части, а нефелиновые сиениты — в центральной, водораздельной.

Автором минераграфически изучены типичные разновидности нефелиновых и щелочных сиенитов трахитоидной структуры. Первично-магматические каплевидные выделения пирротина и халькопирита установлены во всех шлифах из щелочных и нефелиновых сиенитов.

Присутствие сульфидных капель не только в пироксене, нефелине и других первично-магматических порообразующих минералах, но и в кристаллах сфена оказалось неожиданным. В изверженных породах сфен обычно образуется в послемагматическую стадию формирования, поэтому сульфидные обособления в сфене не были обнаружены. Их наличие убедительно доказывает кристаллизацию минерала-хозяина из магматического расплава. Пирротин и халькопирит постоянно находятся и в межзерновом пространстве, часто сростаясь с графитом. Пластинки последнего встречаются внутри зерен пирротина и сфена.

Приведенные данные по сульфидным минералам свидетельствуют об образовании щелочных пород Ботогольского массива за счет магматической кристаллизации. Некоторые исследователи допускают возможность происхождения щелочных и нефелиновых сиенитов Ботогольского массива не в результате кристаллизации

магмы, а вследствие сиенитизации метаморфических пород щелочными гидротермальными растворами.

Пирротин и халькопирит встречаются в субвулканических интрузивных породах о-ва Таити, отвечающих по петрографическому составу тералитам, люскладитам и океанит-анкаратритам. Все они относятся к продуктам основного — базальтоидного магматизма и характеризуются резко повышенным содержанием титаномагнетита и ильменита (от 3 до 8%). Относительно много в них и сульфидных минералов, формы обособления и взаимоотношения которых с породообразующими минералами совершенно аналогичны таковым из щелочных и габброидных пород. Халькопирит и пирротин наблюдаются как в виде каплевидных включений в силикатных минералах, титаномагнетите и ильмените, так и в форме выделений в межзерновом пространстве без признаков замещения окружающих минералов.

Сульфидно-силикатная ликвация проявилась и в щелочно-ультраосновных магмах. Особенно отчетливо она выражена в меймечитах Гулинского плутона с обильными каплевидными включениями сульфидов. Сульфидные капли, особенно наиболее крупные двухфазные, приурочены к центральным частям зонарных кристаллов шпинели. Несмешивающиеся сульфидная и силикатная жидкости в щелочно-ультраосновных магмах существовали на самых ранних стадиях их кристаллизации.

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

В районе Долины Озер батолитовые гранитоидные массивы распространены на площади от 100 до 1000 км². Формирование гранитоидных интрузивов происходило в девон-раннекаменноугольное время в обстановке, свойственной островным дугам на древних континентальных окраинах. Одним из типичных их представителей является Джениситинский массив, общая площадь выходов которого составляет около 600 км².

Джениситинский массив в плане имеет округлую форму и вытянут в широтном направлении. Он размещен среди андезитобазальтовых толщ девон-раннекаменноугольного возраста. В некоторых случаях наблюдаются четко выраженные интрузивные контакты с эффузивами и образование зон ороговикования шириной от 300 до 400 м. В нижней части эффузивной толщи отмечаются прослои лавобрекчий с ксенолитами гранитоидных пород Джениситинского массива.

Строение массива простое. В основном он сложен тоналитами и плагиогранитами — породами главной интрузивной фазы. На площади массива среди тоналитов и плагиогранитов довольно

равномерно рассредоточены ксенолитоподобные тела микродиоритов размерами от нескольких квадратных метров до сотен метров. Контакты с породами главной интрузивной фазы обычно резкие — рвущие. Однако иногда наблюдаются и постепенные переходы между микродиоритами и тоналитами. Микродиориты имеют резко пятнистый облик за счет неравномерного распределения в них темноцветных минералов. На долю последних приходится от 30 до 60% площади среза штуфов породы. К породообразующим минералам микродиоритов относятся обыкновенная роговая обманка и плагиоклаз. Их взаимоотношения определяют панидиоморфнозернистую микроструктуру породы. Зерна плагиоклаза обладают прямым зонарным строением. Из второстепенных минералов присутствуют кварц (не более 5%), сфен, апатит и рудные. Благодаря резко неравномерно-пятнистому текстурному рисунку и наличию постепенных переходов между тоналитами и микродиоритами, последние часто принимают за гранитизированные породы экзоконтакта или преобразованные останцы кровли.

Тоналиты — среднезернистые породы мелкопятнистой текстуры за счет кучного распределения темноцветных и рудных минералов среди основной кварц-полевошпатовой массы. Их минеральный состав (%) достаточно постоянен — 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.

По результатам химического анализа образцов тоналитов, отобранных из разных участков массива, установлено преобладание натрия (3,5—4,3%) над калием (1—2%), а также очень незначительные концентрации литофильных редких элементов. Так в тоналитах содержатся (г/т): литий 3—13; рубидий 10—30; бериллий 0,2—0,6.

Петрографические особенности гранитоидов и данные по содержанию некоторых редких элементов позволяют отнести породы Джениситинского массива к тоналит-плагиогранитному геохимическому типу или к плагиогранитам известково-щелочного ряда (по геохимической классификации Л. В. Таусона). 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 секущие их дайки лампрофиров и диорит-порфиров.

Из сульфидных минералов встречены (в порядке распространенности) халькопирит, пирротин и пирит. Все они в различной

степени замещены продуктами поверхностного разложения (выветривания), что затрудняет их количественную оценку и выяснение взаимоотношений друг с другом и силикатными минералами. Судя по продуктам окисления и сохранившимся остаткам, общее содержание сульфидных минералов в образцах значительное — до нескольких процентов.

Пирротин и халькопирит в виде неправильных обособлений или сростаний обычно расположены в межзерновом пространстве. Основная масса этих сульфидов, вероятно, образовалась вследствие отложения из послемагматических — гидротермальных растворов. Вместе с тем часть пирротина и халькопирита, несомненно, имеет первично-магматическое происхождение. К ним относятся выделения сульфидов внутри кристаллов магнетита. Наиболее типичная форма сульфидных выделений — эллипсоидные или шаровидные образования. Однако при больших увеличениях в некоторых из них наблюдается тенденция приобретения огранки. Ограничения сульфидных включений резкие, без признаков замещения минерала-хозяина. Их состав однофазовый — пирротиновый, халькопиритовый или двухфазный — халькопирит-пиритовый.

Сульфидные капли обычно встречаются внутри магнетита, особенно входящего в состав микродиоритов. Последние, как уже отмечалось, по внешнему виду и условиям нахождения визуально принимают за экзоконтактовые образования. Наличие каплевидных сульфидных обособлений в магнетите свидетельствует об их первично-магматическом происхождении.

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 выявлена двойственная генетическая природа сульфидной минерализации — гидротермальная и первично-магматическая. Повышенные концентрации сульфидных минералов, в частности халькопирита, свидетельствуют о возможной потенциальной рудоносности гранитоидных магм. Образование этих массивов происходит в островодужной геодинамической обстановке, поэтому при дальнейшем геологическом изучении района Долины Озер следует учитывать вероятность обнаружения колчеданных, медных или медно-полиметаллических рудопроявлений.

КРИТЕРИИ ЛИКВАЦИОННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ СУЛЬФИДОВ

Для расшифровки генетической природы сульфидов важны два вывода: 1) исключительно широкое, практически повсеместное, распространение первично-магматических сульфидных минералов в изверженных горных породах; 2) прямые признаки доказательств их магматической, ликвационной природы. Таких признаков при минераграфических исследованиях установлено достаточно

много, и все они в одинаковой мере применимы к сульфидным минералам как глубинных, так и излившихся пород независимо от их петрохимического состава.

К основным петрографическим критериям магматического происхождения сульфидов в изверженных породах земной коры относятся следующие.

1. Каплевидная форма сульфидных обособлений.
2. Отсутствие пространственной приуроченности порообразующих силикатных минералов к трещинам спайности или тектонически ослабленным зонам, а также к порам в излившихся породах.
3. Четкие ограничения с вмещающими минералами.
4. Отсутствие метасоматических замещений в краевых частях сульфидных агрегатов на границе с вмещающими минералами.
5. Высокотемпературный парагенезис сульфидных минералов, представленный, как правило, пирротинотом, халькопиритом и пентландитом с нередким расслоением минеральных фаз в жидком состоянии.
6. Структуры распада твердых растворов.
7. Наличие в сульфидных минералах микровключений вулканического стекла.

Магматические сульфиды, являющиеся ранними образованиями, не только находятся в виде сферолитов или затвердевших капель внутри силикатных и оксидных рудных минералов, но и выполняют межзерновое пространство. В этом случае критерии их ликвационной природы сохраняют силу. Для уверенного отнесения сульфидных выделений к ликвационному необходимо учитывать совокупность критериев, а также петрографические и петрохимические особенности вмещающих пород.

Распределение сульфидных минералов в излившихся породах. В образцах базальтов современных лавовых потоков о-вов Гавайи, Оаху и Таити, разных участков дна Мирового океана, а также в породах лавовых и экструзивных тел андезитобазальтового и базальтового составов Камчатки (лавы Камчатской группы вулканов) и Курильских островов (Кунашир и Парамушир), как правило, присутствуют сульфидные образования, относящиеся по форме выделений, внутреннему строению, составу, взаимоотношению с порообразующими силикатными минералами и другим признакам к продуктам распада (ликвации) магмы. Однако в базальтах, андезитобазальтах и других разностях излившихся пород Камчатки и Курильских островов сульфидные капли обнаружены только в порфировых выделениях магнетита и силикатных минералов, в океанических базальтах они чаще всего наблюдаются во вкрапленниках и стекле.

Базальты Камчатки и Курильских островов относятся к базальт-андезитовой формации, при этом принимается, что исходные магмы характеризуются несколько повышенным содержанием кремне-

зема, глинозема и воды. Возможно, такие особенности состава магматического расплава более благоприятны для обособления сульфидных капель, которые на первых стадиях внутрикамерной дифференциации были захвачены выделениями силикатных минералов. Число сульфидных капель в продуктах современного вулканизма крайне незначительно, что затрудняет установление зависимости их общего содержания от состава исходных магматических расплавов.

В ряду андезит — андезитобазальт — базальт количество первично-магматических сульфидов возрастает слева направо. Это положение частично подтверждено результатами минераграфического изучения образцов андезитов из о-вов Фиджи. Первично-магматические сульфидные минералы в них не встречены, но это свидетельствует не об их отсутствии в андезитах, а о присутствии еще в меньшем количестве, чем в андезитобазальтах и базальтах.

В интрузивных породах сульфидные минералы более разнообразны по форме выделений и особенностям распределения. При переходе от пород гранитного ряда к габброидным достаточно определенно установлено возрастание содержания первично-магматических сульфидов. В гранитоидах их обнаружение значительно сложнее, так как первично-магматические выделения в них очень редки и исключительно малы по размерам. Такие выделения достоверно установлены в гранитоидах Западного Узбекистана, Горного Алтая, Тувы, МНР и других районов.

На основании изучения сульфидно-силикатных систем Я. И. Олшанский и другие показали возможность непрерывного перехода от чистого расплавленного железа к чистому расплаву силикатов оксида железа (II). Это достигается переводом расплава чистого железа в расплав сернистого железа, к которому затем добавляются Fe и SiO₂. Однако сульфидная жидкость обособляется при введении даже небольших количеств кальция, магния, алюминия и натрия к железистым силикатам. Расплавы, отвечающие по составу ультраосновным породам, могут удерживать в растворенном состоянии несколько процентов FeS. При их кристаллизации первым образуется оливин, вследствие чего расплав обогащается CaO, Al₂O₃ и SiO₂. Это приводит к заметному уменьшению растворимости FeS в силикатном расплаве. Понижение растворимости FeS в таком расплаве может происходить и в результате удаления летучих и понижения температуры. Благодаря этим процессам некоторая доля растворенного сульфида обособляется в самостоятельную жидкую фазу, количество которой возрастает по мере обогащения расплава CaO, Al₂O₃, SiO₂, а также щелочных минералов. Таким образом, на основании опытных данных можно предположить существование сульфидной фазы в кислых силикатных расплавах. Эти выводы подтверждены результатами минераграфического изучения гранитоидов многих районов Советского Союза. Первично-магматические сульфидные минералы (FeS, CuFeS₂

ZnS, AgS и др.) микро- и субмикроскопических размеров, несомненно, представляют одну из форм нахождения рудных элементов в гранитоидах, что признано во многих работах.

В сиенитах, граносиенитах, нефелиновых сиенитах, тералитах и других разновидностях щелочных пород магматического происхождения сульфидные капли встречаются постоянно, хотя их общее содержание незначительно (0,1—0,2%). Более высокое содержание сульфидных минералов (до 3%) характерно для щелочных пород (тералиты, люскладиты, океанит-анкаратриты) субвулканических тел о-ва Таити.

В габбро расслоенных титаносных массивов Горного Алтая и Кузнецкого Алатау концентрации сульфидов достигают нескольких процентов (1—2%). При этом сульфиды находятся в виде каплевидных включений в силикатных минералах, титаномагнетите и ильмените, а также выполняют промежутки между ними. В породах дунит-троктолитовых массивов Станового хребта сульфидные выделения первично-магматического происхождения распространены также широко.

Приведенный фактический материал свидетельствует, что мы располагаем большим числом прямых геологических (петрографических) доказательств проявления ликвационной стадии при образовании самых различных типов изверженных пород вне связи с сульфидным медно-никелевым оруденением в последних. Это вызвано крайне ограниченной растворимостью сульфидного и силикатного расплавов в жидком состоянии. Ограниченная растворимость расплавов друг в друге вполне понятна, если учесть, что растворимость одного вещества в другом будет высокой в том случае, когда тип химической связи в растворителе и растворяемом веществе почти одинаков. Здесь это условие не соблюдено, так как в сульфидном расплаве действует полуметаллическая связь, а в силикатном — ионно-гомеополярная. Отсюда следует, что факт постоянного присутствия, хотя и в очень малых количествах, первично-магматических сульфидных образований в базальтах и других типах пород для нас не был неожиданностью. Это лишь новое подтверждение того, что признаки ликвации в изверженных породах сохраняются не так редко, как это принималось раньше. Независимо от типа изверженной породы парагенезис первично-магматических сульфидных минералов чаще всего остается неизменным. Это пирротин, пентландит и халькопирит, хотя количественные соотношения могут значительно меняться.

Широкое распространение сульфидных капель в изверженных породах свидетельствует о потенциальных возможностях при благоприятных условиях отщепления в жидком состоянии значительных масс сульфидов железа, меди, никеля и других металлов с образованием рудных месторождений, в том числе и месторождений норильского типа. Очевидно, такие явления следует ожидать прежде всего в интрузивах, являющихся производными основного

магматизма, так как габбровые (базальтовые) магмы значительно в большей степени, чем гранитоидные, обогащены металлогенными элементами, находящимися в атомарном состоянии или в виде соединений типа MeS . Обычно они содержат незначительные количества газа, и поэтому условия для концентрации рассеянных в них рудных капель неблагоприятны.

Однако увеличение летучих компонентов в магматических камерах может привести к резкому укрупнению сульфидных капель. Прямое доказательство концентрации летучих в отликвированном сульфидном расплаве — присутствие апатита и гидроксил- и фторсодержащих силикатных минералов в оторочках над сульфидными обособлениями в сульфидных вкрапленных рудах норильского типа.

Ориентировка сульфидных капель, неодинаковых по величине и форме, по отношению к флюидной фазе различна. Более того, они способны к перемещению в сторону пониженных давлений с последующим образованием в локальных участках интрузива богатых сульфидных руд.

В этом отношении большой интерес представляют литературные данные по минераграфическому изучению затвердевших расплавов в оливине рудных пикритовых и такситовых габбродолеритов Талнахского месторождения. Они содержат те же самые сульфидные минералы, что и находящиеся рядом сульфидные вкрапленники (пирротин, халькопирит-пентландит, магнетит) в расплавных включениях. Сходность состава рудных минералов первично-магматических включений в оливине и сульфидных вкрапленниках свидетельствует, что эти минералы образовались из одного расплава в результате его расслоения на силикатную и сульфидную фазы на раннем этапе становления интрузива. Поэтому многие исследователи допускают образование сплошных руд в результате гравитационного накопления отликвированных сульфидных капель.

Таким образом, петрографические признаки сульфидно-силикатной ликвации в магмах земной коры могут быть использованы при решении многих вопросов рудо- и петрогенезиса. Так, наличие спорных по происхождению природных образований (горные породы и руды) затвердевших капель сульфидных минералов служит одним из веских доказательств их первично-магматической природы. Изучение сульфидной минерализации в продуктах современного наземного и подводного вулканизма способствует расшифровке состава газово-флюидных дифференциатов базальтовых лав и механизма их поступления в придонную среду, а также выяснению условий формирования руд колчеданных месторождений, локализованных в пределах вулканических толщ. Безусловно, петрографы обязаны значительно шире использовать минераграфические методы при лабораторных исследованиях горных пород вообще и магматических в частности.

В отношении руд железа, титана и хрома имеется достаточно много данных, вполне определенно свидетельствующих об их образовании в результате распада магматического расплава. С отделением остаточного рудно-силикатного расплава, возникшего в процессе кристаллизационной дифференциации гипербазитовой магмы, связывают накопление хромитовых руд. В частности, к ликвационным обособлениям относятся овоидные (нодулярные), шлировые и слоистые (пластообразные) формы, особенно характерные для хромитовых руд Сарановского и Кемпирсайского массивов. Такие формы выделения руд по происхождению аналогичны каплевидным выделениям медно-никелевых сульфидов Норильского, Мончегорского и других месторождений ликвационного генезиса.

В работе Н. В. Павлова и других приведены некоторые особенности 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 оксидной. Среди нодулей выделяют сплошные, кольцевые, шаровые, с обособлением в центре. Многие из них имеют явные признаки деформаций, возникающих вследствие направленного давления и движения как междунодулярной массы, так и самих нодулей, рудных капель до их кристаллизации. От периферии нодуля к его центру уменьшается содержание хрома, алюминия и магния, тогда как концентрация железа возрастает. Варьирующие содержания компонентов в хромитовых нодулях отмечали и другие авторы. Во всех случаях в краевых частях оксида хрома на 0,2—0,8% было больше. Данные о закономерном изменении химического состава хромшпинелидов в разрезе нодулей свидетельствуют, что их кристаллизация осуществлялась от периферии к центру.

А. А. Маракушев [23] в результате детального изучения петро- и рудогенных парагенезисов гипербазитов пришел к нескольким представлениям о природе хромитовых расплавов. По его мнению, их происхождение необходимо связывать не с остаточными расплавами, возникшими в процессе кристаллизационной дифференциации, а с собственно магматической дифференциацией — флюидно-магматической (с постепенными переходами между силикатным и рудно-силикатным расплавами) и ликвационной с резкими границами между ними. Высокие содержания летучих компонентов обеспечивают большую стабильность автономных хромитовых расплавов и, как следствие, возможность возникновения

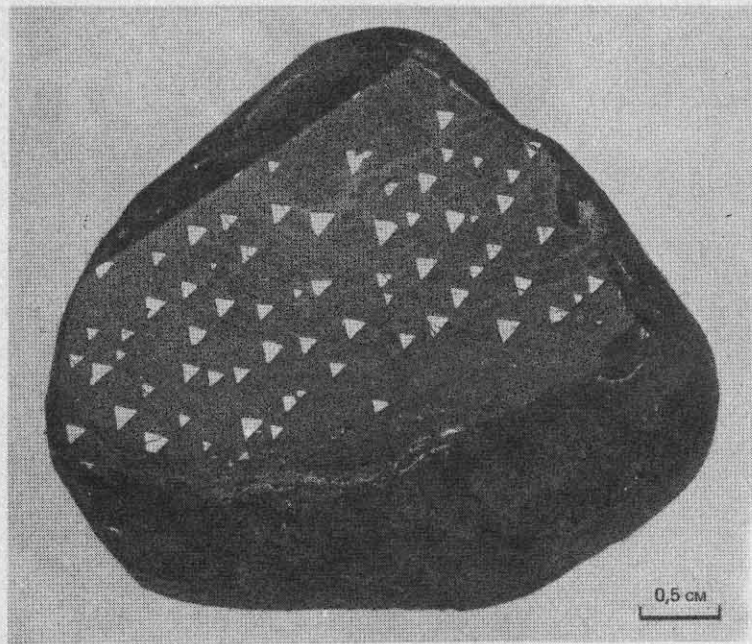


Рис. 14. Пикроильменитовый гипербазит графической структуры, трубка Мир; штупф из кол. Н. Филиппова (ЯФ СО АН СССР)

хромитовых руд после полной консолидации вмещающих их массивов. Важная роль летучих компонентов (Cl, F, P_2O_5 , CO_2 и др.) и щелочей при расслоении жидких силикатных систем общепризнана. Так, например, многие исследователи установили наличие летучих компонентов (CO_2 , N, Ar, H, P и S) в хромшпинелидах Кемпирсайского массива. Результаты определения температуры декрепитации газовой-жидких включений свидетельствуют об их высокотемпературной природе.

В этом отношении интересны включения пироксен-ильменитового состава графической структуры, неоднократно описанные в африканских и якутских кимберлитах. Наиболее полно они изучены из трубки Мир. Форма их включений округлая или неправильная, а размеры изменяются от 2 до 6 см. В их состав входит моноклинный пироксен, содержащий удлиненные кристаллы магнетиального ильменита (0,5—5 мм). В поперечном сечении кристаллы ильменита имеют трех-, пяти- и шестиугольные сечения диаметром 0,5—2 мм (рис. 14). Параллельная ориентировка и одновременное угасание в поляризованном свете — один из характерных признаков ильменитовых выделений в пироксене. Исследователи обращают внимание на выдержанность химического состава как иль-

менитов, так и пироксенов этих глубинных включений независимо от места нахождения. Вместе с тем, подобно ильменитам из кимберлитов, ильмениты графических включений Сибири по сравнению с южно-африканскими более богаты хромом.

Пироксен-ильменитовые гипербазиты обычно принимаются в качестве примера кристаллизации эвтектики $(Mg, Fe)O - SiO_2 - TiO_2$ системы, представляющей собой обогащенный титаном и другими рудными компонентами остаточный кимберлитовый состав.

В трубке Мир выявлены образцы, в которых по мере увеличения ильменита наблюдается постепенный переход от типичных графических структур в сидеронитовые, а в трубке Университетская изучены сложные по составу ультраосновные включения, содержащие ильменитовые гипербазиты с очень высокой концентрацией диоксида титана (9,95 и 15,52%) и гранатовые перидотиты, обедненные титаном. В четвертичных базальтах Южного Алжира описаны мантийные ксенолиты, сложенные в основном магнетиальным ильменитом.

На основании приведенных данных не менее правомерна гипотеза, принимающая пироксен-ильменитовые гипербазиты за ксенолиты пород, образовавшихся в результате флюидно-магматической дифференциации мантийных ультраосновных расплавов со всеми переходами между рудно-силикатными и рудными ильменитовыми расплавами.

Находки глубинных гипербазитов, резко обогащенных ильменитом, свидетельствуют о неоднородности как верхней мантии даже в пределах локальных участков, так и проявлений окисно-рудной ликвации, вплоть до формирования мономинеральных ильменитовых руд. Данные по ильменитам, особенно сульфидным минералам, вызывают необходимость пересмотра концепции А. П. Виноградова о «зонной плавке» пород верхней мантии, поскольку эти породы (перидотиты, лерцолиты, пироксен-ильменитовые гипербазиты и др.) обладают явными признаками магматической природы.

Нодули магнетиального ильменита овальной формы (пикроильменит) описаны из кимберлитовых тел Укукитского и Мало-Ботуобинского полей. В частности, пикроильменит шаровидной формы — составная часть желваков граната кимберлитов трубок № 1, 2 Мир (Мало-Ботуобинское поле). Желваки имеют овальную или правильную шаровидную форму. Их поверхность гладкая, иногда волнистая и обычно покрыта коркой вторичных образований. Их размеры изменяются от 2 до 8 мм в поперечнике.

По окраске и минеральному составу выделяют две группы гранатовых желваков — фиолетово-красные с включениями хромита и оранжевые с пикроильменитом. На рудную фазу в желваках приходится до 30%.

Автором изучались пикроильменит-гранатовые желваки в полированных шлифах. Остановимся на их характеристике. По литера-

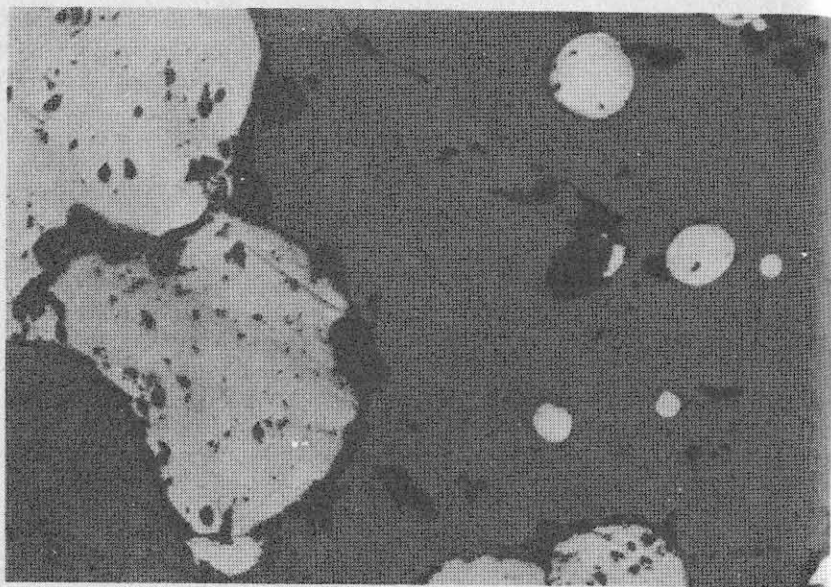


Рис. 15. Морфологические разновидности пикроильменита в гранатовых желваках из кимберлитов: межзерновая и в виде сферических включений; аншлиф, увел. 60

турным данным, оранжево-красный гранат характеризуется пониженным содержанием хрома и резко повышенной концентрацией железа. Форма зерен обычно округло-неправильная, изометричная или слегка вытянутая (пикроильменит). Размеры зерен обоих минералов примерно одинаковые и обычно варьируют от 0,1 до 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, отсутствие идиоморфизма и признаков замещения свидетельствуют об одновременной их кристаллизации.

Вместе с тем на основании минераграфических исследований выяснено, что пикроильменит часто находится внутри тех же зерен граната в виде многочисленных шаровидных включений. Размеры таких включений пикроильменита составляют 0,01—0,1 мм. Их распределение неравномерное как в пределах срезов, так и в отдельных зернах граната. Какой-либо приуроченности шаровидных выделений пикроильменита к трещинам в гранатах не наблюдается. Ограничения включений всегда четкие, без признаков разъединения или замещения минерала-хозяина. Замещение пикроильменита или граната гидротермальными минералами вдоль границ раздела

не отмечено. Две рассматриваемые морфологические разновидности пикроильменита показаны на рис. 15.

С помощью лазерного спектрального анализа установлено, что они отличаются и особенностями химического состава. Пикроильменит, наблюдающийся в виде шаровидных включений в гранате, по сравнению с таковым из межзернового пространства характеризуется пониженным содержанием титана и резко повышенным хрома. Так, концентрация хрома в пикроильмените включений оказалась равной 1,2 и 2,4%, а в пикроильмените из межзернового пространства соответственно 0,4 и 0,46%.

Обе разновидности пикроильменита, заметно различающиеся по химическому составу, образуют сростки с оранжево-красным гранатом. Это обстоятельство является показателем их кристаллизации при неодинаковых условиях и, видимо, различных P_{O_2} .

По мнению Н. В. Соболева, наиболее вероятная причина повышения растворимости хрома в ильменитах, ассоциирующих с хромитами или с хромсодержащими пиропами,— повышение P_{O_2} . В восстановительной обстановке при таком же содержании хрома в расплаве его растворимость в ильмените резко понижается. Однако для подтверждения этого, как считают Н. В. Соболев и другие авторы, необходимы опытные исследования систем с Ti и Cr при высоких PT и различном P_{O_2} .

На основании сопоставления химических и физических свойств гранатов из кимберлитов и включений глубинных пород, ассоциирующих с кимберлитами, А. Д. Харьков и Ю. А. Абагинская допускают возможность образования граната вследствие прямой кристаллизации кимберлитового расплава. В данном случае сферическая форма гранатовых желваков, близкие (равновеликие) размеры, отсутствие механической дезинтеграции и другие признаки также свидетельствуют об их принадлежности к продуктам кристаллизации кимберлитовой магмы, а не к ксенолитам, 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 оксидную, рудную. В последующем каплевидные выделения рудной оксидной фазы были захвачены и законсервированы растущими кристаллами граната.

В первичном расплаве, на основании изучения химического и минерального составов гранатовых желваков, на рудную фазу могло приходиться до 50%. При этом не все рудное вещество отделялось от силикатной части в жидком состоянии. Часть его вошла в кристаллические решетки силикатных минералов (гранат), образуя гомогенную систему, устойчивую лишь в условиях высоких давлений и температур. Смена термодинамических условий привела к распаду твердых растворов с выделением тонких пластинок

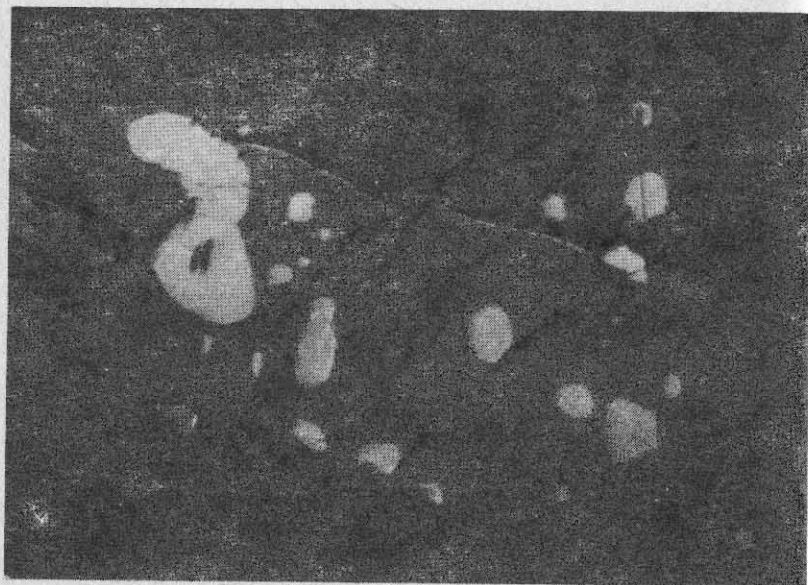


Рис. 16. Кучное скопление ильменита в оливине, оливиновый пироксенит, п-ов Хадарта; аншлиф, увел. 50

пикроильменита в бедных хромом оранжевых гранатах, как это замечено ранее А. Д. Харьковим и др.

Гипотеза, рассматривающая гранат-ильменитовые желваки в качестве обломков пород мантии, вынесенных кимберлитовой магмой, не может быть полностью отвергнута. В этом случае наличие в составе желваков двух морфологически и генетически различных типов пикроильменита также представляет интерес при изучении пород верхней мантии.

Наглядным примером значимости рудных минералов при решении петрологических проблем служат ультраосновные породы архейского комплекса Прибайкалья, в частности оливиновые пироксениты п-ова Святой Нос, которые отличаются повышенным содержанием диоксида титана. По данным силикатных химических анализов среднее содержание TiO_2 составляет 2,36% ($\sigma=0,27$). В таких древнейших ультраосновных породах на ильменит приходится до 8%. Этот минерал наблюдается в межзерновом пространстве в виде неправильных агрегатов размером до 2 мм или в оливине и пироксене. Отдельные зерна силикатных минералов, прежде всего оливина, переполнены мельчайшими изолированными шариками ильменита (рис. 16). Однако имеются отчетливые признаки их слияния (коалесценции) с образованием гантелеподобных ильменитовых выделений.

Наличие сферических выделений ильменита в силикатных ми-

нералах свидетельствует о проявлении оксидно-рудной ликвации в ультраосновной магме и служит еще одним петрографическим признаком разделения вещества в глубинных (мантийных) расплавах в условиях раннего магматизма, что является косвенным отражением сложной истории формирования гипербазитов в высокометаморфизованных толщах архея.

Одним из наиболее благоприятных факторов для проявления оксидно-силикатной и сульфидно-силикатной фаз служит обилие летучих компонентов в магме. По геофизическим и геохимическим данным, именно в архее или на рубеже позднего архея — раннего протерозоя существовала эпоха, характеризующаяся наиболее интенсивной дегазацией мантии с максимальным выделением флюидов [20]. По-видимому, этим и следует объяснять резкое проявление ликвационных процессов в ультраосновных породах архейского комплекса Прибайкалья.

Карбонатитовые комплексы с апатит-титаномagnetитовыми или апатит-ильменит-титаномagnetитовыми рудами также служат наглядными примерами расслоения магм, богатых железом, титаном, фосфором, щелочами и другими рудными и летучими компонентами. Таковы карбонатиты южной части МНР и некоторых других районов.

Данные по докембрийским рудам апатит-магнетитового состава из северной части Швеции также свидетельствуют об их магматической природе. К наиболее крупным и активно разрабатываемым железорудным месторождениям относятся Кирунавара и Луоссавара, представляющие собой части единого апатит-магнетитового тела мощностью около 100 м и протяженностью 25 км. Эти месторождения связаны с породами сиенитовой магмы. Их положение контролируют тектонические зоны, проходящие по поверхности соприкосновения разновременных пластовых интрузивов. Главное рудное тело размещено между кварцевыми порфирами (висячий бок) и сиенитовыми порфирами (лежащий бок). О насыщенности рудной магмы летучими компонентами свидетельствует пневматолито-гидротермальный метаморфизм боковых пород, в частности кварцевых порфиров, с широким проявлением в них скаполитизации, актинолитизации, окварцевания, серицитизации и карбонатизации. Аналогичные по генезису магнетитовые месторождения известны в Центральной Швеции, Норвегии, США (Адирондак), Мексике (Маркадо, Дуранго), Чили (Альгарробо) и других районах мира.

Остановимся более подробно на результатах минералогических исследований апатит-титаномagnetитовых руд позднечурского карбонатитового комплекса в южной части МНР. Этот комплекс пород, сформировавшихся в приповерхностных условиях, наиболее полно представлен в районе Мушугау-Худук. В его сложении принимают участие следующие образования (в порядке возрастной последовательности): 1) лавы меланефелинитов и мелалейцититов; 2) але-

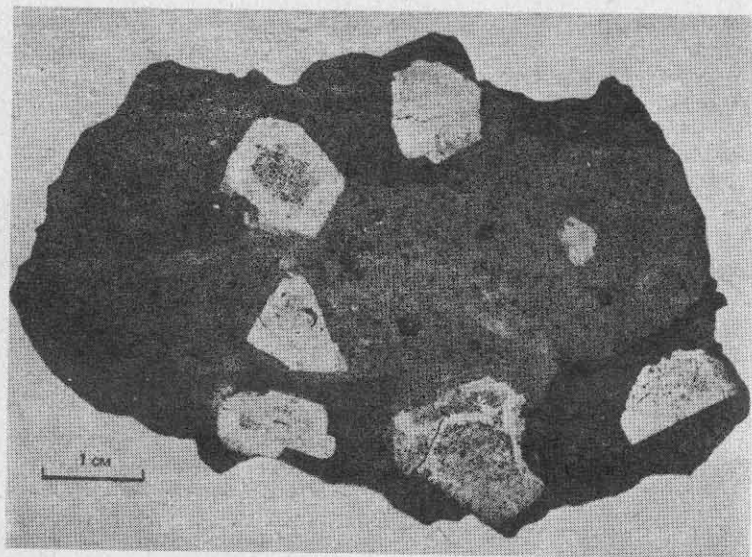


Рис. 17. Гематитизированные кристаллы титаномагнетита, магнетит-флюорит-апатитовая порода, МНР; штуф

вролиты, туффыты, туфы трахитов, известняки с верхнеюрской фауной; 3) лавы и пирокласты трахитов; 4) интрузивы сиенитов, нефелиновых и 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 карбонатитами кальцитового, кальцит-флюоритового и кальцит-кварцевого составов и, наконец, мелкозернистыми брекчиевидными породами типа взрывных брекчий, состоящих из магнетита, апатита и целестина. Отмеченная последовательность формирования установлена по их взаимоотношениям, в частности, наличию четко выраженных секущих контактов.

Автором проведено минераграфическое исследование апатит-магнетитовых руд и брекчиевидных магнетит-флюорит-апатитовых пород завершающей стадии формирования карбонатитового комплекса. Апатит-магнетитовые руды в районе Мушугау-Худук образуют жилы протяженностью от 20 до 100 м и мощностью до 2 м и штокообразное тело диаметром около 40 м. Осевая часть этого тела сложена гигантозернистыми магнетитовыми рудами, в которых размеры отдельных кристаллов магнетита достигают 20 см. Содержание апатита составляет не более 10%. Краевые части рудного тела в основном представлены апатитом с незначительной примесью магнетита (до 5%). Мощность тел флюорит-апатит-магнетитового

состава оценивается в 2 м, протяженность — 100—150 м. Во многих рудных телах отмечены ясные признаки флюидальности.

При минераграфическом изучении установлено, что первичный рудный минерал этих пород представлен не магнетитом, как это считали ранее, а титаномагнетитом. Из других оксидных рудных минералов присутствуют ильменит, гематит и шпинель. В значительном количестве содержатся сульфидные минералы, большей частью преобразованные гипергенными процессами в гидроксиды железа.

Титаномагнетит в центральной части штокообразного тела образует сплошные руды крупнозернистой панидиоморфнозернистой структуры, а в жильных апатит-титаномагнетитовых рудах, как и в брекчиевидных флюорит-апатит-титаномагнетитовых породах, он наблюдается в виде кристаллов и их обломков размером до 2 см (рис. 17).

Титаномагнетит во всех случаях интенсивно замещен гематитом и другими продуктами позднего преобразования, при этом первичная решетчатая его структура отчетливо видна не только в шлифах в отраженном свете, но и в полированных штуфах. В неизмененных участках при детальном микроскопическом изучении отчетливо различают три фазы: собственно магнетит, ильменит и шпинель, также образующие сростания, типичные для структур распада твердых растворов (рис. 18). На приведенной микрофотографии видно, что ильменит выделяется в виде двух генераций: ранней, грубопластинчатой и более поздней, тонкопластинчатой. К тонким дискообразным пластинкам позднего ильменита приурочены мельчайшие зерна шпинели.

Ильменит иногда встречается и в виде самостоятельных однородных зерен размером до 1 мм. Он располагается по краям титаномагнетита или выполняет промежутки между кристаллами апатита, составляющими основную массу породы. Взаимоотношения с сопутствующими минералами свидетельствуют о более позднем обособлении ильменита по сравнению с апатитом и титаномагнетитом.

Одной из характерных особенностей рассматриваемых рудных образований карбонатитового комплекса является присутствие в породообразующем апатите сульфидных выделений преимущественно пирротинового состава (рис. 19). Включения сульфидов установлены как в апатит-титаномагнетитовых рудах, так и в брекчиевидных апатит-флюорит-магнетитовых породах завершающей стадии становления карбонатитового комплекса. Размеры их незначительны и не превышают сотых долей миллиметра. Ограничения сульфидных включений всегда резкие, без признаков замещения вмещающего минерала. Какой-либо их приуроченности к трещинам не наблюдается; точно так же они не встречаются в виде жилок. В апатитах из этих образцов обнаружены расплавные включения.

Формирование апатит-титаномагнетитовых пород происходило в три этапа.

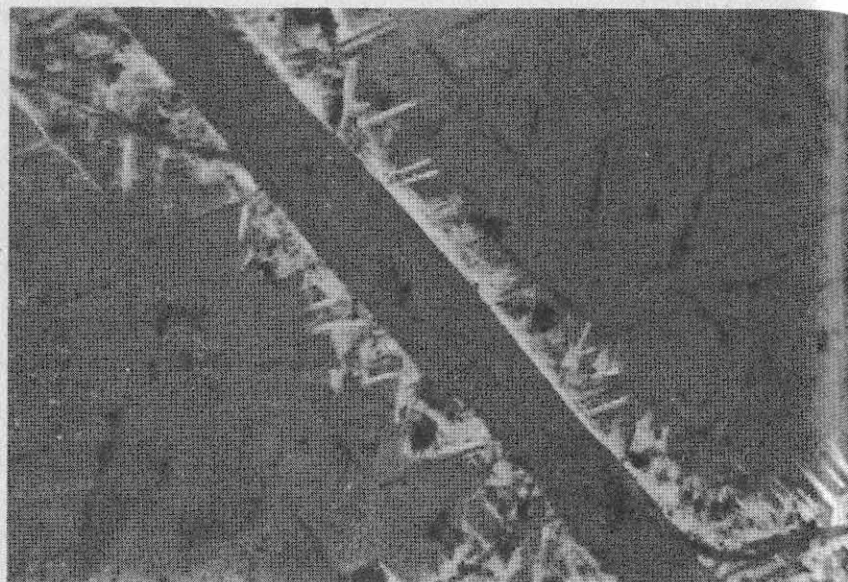


Рис. 18. Продукты распада твердого раствора в титаномagnetите; аншлиф, увел. 800

На снимке видны ильменит двух генераций и мельчайшие выделения шпинели (черное), по краям грубой пластинки ильменита (в центре) находится пластинчатый гематит (светлое)



Рис. 19. Кристаллы авгита с включениями пирротина (светлое); аншлиф, увел. 300

1. Отщепление рудно-фосфатной фракции из карбонатитового расплава. Такому разделению способствовала ограниченная смешимость карбонатной и рудно-фосфатной жидкости.

2. Кристаллизация рудно-фосфатного расплава, резко обогащенного летучими компонентами (P_2O_5 , F и CO_2), в магматической

камере в условиях медленного понижения температуры. Этим объясняются значительные размеры кристаллов титаномagnetита и их грубопластинчатая структура.

3. Частичное удаление раскристаллизованной массы в близ-поверхностные участки. При этом возможно незначительное дробление крупных кристаллов титаномagnetита. Последующее резкое повышение окислительной обстановки обусловило интенсивную гематизацию титаномagnetита.

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 породообразующем апатите убедительно свидетельствуют о магматическом происхождении апатит-титаномagnetитовых пород и других рудных образований карбонатитового комплекса южной части МНР.

По данным А. Н. Соляника [39], апатит-ильменит-титаномagnetитовые руды Джугджурского рудопроявления в Становой области (Восточная Сибирь) имеют первично-магматический генезис [38]. Рудно-apatитовая минерализация приурочена к краевым частям тел оливиновых габбро и габбросиенитов, выделенных среди джугджурских анортозитов в самостоятельный среднепротерозойский комплекс дифференцированных габброидов.

Для габбро и габбросиенитов характерны микроскопические каплевидные обособления рудно-apatитового состава, с увеличением содержания которых структура переходит в сидеронитовую, вплоть до образования шлиров нельсонита — породы нацело состоящей из оксидного рудного минерала и фторапатита. Эти породы нередко наблюдаются в брекчированных анортозитах в виде густой сети прожилков и жил. В нельсонитах отмечены и следы течения магматического расплава, выраженные в субпараллельной ориентировке — трахитоидности кристаллов апатита. Структурно-текстурные особенности руд, а также наличие расплавных включений в апатите однозначно свидетельствуют о ликвационном происхождении апатит-ильменит-титаномagnetитового оруденения. Джугджурское рудопроявление служит еще одним примером, свидетельствующим о возможности рудно-apatитовой ликвации в магмах, богатых железом, титаном, фосфором и щелочами.

В других типах магматических пород, особенно корового происхождения, петрографические признаки обособления в жидком состоянии оксидов тяжелых металлов, в частности ильменита, наблюдаются реже. Например, каплевидный ильменит обнаружен в двух случаях: в щелочных породах Хушагольского массива (Восточный Саян) и в титаноносном габбро раннедокембрийского кристаллического фундамента Белоруссии. Хушагольский массив, как уже отмечалось, сложен габбродиоритами, сиенито-диоритами, геденбергитовыми, нефелиновыми и эгирин-геденбергит-рибекитовыми,

выми сиенитами. В них повсеместно распространен ильменит, на долю которого в сиенито-диоритах и габбродиоритах приходится 3—4%. Ильменит в равной мере встречен и в межзерновом пространстве в виде неправильных зерен (0,1—0,5 мм), нередко с бухтообразными очертаниями, и в силикатных темноцветных минералах. В последних форма его выделений эллипсоидная или правильная шарообразная. Ограничения с минералом-хозяином всегда четкие, без признаков замещения. Наличие каплевидного ильменита внутри силикатных минералов, несомненно, служит показателем проявления оксидно-рудной ликвации в магматическом расплаве, т. е. до кристаллизации порообразующих минералов.

Капельно-жидкие обособления магнетита — наиболее характерного рудного минерала габбро, базальта, диорита, гранита и многих других магматических пород земной коры — встречаются очень редко и выявлены автором при изучении онгонитов МНР.

Онгониты представляют собой близповерхностные, субвулканические аналоги жильных редкометалльных литий-фтористых гранитов. Это светлые стекловатые породы, отличающиеся низким содержанием железа (от 0,5 до 1% $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$), титана и практически полным отсутствием темноцветных минералов. В них был установлен магнетит, в том числе в виде мельчайших (0,001—0,002 мм) капельно-эмульсионных выделений, обычно группирующихся в редкие цепочки, расположенные в соответствии с флюидной текстурной основной стекловатой массы породы. Изобилие щелочей и летучих компонентов, в частности фтора, очевидно, оказалось решающим для практически полного обособления железа в форме магнетита в капельно-жидком состоянии.

В работах Н. Г. Прокопцева [31] приведены убедительные данные по ликвационному генезису тонкодисперсных оксидно-рудных обособлений в тихоокеанских глубоководных базальтовых лавах, имеющих витрофировую глобулярную микроструктуру. Этим автором выявлены сферические рудные выделения в силикатных глобулах и оригинальные кольцевые и линейно-струйчатые структуры, образовавшиеся при слиянии рудного материала в вулканическом стекле. Зарождению таких обособлений предшествует появление метастабильных силикатных глобулей с относительно высоким содержанием рудных компонентов. Последующие изменения RT -условий магматического расплава, а возможно, и увеличение содержания летучих компонентов приводят к распаду жидкости глобулей на силикатную и оксидную фазы, т. е. к образованию магнетитовой эмульсии и разнообразных кольцевых и линейно-слоистых структур, отражающих самые ранние этапы рудоотделения в сложном и многоэтапном механизме рудно-силикатной ликвации базальтовой магмы. Капельные обособления магнетита в расплавах, отвечающих основным, базальтовым магмам по химическому составу, однозначно доказаны и опытными данными.

Следует особо отметить, что каплевидные обособления оксидов

тяжелых металлов, рассеянных в изверженных породах — интрузивных и эффузивных, имеют прямое отношение к формированию промышленных залежей руд. Это положение относится к хромитовым, ильменит-титаномagnetитовым и magnetитовым месторождениям, в частности эффузивным. Убедительным подтверждением этому служат апатит-содержащие magnetитовые лавы раннечетвертичного вулкана Эль-Лако (северная часть Чили). Magnetитовые лавы завершают вулканическую деятельность и вследствие этого повсеместно залегают на андезитовых покровах. Для них обычны флюидалность, обилие пор, пустотелых каналов и каверн, свидетельствующих о высокой газонасыщенности рудного расплава.

Наличие порообразующего магнетита в продуктах наземного вулканизма свойственно не только лавам четвертичного возраста. Так, например, маломощная magnetитовая залежь (0,8 м) обнаружена в среднекаменноугольных андезитах в Алмалыкском рудном районе (Восточный Узбекистан). Руды, слагающие этот лавовый поток, на 80—85% представлены magnetитом. Пластообразные тела апатитсодержащих magnetитовых руд, согласно залегающих с риолитами, туфами, джеспилитами и доломитами, известны также в Центральном Иране. Здесь в риолитовых туфах встречены и вулканические бомбы магнетита. Сидеронитовые структуры с обильным magnetитовым цементом установлены также в шлаковидных лавах и туфах порфиритовой и кератофировой формаций разных районов. Из приведенных примеров становится очевидным существование разновозрастных magnetитовых или резко обогащенных magnetитом лавовых потоков, преимущественно производных андезитового вулканизма.

Вместе с тем затвердевшие капли оксидов железа, титана, хрома и других металлов обладают большой информацией о происхождении магматических пород, и было бы неправомерно не учитывать или недооценивать их значение при решении многих петрологических проблем.

Изучение магматической, точнее, флюидо-магматической дифференциации выходит за рамки данной работы, поэтому остановимся на одном примере, представляющем петрографический интерес.

Рассмотрим шаровые текстуры в глубинных кристаллически-зернистых породах с концентрически-зональным и радиальным расположением минеральных зерен. Классические описания таких текстур приведены в работах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и А. Н. Заварицкого. Появление этих текстур объясняется пересыщением расплава одним или несколькими компонентами. При переносе пересыщения то одним, то другим компонентом образуются чередующиеся зоны. В некоторых случаях сфероиды представляют собой корродированно построенные включения (ксенолиты) или образования ранее застывших частей той же магмы, окруженной каймой, возникшей при взаимодействии вещества включения и магмы.

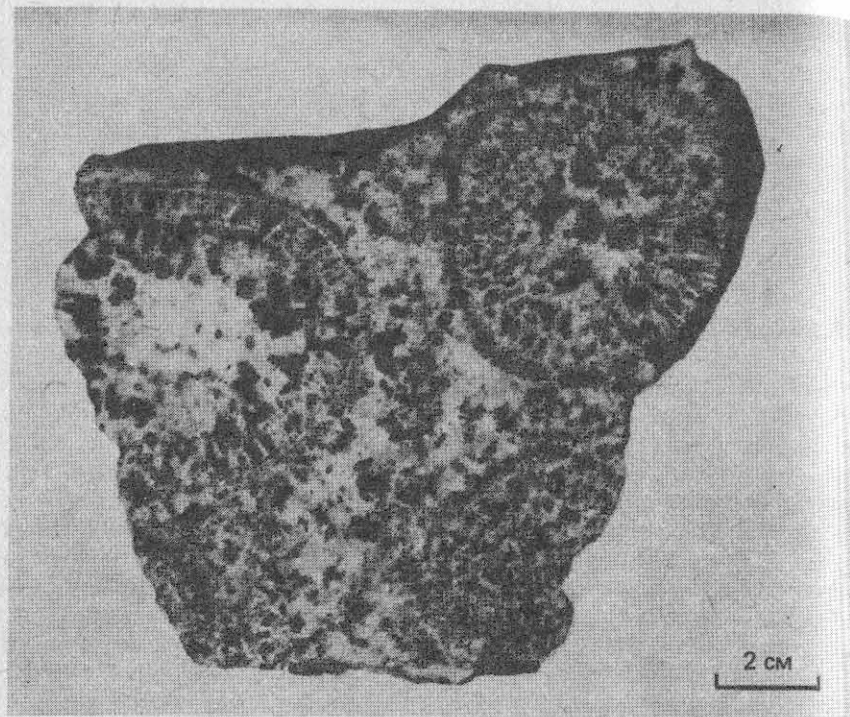


Рис. 20. Роговообманковый диорит шаровой текстуры, Восточный Тянь-Шань; штуф

Автором изучались образцы роговообманковых диоритов оригинальной шаровой текстуры, формирование которой не может быть объяснено ни одной из приведенных причин. Диориты локализованы в бассейне р. Сарыджас (Восточный Тянь-Шань) и входят в состав сарыджасского гранитоидного комплекса, рвущего свиту куйлю нижнего протерозоя. Шаровые диориты наблюдаются среди гранитоидов в виде крупных останцев размером до 30×100 м, относящихся к ранней фазе этого интрузивного комплекса.

Диориты состоят из сфероидов размером 6—8 см в поперечнике и имеют яйцевидную, реже шаровидную форму (рис. 20). Сфероиды контактируют друг с другом или разобщены цементирующей массой, составляющей незначительную часть породы (не более 10%). Ограничения сфероидов всегда резкие поэтому поверхность раскола штуфов породы совпадает с внешней поверхностью шаров.

К главным породообразующим минералам диоритов относятся плагиоклаз (андезин) и обыкновенная роговая обманка; к второстепенным и аксессуарным (в порядке распространенности) — биотит, кварц, магнетит, титанит, апатит и циркон. Из продуктов

послемагматического преобразования установлены альбит, эпидот, хлорит, кальцит и мусковит.

Распределение минералов неравномерно не только в породе, но и в отдельно взятом сфероиде. Структура сфероидов следующая. Внешняя зона мощностью 0,5—1 см сложена из равных соотношений радиально расположенных удлиненных кристаллов темно-зеленой роговой обманки и плагиоклаза. Из второстепенных минералов отмечены биотит, магнетит и титанит, причем последние два минерала наблюдаются только в меланократовой зоне. Ядро сфероидов имеет лейкократовый облик. Здесь редкие по сравнению с внешней каймой, но более крупные (до 1 см в длину) кристаллы обыкновенной роговой обманки, реже биотита приурочены исключительно к периферии ядра, центральные части практически полностью лишены темноцветных минералов. Вместо них резко возрастает содержание кварца (до 10%), выполняющего промежутки между идиоморфными кристаллами плагиоклаза и апатита (до 5%). В незначительных количествах установлены титанит и циркон.

Таким образом, строение сфероидов и взаимоотношения породообразующих минералов свидетельствуют, что первыми кристаллизовались обыкновенная роговая обманка и плагиоклаз с образованием внешней меланократовой оболочки, а последними выделились кварц и апатит совместно с плагиоклазом, слагающих лейкократовое ядро.

Видовой состав минералов цементирующей массы аналогичен таковому из сфероидов, но количественные отношения отличны. Плагиоклаз значительно преобладает над обыкновенной роговой обманкой, более того, в отдельных участках цемента темноцветные минералы отсутствуют полностью. Содержание кварца составляет 2—3%, апатита — не более 0,5%. Вместе с тем отмечаются повышенные концентрации титанита (до 2%) и акцессорного циркона.

Магнетит большей частью сконцентрирован в тонких (5 мм) рудных зонах, оконтуривающих сфероиды, где на его долю приходится 30%. Он выполняет также межзерновое пространство и в наиболее богатых участках образует сидеронитовую структуру. В значительном количестве он находится в виде каплевидных включений в кристаллах плагиоклаза, тем самым свидетельствуя о первично-магматической природе шаровых диоритов. Ильменит не обнаружен ни в цементирующей массе, ни в сфероидах.

Каков механизм формирования шаровой текстуры диоритов? Кристаллизация минералов сфероидов происходит от периферических меланократовых зон к лейкократовым ядерным частям с достаточно четким их обособлением. Резкие контакты сфероидов с цементирующей массой и другие признаки свидетельствуют о расслоенности силикатного расплава не в результате кристаллизационной дифференциации, а вследствие ликвации магмы. Относительно высокое содержание в исходной магме летучих и отчасти рудных компонентов, очевидно, способствовало ее распаду на

несмешивающиеся алюмосиликатные фазы. Возможность легкого многократного ликвационного расщепления флюидных алюмосиликатных магм подтверждена экспериментальными исследованиями А. А. Маракушева, И. П. Иванова и В. С. Римкевич [24].

Петрографы, как правило, не придают существенного значения ликвационной дифференциации силикатных и алюмосиликатных расплавов в формировании значительных масс горных пород. В связи с этим детально рассматриваемые здесь оригинальные шаровые диориты Восточного Тянь-Шаня, несомненно, представляют петрографический интерес.

Аналогичные по строению шаровые текстуры с четко выраженной кристаллизацией порообразующих минералов от периферии к центру известны в габброидах из расслоенных лерцолит-пироксенит-габброноритовых массивов Северного Забайкалья (плутоны Заоблачный и Исполинский). Формирование концентрически-зональных сфероидов, вероятно, также обусловлено распадом в жидком состоянии исходного субпикритоидного расплава, обогащенного H_2O и CO_2 .

ГЛАВА IV

САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ

Такие самородные металлы, как золото, серебро, железо, медь, сурьма и ртуть, известны человеку давно. Для некоторых металлов самородная форма нахождения в земной коре остается единственным или важным источником промышленного получения минерального сырья. Благодаря исследованиям советских ученых [34, 36] в последнее время стала известна широкая распространенность в изверженных породах самородных металлов и их сплавов.

Наиболее богаты самородными металлами основные и ультраосновные породы. Только в траппах Сибирской платформы обнаружены α -железо, цинк, олово, алюминий, медь, кадмий, свинец, природные сплавы никеля, железа, меди, цинка, свинца, олова, сурьмы и продукты их распада. Другой пример — кимберлиты — представители глубинных щелочно-ультраосновных пород. В них встречены железо, никель, медь, цинк, свинец, олово, алюминий. Этот список можно дополнить природной латунью с широким диапазоном содержания в ней цинка, сплавами никеля и железа, цинка и железа, свинца, олова и сурьмы и др. В базит-ультраосновных породах других районов отмечаются включения железа, никеля, кобальта и других металлов, в том числе платиноиды и единичные находки алюминия, хрома и золота. Самородное минералообразование проявлено в магматических породах других формационных типов. Например, в гранитоидах описаны золото, серебро, медь, висмут, свинец, железо, олово и цинк.

В геохимическом отношении особого внимания заслуживают находки алюминия и хрома, существование которых в самородном состоянии представлялось невероятным при физико-химических параметрах и прежде всего окислительно-восстановительной обстановке, характеризующих магматические процессы в условиях земной коры и даже в верхних частях мантии.

Многочисленные данные по самородному минералообразованию опубликованы в некоторых работах [10, 35, 36, 37], и его детальное освещение не входит в задачу автора. Это оправдано и следующим обстоятельством. Большинство самородных металлов в изверженных породах присутствует в очень малых количествах, поэтому в полированных шлифах они, как правило, не обнаруживаются. Извлечение и последующее изучение проводится с помощью искусственных шлихов из протолочек горных пород массой в 50 кг и более.

Но есть самородные металлы или сплавы, которые в некоторых магматических породах образуют визуально наблюдаемые скопления. Их изучение успешно проводится с применением традиционных минералого-петрографических, в том числе минераграфических, методов. К числу таких самородных металлов относится железо. Остановимся более подробно на условиях его образования.

Крупные скопления самородного железа очень редки, одно из них находится в районе Ювфак (о-в Диско), где в третичных базальтах сосредоточено около 5 млн. т этого металла. Исследователи этого уникального месторождения установили два типа металлического железа: высокоуглеродистое (2,9—4% углерода) в виде сферических выделений размером до 15 мм в диаметре, характеризующихся эвтектической структурой сростаний железа с когенимом (Fe_3C), и низкоуглеродистое (1,8—2% углерода). Структурные взаимоотношения свидетельствуют, что оба типа кристаллизовались из $Fe-C$ -расплавов с определенными содержаниями углерода, источником которого, вероятно, служат третичные осадки, поглощенные базальтовой магмой. Масса отдельных блоков вкрапленных руд на о-ве Диско достигает 22 т и представляет собой типичные кумулаты, образовавшиеся в основании субвулканического интрузивного тела вследствие осаждения из магмы рудных капель под действием силы тяжести. Желваки-самородки массой до 5 кг обнаружены близ г. Кассель (ФРГ).

В нашей стране самородное железо найдено на Урале, Алтае, в Саянах, Прионежье и других районах. Но самые крупные его проявления открыты в трапповых интрузивах на севере Сибирской платформы. Здесь совместно с железом установлено большое количество других самородных металлов и сплавов, что позволило по-новому раскрыть особенности раннемагматического минералообразования, обосновать теорию о глубинном проявлении в недрах земной коры и верхней мантии металлизации силикатного субстрата [35].

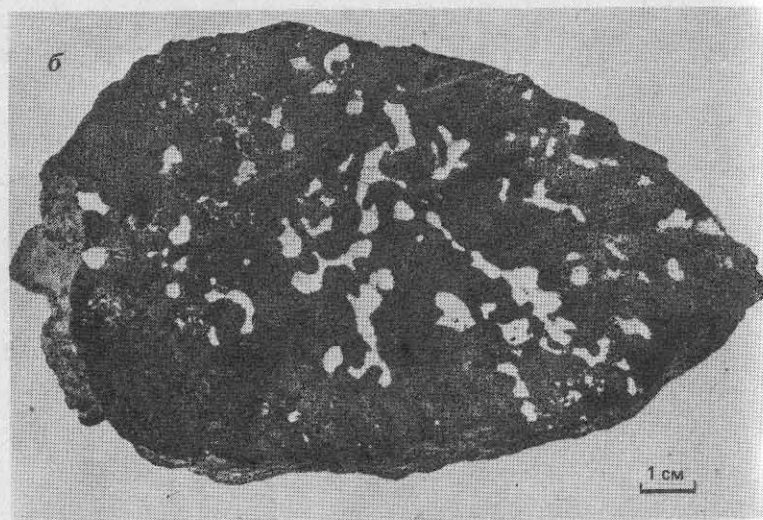
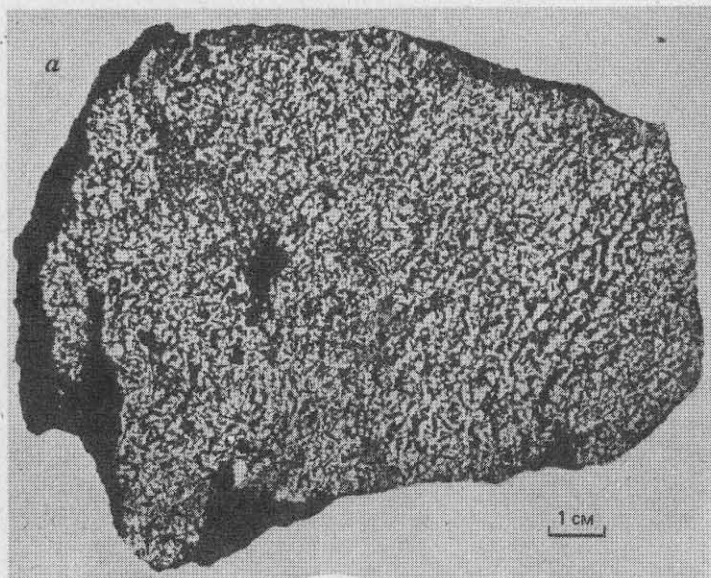


Рис. 21. Губчатая (а) и вкрапленная (б) руды самородного железа в габбродолерите, Хунгтукунский массив и горы Озерная соответственно; штуп из кол. В. В. Рубова

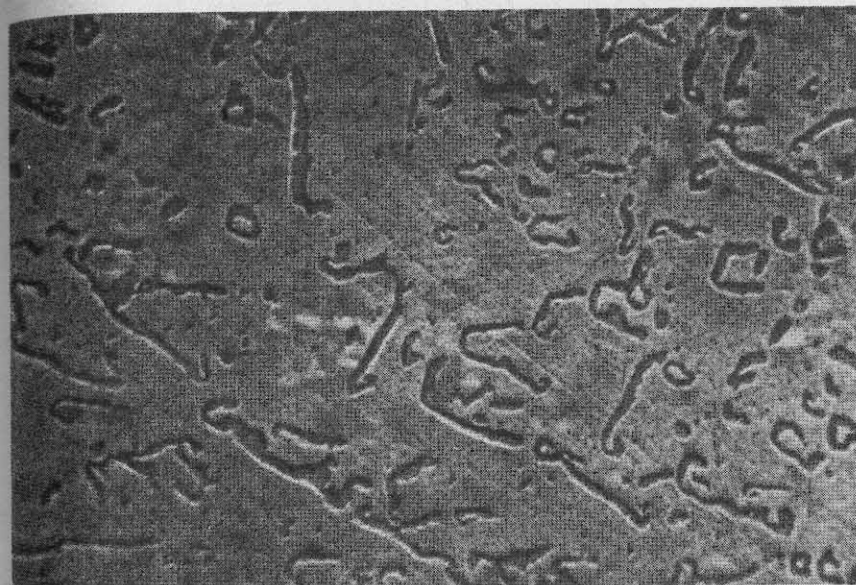


Рис. 22. Иероглифические структуры распада когенита в самородном железе (основная масса), Хунгтукунский массив; аншлиф, увел. 100

Среди интрузивов, несущих самородное железо, наиболее детально изучен Хунгтукунский [33, 35]. Интрузив представляет собой пластовую залежь габбродолеритов. Мощность его изменяется от 90 м (юго-восток) до 320 м (север), а площадь оценивается в 900 км². К верхней близкоровельной части интрузива приурочен рудоносный горизонт оливиновых, реже троктолитовых габбродолеритов. Скопления самородного железа в пределах этого горизонта мощностью 10—30 м представлены пластинами, веретено-шарообразными желваками, дисковидными линзами и др. Масса рудных самородков большей частью изменяется от первых сотен граммов до первых сотен килограммов. В ущелье, пересекающем верхнюю часть интрузива, обнаружен самородок из сливного железа, выступающая часть которого оценена в 10 т.

Сравнительное петрографо-геохимическое изучение габбродолеритов из оторочек желваков железа и остальных частей разреза Хунгтукунского интрузива выявило их однотипность по структурно-текстурным признакам, минеральному составу и морфологии породообразующих минералов. Каких-либо околорудных изменений, сопровождающихся обеднением железа, не наблюдалось. Два штуфа самородного железа из габбродолеритов Хунгтукунского массива и горы Озерной показаны на рис. 21, а, б.

Совместно с самородным железом находятся когенит Fe_3C , камасит, или никелистое железо (6—9% Ni), самородная медь,

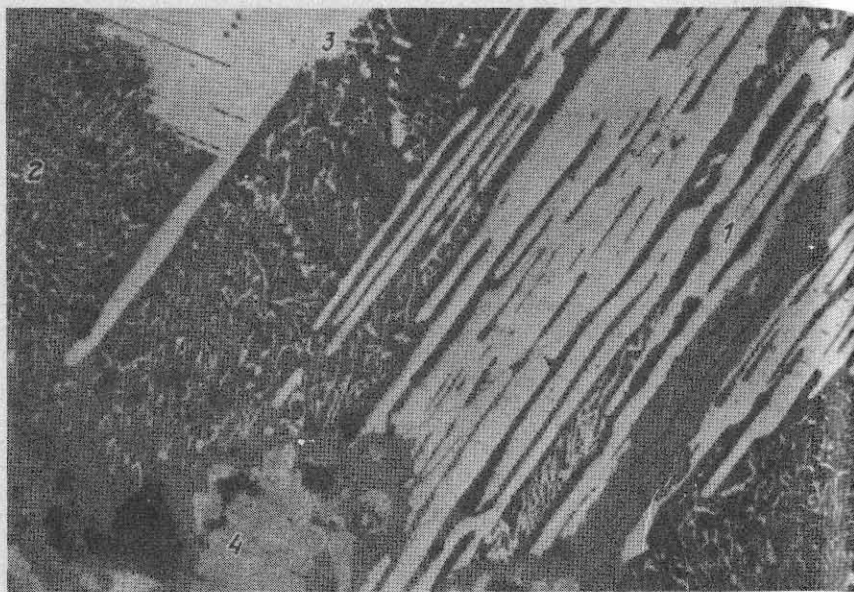


Рис. 23. Пластинчатый камасит в ассоциации с когенит-магнетитовой эвтектикой; аншлиф, увел. 30.

1 — камасит; 2 — когенит-магнетитовая эвтектика; 3 — самородное железо, 4 — троилит

графит, сульфиды железа и меди, магнетит, ильменит, герцинит, оливин, пироксены, плагиоклаз и другие минералы.

В. В. Рябовым при микроскопическом изучении выявлены типичные эвтектоидные сращения когенита с самородным железом и магнетитом. В последнем случае когенит-магнетитовая эвтектика (рис. 22, 23) находится в ассоциации с пластинчатым камаситом, самородным железом и троилитом.

Самородное железо выполняет межзерновое пространство, образует губчатые и сливные массы и наблюдается в виде крупных каплевидных обособлений с четко выраженным зональным строением. На границе с породами вокруг железа образуется кайма иоцита FeO в срастании с магнетитом и когенитом. Формирование такой оболочки связано с окислением железа. В некоторых случаях железо почти нацело замещено иоцит-магнетитовым агрегатом с появлением своеобразного ложнографического рисунка, наблюдаемого в полированных шлифах. Следующая зона — сульфидная, представлена в основном пирротинном, значительно реже — магнетитом. Граница с сульфидной зоной резкая, мениск вогнут в сторону иоцитовой зоны. На границе этих зон встречаются грубопластинчатые выделения камасита и тонкодисперсный графит. Для силикатных минералов и шпинелидов обычны включения правильных шариков и амебовидных выделений железа, для сплошных руд —

симплектитовые прорастания силикатов с самородным железом с кружевными границами между ними.

В самородном железе, как и в некоторых породообразующих минералах (пироксен), были обнаружены многочисленные вакуоли частично раскристаллизованного стекла, по химическому составу отвечающего всем типам изверженных силикатных пород — от гранитов до перидотитов. Каплевидные включения камасита встречаются в плагиоклазе, ильмените и других минералах габбродолеритов из контактовой зоны с желваками самородного железа. Температуры гомогенизации расплавных включений в пироксенах составляют $1140\text{—}1220\text{ }^{\circ}\text{C}$ [33]. Приведенные данные однозначно свидетельствуют о ликвационной природе самородного железа или, другими словами, обособлении его в капельно-жидком состоянии до кристаллизации базальтовой магмы.

Самородное железо — эффективный коллектор других самородных металлов, особенно никеля и кобальта, которые вследствие близости кристаллохимических свойств впоследствии охотно закрепляются в кристаллической решетке минерала-хозяина, что подтверждено химическими анализами. Так, в составе самородного железа Хунгтукунского интрузива установлены (%): никель $0,27\text{—}4,93$; кобальт $0,2\text{—}1,2$; медь $0,36\text{—}1,28$. Самородное железо с повышенным содержанием никеля, как известно, относится к камаситу.

Условия нахождения, физические и химические свойства самородного железа в габбродолеритах как Хунгтукунского, так и других трапповых интрузивах севера Сибирской платформы во многом схожи. Так, в породах Джалтульского массива самородное железо представлено ферритом и камаситом, образующими желваки мелко-вкрапленной сидеронитовой, губчатой и массивной текстур. При микроскопическом изучении в камасите установлены как каплевидные включения самородной меди и троилита, так и силикатные глобулы сложного фазового состава (клинопироксен, плагиоклаз, апатит, стекло и др.).

В самородном железе (феррит и камасит) содержится (%): никель $1,1\text{—}7,0$; кобальт $0,03\text{—}2,3$; медь $0,02\text{—}0,56$. Высокая концентрация меди обусловлена каплевидными микровключениями самородной меди. В габбродолеритах Джалтульского интрузива описаны единичные находки тэнита $\gamma = (\text{Ni}, \text{Fe})$ с концентрацией никеля от $11,13$ до $53,48\%$ и кобальта $0,66\text{—}7\%$. Тэнит приурочен к центральному или периферическим частям камаситовых желваков или входит в состав околожелваковых полиминеральных пентландит-талнахит-троилитовых обособлений размером от $1,0$ до $1,5$ мм. Контактующие с тэнитом пентландит и другие сульфидные минералы характеризуются недостатком серы. Образование тэнита в богатой никелем сульфидной жидкости исследователи объясняют фракционной кристаллизацией, происходившей в соответствии с опытными данными Куллера, по которым в системе Fe—Ni—S

при высокотемпературных (около 1000° С) условиях первично-однородный расплав расщепляется на металлическую γ -фазу и остаточную сульфидную жидкость. К конечным продуктам кристаллизации этой остаточной жидкости относятся троилит с пластинками талнахита и высоконикелистый пентландит.

В габбродолеритах горы Озерной установлены некоторые другие сплавы (Fe—Co и Ni—Sn). Впервые выявленный здесь минеральный вид сплава никеля с оловом приурочен к зернам самородной меди (250×50 мкм) на контакте камасита и силикатной матрицы.

Появление самородного железа и его сплавов, как и других металлов, в трапповых интрузивах объясняется металлизацией базальтовой магмы или, другими словами, частичным восстановлением до нульвалентного состояния некоторых рассеянных и петрогенных элементов исходного магматического расплава под воздействием глубинных — мантийных восстановительных флюидов — H_2 , CH_4 , CO и др. Эти флюиды сохраняются не только в протокристаллах пороодообразующих минералов долеритов, но и в самородных металлах. На основании исследований химического состава газовой фазы в габбродолеритах с самородным железом выявлено, что количество H_2 , CH_4 , N_2 , CO, CO_2 в металлической составляющей заметно выше, чем во вмещающей силикатной массе. Причем преобладающим летучим компонентом оказался водород.

Формирование крупных желваковых сегрегаций самородного железа происходит в результате массового слияния изначально мелких (доли миллиметра) капель металла, при этом наблюдается не только их осаждение под действием силы тяжести обособившегося жидкого железа на дно магматической камеры, но и подъем в верхние горизонты по принципу пенной флотации благодаря обилию газовой фазы в магме. Это обстоятельство объясняет размещение рудных желваков в центральной и верхней частях разреза пластовой залежи габбродолеритов (Хунтукунский интрузив).

Некоторые авторы обосновывают гипотезу восстановления железа и других металлов в базальтовой магме углистым веществом осадочных пород или восстановительными газами (CH_4 , H_2 , CO), возникшими в результате термической диссоциации углеводородов сапропелевых углей, битуминозных сланцев и др. [33]. В некоторых случаях такой источник восстановительных газов вполне допустим. При смене восстановительных условий на окислительные, при увеличении окислительного потенциала эволюционирующей флюидно-магматической системы окисление железа происходит уже в магматическую стадию. При этом в конечном счете формируются оболочки иоцит-магнетитового состава, предохраняющие его от полного окисления и последующего уничтожения.

Самородное железо, медь, сурьма, свинец и некоторые другие цветные и благородные металлы давно известны в рудоносных норильских интрузивах — Норильск I и II, Черногорский и Верхнеталнахский. Здесь установлены и многочисленные сплавы, в том

числе железа, меди, свинца, олова, сурьмы, висмута и мышьяка с благородными металлами. В составе соединений платиноидов с другими металлами преобладают сплавы с оловом, свинцом, сурьмой, мышьяком и висмутом, т. е. с халькофильными элементами, считавшимися запрещенными для норильских месторождений.

Беспримесное, никелистое и марганцовистое самородное железо описано в кимберлитах и родственных им глубинных включениях [38]. В кристаллах алмаза установлены тэнит, содержащий 38, 85% Ni, и углеродистое железо. Причем самородное железо встречается не только среди так называемых центральных включений, но и в краевых зонах монокристаллов алмаза и поликристаллических алмазных агрегатов [38]. Беспримесное и никелистое железо, металлический никель, латунь и алюминий определены в оливинах из кимберлитов Якутии, Юго-Западной Африки и Северной Америки. Всего в кимберлитовых породах выявлено девять самородных металлов (железо, медь, цинк, алюминий, свинец, олово, золото, никель, хром) и восемь сплавов. Самородные медь, цинк и серебро в ассоциации с муассонитом, алмазом, когениом в качестве характерных аксессуарных минералов описаны в лампроитоподобных породах Средней Азии.

Большой набор самородных металлов (железо, никель, медь, хром, платина, золото и др.) выявлен в габброидах и ультраосновных породах Камчатки. Особый генетический интерес представляют те металлы и сплавы, которые заключены в хромшпинелидах — наиболее высокотемпературных минералах, характеризующих физико-химическую обстановку начальных этапов кристаллизации магмы. К ним относятся железорутеневые, железоосмистые и железоиридиевые твердые растворы или двух- и трехфазные их сростания. Включения хрома также обычны для хромшпинелидов этого района. Сплавы осмия, иридия и рутения обнаружены в хромитах дунитов и гарцбургитов, слагающих офиолитовый комплекс Шетландских островов (Северное море). Широкий спектр самородных элементов в хромшпинелидах габброидов, перидотитов и других разновидностей ультраосновных пород — прямой показатель крайне восстановительных условий кристаллизации магмы при незначительной роли серы и мышьяка.

Каплевидные обособления железа в ассоциации с муассонитом, реже графитом в иоцитовых или магнетитовых защитных оболочках найдены в гранитоидах многих районов Якутии, Тянь-Шаня, Украины и на Кольском полуострове. Условия и механизм формирования магнетитовых шариков в гранитоидах принципиально не отличаются от таковых в основных — ультраосновных породах.

По мнению многих авторов, только при кристаллизации существенно гранитного расплава восстановительные условия возникают локально, чем и объясняется менее интенсивное проявление самородного минералообразования в породах гранитного ряда. Тем не менее в гранитах кроме железа в самородном состоянии обнаруже-

ны золото, серебро, олово, мышьяк, свинец и некоторые другие металлы, отражающие их геохимическую специализацию.

Металлические магнитные шарики обнаружены в вулканических брекчиях основных пород, выполняющих трубки взрыва в Мирнинском кимберлитовом поле [36]. Форма шариков идеально круглая, каплевидная или гантелеобразная. Окраска стально-серая, реже черная. Поверхность гладкая, блестящая. Шарики внутри чаще всего пустотелые, скорлуповатые, редко сплошные. Рентгеноструктурными исследованиями было установлено, что по параметрам элементарной ячейки $a_0 = 0,286—0,287$ нм они соответствуют $\alpha = \text{Fe}$. И здесь, как правило, шарики самородного железа окружены оболочкой, состоящей из смеси иоцита и магнетита. Аналогичные шарики железа совместно с муассонитом обнаружены в образованиях жерловой фации многих палеовулканов северо-запада Сибирской платформы (Надеждинское, Лама-Камень, Фокинское, Веткинское и др.), в породах позднемеловой вулканической серии Северной Армении, в олигоценовых андезитобазальтовых лавах севера Русской платформы, в Архангельской области [34—36]. Здесь в интервале глубин 43—70 м скважиной вскрыт лавовый поток, лежащий на верхнепермской терригенно-карбонатной толще и перекрытый четвертичными ледниковыми отложениями.

В олигоценовой андезитобазальтовой лаве Архангельской области на самородное железо приходится 5—10%, иногда 30% объема породы. По результатам рентгеноструктурных и микронзондовых анализов оно относится к безникелистой разновидности — ферриту, но с несколько повышенным содержанием марганца (до 0,5%). Здесь же встречаются когенит (вростки в феррите) и природный сплав меди и цинка в виде корочек на феррите, чешуек, проволок и каплевидных выделений. По мнению Н. П. Юшкина и М. А. Данилова [34], здесь самородное минералообразование обусловлено восстановлением железа, меди и цинка углеродом, заимствованным из вмещающих пород, что подтверждено наличием угленосных и нефтеносных пород в подстилающем лаву разрезе, а также присутствием в самородном железе когенита и заметной обогащенностью андезитобазальтов углекислым газом. Самородные железо, никель, медь и их сплавы выявлены Л. А. Агафоновой и другими [34] в продуктах Большого Трещинного извержения Толбачика.

Особый интерес вызывают состав и строение стекловатых глобулей, описанных В. Ш. Кутыевым и Э. Н. Эрлихом в вулканах экструзивного купола в северной части кальдеры Хангар (Срединный хребет Камчатки). Для глобулей характерны шарообразные выделения размером в диаметре 0,3—0,7 мм; оболочки двойные обсидиановые с обильными газово-жидкими и твердыми включениями; их внутренние части (0,15—0,3 мм) выполнены жидкой самородной ртутью. Отмечается и равномерное распределение глобулей без признаков гидротермального изменения. Глобули с ртутной

«начинкой» из вулкана Хангар — уникальный пример ликвации металла в природном силикатном расплаве.

В заключение остановимся на некоторых проблемах самородного минералообразования и их практическом значении. Наибольший интерес для петрографов представляют ведущие парагенезисы самородных металлов. Они несут богатую генетическую информацию об изверженных породах и одновременно отражают их металлогенетическую специализацию. К ним относятся золото, серебро, висмут и мышьяк в гранитоидах интрузивных комплексов, продуктивных на золотое оруденение; самородная ртуть и медь в вулканитах; осмий-иридий-рутениевая ассоциация платиноидов в отдельных типах ультраосновных пород. Встречающиеся в литературе многочисленные примеры повышенных содержаний в хромшпинелидах альпинотипных гипербазитов платиноидов чаще всего объясняют не изоморфной формой их нахождения, а иридий-осмий-рутениевым типом платиновой минерализации. Уточнение и детальная характеристика типоморфных парагенезисов самородных металлов и их сплавов в магматических породах — интрузивных и эффузивных разных формационных типов остается одной из первоочередных задач рудно-минералогических исследований.

Детальное исследование уникальных скоплений самородного железа независимо от практического значения очень важно для познания сущности природных «металлургических» процессов, расшифровки физико-химических условий образования руд и горных пород.

Самородное железо — очень сильный ферромагнетик, и даже незначительное его количество (менее 1%) в горных породах, в том числе залегающих на больших глубинах, может быть причиной магнитных аномалий — обстоятельство, которое необходимо учитывать геофизикам.

Наконец, самородные металлы — металлические магнитные шарики вулканических пород, платиноиды гипербазитов и другие — при разрушении изверженных пород попадают в осадки и могут быть использованы для выяснения как коренных источников обломочного материала, так и прогнозной оценки аллювиальных отложений на отдельные виды россыпных месторождений полезных ископаемых.

ЖЕЛЕЗО-ТИТАН-ОКСИДНЫЕ МИНЕРАЛЫ И ИХ ТИПОМОРФНЫЕ СВОЙСТВА

ОСОБЕННОСТИ МАГНЕТИТОВ И ИЛЬМЕНИТОВ

Магнетит и ильменит — наиболее распространенные рудные минералы в изверженных горных породах — интрузивных и эффузивных. По О. А. Богатику, В. И. Коваленко и И. Д. Рябчикову [4], при определенных геодинамических режимах магматизма магнетит (титаномagnetит) ответствен за направленность кристаллизационной дифференциации магм. Эти исследователи в зонах активных континентальных окраин выделили особый тип магматизма, тяготеющий к глубоководным желобам и передовым частям островных дуг с генерацией андезитовых лав. В этом процессе главная роль отводится кристаллизационной дифференциации магм более основного состава с обязательным осаждением заметных количеств магнетита вследствие повышения окислительно-восстановительного потенциала. За счет этого снижается концентрация FeO , относящегося к основным оксидам, и ускоряется рост содержаний SiO_2 в жидкой фазе. Интенсивное выделение магнетита (титаномagnetита) и (или) ассимиляция сиалического материала — необходимое условие появления андезитовых расплавов в ходе кристаллизационной дифференциации бедных кремнеземом первичных базальтовых (толеитовых) магм.

Магнетит и ильменит встречаются совместно во многих изверженных породах, но в разных количествах. Например, в гранитах всегда доминирует один из двух вследствие различного содержания в расплаве Fe и Ti, а также разной величины окислительно-восстановительного потенциала, обуславливающего нахождение преимущественно в виде оксида железа (II) — ильменита или оксида железа (III) — магнетита и сфена.

В связи с этим недавно выдвинутая гипотеза о существовании магнетитовых и ильменитовых серий гранитоидов, имеющая большое значение для металлогении, вполне правомерна [48]. Кислые дериваты гранитоидной магмы, характеризующиеся наличием магнетитовых серий, благоприятны для образования медно-молибденовых и медных месторождений порфировой формации, а также сульфидных массивных руд таких металлов, как молибден, медь, свинец, цинк, серебро и золото. Более основные продукты дифференциации гранитоидной магмы (ильменитовая серия) продуктивны на олово. Месторождения вольфрама могут быть генетически связаны с гранитоидной магмой обоих типов.

Для познания большое значение имеют выводы о связи определенных типов месторождений с двумя сериями гранитоидов.

Для габброидных пород характерны повышенные содержания железо-титан-оксидных рудных минералов, вплоть до формирования ильменит-титаномagnetитовых руд. Изучение состава, внутреннего строения и других особенностей минералов — необходимое условие как для уточнения генезиса рудоносных габброидов, так и для оценки качества ильменит-титаномagnetитовых руд, их технологических свойств и решения других чисто практических задач (см. гл. VI). Остановимся на закономерностях распределения элементов-примесей в магнетитах и ильменитах.

Элементы-примеси в магнетите как критерий формационной принадлежности и рудоносности изверженных пород. Структура магнетита допускает изоморфные замещения железа многими элементами: Ti, V, Cr, Mn, Mg, Al, Ni, Co, Zn, Cu, Ge и Ga. К элементам-примесям относятся Si и Ca, а также их сочетания: Ti—Mn—Cr—Si, Mg—Mn—Zn—Sn [8,47].

Набор элементов-примесей и особенно уровень их концентрации в магнетитах интрузивных пород находится в прямой зависимости от типа магм и, что очень важно, от их рудогенерирующей способности. Поэтому магнетит может быть использован как для выяснения формационной принадлежности магматических комплексов, так и для перспективной оценки рудоносности интрузивов. В литературных данных имеется немало примеров успешного применения магнетита для этих целей, в частности, для генетического расчленения гранитоидов Урала, Алтае-Саянской области, Дальнего Востока и других районов. Среднее содержание магнетита и титаномagnetита в палингенных гранитоидах Урала составляет 0,34%, тогда как в плагиогранитах — производных базальтовой магмы — оно в пять раз выше и достигает 1,62%. При этом среднее содержание TiO_2 в магнетитах и титаномagnetитах из палингенных гранитоидов оценивается в 0,54%, а в аналогичных минералах из плагиогранитов концентрация TiO_2 возрастает до 2,66%. Подобные результаты получены при изучении железотитановых рудных минералов щелочных пород (миаскиты, нефелиновые сиениты, сиениты и др.), сходных по петрографическому составу и различающихся по происхождению. Содержание магнетита (титаномagnetита) в базальтоидных щелочных породах (Тагильский и Кушвинский массивы) в два раза выше, чем в щелочных породах сиалического происхождения (Вишневогорский массив). Состав соответственно базальтоидных и сиалических магнетитов следующий (%): TiO_2 3,6 и 0,91; V_2O_5 0,57 и 0,23; Cr_2O_3 0,022 и 0,17; MnO 0,98 и 0,35.

Результаты исследований магнетитов интрузивных пород Алтае-Саянской горной области (табл. 1) сопоставимы с данными, полученными уральскими геологами, и вероятно, отражают общую закономерность распределения основных элементов-примесей в магнетитах магматических пород различного генезиса и металлогенической специализации.

Таблица 1

Содержание элементов-примесей в магнетитах интрузивных пород Алтае-Саянской области, %

Компоненты	1	2	3	4
TiO ₂	7,94	2,50	0,98	0,53
MnO	0,33	0,48	0,24	0,29
V ₂ O ₅	0,40	0,31	0,23	0,05
Cr ₂ O ₃	0,07	0,11	0,05	0,07

Примечание. Породы: 1 — титаноносные расслоенные габброиды; 2 — гранитоиды габбро-гранодиоритовой формации, субвулканические сиениты; 3 — гранитоидные батолиты пестрого состава; 4 — гранитные батолиты.

К наиболее важному типоморфному элементу-примеси относится титан, уровень концентрации которого в магнетитах закономерно повышается по мере перехода от формаций гранитоидных батолитов (редкометалльные и золотоносные интрузивные комплексы) к железоносным гранитоидам габбро-диорит-гранодиоритовой формации и, наконец, к расслоенным интрузивам титаноносного габбро. Наиболее обогащены ванадием магнетиты расслоенных титаноносных габброидов и железоносных интрузивов. Его средние содержания в магнетитах этих генетических групп наиболее близки (0,401 и 0,311%).

Магнетиты интрузивных пород, относящиеся к ряду гранитоидных комплексов батолитового типа формаций (см. табл. 1), характеризуются наименьшими концентрациями ванадия.

Магнетиты различных групп интрузивных пород различаются содержанием и других элементов-примесей. Так, магнетит золотоносных интрузивных комплексов по сравнению с таковыми гранитоидов габбро-диорит-гранодиоритовой формации, нередко железоносной, имеет не только пониженные содержания титана, ванадия, хрома, марганца, 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 концентрации свинца, олова и германия — элементов-примесей совершенно иной парагенетической ассоциации. Во многих случаях наибольшей петрогенетической информативностью обладают не абсолютные содержания элементов-примесей в магнетитах, а их парагенезисы. Это подтверждено исследованиями С. А. Щеки, А. Г. Пяткова и других [46] по типизации магматических комплексов Дальнего Востока с использованием парагенезисов элементов-примесей в магнетитах. Им были изучены магнетиты интрузивных и эффузивных пород, кристаллизовавшихся из магм всех типов основных пород, известных в земной коре, к ним относятся гипербазиты маймечит-пикритовых и габбро-перидотитовых комплексов Приморья, а также серпентиниты альпинотипного комплекса. В группе эффузивных основных

пород изучались магнетиты толеитовых и щелочных, существенно натровых, базальтов с лерцолитовыми включениями, толеитовых диабазов и диабазов гранитоидных комплексов. Интрузивные комплексы представлены габброидными и монцонитовыми массивами.

К основным результатам исследований можно отнести следующие. Парагенезис элементов-примесей магнетита гипербазитовых комплексов наследует геохимические черты вмещающих пород: Mg—Ni—Cr. Для магнетитов базальтов толеитовой серии характерен парагенезис Ti—V—Co, а у представителей щелочного и гранитоидного рядов он существенно иной — Ti—Mn—Zr—Sn. В этих же магнетитах содержание хрома, ванадия и кобальта уменьшается, а цинка и меди — увеличивается. Магнетиты калиевых монцонитов существенно отличаются от толеитовых габброидов по уровню концентрации марганца, хрома, кобальта, олова и цинка. При близких парагенезисах элементов-примесей магнетита толеитовых и щелочных андезитов в последних магнетит характеризуется anomalously высоким отношением Ni/Co и повышенными концентрациями циркония и цинка. Основным геохимическим парагенезисом для магнетитов кислых пород Приморья является ассоциация Mn—Zr—Sn при резком снижении роли сидерофильных элементов — хрома, никеля, кобальта и ванадия.

Таким образом, отчетливо выделяются две группы магнетитов, различающиеся набором элементов-примесей и соответствующих сериям родоначальных магм. Магнетит горных пород — производных щелочноземельных магм — характеризуется парагенезисом сидерофильных металлов — Ti—Cr—V—Ni—Co. В породах щелочного ряда устойчива ассоциация элементов Ti—Mn—Zr—Sn. Абсолютные концентрации указанных элементов уменьшаются в первом случае и возрастают во втором по мере повышения кислотности (SiO₂) пород. Наконец, уровень содержания элементов-примесей в магнетитах одной группы всегда выше в эффузивных породах по сравнению с интрузивными и гидротермальными.

Типоморфные сочетания элементов-примесей в магнетитах могут быть использованы не только для расчленения магматических комплексов, но и при поисках полезных ископаемых шлиховым методом, а именно при восстановлении областей сноса рудных минералов, выявлении рудных зон и решении некоторых других задач прикладной геологии.

Однако для характеристики интрузивных пород и выяснения способа их образования существенное значение имеет не только химический состав магнетита или ильменита, но и особенности их внутреннего строения и характер сростаний. Об этом свидетельствуют данные изучения титаномагнетитов щелочных пород Алданской провинции [44].

Магнетиты щелочных пород (щелочные, щелочноземельные, нефелиновые сиениты и др.) разных массивов близки по химическому составу, но четко различаются по фазовому, что отражает условия,

точнее, глубину формирования массивов, где главный фактор — величина кислородного потенциала. Так, в малоглубинных массивах (Томмотский, Якокутский) магнетит представлен гомогенной разновидностью, а в глубинных (Инаглинский, Ылыммахский) — полифазной. В последних по мере перехода от ранних пород к поздним состав магнетита меняется от титаномагнетита с ульвошпинелевой и ильменитовой составляющими до титаномагнетита с ильменитовой составляющей.

Проблема разграничения авто- и аллохтонных гранитов не утратила значения до наших дней. Наиболее достоверные признаки уточнения способа и глубины формирования интрузивов, в том числе и гранитных, могут быть получены при изучении железо-титан-оксидных рудных минералов независимо от их количественного содержания в породе. Примеры специального изучения рудных минералов и их сростаний, выполненные другими авторами, немногочисленны. Поэтому остановимся на рассмотрении результатов личных исследований автора по изучению рудных минералов гранитов Тигерекского массива в Горном Алтае [7].

Этот массив относится к калбинскому интрузивному комплексу и сложен преимущественно крупнозернистыми биотитовыми гранитами, иногда порфировидного сложения и среднезернистыми лейкократовыми гранитами. Минераграфически изучались граниты из различных участков массива, в том числе из керна двух разведочных скважин, пробуренных в северо-восточной части массива (Инское железорудное месторождение). Одна скважина расположена вблизи пород кровли и на всю глубину (852 м) вскрывает мелкозернистые биотитовые граниты. Другая (1100 м) расположена в отдалении от контакта и пройдена по крупно- и равномернозернистым гранитам.

Изучение керна разведочных скважин и образцов с поверхности обнажений позволило выявить закономерные изменения в характере сростаний (структуры распада твердого раствора) ильменита и гематита гранитов массива не только в площадном (горизонтальном), но и в вертикальном направлениях.

Из железо-титан-оксидных минералов первично-магматического происхождения установлены магнетит, ильменит и гематит, из которых наиболее распространен магнетит. Ильменит постоянно встречается в гранитах, однако его количество, как правило, резко уступает магнетиту. Гематит наблюдается преимущественно в виде закономерно ориентированных включений в ильмените (гематитоильмените), обладающих всеми признаками продуктов распада твердого раствора.

Размеры пластинок гематита в зернах ильменита неодинаковы. В ильмените гранитов краевой зоны они мельче, чем в центральных частях. Зерна ильменита полностью однородны в непосредственном контакте гранитов с кровлей вмещающих пород. Подобные закономерные изменения размеров продуктов распада

наблюдаются и по вертикали интрузива. Последнее обстоятельство выявлено при изучении гранитов из кернов скважин, особенно расположенных вблизи контакта интрузива с вмещающими эффузивно-осадочными породами. Здесь до глубины 100 м ильменит из гранитов не содержит микровключений гематита. В интервале от 100 до 200 м при больших увеличениях в центральных участках зерен ильменита отчетливо наблюдаются тончайшие параллельно расположенные пластинки гематита. Наконец, глубже 200 м включения гематита постоянно устанавливаются даже при небольших увеличениях без дальнейшего заметного изменения их размеров до глубины 852 м.

На рис. 24, а, б видны типичные структуры распада в гематитоильменитах из гранитов, отобранных с разных глубин. В обоих случаях этот минерал представлен двумя генерациями.

Основной причиной, обуславливающей распад твердых растворов, как известно, является постепенное понижение температуры. Чем меньше скорость охлаждения, тем полнее происходит распад твердого раствора. При резком понижении температуры в зоне контакта тигерекских гранитов с породами кровли происходит закалка твердого раствора при полном сохранении его однородности. Этот факт служит одним из объективных доводов в пользу интрузивного происхождения Тигерекского гранитного массива. Аналогичные гематитоильмениты обнаружены автором в тоналитах Джениситинского батолитового массива (центральная часть МНР).

Продукты распада, как правило, различимы лишь при больших увеличениях. Крайне ничтожные размеры выделений гематита в ильмените также служат отражением быстрого понижения температуры интрузива. Вместе с тем присутствие избыточного Fe_2O_3 в ильмените тоналитов и гранитов Тигерекского массива свидетельствует о высоком парциальном давлении кислорода в магме в момент ее кристаллизации. Это заключение подтверждено и данными химического состава биотитов из тоналитов Джениситинского массива. На основании результатов анализов биотитов выявлено преобладание Fe^{3+} над Fe^{2+} . Широкое распространение по всей площади массива пород эндоконтактной фации (микродiorиты), особенности химического состава биотита тоналитов и, наконец, внутреннее строение ильменита (гематитоильменита) согласуются и однозначно свидетельствуют как о типичной интрузивной природе рассматриваемых образований, так и о близкповерхностных условиях их формирования или, другими словами, о незначительном эрозионном срезе Джениситинского гранитного плутона.

Определение способа образования гранитов, развитых среди древних щитов, представляет трудности для петрографов. Здесь рудные минералы, как будет показано на примере докембрийских гранитов кристаллического фундамента Белоруссии, нередко играют решающую роль в разграничении авто- и аллохтонных гранитов.

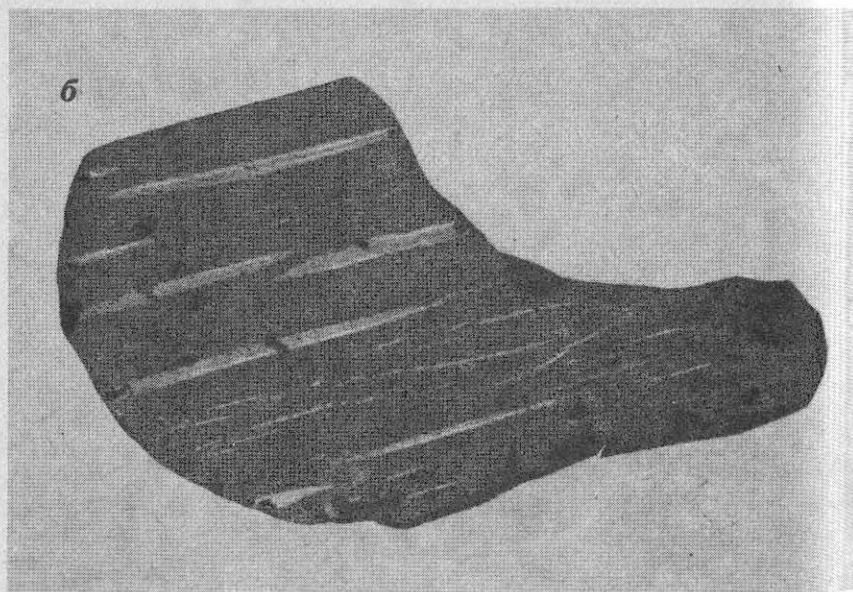
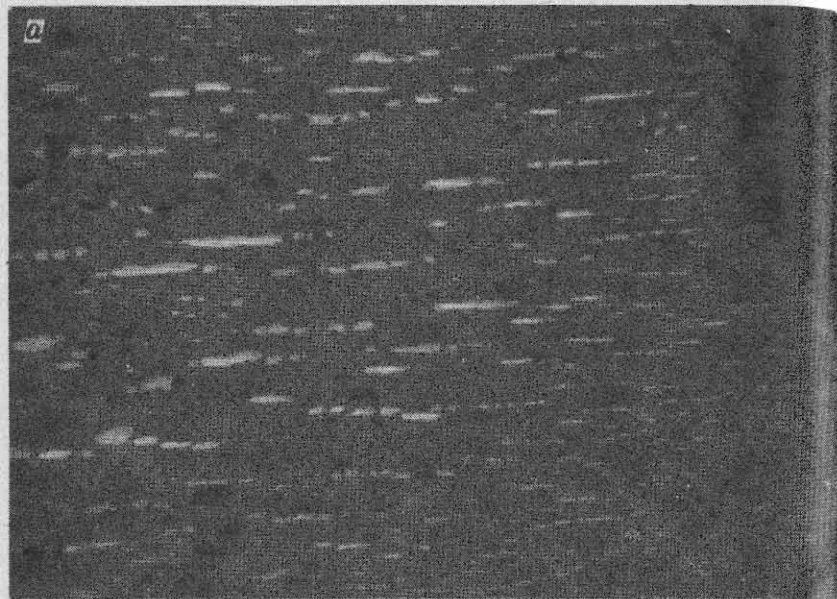


Рис. 24. Гематит-ильменит в граните, Тигеренский массив, гл. 470 м (а) и 1092 м (б); аншлиф, увел. 100 и 65 соответственно

Оксидные рудные минералы, их фазовый состав и реакционные взаимоотношения более широко используются для выяснения генезиса габброидных пород и прежде всего уточнения окислительно-восстановительной обстановки минералообразования. Примером может служить хорошо изученный фазовый состав оксидов железа и титана из слоистых гиперстен-оливиновых габбро Шергор (Восточная Гренландия). Вкрапленники магнетита содержатся в большом количестве в различных разновидностях габбро этого массива, а также образуют обогащенные ими полосы. Магнетит из пород более ранних по времени кристаллизации характеризуется значительным количеством ульвошпинели (Fe_2TiO_4). В этих породах ильменит образует зерна, нередко обособленные от магнетита. В ильмените продукты распада развиты незначительно. В более молодых породах габбровой серии этот минерал постоянно встречается в виде продуктов распада магнетита. Во всех породах соотношение магнетита и ильменита почти постоянно. Однако полнота распада твердого раствора и фазовый состав продуктов различны. Для титаномagnetита ранних пород, кристаллизовавшихся при более высокотемпературных и восстановительных условиях, характерен полный распад с выделением ульвошпинели и ильменита, в то время как в магнетите верхних горизонтов интрузива наблюдается лишь частичное выпадение ильменита. Закономерное изменение состава магнетита и ильменита от высоко- к низкотемпературным породам подтверждено химическими анализами и вариационными диаграммами.

В геохимическом отношении заслуживают внимания данные по распределению ванадия, хрома, алюминия и других элементов-примесей в рудных фазах. В безоливиновых габбро много хрома, особенно ванадия. Главным накопителем ванадия в габброидах и генетически связанных с ним ильменит-титаномagnetитовых рудах является магнетит, а не ильменит. Содержание Al_2O_3 и Ga_2O_3 в магнетите и ильмените уменьшается в сторону более молодых пород. Концентрации цинка обычно составляют 0,1—0,2%, не превышая 1%, при этом в магнетите они выше, чем в ильмените. Во всех магнетитах обнаружены следы свинца и незначительное количество кремния; последнее объясняется возможным вхождением кремния в решетку магнетита и ильменита вместо титана.

Фазовый состав титаномagnetитов и их реакционное взаимоотношение с ильменитом детально изучены из сходных по условиям происхождения и формационной принадлежности интрузивов титаносодержащего габбро Алтае-Саянской области — Харловского, Большого Таскыльского и Патынского. В титаномagnetите постоянно различают три фазы: собственно магнетит, ильменит и шпинель (рис. 25). Ильменит как продукт распада твердого раствора расположен в {111} магнетита, при этом четко установлены две генерации: грубо- и тонкопластинчатая.

В полированных шлифах включения шпинели наблюдаются

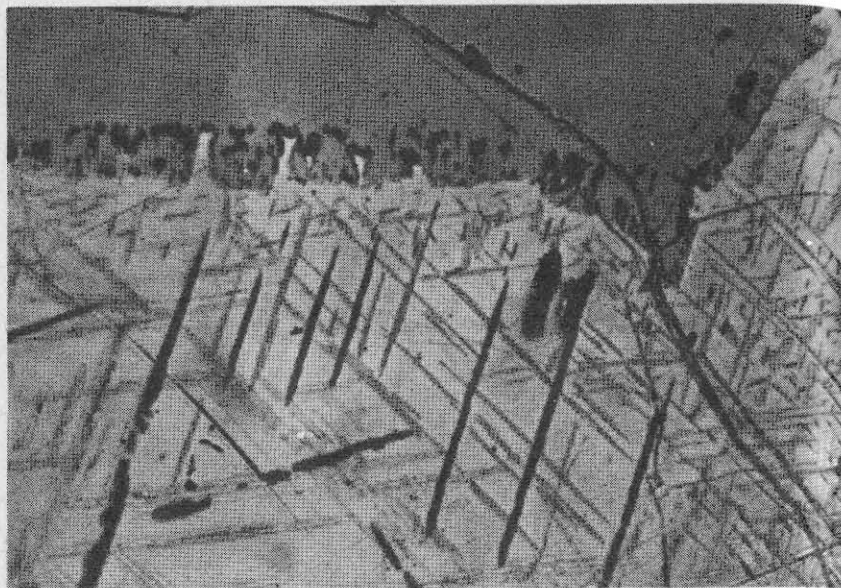


Рис. 25. Титаномагнетит с вростками шпинели и ильменита, габбро, Большой Таскыльский массив; аншлиф, увел. 500.

В верхней части снимка видно зерно ильменита (серое), в контакте с которым наблюдаются новообразования шпинели (черное) и остаточные зерна магнетита (светлое)

в виде дискообразных пластинок, веретенцев или цепочек изометричных зерен. Пластинки шпинели в длину достигают 0,1 мм, в ширину 0,001 мм. В отраженном свете шпинель резко выделяется среди ильменит-магнетитовой массы благодаря низкому отражению и изотропности. Параметр элементарной ячейки шпинели равен $0,8114 \pm 0,0003$ нм, что соответствует промежуточному составу между $MgAl_2O_4$ (0,8081 нм) и $FeAl_2O_4$ (0,8119 нм). Значение параметра кристаллической решетки магнетита (0,8396 нм) совпадало с эталонным. Это свидетельствует, что шпинелевый компонент титаномагнетита полностью обособился в самостоятельную фазу в результате распада твердого раствора.

Распределение шпинели в зернах титаномагнетита неравномерно: в одних на ее долю приходится до 8% площади, в других наблюдаются лишь единичные включения или ее полное отсутствие. Характерно также зональное распределение шпинели (см. рис. 25). На рисунке рельефно выделяются крупные пластины шпинели, которые всегда выклиниваются при приближении к краям зерен титаномагнетита. 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

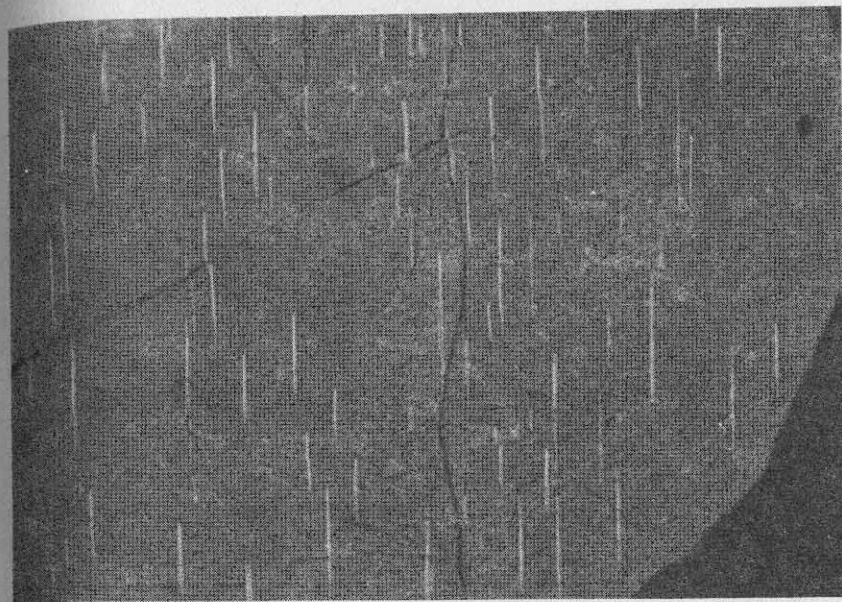


Рис. 26. Ильменит с включениями тонких пластинок гематита, габбро, Большой Таскыльский массив; аншлиф, увел. 500

генерации или внутри них. Такое распределение обычно для распавшихся титаномагнетитов габброидов многих интрузивов.

Свободный ильменит по распространенности и величине зерен не уступает титаномагнетиту. Он однороден, в единичных случаях (крупнозернистые разности габбро Большого Таскыльского массива) содержит закономерно ориентированные пластины гематита (рис. 26). Выделение последнего, несомненно, связано с распадом твердого раствора в условиях понижающейся температуры.

Взаимоотношения изолированных зерен ильменита с титаномагнетитом различны. В одних интрузивах (Харловский) границы между ними прямолинейные или бухтообразные без каких-либо признаков, свидетельствующих о последовательности их кристаллизации. Скорее всего их образование происходило одновременно. В других интрузивах (Большой Таскыльский) наблюдаются признаки разединения или магматической резорбции титаномагнетита ильменитом с появлением реакционных кайм, состоящих из остаточных зерен титаномагнетита, с новообразованиями шпинели (см. рис. 25). Состав новообразований определяется также унаследованными химическими элементами, в частности алюминием, вхождение которого в решетку ильменита менее предпочтительно по сравнению с магнетитом. Включения шпинели в изолированных зернах ильменита вне реакционных кайм не встречаются. Отмеченные признаки разединения и замещения с одновременным

выделением новообразований шпинели определенно свидетельствуют о более поздней кристаллизации ильменита по сравнению с титаномагнетитом.

В целом титаномагнетиты титаноносных габброидов Алтае-Саянской области характеризуются повышенными концентрациями глинозема, что подтверждено химическими анализами. Так, содержание Al_2O_3 в титаномагнетите из габбро Большого Таскыла изменяется от 4,19 до 4,62%, Хорловского интрузива — 2,61—5,27%. Среднее содержание глинозема оценивается в 4,09%. Такие уровни концентрации глинозема, как правило, не наблюдаются в титаномагнетитах различных пород, в том числе и габброидах, принадлежащих другим формационным генетическим типам. Магнетиту из гранитных интрузивов батолитового типа свойственно крайне незначительное содержание (1%) или полное отсутствие глинозема. Судя по химическим анализам, к без- или малоглиноземистым разностям относится магнетит пород габбро-диорит-гранодиоритового формационного ряда. Например, в магнетите диоритов Тейско-Шорского габбро-диоритового массива (Кузнецкий Алатау) содержание Al_2O_3 оказалось равным 1,98%, в магнетите из биотит-пироксенового диорита Канатикского массива (Восточный Саян) 0,90%, в магнетите из диоритов танноульского комплекса (Тува) — 0,80%. Незначительное количество Al_2O_3 (0,99—1,12%) установлено и в титаномагнетите основных пород торгальского комплекса (Тува), хотя этот минерал по содержанию TiO_2 (7,75—10,75%), V_2O_5 (0,45—0,79%) и Cr_2O_3 (0,11—0,20%) аналогичен для расслоенных интрузивов титаноносных габбро. По литературным данным, глиноземом бедны и титаномагнетиты из пород щелочно-ультраосновной формации.

Вероятно, значительные концентрации глинозема в титаномагнетите связаны не столько с высокими температурами кристаллизации магмы, сколько с другими физико-химическими факторами, в частности, парциальным давлением кислорода в момент выделения титаномагнетита. Согласно опытным данным, полная смесимость герцинита и магнетита даже при очень высоких температурах (1300—1500°С) наступает лишь при больших значениях P_{O_2} (от $1,8 \cdot 10^{-4}$ до $7 \cdot 10^{-11}$ ГПа). Кристаллизация изолированных зерен ильменита происходит при еще более высоких значениях P_{O_2} , о чем свидетельствует появление в них гематита как продукта распада твердого раствора.

Для выяснения генетической природы гранитоидов могут быть использованы и другие особенности. По литературным данным, в магнетите из магматических гранитов Кольского полуострова поведение магния аналогично титану, и его содержание определяется главным образом температурой кристаллизации минерала. В магнетите из гранитов метасоматического генезиса прямая корреляционная связь между титаном и магнием нарушена.

Важной генетической информацией обладают структуры распада

твердых растворов в пироксенах и гранатах из эклогитов, лерцолитов и других ультраосновных включений кимберлитов. Микровключения чаще всего представлены хромшпинелидом, пикроильменитом и рутилом. Их изучение позволило достаточно уверенно оценить температуру, давление и многие другие факторы мантийного минералообразования, которые обуславливают обязательное присутствие в силикатных минералах некоторых количеств изоморфных примесей. В частности, установлено, что пироксены относятся к очень гибкому структурному типу с большими возможностями для изоморфных замещений. А. И. Пономаренко и другими [32] установлено, что последующий режим медленного остывания породы приводит к распаду пироксенов с обособлением в самостоятельную фазу хромшпинелида в ортопироксене, рутила и ильменита в клинопироксене (хромдиопсиде). Такое распределение рудных микровключений согласуется с последовательностью образования минералов (более ранний ортопироксен), особенностями поведения хрома, алюминия и титана в минералах ультраосновных пород. В генетическом отношении не менее важны сведения, полученные Л. В. Агафоновым при исследовании рудных микровключений в пороодообразующих минералах альпинотипных гипербазитов Корякского нагорья. Этим автором выявлены закономерно ориентированные двухфазные (магнетит-диопсид) и однофазные (магнетит или диопсид) включения в оливине, обладающие дендритовой формой (рис. 27). Распад твердых растворов был вызван понижением температуры первично высокотемпературного оливина, а дендритовидный характер выделений свидетельствует о высокой скорости распада, и, судя по результатам экспериментов по гомогенизации рудных включений (с проявлением капель распада магнетита), его нижняя граница близка к температуре 1300°С. Применение различных методов исследования (минераграфический, рентгеноспектральный, ЭПР и др.) позволило Л. В. Агафонову и другим доказать магматическую природу первичного оливина и установить его первоначальный состав (обогащенность Cr^{3+} , Fe^{3+} и Ca).

Окислительно-восстановительные условия глубинного минералообразования и особенности распределения железо-титан-оксидных минералов в магматических породах привлекают внимание многих петрологов. Так, И. Д. Рябчиков и другие на основании экспериментальных исследований пришли к выводу о влиянии окислительно-восстановительного потенциала не только на поля кристаллизации железа и олова. По их данным, в ходе кристаллизационной дифференциации кислых магм поведение железа контролируется также степенью окисленности системы. При повышении летучести кислорода поля кристаллизации магнетита и других Fe-содержащих минералов будут расширяться, т. е. их доля в эвтектике с полевым шпатом и кварцем будет уменьшаться. Уменьшение содержания железа в породах и признаки ранней

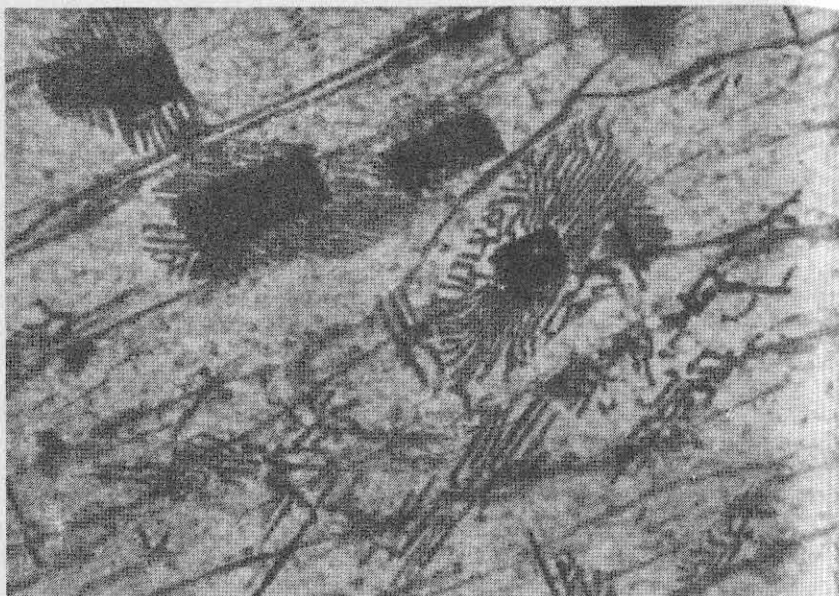


Рис. 27. Дендритовый магнетит в оливине, дунит, Гальмозанский массив; шлиф, увел. 500

кристаллизации магнетита являются показателями возможной ассоциации оловянного оруденения с гранитоидами.

С этих позиций специального изучения заслуживают мезозойские гранитоиды Забайкалья, которые часто характеризуются крайне незначительным содержанием магнетита. Таковы гранитоиды харалгинского и кукельбейского комплексов, Кия-Кириного массива и др. Несомненно, что при систематическом изучении распространенности и времени кристаллизации магнетита и других железо-титан-оксидных минералов можно получить дополнительные сведения об условиях формирования мезозойских гранитоидов Забайкалья и их рудогенерирующей способности на олово и другие металлы.

Элементы-примеси в магнетите для установления связи оруденения с магматическими комплексами. Особенности распределения редких и рудных элементов в магнетите широко используют для выяснения генетических связей месторождений с различными изверженными породами. На основании сопоставления химического состава рудообразующего магнетита с таковым из интрузивных комплексов разных формационных типов выяснено, что свойства исходной магмы наследуются послемагматическими рудными образованиями. При изучении скарново-железорудных месторождений Алтае-Саянской области, Урала и Казахстана установлена прямая связь содержаний марганца и других элементов-примесей

в магнетитах руд и материнских, по отношению к железоруденению, интрузивов. Так, наибольшие содержания оксида марганца (0,67—0,83%) свойственны магнетиту граносиенитовых массивов железорудных районов Горной Шории. Рудообразующий магнетит месторождений этих районов одновременно также максимально обогащен оксидом марганца (0,41—0,51%). В Тагило-Кушвинском районе (Урал) породы железосных интрузивов, в том числе и магнетит, входящий в их состав, имеют повышенные концентрации оксида марганца. По данным Л. Н. Овчинникова и других авторов, высокие содержания марганца сохраняются и в продуктах метасоматоза, связанного с этим комплексом, а именно в контактово-метасоматических магнетитах, в появлении бустамитовых скарнов, родохрозита и олигонита. В поведении марганца, титана, ванадия и цинка отчетливо проявлена и вторая особенность — уровень их концентрации в магнетите месторождений всегда меньше, чем в материнских интрузивах. Различное содержание элементов-примесей в этих магнетитах объяснимо резко различным способом их образования — магматическим и гидротермально-метасоматическим.

Отмеченная закономерность (корреляция) распределения элементов-примесей в магнетите в равной мере может быть использована и для аргументированного отрицания связи между оруденением и интрузивами. Классический пример решения этой обратной задачи — выяснение генетических взаимоотношений между биотитовыми гранитами Тигерекского массива, с одной стороны, и магнетитовыми рудами Инского и Белорецкого месторождений (Горный Алтай) — с другой.

В магнетите Тигерекского интрузива содержание (%) MnO и TiO_2 составляют 0,10 и 0,40, в магнетите руд соответственно 0,11 и 0,32, т. е. содержание этих элементов оказалось примерно одинаковым в обоих типах магнетита. Следует отметить, что при расчете содержаний элементов-примесей в этом минерале учтены и данные анализов магнетита габброидных диоритов, несколько обогащенных диоксидом титана за счет ассимиляции вмещающих пород, в том числе и скарново-рудных образований Инского месторождения. Содержание диоксида титана в магнетите биотитовых гранитов Тигерекского массива составляет 0,25%, т. е. заметно меньше, чем в рудообразующем магнетите. Иными словами, отмеченная корреляция в отношении марганца и титана в данном случае отсутствует. На основании пространственной приуроченности этих месторождений к контактовому ореолу Тигерекского гранитного массива последний большинством геологов первоначально рассматривался в качестве материнского по отношению к этим месторождениям. В действительности Тигерекская гранитная интрузия не связана с образованием Белорецкого и Инского магнетитовых месторождений. Это полностью подтверждено результатами геологоразведочных работ.

Между уровнями концентрации марганца и титана в магнетите гранитов Сарлыг-Мустагского батолита и магнетите месторождений Кондомской группы в Горной Шории корреляция отсутствует. Эти данные служат дополнительным аргументом, подтверждающим вывод об отсутствии генетической связи магнетитового оруденения с описанными ранее интрузиями, являющимися типичными представителями формации гранитных батолитов.

Магнетиты месторождений различного происхождения отличаются содержанием германия. Наибольшая германиеносность свойственна магнетитам осадочно-вулканогенных месторождений, наименьшая — контактово-метасоматическим. Этот типоморфный признак магнетитов также может быть использован для уточнения генезиса железных руд.

Существует много примеров прямой зависимости редкометалльного состава магнетитов от геохимических особенностей родоначальных источников (магм). Магнетит наряду с другими железотитан-оксидными минералами является концентратором золота, и его содержание в 1,5—10 раз выше по сравнению с породообразующими силикатными минералами. Однако по средним содержаниям золота в акцессорном магнетите не обнаружено отчетливых различий не только между разными магматическими комплексами, в том числе гранитоидными, но и породами разных фаз того же интрузива [19]. Подобная тенденция его распределения свойственна и другим рудным акцессорным минералам и скорее всего обусловлена двумя главными причинами: особой инертностью золота в магматическом процессе и интенсивном его перераспределении в послемагматический этап становления интрузивов под воздействием гидротермально-метасоматических процессов. При этом выявлена важная в практическом отношении типоморфная особенность магнетита. Метасоматический магнетит скарновых тел золотоносных гранитоидов всегда резко обогащен золотом по сравнению с незолотоносными скарновыми зонами, в частности, из контактово-метасоматических железорудных месторождений. Таким образом, в метасоматических магнетитах по характеру распределения золота и его спутников можно уверенно судить о перспективности скарновых залежей на золотую минерализацию и тем самым получать дополнительную информацию о потенциальной рудоносности конкретных интрузивных комплексов [19].

Типоморфные особенности ильменита. В литературных источниках наибольшее внимание уделено ильменитам из пород наиболее глубинного происхождения — кимберлитов и ультраосновных включений в них. Этот минерал наблюдается в виде моно- и поликристаллических агрегатов и входит в состав мантийных ксенолитов. Как уже отмечалось, в кимберлитах обнаружены и крупные желваки ильменита, по форме и размерам сопоставимые с гранатовыми перидотитами и другими глубинными включениями, а также его графические сростания с клинопироксеном. Ильменит встречен

также в алмазах и в сростании с ними. При этом он присутствует как в алмазоносных кимберлитах, так и в кимберлитовых породах без алмазов.

Ильменит из кимберлитов представляет собой твердый раствор состава $\text{FeTiO}_3 - \text{MgTiO}_3 - \text{MnTiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$, характеризующийся присутствием Cr_2O_3 и некоторых редких элементов (Nb, Ta, Zr). Повышенные содержания в ильменитах MgO , Cr_2O_3 и Fe_2O_3 установлены давно, что позволило отнести их к минералам-индикаторам кимберлитов.

Состав ильменита очень сложен и непостоянен, что объясняется широким температурным интервалом его кристаллизации. Однако структуры распада твердого раствора для него не характерны. Последнее, очевидно, связано с резкими понижениями температуры кимберлитового расплава при его подъеме к поверхности Земли.

Э. А. Багдасаровым и И. П. Илупиным [3] для реконструкции физико-химических условий их образования использованы особенности составов сосуществующих ильменитов и титаномagnetитов связующей массы кимберлитов из даек и диатерм различных полей Сибирской платформы. По данным химических анализов, ильмениты относятся к высокомагнезиальным минералам; гейкилитовая составляющая достигает 50%. В них относительно много содержится Cr_2O_3 (до 3%) и Al_2O_3 (до 1,93%). При этом в пределах одного и того же образца кимберлита выявлены значительные вариации состава ильменита и ассоциирующего с ним титаномagnetита (магнетитаномagnetита). На этом основано заключение о существовании разных генераций ильменита и титаномagnetита, выделяющихся на протяжении длительного эффузивного этапа формирования кимберлита. По методике расчета, предложенной А. Ф. Баддингтоном и Д. Н. Линдсли, определен температурный интервал сосуществующих пар ильменита и титаномagnetита в связующей массе кимберлитов Якутии в пределах 750—970°С. Наиболее высокие значения температур (до 1250°С), как и следовало ожидать, установлены для рассматриваемых пар минералов в мегакристаллах ильменита, характеризующих глубинные (мантийные) условия образования.

В кимберлитах, в частности, в некоторых кимберлитовых дайках Западной Африки, описаны ильмениты, в различной степени обогащенные марганцем. Причем марганцовистые пикроильмениты принадлежат как к производным мантии, так и к продуктам кристаллизации первичного расплава. Такие ильмениты могут быть использованы для определения окислительно-восстановительных условий формирования кимберлитов, влияющих на окисление алмазов, и, следовательно, они принадлежат к минералам-индикаторам кимберлитов [49].

Индикаторные свойства ильменита из кимберлитов и других образований детально изучены А. С. Механошиным, А. Д. Глазу-

Таблица 2

Химический состав ильменитов из пород габбро-пироксенит-перидотитовой

Компоненты	1	2	3	4	5
TiO ₂	50,80	48,69	47,49	48,57	53,30
FeO	38,40	39,84	41,60	46,98	39,01
Fe ₂ O ₃	9,16	8,80	8,60	3,64	7,20
MgO	0,04	1,44	0,55	0,89	1,25
MnO	1,60	1,23	1,76	0,65	0,88
Ni	0,0020	0,0006	не обн.	0,0013	0,0028
Co	0,088	0,006	0,0058	0,01	0,014
V	0,043	0,044	0,011	0,15	0,14
Zr	0,07	0,035	0,034	0,024	0,025
Cu	0,014	0,0071	0,01	0,0088	0,014
Mg/Mn	0,02	0,90	0,31	1,06	1,10
(Ni + Cr)/(Nb + Zr)	0,011	0,015	0	0,029	0,080

Примечание. Породы: 1—3 — габбро, 4—9 — пироксенит, 10—11 — перидотит

новой, Л. П. Фроловой и В. И. Клопотовым [28]. Ими были проанализированы образцы из пород габбро-пироксенит-перидотитовой серии Восточного Саяна (табл. 2), Малотагульского габброидного массива (табл. 3) и из кимберлитов трубки Чомур (табл. 4). Анализы ильменитов пересчитаны на 100% с исключением SiO₂, Al₂O₃ и CaO, отсутствие которых в минерале подтверждено исследованиями на рентгеноспектральном микроанализаторе.

К наиболее индикаторным элементам относятся магний, марганец, хром, никель, ниобий и цирконий, которые были подразделены на две группы (парагенезиса) элементов-примесей, свойственных ильменитам ультраосновных (Mg — Ni — Cr), габброид-

Таблица 3

Химический состав ильменитов из метагабброидов Малотагульского (1—5) и Слюдянского (6) массивов, % [28]

Компоненты	1	2	3	4	5	6
TiO ₂	48,72	46,85	47,65	47,16	47,84	38,80
FeO	33,44	38,36	36,46	36,23	39,26	30,31
Fe ₂ O ₃	14,99	12,22	14,48	15,29	10,72	14,39
MgO	2,07	1,86	0,84	1,04	1,65	7,26
MnO	0,78	0,71	0,57	0,28	0,53	0,92
Ni	0,0001	0,0096	0,0032	0,0001	0,0001	0,0060
Co	0,0078	0,0082	0,0054	0,0069	0,0100	0,0130
Cr	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,0025
V	0,0130	0,1100	0,1100	0,0250	0,0210	0,022
Cu	0,0100	0,0110	0,0098	0,0100	0,0084	0,01
Sc	0,0063	0,0031	0,0012	0,0025	0,0028	0,0079
Mg/Mn	2,04	2,01	1,13	2,86	2,39	6,07
(Ni + Cr)/(Nb + Zr)	0,008	0,53	0,29	0,006	0,007	0,038

серии, % [28]

6	7	8	9	10	11
48,95	43,91	50,83	54,23	50,12	53,22
42,05	35,26	38,04	36,24	36,00	31,93
8,27	18,94	10,27	8,49	11,06	6,87
0,38	0,80	0,58	0,08	1,58	6,65
0,73	1,89	0,86	1,04	1,24	1,33
0,0016	0,0026	0,0038	0,0016	0,016	0,041
0,009	0,0085	0,012	0,01	0,009	0,035
0,087	0,15	0,10	0,028	0,068	0,035
0,02	0,020	0,016	0,031	0,031	0,025
0,01	0,008	0,018	0,011	0,0095	0,011
0,40	0,34	0,51	0,06	0,98	3,87
0,058	0,086	0,23	0,022	0,39	1,17

Таблица 4

Химический состав ильменитов из образцов кимберлитов (1—7) трубки Чомур, % [28]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
TiO ₂	51,03	50,51	51,11	51,56	51,18	49,50	50,00
FeO	27,02	26,84	25,61	26,29	24,38	24,78	22,80
Fe ₂ O ₃	12,00	13,39	13,36	12,47	14,21	12,34	13,90
MgO	9,68	8,98	9,77	9,37	9,83	10,30	10,79
MnO	0,27	0,28	0,15	0,31	0,30	0,36	0,25
Ni	0,026	0,035	0,034	0,04	0,050	0,067	0,069
Co	0,035	0,035	0,034	0,024	0,042	0,040	0,030
V	0,15	0,071	0,30	0,057	0,044	0,500	0,300
Cr	0,25	0,36	0,36	0,32	0,32	0,35	0,36
Zr	0,045	0,050	0,030	0,033	0,034	0,021	0,031
Cu	0,018	0,014	0,017	0,043	0,016	0,020	0,016
Sc	0,0024	0,0010	0,0010	0,0020	0,0044	0,0068	0,0023
Mg/Mn	27,65	24,71	50,10	23,23	25,20	21,99	33,20
(Ni + Cu)/(Nb + Zr)	2,47	1,34	8,14	1,53	1,38	4,69	5,43

ных и щелочных пород (Mn — Nb — Zr). На основании анализов подтвержден максимальный уровень концентрации магния и хрома, ванадия и никеля в ильменитах из кимберлитов. В последних установлены высокие содержания циркония и ниобия.

Важная геохимическая роль железо-титан-оксидных, редких, в том числе редкоземельных элементов (РЗЭ), в щелочно-ультраосновных — карбонатитовых и других магмах мантийного и корового происхождения описана в специальной литературе. Типоморфные свойства ильменитов применительно к РЗЭ изучены Л. Ф. Борисенко и С. М. Ляпуновым [6]. Ими установлено, что в изверженных породах содержание РЗЭ в целом возрастает от ультраосновных к кислым.

Можно найти немало и других примеров, раскрывающих типоморфные свойства ильменитов, в том числе применительно к концентрации и распределению в них РЗЭ. Выявлено, что содержание РЗЭ (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) в изверженных породах возрастает от ультраосновных к кислым и в этом же направлении увеличивается их концентрация в ильмените. Процесс кристаллизации, направленный в сторону увеличения SiO_2 в образующихся породах, приводит к накоплению в остаточном расплаве РЗЭ, что отражается на увеличении их содержания в пороодообразующих и рудных минералах. На уровень концентрации РЗЭ и характер их распределения в ильмените влияет формационная принадлежность изверженных пород. Так, ильменит из габбро и габброанортитов габбро-анортитового комплекса Украинского кристаллического щита в целом богаче РЗЭ (11,7—13,6 г/т) по сравнению с габброидами габбро-диорит-диабазовой (1,13—1,29 г/т) и габбро-пироксенит-дунитовой формаций Урала (6,85 г/т). Кроме того, отличается и характер их распределения. Ильменит из габброидов и гранитов габбро-анортитовой формации Украинского кристаллического щита характеризуется европейским минимумом. Для ильменита габбро-пироксенит-дунитовой и габбро-диорит-диабазовой формаций Урала, наоборот, наблюдается европейский максимум. По Л. Ф. Борисенко и С. М. Ляпунову, подобный характер распределения РЗЭ, вероятнее всего, связан с более ранним образованием крупных массивов анортозитов и габброанортозитов Украинского кристаллического щита по сравнению с габброидными краевым комплексом и гранитами рапакиви.

В анортозитах и габброанортозитах к главному пороодообразующему минералу относится плагиоклаз, он же является и концентратором европия. По этой причине ильмениты габбро и гранитов рапакиви, относящихся по сравнению с анортозитами и габброанортозитами к более поздним образованиям, обеднены европием. Ильменит габбро-пироксенит-дунитовой и габбро-диорит-диабазовой формаций, где существенно развиты меланократовые породы, имеет противоположный характер распределения РЗЭ.

МАГНЕТИТЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРОБЛЕМЫ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Типоморфные особенности минералов группы шпинели, в частности магнетита, наиболее ярко проявлены в пределах Сибирской платформы. Одна из причин этого — исключительно широкий, резко контрастный диапазон условий их образования — от глубинных магматических до близповерхностных гидротермальных.

Для кимберлитов — производных мантийных щелочно-ультраосновных магм, габбродолеритов и других разновидностей трапповых образований из первично-магматических окисно-рудных

минералов характерны хромистые титаномagnetиты и титаномagneзиоферриты, титаноферрихромиты и хромпикотиты. Продуктам послемагматического этапа свойствен магнетит, образующий многочисленные месторождения. В связи с этим типоморфизм магнетита представляет интерес как для расшифровки генезиса магнетитовых руд, так и для оценки их технологических свойств.

Железорудные месторождения Сибирской платформы своеобразны как по геологической обстановке формирования, так и по вещественному составу руд и околорудных пород — скарнов. В этом отношении они существенно отличаются от многих типичных скарново-магнетитовых месторождений других железорудных районов мира.

Все магнетитовые месторождения относятся к единой Ангаро-Тунгусской железорудной провинции, охватывающей Ангаро-Илимский, Ангаро-Катский, Непско-Гаженский, Нижнетунгусский, Среднеангарский и Меньзинский рудные районы. Северо-восточным продолжением служат Ленско-Нюйское и Мало-Ботуобинское рудные поля с большим числом месторождений магнетитовых руд. В размещении месторождений решающая роль принадлежит разломам, по геолого-геофизическим данным, относящихся к корово-мантийным, рассекающим кристаллический фундамент платформы и, возможно, породы верхней мантии, и кольцевые вулканотектонические структуры, также приуроченные к наиболее ослабленным зонам земной коры — глубинным разломам и местам их пересечения.

Особый интерес представляет химический состав рудообразующего магнетита. Установлено, что магнетиты месторождений Непско-Гаженского, особенно Нижнетунгусского районов, характеризуются высоким содержанием магния и относятся к магномагнетитам. Высокая магнезиальность магнетита впервые была установлена при изучении рудопроявлений р. Илимпеи, затем — Камышевского Байкитика. При этом количество MgO в наиболее изученных магнетитах р. Илимпея изменяется незначительно — от 11,45 до 13,83%, а содержание магнезиоферритовой молекулы соответственно от 53,7 до 68,7%.

Это обстоятельство позволило отнести все месторождения Сибирской платформы к одному типу — магномагнетитовому, или ангаро-илимскому. Химические анализы магнетита Нижнекатангского, Потакуевского, Верхнедагалдынского, Неуловимого и других рудопроявлений также выявили исключительно высокое содержание MgO (11,34—14,54%).

Химический состав магнетита месторождений Ангаро-Илимского и Ангаро-Катского районов уже иной. Здесь число проб магнетитов с повышенным количеством магния невелико и среднее содержание магнезиоферритовой молекулы варьирует от 4,2% (Красноярское месторождение) до 10,7% (Капаевское месторождение).

Незначительная концентрация $MgO(1,5\%)$ в магнетитах Ангаро-Илимских месторождений подтверждена количественным рентгеноструктурным анализом. Повышенное содержание MgO в магнетитовых фракциях в основном связано не с изоморфным вхождением магния в решетку магнетита, а с присутствием в магнетите включений силикатных и иных магнийсодержащих минералов (хлорит, серпентин, шпинель и брусит).

В этом отношении показательно Октябрьское месторождение. Здесь установлены три разновозрастных типа магнетита: 1) собственно скарново-рудных тел; 2) обломочный, входящий в состав так называемых чашечных руд; 3) наиболее поздний, обычно образующий жилы, секущие озерные отложения. Как и следовало ожидать, магнетиты из коренных скарново-рудных тел и обломочный вулканической чаши по химическому составу сходны между собой и характеризуются невысоким содержанием $MgO(3\%)$, причем наименьшие его концентрации ($0,52—1,9\%$) отмечены в обломочном магнетите, что обусловлено частичным его освобождением от включений магнийсодержащих минералов (хлорит и др.) уже в процессе природного разрушения и переотложения в водоеме. Жильный магнетит, ограниченно распространенный на Октябрьском месторождении, отличается повышенным содержанием MgO . В Коршуновском, Рудогорском и других месторождениях магнетит наиболее поздних по времени кристаллизации и приповерхностных трещинно-жильных руд постоянно характеризуется повышенной магнезиальностью. Уровень концентрации магния в магнетитах этого типа закономерно повышается с юго-запада на северо-восток от Ангаро-Илимского и Ангаро-Катского к месторождениям Непско-Гаженского и Нижнетунгусского районов железорудной провинции. В этом же направлении смещается максимум магнетитового оруденения с ранних на более поздние этапы тектонической активизации Сибирской платформы с закономерным возрастанием доли высокомагнезиальных жильных руд вплоть до образования собственно магномагнетитовых месторождений.

Минеральный состав жильных руд довольно простой — магнетит, апатит, относящийся к промежуточным разностям между фтор- и хлорапатитом [37]. Этот парагенезис минералов свойствен жильным рудам всех месторождений. В них изменчивы лишь количественные соотношения минералов, причем чем больше апатита, тем выше магнезиальность рудообразующего магнетита. Не случайно, что из числа всех детально изученных месторождений юго-западной ветви железорудной провинции особенно много магния в магнетите жильных руд Ангаро-Катского месторождения. Вхождение магния в решетку минерала подтверждено значениями параметра a_0 ($0,8369$ нм), приближающимися к таковому магномагнетитов месторождений бассейнов рек Илимпея, Непа и Нижняя Тунгуска. Одновременно руды этого месторожде-

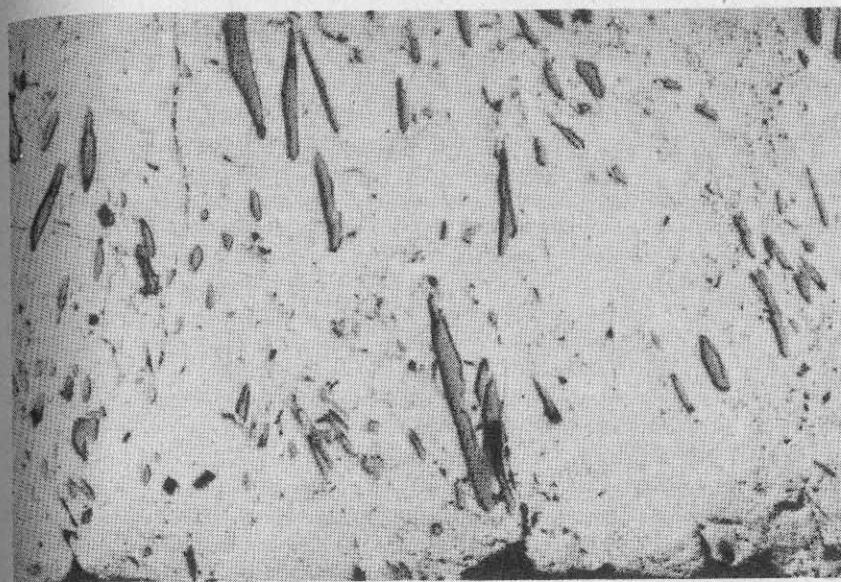


Рис. 28. Парагенезис магнетита (светлое) с апатитом (серое); аншлиф, увел. 20

ния наиболее богаты апатитом. Особенно его много в жильных магномагнетитовых, точнее, апатит-магномагнетитовых, рудах Непско-Гаженского и Нижнетунгусского железорудных районов.

На рис. 28 приведен типичный парагенезис апатита и магнетита в рудах Коршуновского месторождения. Здесь апатита относительно немного, как и изоморфного магния в сосуществующем с ним рудообразующем магнетите [37].

Как уже было отмечено, магнетитовые месторождения Сибирской платформы отнесены В. А. Вахрушевым и другими к генетически единой Ангаро-Тунгусской провинции. Однако их формирование происходило не одновременно, что очень важно, при различных геологических условиях, прежде всего в различных структурных этажах осадочного чехла платформы. Уровень эрозионного среза здесь также неодинаков. В этом и состоит основная причина изменения магнезиальности рудообразующего магнетита, закономерной смены минеральных парагенезисов, морфологии скарново-рудных тел и других признаков этих месторождений.

Данные по химическому составу магнетитов Коршуновского, Октябрьского, Нерюндинского и других месторождений Ангаро-Илимского и Ангаро-Катского районов не оставляют сомнений в ошибочности укоренившихся представлений о их принадлежности к магномагнетитовому типу. Практическая значимость этого вывода, вытекающего исключительно из типоморфизма рудообразующего магнетита, вряд ли требует каких-либо пояснений.

Таблица 5

Содержания элементов-примесей в магнетите, %

Месторождение	V	Cr	Co	Ni
Коршуновское	0,018—0,14	0—0,006	0—0,018	0,001—0,017
Рудногорское	0,023—0,07	0—0,0008	0,0003—0,0033	0,0017—0,018
Красноярское	0,018—0,16	0—0,002	0,0008—0,0029	0,0017—0,015
Седановское	0,042—0,048	0—0,0017	0,002—0,0033	0,003—0,0078
Шестаковское	0,047—0,068	0—0,0001	0,0017—0,0022	0,003—0,014
Октябрьское	0,01—0,053	0	0,0032—0,010	0—0,0052
Нерюндинское	0,021—0,10	0—0,01	0,001—0,0061	0,004—0,030
Капаевское	0,018—0,055	0,001—0,003	0,0015—0,014	0,0038—0,032
Чалка	0,02—0,032	0—0,0001	0,013—0,011	0,011—0,036
Катское	0,014—0,040	0	0,0065—0,0074	0,0037—0,0060

Примечание. Здесь и в табл. 6 анализ А. Д. Глазунова (Институт геохимии СО АН СССР).

Таблица 6

Содержания элементов-примесей в магномagnetите, %

Месторождение	V	Cr	Co	Ni
Неуловимое	0,057—0,11	0	0,0025—0,0049	0,0028—0,0054
Нижнекатангское	0,01—0,031	0	0,0038—0,011	0,0033—0,01
Верхнедагальдинское	0,011—0,015	0	0,0063—0,0068	0,0088—0,01
Р. Илимпея	0,001—0,02	0—0,001	0,0027—0,0089	0,0016—0,012
Камышевский Байкитик	0,13—0,20	0—0,0001	0,0010—0,0021	0,0052—0,0074

В табл. 5 и 6 приведены содержания ванадия, кобальта, хрома и других элементов-примесей в магнетите и магномagnetите. На основании изучения этих содержаний получены следующие результаты. Распределение практически всех элементов-примесей неравномерное, что подтверждает данные по тектонической позиции месторождений, текстурным особенностям скарнов и руд, их минеральным парагенезисам, физико-химическим условиям рудоотложения, происходившего прерывисто в очень широком временном интервале [38]. Магнетиты, как и пириты, постоянно содержат кобальт и никель, при этом в отличие от скарновых месторождений других районов земного шара в них не наблюдается заметного преобладания кобальта над никелем, а в магнетитах отношение средних значений Ni/Co, как правило, значительно выше единицы. Преобладание никеля над кобальтом в магнетитах, как и повышенная никеленосность пирита, — ярко выраженные геохимические особенности месторождений Сибирской платформы и особенно Ангара-Илимского и Ангара-Катского железорудных районов. И, наконец, рудообразующий магнетит, например, по сравнению с магнетитами Алтае-Саянской области, отличается несколько повышенной (в 1,5—9,2 раза) ванадиеносностью, низким уровнем

концентрации марганца и хрома и почти полным отсутствием германия.

Источник рудного вещества. Выяснение источника рудного вещества при образовании рудных месторождений — одна из главных проблем теории эндогенного рудообразования. В этом отношении железорудные месторождения Сибирской платформы не составляют исключения. Применительно к последним в качестве основных источников железа принимают следующие:

- 1) базальтовая магма;
 - 2) вмещающие породы, преимущественно основного состава.
- В этом случае допускается метасоматическая мобилизация железа при различных послемагматических процессах;
- 3) верхняя мантия, причем привнос металлов осуществляется не только непосредственно базальтоидными магмами, но и сквозь-коровыми (сквозьмагматическими) флюидами.

В решении этой очень спорной проблемы существенную, если не решающую, помощь могут оказать выявленные типоморфные особенности химического состава гидротермальных магнетитов. Рудообразующий магнетит Ангара-Илимских месторождений характеризуется незначительным содержанием магния. Вместе с тем магнетиты жильных руд Нижнетунгусского района высокомагnezные, несмотря на то, что они в отличие от Ангара-Илимских месторождений кристаллизовались почти исключительно в открытых трещинах без признаков замещения вмещающих пород и удаления магния — основного компонента магнетита (магномagnetита). Учитывая высокое содержание MgO в рудообразующем магнетите, значительную мощность (десятки метров) и протяженность рудных тел, вынос магния из боковых пород (долериты, туфы и др.) невозможно не заметить при минералого-петрографических исследованиях.

Метасоматическая мобилизация железа при формировании всех скарново-магнетитовых месторождений Ангара-Тунгусской провинции не установлена. В этом отношении показательно исключительно слабое развитие процессов осветления окolorудных пород с образованием альбититовых, скаполитовых и других без- или маложелезистых метасоматитов. Такие осветленные породы очень широко распространены в Алтае-Саянских магнетитовых месторождениях, что послужило основанием отдельным исследователям сделать вывод об участии в рудообразовании экстрагированного железа.

В связи с поставленной проблемой заслуживают внимания данные по типоморфным особенностям магнетитов гидротермальных образований кимберлитов. Так, среднее содержание MgO без учета минеральных включений в магнетите кимберлитовой трубки Юбилейной составляет 1,71%, а в магнетите трубки Удачная-Западная — 0,75%.

Показательно и незначительное содержание Al_2O_3 , не превыша-

ющее 0,28%. Особенно чистыми в отношении магния и некоторых других элементов-примесей оказались метасоматические магнетиты месторождения Макус, расположенного в пределах одноименного массива оливинсодержащих габбродолеритов (северо-запад Сибирской платформы). По данным Ю. Р. Васильева и В. В. Золотухина, в магнетитах этого месторождения даже без учета присутствующих микровключений силикатных минералов содержание MgO составляет 0,65%. По мнению упомянутых авторов, количество серы, участвующей в процессе минералообразования, исключительно мало, хотя интрузия непосредственно контактирует с мощными гипс-ангидритовыми толщами девона. Благоприятная обстановка для ассимиляции осадочной серы не играет роли, и рудные минералы представлены только оксидами железа. Это объясняется не отсутствием признаков ассимиляции, а исключительно высоким парциальным давлением кислорода, при котором сера находится в сульфатной форме и способна быть сильным окислителем.

Стерильность магнетитов из кимберлитов в отношении всех основных изоморфных примесей подтверждена и результатами рентгеновского анализа. Значения параметра кристаллической решетки a_0 (0,8394—0,8401 нм) в магнетитах из всех кимберлитовых трубок Якутии практически не отличаются от эталонных. Таким образом, в кристаллической решетке гидротермального магнетита кимберлитов, как и из месторождения Макус, магний практически отсутствует или находится в незначительном количестве, несмотря на то, что вмещающие породы, в частности кимберлиты, содержат повышенное его содержание.

Рассмотрим поведение золота, точнее, возможность заимствования этого металла из вмещающих пород при их гидротермально-метасоматической переработке. Трапповые образования, в полях развития которых расположены все железорудные месторождения, отличаются повышенным кларком золота. По аналитическим данным А. Ф. Коробейникова [19] и других авторов, среднее содержание золота в породах трапповой формации, в том числе и входящего в их состав титаномагнетита, составляет около $7,4 \cdot 10^{-7}\%$. Среднее содержание примеси золота в рудном магнетите Коршуновского месторождения оценивается в $4 \cdot 10^{-7}\%$. По данным автора, в Коршуновском, Рудногорском, Нерюдинском, Капаевском и Красноярском месторождениях средние концентрации золота в магнетите оказались примерно такими же — $3,3 \cdot 10^{-7}\%$ при достаточно небольших вариациях ($1 \cdot 10^{-7}$ — $5,6 \cdot 10^{-7}\%$). В магномангнетитах месторождений Неуловимое, Нижнекатангское, р. Илимпя содержание золота еще ниже — $2,3 \cdot 10^{-7}\%$. Таким образом, в рудообразующем магнетите золото не только не концентрируется, а наоборот — обедняется этим элементом по сравнению с трапповыми породами. Накопление золота не отмечается и в пирите, несмотря на то, что он относится к минералам-концент-

ратам этого металла. Так, среднее содержание золота в породах Сибирской платформы составляет всего $2,36 \cdot 10^{-6}\%$ [38].

Приведенные данные опровергают возможность мобилизации рудного вещества из вмещающих, в том числе трапповых, пород даже в том случае, если они обогащены определенными металлами (в данном случае железом, магнием, золотом) и характеризуются метасоматическими преобразованиями огромных их объемов, как это наблюдается при формировании скарново-железорудных зон Ангаро-Илимского или Ангаро-Катского районов.

Однако большинством сибирских геологов за основной источник железа принимается базальтовая магма, конкретные проявления которой в пределах рудных полей представлены маломощными силлами и дайками долеритов, но последние не могли служить поставщиком металла и обеспечить высокотемпературный и длительный прогрев вмещающих пород. Несоответствие объемов трапповых тел интенсивности и масштабам преобразования вмещающих пород в скарны, наличие магнетитовых руд и других продуктов гидротермальной деятельности — одно из доказательств несостоятельности подобного предположения. Накопление скарново-рудных залежей происходило в течение очень длительного промежутка времени и многократно вследствие многократного проявления тектонической активизации глубинных разломов. Трапповые тела (силлы) служили лишь экраном, затрудняющим продвижение вверх рудоносных растворов. В практическом отношении представляет интерес и протяженность скарново-рудных зон на глубину. С учетом горизонтов, уничтоженных эрозией, и данных магнитотеллурического зондирования вертикальный размах процессов скарнирования и магнетитового оруденения оценивается в 5—6 км. Поэтому искать источник рудного железа в конкретных интрузивах, обнажающихся в пределах рудных полей, вряд ли оправдано.

Для объяснения происхождения магнетитовых месторождений привлекаются также захороненные соли и рассолы кембрийского солерудного бассейна. При этом допускается вынос железа из трапповой магмы или из остывающих тел долеритов и других пород чехла платформы при взаимодействии их с каменной солью или концентрированными хлоридными растворами. Роль преобразователя пластовых рассолов в высокотемпературные хлоридные растворы отводится региональному Усольскому трапповому силлу. Гипотеза о формировании железорудных месторождений в результате тепловой мобилизации пластовых рассолов региональным трапповым силлом не может быть принята безоговорочно. Так, по геологическим данным и определениям абсолютного возраста между внедрением траппового силла и началом скарново-рудного процесса существует значительный разрыв во времени. В дальнейшем процессы рудообразования неоднократно повторялись практически на всех месторождениях — на протяжении мезозоя до мела включительно. Иными словами, рудоотложение происходило

и в том случае, когда собственно траппового магматизма уже не было. Разрыв во времени между внедрением Усольского силла и наиболее молодым магнетитовым оруденением (Октябрьское месторождение) составляет не менее 100 млн. лет. Исключительная длительность накопления месторождений и особенно неоднократная повторяемость рудоотложения со значительными перерывами во времени служит наиболее веским доказательством непричастности Усольского траппового силла к железоруденению Сибирской платформы.

Сторонники рассматриваемой гипотезы не учитывают, что магнетитовые месторождения располагаются на различных стратиграфических уровнях, в том числе они известны и в нижнесреднекембрийских отложениях. Геофизические данные о продолжении оруденения на глубину, вплоть до кристаллического фундамента платформы, т. е. значительно глубже самого нижнего Усольского силла, не учитываются. Отсутствие признаков извлечения железа из долеритов и других пород даже в непосредственном контакте с магнетитовыми жилами, присутствие на глубоких горизонтах галит-магнетитовых руд требуют дополнительного обоснования.

Автором не отрицается рудогенерирующая способность магм, особенно гранитных и допускается возможность заимствования горячими водами из горных пород некоторых рудных, тем более петрогенных, элементов, особенно в рудогенных зонах подвижных (геосинклинальных) поясах земной коры. По мнению автора, при образовании магнетитовых и магномагнетитовых месторождений Сибирской платформы в связи с ее многократной эндогенной активизацией основными поставщиками железа и других металлов были глубинные — подкоровые источники.

В заключение еще раз подчеркнем, что магнетиты Сибирской платформы, в частности гидротермальные магнетиты Ангаро-Тунгусской рудной провинции, характеризуются уникальными типоморфными особенностями. Изучение минеральных форм и закономерностей распределения в них магния и других элементов-примесей способствует не только уточнению генезиса руд, но и решению таких важных задач, как выделение наиболее перспективных районов для постановки поисково-оценочных работ и уверенного прогнозирования минеральных типов магнетитовых, магномагнетитовых и качества железных руд и других полезных ископаемых, сопутствующих магнетитовому оруденению.

ХРОМШПИНЕЛИДЫ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Типоморфизм свойствен не только магнетитам, но и хромшпинелидам, особенно из ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород. Исключительное непостоянство химического состава в отношении всех главных минералообразующих оксидов (Cr_2O_3 , TiO_2 ,

Al_2O_3 и MgO) характерно для хромшпинелидов кимберлитов Сибири и Приазовья, ультраосновных пород Норильска и Маймеча-Котуйского района на севере Сибирской платформы (табл. 7). Подобное разнообразие химического состава хромшпинелидов отмечено и для ультраосновных пород других частей земного шара, в частности для кимберлитов Африки, пород бушвелдского комплекса и др. При этом отчетливо намечается связь между составом хромшпинелидов и условиями их образования — глубиной заложения магматических очагов, первоначальным составом магм и их эволюцией в процессе подъема в верхние горизонты земной коры и кристаллизации. Так, например, высокохромистые и малотитанистые хромшпинелиды наблюдаются в алмазах или в сростках с ними и другими наиболее глубинными минералами кимберлитов. В ультраосновных ксенолитах из кимберлитов, в кристаллах оливина из кимберлитов, дунитов, меймечитов и пикритовых порфиров в достаточной мере присутствуют высокохромистые и титанистые хромшпинелиды, кристаллизовавшиеся, по-видимому, из остаточных порций глубинных расплавов позднее.

Таблица 7

Содержания оксидов в хромшпинелидах, %.

Составлена по литературным источникам

Породы	Cr_2O_3	TiO_2	Al_2O_3	MgO
Ультраосновные:				
Маймеча-Котуйского района	1,8—51,0	3,0—15,3	0,5—6,6	2,5—16,2
дифференциатов норильских	12,5—33,4	3,7—5,9	4,9—13,9	3,7—7,7
рудноносных интрузий				
Кимберлиты:				
Сибири	12,7—66,9	0,01—11,7	2,1—51,9	7,9—20,5
Приазовья	27,0—61,5	0,11—11,3	5,8—10,0	7,9—14,3

В никеленосных ультраосновных породах Печенги установлены две генерации хромшпинелидов, существенно различающиеся по содержанию Cr_2O_3 , MgO , TiO_2 , FeO и MnO [27]. Ранняя генерация представлена ядрами кристаллов или включениями в оливине и относится к железистым феррихромитам или феррихромпикотитам. Поздняя генерация, образующая краевые зоны или включения в клинопироксене, является высокотитанистой разновидностью хромшпинелидов, содержание TiO_2 в которой достигает 16%, что близко к теоретически возможной концентрации титана в структуре шпинели. Двухфазные ассоциации хромшпинелидов подобно печенгским выявлены и в ультраосновных дифференциатах норильских интрузивов. Они служат типоморфным свойством данной группы минералов в никеленосных ультраосновных породах, отражая стадию кристаллизации магматического расплава с выделением оливина и клинопироксена.

Хромшпинелиды, входящие в состав основных, в частности излившихся, пород, также могут быть использованы для уточнения их генетической природы. В связи с этим особый интерес представляют результаты минералого-геохимического изучения с применением минераграфического метода глубоководных базальтов двух обширных и разобщенных регионов: южной части Тихоокеанского бассейна — Южной котловины на западе и впадины Хесса на востоке [30]. Образцы пород, поднятые с глубин около 5 км, представляют собой небольшие обломки размером до 12×18 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 мощной коркой гидроксидов железа и марганца, но вместе с тем встречены образцы, не затронутые широко распространенными здесь морскими новообразованиями, что свидетельствует о недавней или современной вулканической деятельности в Южной котловине и, вероятно, во впадине Хесса.

Образцы базальтов из этих двух участков океанского дна по их петрохимическим характеристикам относятся к различным типам. По составу более разнообразны лавы Южной котловины, среди которых выделены следующие группы: 1) оливиновые щелочные базальты; 2) высокоглиноземистые щелочные базальты и 3) щелочно-ультрабазитовые (авгитовые) лавы. Химические анализы типичных разновидностей глубоководных базальтов приведены в табл. 8. Обломки со дна впадины Хесса соответствуют толентовым базальтовым лавам.

Лавовые потоки оливиновых щелочных базальтов имеют вид стекловатых или тонкокристаллических микропорфировых бесплагиоклазовых закалочных разностей. На микровкрапленники оливина, реже авгита приходятся первые проценты объема породы. Форма выделений вкрапленников идиоморфно-скелетная, футлярообразная. Основная масса раскристаллизованных разновидностей базальтов состоит из центрических обособлений или сростков кристаллов моноклинного пироксена. В тонких плитчатых и канатных лавах отмечаются струйчато-слоистое строение и глобулярные структуры. Принадлежность глубоководных лавовых потоков к продуктам щелочно-базальтовой магмы подтверждена результатами химических анализов (см. табл. 8).

Глубоководные бесполовошпатовые оливиновые щелочные базальты — наиболее распространенный тип вулканических пород Южной котловины. Только в двух участках дна океана были обнаружены обломки пород, сходные с наземными пузыристыми мелкозернистыми базальтами по петрографическому составу и, видимо, условиям излияния. Они состоят из зерен плагиоклаза, моноклинного пироксена, измененного оливина и малопрозрачного стекла. Структура этих базальтов интересна.

Высокоглиноземистые щелочные базальты (клинкерные лавы)

Таблица 8

Химический состав базальтовых лав со дна южной части Тихого океана, % [30]

Компоненты:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	46,48	47,42	48,66	49,53	49,34	46,36	46,40	48,41	48,21	36,28	36,78
TiO ₂	2,79	2,12	2,34	2,20	2,30	2,46	3,36	2,17	1,25	3,46	3,68
Al ₂ O ₃	12,11	13,82	14,06	15,12	13,67	12,89	15,29	19,08	15,20	16,42	13,39
Fe ₂ O ₃	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 ₂ O	1,10	1,20	1,13	1,13	1,10	1,37	2,06	1,81	0,08	0,96	0,94
Na ₂ O	2,57	3,21	2,94	3,21	3,08	3,19	2,42	2,43	2,40	1,36	1,47
P ₂ O ₅	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

Примечание. Базальты: 1—6 — оливиновые щелочные; 7 — оливиновый плагиоклазосодержащий, 8 — высокоглиноземистый щелочной, 9 — толентовый, 10, 11 — щелочно-ультраосновные лавы.

обнаружены на склоне подводного вулкана — горы Петелена. Их угловато-изометричные обломки подверглись интенсивному подводному выветриванию с образованием мощной корки гидроксидов железа и марганца. Содержание глинозема оценивается до 20% (см. табл. 8). Вкрапленники представлены относительно крупными (до 10 мм) кристаллами плагиоклаза (анортит). Основная масса состоит из лейст плагиоклаза и хлоритизованных зерен темноцветного минерала.

Обломки щелочно-ультрабазитовых (авгититовых) лав обычно составляют ядра железомарганцевых конкреций. Очень редко на дне Южной котловины встречаются глыбы пузыристой щелочно-ультрабазитовой лавы со стекловатой коркой и явными признаками шаровой отдельности подводного лавового потока. Эти лавы в основном сложены титанавгитом с подчиненным количеством оливина. Их химический состав характеризуется очень низким содержанием кремнезема при относительно высоких концентрациях глинозема, щелочей, особенно калия, а также фосфора (см. табл. 8).

Места находок щелочно-базитовых лав подводных извержений пространственно совпадают с щелочными оливиновыми базальтами, с которыми они связаны промежуточными разностями пород. Имеется предположение, что они принадлежат к единой серии щелочных базальтоидных лав. Однако некоторые особенности структуры, минерального и химического составов описываемых лав обусловлены их излиянием в подводных условиях на большой глубине.

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

Внутренняя часть потока имеет микрокристаллическую основную массу, сложенную лейстами плагиоклаза, микроскопическими зернами пироксена, оливина и рудного минерала — хромовой шпинели. В интерстициях развито небольшое количество малопрозрачного стекла. Химический состав пород (см. табл. 8) свидетельствует о принадлежности этих базальтов к толеитовому типу. Кроме пониженного содержания титана и калия, свойственного океанским толеитам, эти лавы очень бедны летучими компонентами, особенно водой.

Исследование минерального состава пород проводилось в прозрачных и полированных шлифах. Минераграфически в основном изучались базальты со дна Южной котловины, значительно в меньшем объеме — толеитовые базальты из впадины Хесса. При этом выявлена следующая 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 типичных для базальтов железо-титан-оксидных минералов, как магнетит (титаномагнетит) и ильменит, в них отсутствуют.

Содержание хромшпинелида в базальтовых лавах, поднятых из различных участков дна океана, практически постоянно и не превышает первых десятых долей процента. Формы зерен минерала, их размеры и особенности распределения в базальтах аналогичны. Хромшпинелид наблюдается в виде кристаллов размером от 0,01 до 0,02 мм. Ограничения их всегда прямолинейные, без признаков коррозии или оплавления. Зерна хромшпинелида в одинаковой степени встречаются как в стекле (рис. 29), так и в сростании с порфировыми вкрапленниками оливина. Внутри отдельных вкрапленников оливина наблюдается до 10, иногда более зерен хромшпинелида.

Исключение составляют высокоглиноземистые щелочные базальты (анортитовые лавы), отобранные со склона подводного вулкана — горы Петелена, и обломки плагиоклазсодержащих щелочных оливиновых базальтов. В полированных шлифах образцов базальта среди основной стекловатой массы при больших увеличениях обнаружены елочковидные, крестообразные и другие сходные им зародышевые кристаллические скелеты магнетита. Химический состав этих базальтов отличается преобладанием оксида железа (III) над оксидом железа (II) (см. табл. 8).

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

Из толеитового базальта вследствие разложения царской водкой и плавиковой кислотой удалось получить концентрат, состоящий в основном из хромшпинелида с параметром кристаллической решетки

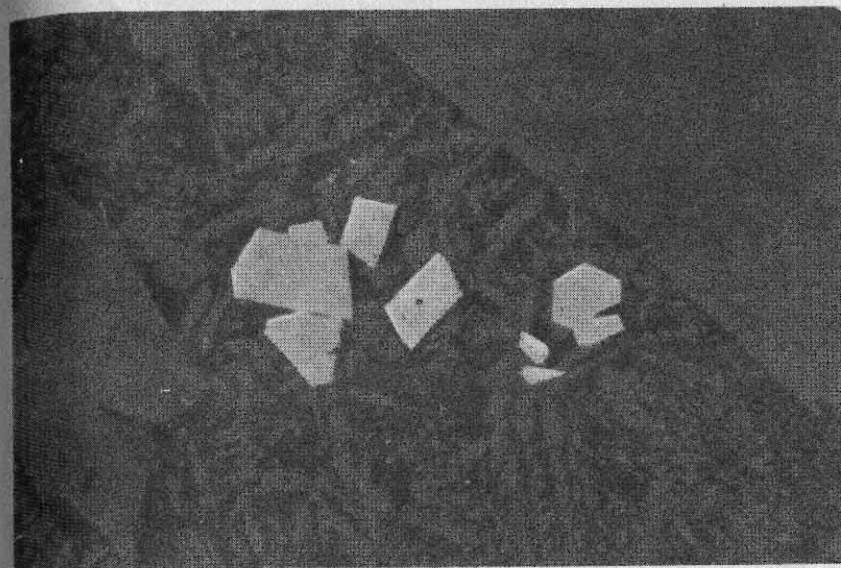


Рис. 29. Кучное скопление кристаллов хромшпинелида (белое) в слабораскристаллизованной массе базальта; аншлиф, увел. 500

ки $a_0 = 0,8244 \text{ нм} \pm 0,005$. По величине этого параметра минерал соответствует хромшпинелиду (хромпикотиту) с содержанием Cr_2O_3 около 40%. Данные спектрального анализа концентрата подтвердили присутствие в нем хрома в качестве основного компонента.

Излившиеся на дно океана маломощные лавовые потоки, несомненно, затвердевали очень быстро. Однако хромшпинелид выделился на начальных стадиях кристаллизации базальтовой магмы, до ее извержения. Об этом однозначно свидетельствуют правильная форма кристаллов хромшпинелида и особенно их нахождение в виде включений во вкрапленниках оливина. Показательно полное отсутствие реакционных кайм у минерала, в частности, магнетитового состава, что обусловлено сильно восстановительными условиями в кристаллизующемся базальтовом расплаве.

На основании результатов исследований автора выявлено, что хромшпинелид — типоморфный минерал глубоководных базальтов южной части Тихого океана. Постоянное присутствие хромшпинелида в оливиновых базальтах служит одним из важных минералогических признаков генетического родства базальтов и ультраосновных пород океанской коры.

Для более полного раскрытия геохимических и генетических особенностей глубоководных базальтов в них было проведено определение редких, в том числе и редкоземельных, элементов [30]. Для сравнения анализировались те же элементы, что и в образцах анакартарита и тералита с о-ва Таити.

Калий, рубидий и литий. Главная особенность щелочных оливиновых базальтов Южной котловины — повышенное содержание щелочных металлов — проявлено достаточно отчетливо (табл. 9). По количественному содержанию калия, рубидия и лития, а также, по K/Rb-отношению они резко отличаются от океанских толеитовых базальтов [6, 7], в том числе от базальтов впадины Хесса [30]. Щелочно-ультрабазитовые лавы по концентрациям K и Rb, особенно по величине K/Rb-отношения очень сходны с оливиновыми базальтами. Высокоглиноземистые щелочные базальты по петрографическому составу во многом сходны с анкаратритами; величина K/Rb-отношения в них заметно меньше, т. е. соответствует анкаратритам и тералитам о-ва Таити.

Таблица 9

Содержание щелочных, щелочно- и редкоземельных элементов в глубоководных лавах южной части Тихого океана, г/т [30]

Порода	K*	Rb	Li	Ba	Sr	La	Ce	Nd	Y	Yb
<i>Южная котловина</i>										
Базальт:										
щелочной оливиновый	0,97	18	12	460	420	50	120	68	40	2
то же	0,98	19	12	500	370	47	110	54	32	3
щелочной высокоглиноземистый	1,24	28	28	350	100	24	45	34	50	4
Щелочно-ультраосновная лава	0,90	13	37	520	480	71	130	82	40	3
<i>Впадина Хесса</i>										
Базальт толеитовый	0,10	1	5,8	130	16	5	50	14	25	3
»	0,10	1	5,8	100	36	5	50	15	35	4
Анкаратрит	0,56	24	9	520	350	21	100	40	23	2
Тералит	1,08	29	9	600	440	27	100	40	28	2

* Содержания K приведены в процентах.

Барий и стронций. Одним из важных отличительных признаков глубоководных лав Южной котловины является высокое содержание в них бария и стронция. Содержание бария и стронция (г/т) в щелочных оливиновых базальтах составляет 480 и 395, а в щелочно-ультрабазитовых лавах соответственно 520 и 480 (см. табл. 9). Эти значения для стронция примерно в 3,5, а для бария в 35 раз выше средних содержаний в океанских толеитах [6,7]. Толеитовые базальты впадины Хесса резко обеднены Ba и Sr по сравнению с таковыми из 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 собой продукты глубинной дифференциации выплавки верхней ман-

тин. Быстрая их кристаллизация при излиянии в подводных условиях позволяет сохранить редкоземельный состав.

Редкоземельные элементы. В глубоководных лавах Южной котловины содержание РЗЭ цериевой группы (La, Ce, Nd) в 5-10 раз выше, чем в океанских. Уровень концентрации элементов иттриевой группы (Y, Yb) оказался практически таким же, как и в океанских базальтах. Толеитовые базальты впадины Хесса (см. табл. 9) по содержанию лантана, иттербия и иттрия близки к толеитовым базальтам Срединно-Атлантического хребта и Исландии. Щелочно-ультрабазитовые лавы по сравнению с щелочными оливиновыми базальтами несколько больше обогащены РЗЭ цериевой группы. Однако в целом по содержанию РЗЭ, особенно по концентрации щелочных (K, Rb, Li) и щелочноземельных (Sr, Ba) металлов, они близки щелочным оливиновым базальтам, с которыми пространственно ассоциируют. Это подтверждает их генетическое родство.

Ниобий, тантал, цирконий и гафний. Все образцы щелочных лав Южной котловины отличаются резко повышенным содержанием этих элементов по сравнению с океанскими толеитовыми базальтами и по составу близки к щелочным оливиновым базальтам. Исключение составляют щелочно-ультрабазитовые лавы, в которых концентрация ниобия наиболее высокая (табл. 10).

Элементы семейства железа. Определение никеля, кобальта, ванадия и хрома количественным спектральным анализом (табл. 11) выполнено из обломков шаровых, плитчатых и канатных базальтовых потоков Южной котловины. Содержание этих элементов в них примерно одинаково. Существенных отличий в уровне их концентрации по сравнению с щелочно-ультрабазитовыми лавами и толеитовыми базальтами впадины Хесса не выявлено.

При выяснении геохимической природы изверженных пород геохимии широко используют Ni/Co-отношение. По данным Л. Н. Когарко, это отношение в возникших при плавлении веществ мантии первичных базальтовых магмах приходится на интервал от 2,2 до 7,6. В нашем случае величина этого отношения в щелочных оливиновых базальтах Южной котловины составляет в среднем 2,8, т. е. находится внутри этого интервала.

По литературным данным, уровень концентрации никеля, кобальта, хрома и ванадия во всех типах глубоководных лав оказался близким к таковому в океанских базальтах. В щелочных оливиновых базальтах Si/V-отношение (1,8) значительно выше, чем в океанских толеитовых базальтах (1,0). В щелочно-ультрабазитовых лавах Южной котловины и в толеитовых базальтах впадины Хесса это отношение также близко к единице.

На основании изучения минералого-геохимического состава базальтовых лав получен следующий вывод. Хромшпинелид является единственным рудным типоморфным минералом глубоководных базальтов южной части Тихого океана. Постоянное присутствие

Таблица 10

Содержание элементов-примесей в глубоководных лавах, г/т [30]

Порода	Nb	Ta	Zr	Hf
Щелочной базальт: оливиновый	47	5,5	310	9,8
»	37	5,0	280	10,6
высокоглиноземистый	13	1,6	180	4,0
Щелочно-ультрабазитовая лава	123	7,0	170	8,0
Толентовый базальт	4,4	—	155	3,0

Таблица 11

Содержание элементов семейства железа в глубоководных лавах южной части Тихого океана, г/т [30]

Порода	Ni	Co	V	Cr
<i>Южная котловина</i>				
Щелочной базальт: оливиновый	150	70	160	260
»	160	32	140	180
»	120	75	150	250
»	150	48	100	250
»	160	53	120	250
»	150	48	100	230
высокоглиноземистый	460	36	220	45
Щелочно-ультраосновная лава	130	88	240	150
»	100	49	190	210
»	120	50	150	280
<i>Впадина Хесса</i>				
Толентовый базальт	100	80	240	240
»	170	62	190	300
Анкаратрит	210	65	180	400
Тералит	320	65	200	430

этого минерала в базальтах — наиболее яркий признак родства базальтов и ультраосновных пород океанской коры и свидетельствует о правомерности их объединения в самостоятельную гипербазит-базитовую океанскую формацию. Глубоководные базальты как выплавки пород верхней мантии находятся в наиболее неизменном 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.

В то же время геохимические отличия щелочных базит-ультрабазитовых лав Южной котловины, с одной стороны, и толентовых базальтов впадины Хесса, с другой, указывают на гетерогенность подкоровых зон. Источником первичных щелочно-базальтовых магм

Южной котловины, по-видимому, служили блоки верхней мантии, обогащенные некоторыми щелочными металлами (K, Li, Rb), барием, стронцием, элементами-примесями (Nb, Ta, Zr), а также РЗЭ цериевой группы. Их накопление в аномальных участках верхней мантии, вероятнее всего, связано с переотложением вещества под воздействием циркулирующих флюидов.

По данным Е. Е. Порошина и Э. А. Багдасарова [29], хромшпинелиды из раннекембрийских базальтов Западного Саяна имеют мантийное происхождение. В базальтах выделены высоко- и низкохромистые дискретные группы хромшпинелидов. Первая по химическому составу близка хромшпинелидам, включенным в алмазы или находящимся в сростании с ними, а также из перидотитовых включений в кимберлитах, хондритов и ахондритов. Эта группа рассматривается в качестве релита мантийного субстрата, общего для гипербазитов дунит-гарибургитовой ассоциации и вмещающих их базальтов. Кристаллизация хромшпинелидов второй группы, отличающихся повышенными содержаниями Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 за счет Cr_2O_3 и степенью окисленности железа ($Fe^{3+}/Fe^{3+} + Fe^{2+}$), происходила из магмы, образованной при частичном или полном плавлении мантийного пириолита в зонах пониженных давлений вследствие проникновения в верхнюю мантию глубинных разломов и, возможно, подтока летучих компонентов, понижающих температуру кристаллизации расплава.

Хромшпинелиды обнаружены и в продуктах извержения вулкана Толбачик — в лавах, бомбах и лапиллях, сложенных глиноземистыми базальтами повышенной щелочности. По данным рентгеноспектрального анализа, хромшпинелиды представлены хромпикотитом (Cr_2O_3 около 48%), реже хромсодержащим титаномagnetитом (Cr_2O_3 до 6,97%). Находка хромпикотита в продуктах извержения рассматривается автором как дополнительный признак глубинной природы магматического вещества, выведенного на дневную поверхность при извержении вулкана Толбачик.

Хромшпинелиды описаны ранее автором в базальтах Гавайских островов и о-ва Таити. Здесь они встречаются чаще всего в сростании с магнетитом. При этом хромшпинелид находится в центре, магнетит по краям и содержит обильные включения стекла, местами образуя почти эвтектоидные структуры. Магнетитом окаймляются только зерна хромита, находящиеся в стекле. Магнетитовые каймы вокруг включения хромита в порфириковых вкрапленниках не наблюдаются. Отдельные зерна хромита располагаются на поверхности вкрапленников оливина и пироксена. В этом случае магнетитом окружены те грани хромита, которые выступают в сторону основной стекловатой массы. Такие взаимоотношения магнетита с хромитом в оливиновом базальте о-ва Таити частично представлены на рис. 30. Это свидетельствует о резком изменении окислительно-восстановительных условий на поздних стадиях кристаллизации базальтовых расплавов.

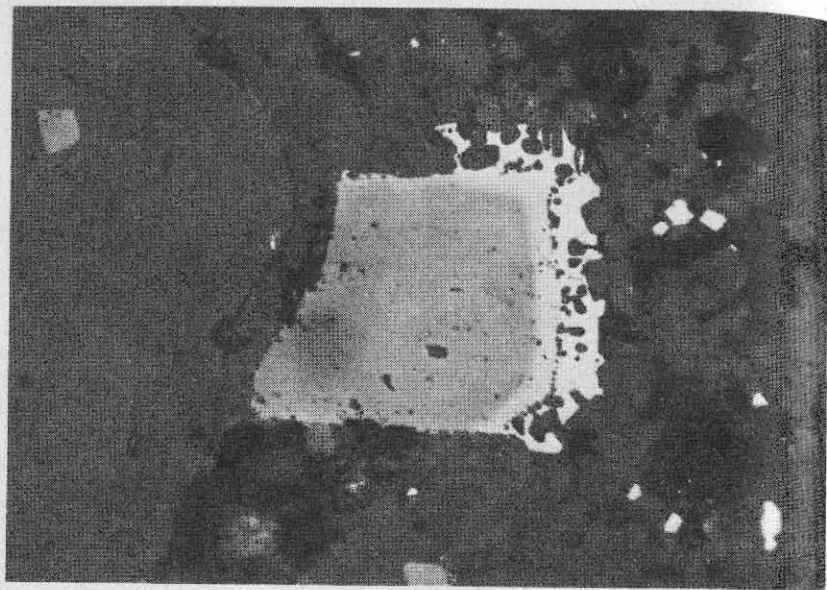


Рис. 30. Взаимоотношение магнетита с хромитом, оливиновый базальт, о-в Таити; аншлиф, увел. 600

На снимке видна кайма магнетита (светлое) вокруг хромита (серое), во вкраплениях силикатных минералов находятся идиоморфные кристаллы хромита

Хромшпинелид встречен автором в базальтовых лавах палеовулкана горы Медвежьей (Дальний Восток). Здесь округлые выделения хромшпинелида также окаймлены магнетитом. Магнетитовые «рубашки» свойственны хромшпинелидам меймичитов (рис. 31). В ультраосновных породах вокруг хромита могут образовываться двойные оболочки, при этом их появление обычно связывают с гидротермальным разложением хромита при серпентинизации.

В дайках лампрофиров, пространственно ассоциирующих с гранитоидными массивами Долины Озер (центральная часть МНР), автором были обнаружены такие хромиты с двойными оболочками. В них промежуточная зона, судя по отражению, очевидно, представляет собой более богатый железом хромшпинелид (феррихромит), внешняя — типичный магнетит. При выяснении генетической природы оболочек необходимо отметить следующее: 1) во вмещающей породе признаки гидротермального преобразования не проявлены; 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 встречены кристаллы магнетита без хромитовых ядер. По-видимому, образование хромита с двойными оболочками в лампрофировых дайках вызвано кристаллизацией магматического расплава при закономерно изме-

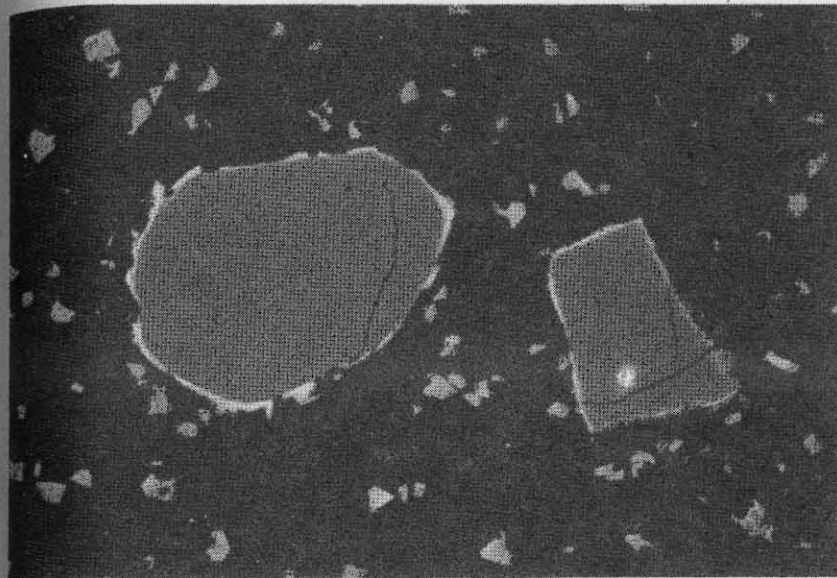


Рис. 31. Зерна хромшпинелида с тонкими каймами магнетита (светлое), дайка меймичита, Гулинский массив; аншлиф, увел. 200

няющихся физико-химических условиях — химического состава магмы и парциального давления кислорода. Присутствие хромшпинелида в породах дайковой фации, безусловно, заслуживает внимания при изучении гранитоидного магматизма района Долины Озер.

В гранитоидах хромшпинелиды встречаются очень редко. Можно упомянуть породы монзонит-граносиенит-гранитной формации Приморья (Дальний Восток), в которых обнаружены хромшпинелиды, с высоким содержанием железа и относительно низким — хрома. Наличие хромшпинелида служит дополнительным аргументом, подтверждающим связь гранитоидов монзонит-граносиенит-гранитной формации с более глубинным (базальтоидным) магматизмом.

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ГЕОТЕРМОМЕТРЫ

Многие десятилетия петрологи прибегают к рудным минералам для определения температур кристаллизации. При этом в качестве геологических термометров используют точки плавления некоторых рудных минералов, температуры распада и гомогенизации твердых растворов и состав смешанных кристаллов.

В изверженных породах исключительно широко распространены первично-магматические рудные образования — самородные метал-

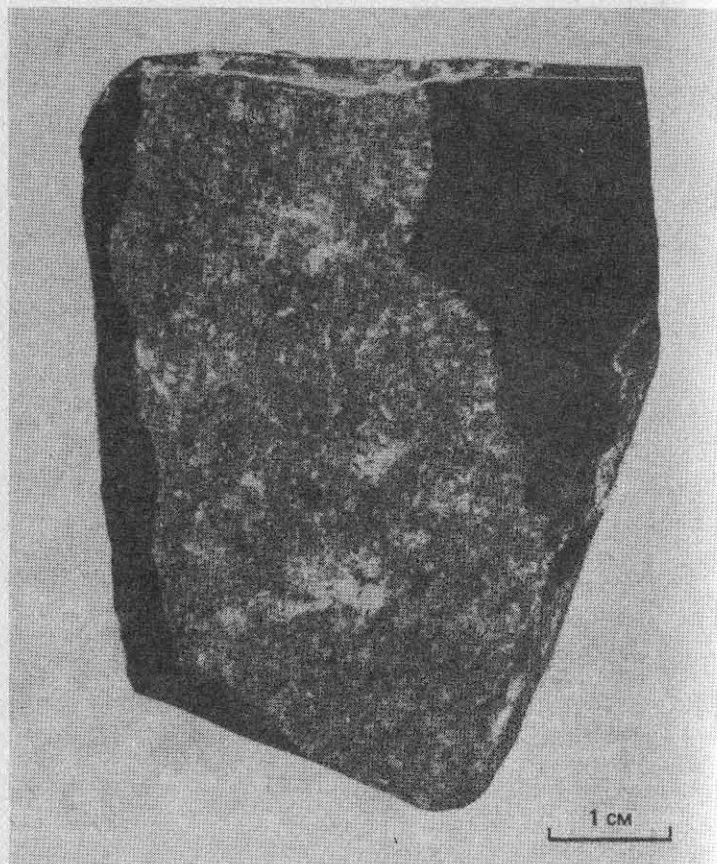


Рис. 32. Прожилок граносиенит-порфира в магнетитовой руде, Ирбинское месторождение; штуф

лы и их сплавы, сульфиды и железо-титан-оксиды. Однако примеры использования рудных капель как геотермометров немногочисленны. П. Рамдор в базальтах Овифака установил капли самородного железа со значительным содержанием углерода, температура образования которых была принята выше 1145° (температура эвтектики в системе Fe—C). Это заключение подтвердилось в результате исследований галенита, встреченного в виде редких включений в базальте. Оказалось, что для галенитовых включений характерны явные признаки оплавления. Этот факт свидетельствует о температуре кристаллизации базальтовой магмы, равной около 1112° C (температура плавления галенита). Геологическими термометрами кристаллизации габброидов, в частности габбродолеритов Сибирской платформы, несущих самородное железо, служат суб-

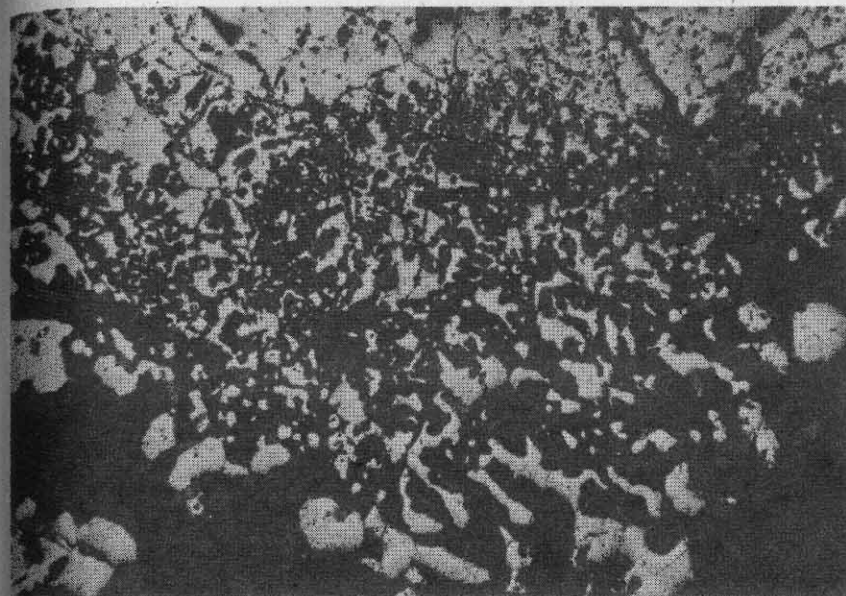


Рис. 33. Эвтектоидное срастание магнетита (светлое) с калиевым полевым шпатом (темное) на контакте с сиенитовой дайкой, Ирбинское месторождение; аншлиф, увел. 80

микроскопические срастания железа и иоцита, иоцита и когенита с температурами распада твердых растворов 1140 и 1147° C соответственно. Капли халькопирротина, обнаруженные в некоторых магматических породах, также были использованы как показатели их затвердевания при температуре около 950° C, соответствующей точке плавления этого сульфидного образования.

На Ирбинском скарново-железорудном месторождении (Восточный Саян) установлены отчетливые признаки оплавления магнетитовых руд в контакте с секущими сиенитовыми дайками и прожилками с образованием узких кайм шириной около миллиметра типичной эвтектоидной структуры (рис. 32, 33). Подобные микроstructures часто наблюдаются и вокруг обломков магнетитовых руд в сиенитах (рис. 34). Магнетит в пределах кайм имеет удлиненно-лапчатую форму. При этом отмечаются определенные закономерности срастания выделений магнетита с калиевым полевым шпатом, а в отдельных случаях — и с пироксеном. В направлении к центральным частям даек характерны обычные изометрические зерна магнетита, цепочковидно располагающиеся параллельно линии контакта. Их образование может быть объяснено отгонкой избыточного магнетита против калишпат-магнетитовой эвтектики. Фазовые равновесия при температуре ликвидуса в системе калиевый полевой шпат — магнетит не изучены, однако явные признаки

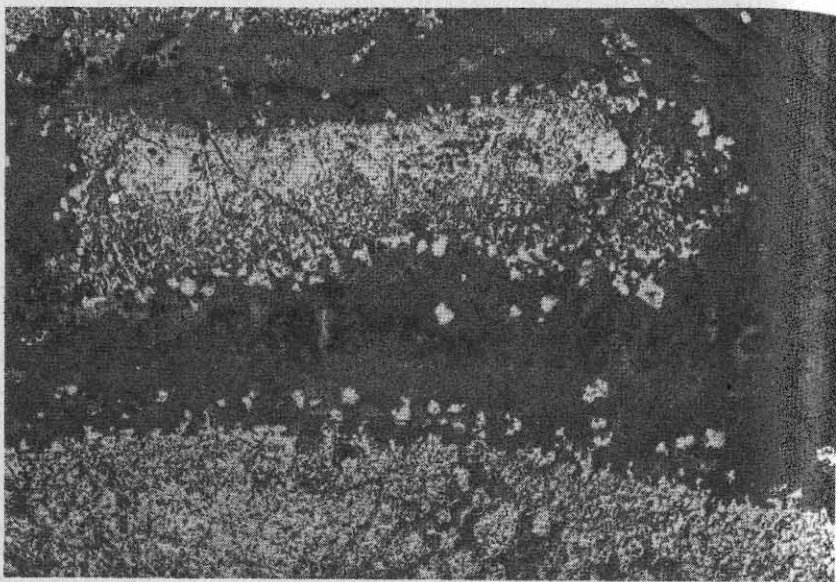


Рис. 34. Обломок магнетитовой руды с каймой эвтектоидной микроструктуры. Ирбинское месторождение; аншлиф, увел. 18

оплавления магнетитовых руд свидетельствуют о высоких температурах сиенитового расплава, достигавших 1300°C по экспериментальным данным Л. В. Агафонова).

В пределах Алтае-Саянской области известны некоторые железорудные месторождения, испытавшие тепловое воздействие со стороны более молодых гранитных интрузий. Таковы например, Шерегешевское (Горная Шория) и Инское (Горный Алтай) месторождения, где скарны и магнетитовые руды срезаются биотитовыми гранитами соответственно Сарлыкского и Тигерекского плутонов. При детальном минераграфическом изучении образцов из контакта гранитов со скарново-рудными телами этих месторождений признаков плавления магнетитовых руд с образованием эвтектоидных микроструктур не обнаружено. Здесь процессы контактового метаморфизма, связанные со становлением гранитных плутонов, ограничались перекристаллизацией магнетитовых руд. Сформировавшийся при отжиге крупнозернистый, так называемый блестящий, магнетит обладает только характерными типоморфными свойствами — более высоким отражением и повышенной микротвердостью (772) по сравнению с магнетитом руд в удалении от контактовых зон (618).

Для гипабиссальных гранитоидов Урала, в частности гранитоидов базитовой природы, с которыми генетически связаны контакто-метасоматические месторождения, также принимаются бо-

лее низкие температуры кристаллизации исходных магм по сравнению с глубинными гранитами. Контактные явления между гипабиссальными граносиенитами и магнетитовыми рудами на Ирбинском месторождении подтверждают справедливость этого заключения.

Магнетит-ильменитовый геотермометр, разработанный А. Баддингтоном и Д. Линдсли, приобрел широкую известность. Эти исследователи пришли к выводу, что для системы $\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{FeOTiO}_2$ количество FeOTiO_2 в твердом растворе или выделившихся из него микропрорастаниях в магнетите изменяется вместе с температурой образования. Такой титансодержащий магнетит может быть использован в качестве геотермометра, но при условии его контакта с изолированными зернами ильменита, что обеспечивает избыток FeOTiO_2 над той частью, которая растворяется в магнетите при температуре образования последнего.

Магнетит-ильменитовый термометр часто применяется для оценки температур кристаллизации магматических пород, а также как эталонный для градуировки других минералогических термометров. В качестве геотермометра были предложены и коэффициенты распределения марганца и ванадия в сосуществующей паре минералов титаномагнетит — ильменит. А. И. Тугаринов и другие с помощью рентгеноспектрального анализа изучали титаномагнетиты четырех месторождений Индии. При этом выявлено закономерное распределение элементов-примесей в сосуществующих фазах. Марганец вслед за титаном накапливается в ильмените; ванадий не входит в ильменит и остается в магнетите или гематите, следуя за железом (Fe^{3+}). Поскольку коэффициенты распределения марганца и ванадия между титаномагнетитом и ильменитом зависят от температуры, то их значения могут быть использованы в качестве геотермометров. Таким образом, установлено, что для титаномагнетита, образовавшегося в гидротермальных условиях при температуре ниже $600 \pm 50^{\circ}\text{C}$, коэффициент распределения марганца больше 3, ванадия меньше 0,1, а для магматических месторождений при температуре выше $700 \pm 50^{\circ}\text{C}$ коэффициент распределения марганца меньше 3, а ванадия выше 0,1.

Геотермометры, в частности магнетит-ильменитовый, могут быть успешно использованы не во всех случаях. Об этом свидетельствуют результаты исследований дифференцированных траппов Сибирской платформы. Титаномагнетитовые траппы характеризуются закономерным изменением химического состава по мере перехода от наиболее ранних и высокотемпературных магнезиальных пород к более поздним низкотемпературным железистым. В этом же направлении уменьшается магнетитовая и увеличивается ильменитовая составляющие титаномагнетитов. Происходит также смена фазовой ассоциации магнетит + ульвошпинель + ильменит на ассоциацию магнетит + ильменит + гематит. Таким образом, в соответствии с диаграммой А. Ф. Баддингтона и Д. Н. Линдсли

титаномагнетиты из относительно кислых, обогащенных железом дифференциатов интрузивных траппов оказались наиболее богатыми титаном, т. е. принадлежат к самым высокотемпературным. Однако такая расшифровка температурного режима кристаллизации траппового расплава, согласно методу, предложенному А. Ф. Баддингтоном, противоречит фактическому материалу по сибирским траппам. Это замечание в такой же степени относится и к оценке температуры кристаллизации габброидных пород расслоенного массива Большой Таскыл (Кузнецкий Алатау). С помощью метода А. Ф. Баддингтона и Д. Н. Линдсли самые низкие температуры (730—740° С) получены для пород с наиболее магнезиальными оливином и пироксеном и основным плагиоклазом, в то время как габбродиориты, сложенные более кислыми плагиоклазами и железистыми темноцветными минералами, оказались более высокотемпературными (850—900° С).

Приведенные значения температур противоречат существующим представлениям о кристаллизации базальтовой магмы, поскольку экспериментальные исследования и геологические наблюдения свидетельствуют, что в пределах одной силикатной системы или магматической камеры основные и магнезиальные породы всегда наиболее высокотемпературные по сравнению с кислыми и более железистыми. Таким образом, повышенная концентрация титана в титаномагнетитах и габбродиоритах массива Большой Таскыл не может быть объяснена более высокой температурой образования этих пород. Петрографы, применившие магнетит-ильменитовый термометр для оценки температуры кристаллизации габброидов этого массива, причину неудовлетворительных результатов видят в неправомерности переноса данных, полученных в системе Fe—Ti—O—H, на кристаллизацию оксидов 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 температурах и летучести кислорода отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} может быть различным в зависимости от активности кислорода, что обусловлено составом силикатного расплава. Следовательно, распределение титана между магнетитом и ильменитом также зависит от состава силикатного расплава.

Метод А. Баддингтона нежелательно применять для определения температур кристаллизации габброидов, подвергшихся динамометаморфизму и метасоматозу. Это подтверждено при изучении рудного габбро кристаллического фундамента Белоруссии. В результате этих процессов в габбро произошло неполное перераспределение рудного вещества с высвобождением части титана из магнетита с последующим выделением самостоятельных кристаллов ильменита в межзерновом пространстве. Это обстоятельство не учитывается исследователями, применяющими магнетит-ильменитовый термометр для определения температур формирования рудного

габбро Белорусского массива. Например, на Новоселковском месторождении значения температур (380—570° С), как правило, для первично-магматического титаномагнетита резко занижены. Если принять во внимание явления наложенного метаморфизма, то становятся понятными и значительные расхождения в оценке температур образования ильменит-магнетитовых руд у разных авторов. Полученные значения скорее всего соответствуют температурам перекристаллизации или метаморфического преобразования рудосносных габброидов, а не температурам кристаллизации первично-магматического титаномагнетита и ильменита. Вероятно, применение магнетит-ильменитового геотермометра необходимо обосновывать для каждого конкретного природного объекта. Это замечание справедливо в отношении большинства минералогических геотермометров.

В. В. Герник [11] предложил другой вариант определения температуры по магнетиту, основанный на термометрических свойствах ферритовых включений, обособившихся в магнетитовой матрице в результате сегрегации элементов-примесей. По мнению автора, геотермометр, разработанный на этом принципе, позволяет устанавливать температуру образования в диапазоне от 350 до 900° С с точностью $\pm 10^\circ$ С. Достоинство метода заключается в том, что не требуется никаких сведений о химическом составе продуктов распада твердого раствора, если температура образования включений в исследуемом магнетите не превышает температуру полной смесимости продуктов распада. С помощью этого термометра были оценены температуры метаморфизма докембрийских пород Урала, Балтийского, Алданского и Украинского щитов.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

К основным носителям магнитных свойств изверженных горных пород относятся минералы титаномагнетитовой и ильменит-гематитовой серий, среди которых главная роль принадлежит титаномагнетитам. Минералы титаномагнетитовой серии представлены рядом $FeFe_2O_4 - Fe_2TiO_4$. К крайним членам относятся магнетит и ульвошпинель. Титаномагнетиты являются промежуточными членами серии. Они представляют собой однородные твердые растворы и чаще всего содержат выделения продуктов их распада (ульвошпинель) или окисления и распада (ильменит). Пластинчатобразные продукты распада в большинстве случаев имеют различные размеры и закономерно ориентированы в соответствии с кристаллической решеткой магнетитовой основы. Для ульвошпинели наиболее характерны размеры около 1 мкм и ориентация {100}, для ильменита — около 10 мкм и ориентация {100}. Неполный распад титаномагнетитов приводит к появлению очень мелких и слабо выраженных глобулярных форм. Титаномагнетиты образуются при кристаллизации магматического расплава или в послемагматическую стадию в

результате разложения темноцветных минералов (амфиболы, биотит и др.).

Минералы ильменит-гематитовой серии отвечают ряду $\text{FeTiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$. Из двух крайних членов этого ряда ильменит (FeTiO_3) встречается значительно чаще гематита (Fe_2O_3). Гематит-ильмениты или ильменитогематиты в зависимости от преобладания в минерале того или иного крайнего члена кристаллизуются непосредственно из магматического расплава или образуются вследствие окисления и распада твердого раствора титаномагнетита. Минералы этой серии по сравнению с титаномагнетитами обладают значительно меньшей магнитной восприимчивостью, тем не менее их роль в магнетизме изверженных пород достаточно велика.

Немаловажно и следующее обстоятельство. Эти и некоторые другие магнитные минералы служат наиболее чуткими индикаторами окислительно-восстановительных условий минералообразования в земной коре и более глубоких частях планеты. Не случайно за основу выделения термодинамических зон приняты условия появления магнитных минералов. По этому признаку различают следующие термодинамические зоны: 1) гематитовая (Fe^{3+}); 2) магнетитовая (Fe^{3+} и Fe^{2+}); 3) силикатная (Fe^{2+}); 4) железо-металлическая ($\text{Fe}^0 + \text{Fe}^{2+}$). Например, земные магмы образуются во второй и третьей зонах, граница между которыми значительно непостоянна и обусловлена тектоническими особенностями земной коры [21]. Магнитные характеристики пород и минералов чаще всего изучают при решении специальных вопросов магнетизма. При выяснении условий образования магматических пород эти необычные свойства рудных минералов учитывают довольно редко. В работе Д. М. Печерского и других [21] приведены примеры использования магнитных свойств рудных минералов для определения порядка кристаллизации минералов в магмах. Так, на основании термомагнитных исследований установлено, что магнитные минералы, в частности ильмениты, окисляются в кислых лавах при температуре 900°C еще в расплаве. По степени окисления ильменитов, включенных во вкрапленниках породообразующих силикатных минералов, прослежена последовательность их кристаллизации. Процесс кристаллизации охватывает небольшой температурный интервал ($< 100^\circ\text{C}$ для кислых лав и до 300°C — основных). Изучение состава первичного титаномагнетита до его распада и окисления возможно по его магнитным характеристикам.

Выяснение причин, обуславливающих разную степень магнитной восприимчивости изверженных пород — одна из важнейших задач комплексных петрографо-геофизических исследований. Принято считать, что величина магнитной восприимчивости определяется количеством ферромагнитных минералов (среди которых важнейший магнетит) и практически не зависит от содержания железомагнезиальных силикатов (пироксены, амфиболы, биотит и др.).

При этом часто наблюдается корреляционная зависимость между магнитной восприимчивостью пород и содержанием в них магнетита. Отклонение от этой закономерности одни авторы объясняют влиянием элементов-примесей, входящих в кристаллическую решетку минерала, в первую очередь Mn, Mg, Ti. Другие считают, что для природных магнетитов намагниченность насыщения в большей степени обусловлена их окисленностью, чем содержанием элементов-примесей. Последние оказывают существенное влияние на магнитные свойства магнетитов только в случаях их присутствия в количествах, способных изменять структурные параметры решетки, т. е. когда элемент из разряда изоморфных примесей переходит в структурообразующий, например, при полном замещении Fe^{2+} .

Однако количество магнетита и степень его превращения в гематит и гидроксиды железа не единственная причина существенных изменений величины магнитной восприимчивости горных пород. В некоторых случаях значительные вариации величины магнитной восприимчивости обусловлены особенностями и полнотой псевдоморфного замещения магнетита, особенно гетерогенного по фазовому составу титаномагнетита, эпидотом, сфеном и другими силикатными минералами, как было недавно установлено при изучении юрских вулканогенных образований Куринской межгорной впадины [43].

Зависимость магнитных свойств пород от особенностей распределения в них ферромагнитных минералов отмечалась и ранее. Так, например, установлена повышенная магнитная восприимчивость отдельных массивов липаритов (до 3000 э) и физическая картина обратной полярности. Липариты бедны железом и содержат сотые доли процента магнетита и гематита. Их повышенная магнитная восприимчивость связана исключительно с особым распределением мельчайших зерен магнетита — по флюидалности породы относительно вкрапленников гематита.

Скорее всего природа многих так называемых нерудных магнитных аномалий кроется не столько в количестве, сколько в особенностях распределения, составе и характере сростания магнитных минералов.

Основным носителем магнитных свойств сульфидных руд является пирротин. Эмульсионной вкрапленностью пирротина обусловлено и значение магнитных параметров многих минералов, в том числе входящих в состав изверженных горных пород. Это нередко не учитывается при расшифровке магнитных аномалий. Необходимо помнить и о самородном железе, ферромагнитные свойства которого сохраняются до глубины 95 км и служат первопричиной длинноволновых магнитных аномалий, несмотря на небольшие (меньше 1%) содержания этого минерала в породе.

Величина магнитной восприимчивости изверженных пород зависит и от степени их гидротермальных изменений, сопровождающихся, как правило, частичным или полным разрушением маг-

нетита. Высвобождающееся при этом железо идет на образование гематита, эпидота, турмалина и некоторых других минералов. Содержание магнетита резко падает, соответственно уменьшается и величина магнитной восприимчивости. По-видимому, этим и объясняется отмеченная обратная связь между магнитной восприимчивостью горных пород и их общей оловоносностью, при этом к участкам гранитоидных массивов, сложенных практически немагнитными породами, приурочены наиболее крупные оловорудные образования. С такими зонами гидротермально измененных немагнитных гранитов нередко связаны промышленные скопления минералов редких элементов. Таким образом, расшифровка природы магнитных аномалий имеет исключительно важное практическое значение и немыслима без методов рудной микроскопии.

Рассмотрим значение магнитных свойств рудных минералов при решении иных вопросов. Магнетит, ильменит, гематит и их твердые растворы обладают остаточным магнетизмом. На основании исследований Д. Линдсли и А. Баддингтона установлено, что характер намагничивания пород — положительный или отрицательный — и их интенсивность находятся в прямой зависимости от видового состава этих рудных минералов в породе и, что особенно важно, от типа их сростаний и особенностей химического состава. Благодаря магнитным свойствам минералов, обладающих ферро-, ферримангнитными и другими способностями, появилась возможность исследования величины и направления геомагнитного поля во времени. В связи с этим детальное изучение железо-титан-оксидных минералов — неперенное условие при решении проблемы палеомагнетизма плутонических пород.

ГЛАВА VI

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ АРХЕЙСКОГО ГНЕЙСОВОГО КОМПЛЕКСА ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

Изучение вещественного состава и геологического строения раннедокембрийских пород фундамента Белоруссии, большей частью перекрытого мощным осадочным чехлом, относится к одной из первоочередных задач. Наиболее достоверная расшифровка геологического разреза фундамента, выделение в нем зон повышенной тектонической активности для восходящих минерализованных растворов и многие другие вопросы научного и практического значения — возможно на основе минералого-петрографического изучения керна скважин с использованием типоморфных особенностей рудных минералов независимо от их содержания в метаморфических породах.

Именно такой комплексный метод применен автором при изучении кристаллического фундамента Припятской впадины, вскрытого в пределах Осташковичской (3614—4305 м) и Барсуковской (3328—3930 м) нефтеносных площадей.

Породы гнейсового комплекса Припятской впадины в соответствии со стратиграфическими схемами относятся к щучинской (неманской) серии нижнего архея и, по-видимому, являются аналогом супракристаллического беломорского комплекса. По петрографическому составу, типу исходных пород и степени проявления метаморфических процессов гнейсы неоднородны. По этим и другим признакам гнейсовый комплекс, вскрытый в пределах Осташковичской площади, расчленен на верхнюю и нижнюю толщи, граница между которыми, по мнению автора, проходит на глубине около 3900 м.

Верхняя толща сложена биотитовыми и амфибиол-биотитовыми гнейсами, реже плагиогнейсами. В их составе наряду с полевыми шпатами, кварцем, буровато-зеленым биотитом и роговой обманкой нередко в значительных количествах (до 10%) присутствуют эпидот, а также апатит (1—2%), сфен (до 2%), циркон и рудные минералы. В отдельных образцах в качестве продуктов позднего гидротермального преобразования установлены хлорит, мусковит и карбонат. Несмотря на интенсивные катакластические и кристаллобластические деформации, в гнейсах часто видны реликты структур исходных пород гранитного ряда (граниты — кварцевые диориты). На основании этого можно заключить о достаточно широкой распространенности верхней толщи ортогнейсов в породах архея.

Состав нижней толщи гнейсового комплекса несколько иной. Гранито-гнейсы распространены ограниченно, преобладающая роль, видимо, принадлежит парагнейсам с куммингтонитом и гранатом (альмандин), образовавшимся на месте первично-осадочных или вулканогенно-осадочных пород. Заслуживают внимания и некоторые другие особенности минерального состава гнейсов нижней толщи, частично отмеченные ранее. С глубины 3790 м наряду с буровато-зеленым биотитом появляется менее окисленный красно-бурый биотит, а с глубины 3950 м во всех разновидностях гнейсов присутствует только красно-бурый биотит. Сфен исчезает полностью, а циркон более распространен, чем в породах верхней толщи. Мельчайшие зерна последнего обычно находятся внутри биотита и сопровождаются резко выраженными плеохроичными кольцами, часто двойными.

В целом, гнейсы нижней толщи характеризуются более глиноземистым минеральным парагенезисом. В интервале глубин 4015—4303 м автором впервые выявлены жильные тела спессартинов и многочисленные участки интенсивного дробления и расщепления вмещающих пород, преобразованных в кварц-карбонат-мусковитовые, тремолитовые и другие метасоматиты, содержащие лишь редкие остаточные зерна более ранней высокотемпературной

минеральной ассоциации (полевые шпаты, альмандин, куммингтонит, биотит и др.).

В распределении рудных минералов наблюдаются следующие особенности. Магнетит и ильменит встречаются преимущественно в гнейсах верхней толщи и, как правило, в незначительных количествах. Однако в отдельных интервалах установлены гнездообразные обособления магнетита размером от 0,5 до 2 см. В этих участках суммарное количество магнетита, в разной степени мартитизированного, обычно составляет от 5 до 10%, что не свойственно гранитам магматического происхождения. Гнездообразные выделения магнетита распространены неравномерно и имеют бухтообразные очертания, приуроченные к контактам светлоокрашенных полевошпатовых участков с темноцветными биотит-амфиболовыми прослоями гнейсов. По данным электронно-микроскопических исследований магнетит однороден, и продуктов распада твердого раствора в нем не обнаружено.

Железо-титан-оксидные минералы в нижней толще архейского комплекса практически отсутствуют, так же как и гнездообразные обособления магнетита.

Сульфидные минералы (пирит, пирротин и халькопирит) отмечаются постоянно. В верхней толще преобладает пирит, в нижней — пирротин. Общее содержание пирита, халькопирита и пирротина с глубиной не только не уменьшается, а даже увеличивается. В частности, интенсивность проявления сульфидной, преимущественно халькопирит-пирротиновой, минерализации заметно растет на нижних горизонтах разреза (4150—4170 м) в пределах тектонических нарушений или, точнее, зоны глубинного разлома, сопровождаемого серией жильных тел лампрофиров спессартитового состава. Вмещающие породы здесь сильно раздроблены, рассланцованы и изменены, в том числе кальцитизированы под воздействием гидротермальных процессов. Лампрофировые дайки интенсивно метаморфизованы, что служит одним из показателей древнего заложения глубинного разлома.

Сульфидная минерализация, несомненно, имеет гидротермальное происхождение. Исключение составляет лишь пирротин в сростании с пентландитом, наблюдающийся в виде типичных каплевидных включений внутри темноцветных минералов спессартита. Типоморфные особенности сульфидных минералов двух генетических типов в архейских породах гнейсового комплекса Припятской впадины показаны на рис. 35, 36.

По В. А. Вахрушеву и А. А. Государевой, две толщи гнейсового комплекса, выделенные по минералого-петрографическим признакам, заметно отличаются по геофизическим параметрам, в частности интенсивности γ -излучения, более повышенной для верхней и пониженной — для нижней толщи. Метаморфизованные лампрофировые дайки, выделенные среди гнейсовых пород главным образом по типоморфным особенностям рудных минералов — каплевидным

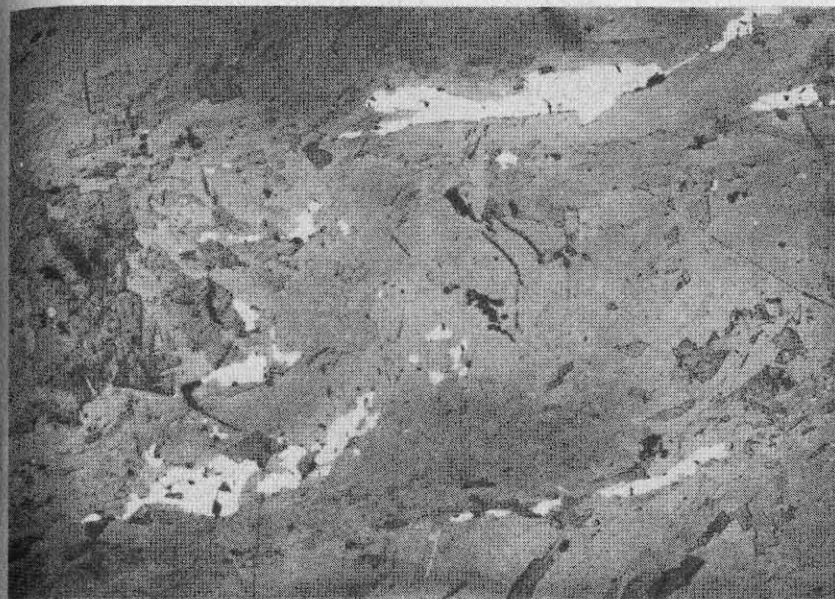


Рис. 35. Пирротин (светлое) в гнейсе; аншлиф, увел. 50

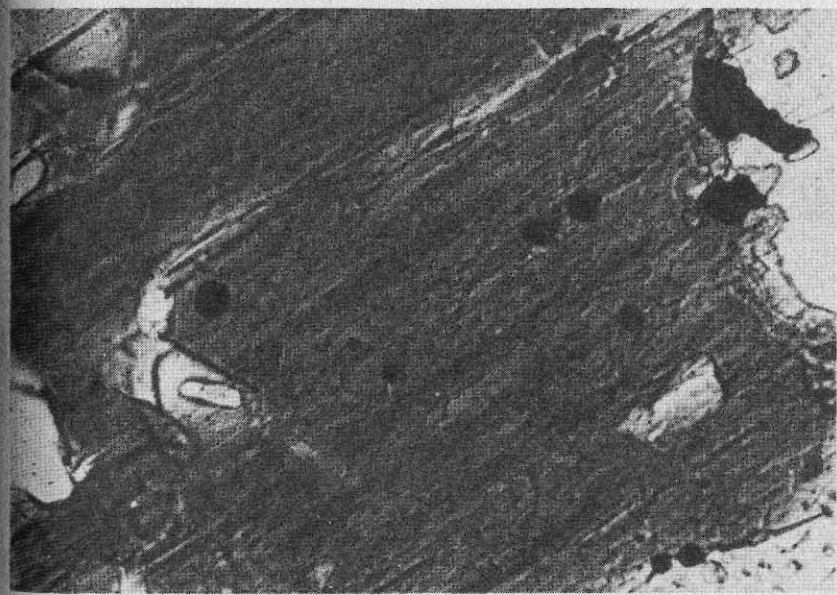


Рис. 36. Каплевидные включения пирротина (черное) в амфиболе, спессартит; аншлиф, увел. 120

сульфидам, отличаются повышенными показаниями на диаграммах ГМ и НГМ. Сопутствующие им зоны интенсивного дробления, расщепления и метасоматического преобразования, например, в интервалах 4019—4021 м (мусковитовый сланец), 4228—4230 м (кварц-карбонат-тремолитовая зона) выделяются по минимальным показаниям радиоактивных методов и электрометрии (СЭЗ и микроСЭЗ), изменению диаметра скважины, повышенным значением времени распространения продольных сейсмических волн и коэффициента поглощения энергии ультразвуковых колебаний.

К отличительным чертам геологического разреза фундамента Барсуковской площади, расположенной в Северной структурной зоне Припятской впадины, осложненной серией субширотных и субмеридиональных разломов, относятся следующие. Во-первых, здесь отсутствуют биотитовые и биотит-амфиболовые гранитогнейсы, свойственные верхней толще архейского гнейсового комплекса Осташковичской площади. Вместо них распространены гранат-биотитовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы, нередко с силлиманитом.

В метаморфических породах биотит красно-бурый. В верхней толще гнейсового комплекса Осташковичской площади он более окисленный и имеет зеленовато-бурый цвет. Содержание биотита изменяется от 15 до 30%, достигая в кристаллических сланцах 50% и более. Гранат (альмандин) встречается практически во всех разновидностях плагиогнейсов и кристаллических сланцев в виде крупных (до 2 см) цепочковидно расположенных зерен — порфиروبласт. Кристаллы граната разбиты трещинами, выполненными мелкочешуйчатым биотитом и гранобластовым кварцем. Содержание граната составляет 10—15%.

Из других минералогических особенностей можно отметить присутствие графита (до 1%), а также крайне ограниченную распространенность обычных второстепенных минералов — циркона и апатита; сфен не был обнаружен. В гранат-биотитовых и гранат-силлиманит-биотитовых плагиогнейсах и сланцах иногда наблюдаются реликтовые участки псаммитовой микроструктуры. Это обстоятельство, как и минеральные парагенезисы с силлиманитом и гранатом, свидетельствуют об образовании рассматриваемых плагиогнейсов и кристаллических сланцев на месте первично-осадочных или кислых вулканогенно-осадочных пород.

Во-вторых, здесь интенсивно проявлены процессы гранитизации (мигматизации) пород и, как следствие этого, исключительно широкое развитие гранитов своеобразного пегматоидного облика, особенно в нижних горизонтах (3688,3—3929,5 м). Среди гранитов сохранились остатки плагиогнейсов и кристаллических сланцев. Несмотря на это, граниты исключительно бедны темноцветными минералами, представленными редкими чешуйками или скоплениями биотита, реже мусковита. Это не противоречит гипотезе Д. С. Коржинского о гранитизации как магматическом замещении,

сопровождаемом выносом магния, железа, кальция и привносом кремнезема, оксидов калия и натрия. Граниты практически лишены редких минералов, так как большая их часть разрушается при гранитизации.

В-третьих, при макро- и микроскопическом изучении пород не было выявлено явных признаков их дробления (брекчирования) и регрессивного метаморфизма, сопровождаемого образованием гидротермальных парагенезисов (эпидот, хлорит, кальцит, тальк и др.).

Сульфидные минералы, особенно пирит, хотя и распространены повсеместно, но не образуют локально повышенных концентраций, как это наблюдается в приразломной зоне докембрийских образований Осташковичской площади. Магнетит и ильменит не обнаружены ни в гранитах, ни во вмещающих их гнейсах и кристаллических сланцах. Их полное отсутствие отражает условия глубинного метаморфизма, в том числе и гранитизации. Вместе с тем этот признак может быть использован в качестве одного из минералогических критериев для разграничения различных толщ архейского гнейсового комплекса.

В заключение следует отметить, что толща интенсивно гранитизированных плагиогнейсов и кристаллических сланцев, вскрытая в фундаменте Барсуковской площади, хотя и относится к щучинской серии нижнего архея, однако по сравнению с последней здесь блок кристаллического фундамента более приподнят и, следовательно, значительно сильнее эродирован. Последнее необходимо учитывать при проведении поисковых работ в этом районе, в том числе при разведочном бурении на горючие полезные ископаемые.

Таким образом, типоморфные особенности рудных минералов даже при незначительном из развитии могут существенно помочь не только в уточнении петрографического состава, характера и степени метаморфизма пород гнейсового комплекса, но и при расшивке геологического строения, в частности, определении глубины древнего эрозионного среза кристаллического фундамента на различных площадях Припятской впадины.

ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЖЕЛЕЗО-ТИТАН-ОКСИДНЫХ МИНЕРАЛОВ ГАББРОИДОВ И АМФИБОЛИТОВ

Изучение внутреннего строения и фазового состава продуктов распада твердого раствора железо-титан-оксидных минералов необходимо при решении многих вопросов петрогенезиса и рудообразования. В этом отношении наибольший интерес представляют титаномагнетит и ильменит габброидных пород. Последние залегают среди архейских и протерозойских амфиболитогнейсовых толщ. Наибольшее их число (более 300) приурочено к северным участкам Зельяно-Лидской, Ружано-Ивьевской и Кореличской зон положительных аномалий, где они трассируют области древних долгоживущих

разломов. Наиболее изучены раннеархейские глубокометаморфизованные габброидные тела, подразделяемые на три комплекса: березовский, кореличский и русиновский. Наибольший практический интерес представляют габброиды кореличского комплекса, с которыми генетически связано промышленное ильменит-титаномagnetитовое оруденение (Новоселковское месторождение). Остановимся на характеристике оксидных рудных минералов таких габбро.

Габброиды этого комплекса развиты в одноименной синклинальной зоне (сводовая часть Белорусского массива) и тяготеют к западному борту Околовской грабен-синклинальной структуры. Они согласно залегают с породами верхней толщи щучинской (неманской) серии архея (биотитовые, амфибол-биотитовые плагиогнейсы и амфиболиты). Массивы основных пород сложены глубокометаморфизованными пироксенитами, норитами, габброноритами, габбро и габброамфиболитами, представляющими изначальными естественные ряды дифференциации. Среди многочисленных массивов габброидов комплекса (более 100) установлены рудоносные, отличающиеся наиболее высокой степенью дифференциации и вследствие этого с признаками первичной расслоенности, выражающимися в ритмичном чередовании различных типов пород по вертикали, обогащенности ультрабазитовыми разностями нижних горизонтов разрезов, а также закономерном изменении железистости породообразующих минералов [15].

На основании детального изучения габброноритов и ильменит-магнетитовых руд Кореличской и Ружано-Ивьевской синклинальных зон было установлено, что содержание и внутреннее строение рудных минералов в габброидах различны. Титаномagnetит и ильменит распространены здесь повсеместно; их концентрации изменяются от 1 до 20%, иногда они образуют массивные руды. Соотношение между этими минералами примерно одинаково. Однако отмечаются и заметные отклонения, чаще всего в сторону преобладания ильменита над титаномagnetитом.

Внутреннее строение титаномagnetита сложное. В нем отчетливо различают три фазы: собственно magnetит, ильменит и шпинель (ульвошпинель), образующие сростания, типичные для структур распада твердых растворов. При помощи структурного травления титаномagnetитовых рудных габброидов Новоселковского месторождения выявлено, что в них преобладают тонкие удлиненные пластинки ильменита, ориентированные в двух или трех направлениях, отвечающих плоскостям октаэдра в magnetите. Соотношение между ильменитом и magnetитом изменяется от 1:50 до 1:100. Взаимоотношения между продуктами распада — шпинелью и magnetитом — в титаномagnetитах свидетельствуют, что первоначально существовал magnetит — ульвошпинелевый распад твердого раствора, а в дальнейшем ульвошпинель заместила ильменитом и шпинелью. В титаномagnetитах редко наблюдаются груборешетчатые структуры. Обычно отмечаются единичные пластинки ильменита, имею-

щие переменную величину — от эмульсионных или субграфических до более грубых, уже видимых при небольших увеличениях. Решетчатая структура наблюдается в сечениях, параллельных {100}. При больших увеличениях в magnetите этого же сечения видна решетка более мелких коротких линзовидных обособлений ульвошпинели или их цепочек, пересекающихся под прямым углом.

В первично-магматических титаномagnetитах широко распространены шпинель и ульвошпинель в виде тонких дискообразных пластинок. При увеличении в 4000 раз шпинель отмечается в тех зонах первично-магматического magnetита габброноритов и ильменит-титаномagnetитовых руд, которые при рассмотрении в обычном световом микроскопе выглядят однородными в виде пластинчатых сростков, ориентированных преимущественно в одном направлении. С помощью электронного микроскопа выявлены две генерации шпинели, образующие два типа решетчатых структур, соответствующих разным временным периодам распада первоначально однофазового твердого раствора в связи с уменьшением изоморфной емкости кристаллической решетки magnetита при понижении температуры (рис. 37). При этом размеры включений шпинели обеих генераций уменьшаются к краям зерен титаномagnetита и вблизи пластинок ильменита. Очевидно, шпинель при распаде твердого раствора выделяется позднее ильменита. Обычны скопления мельчайших зерен шпинели по краям ильменитовых сростков. Отмечается и укрупнение микровключений шпинели, вплоть до образования прожилковых обособлений в основной массе magnetита. Д. А. Доминиковской в массивных и гнездово-вкрапленных ильменит-титаномagnetитовых рудах Новоселковского месторождения выявлены и самостоятельные зерна шпинели размером до 3 мм в поперечнике. Форма кристаллов шпинели изометричная, цвет темно-зеленый. В аншлифах наблюдаются тонкие пластинчатые включения ильменита и magnetита, представляющие продукты распада твердого раствора [15].

В рудном габбро Новоселковского месторождения наряду с обычными выделениями magnetита в межзерновом пространстве иногда встречаются однофазные — magnetитовые и двухфазные — ильменит-магнетитовые рудные капли размером до 0,4 мм в диаметре.

Изолированные зерна ильменита или сростки с титаномagnetитом выполняют промежутки между силикатными минералами. В последнем случае проявлена тенденция обособления ильменита по краям magnetитовых (титаномagnetитовых) агрегатов. Границы с magnetитом чаще всего ровные, реже зазубренные, бухтообразные, с признаками разъедания и замещения титаномagnetита ильменитом. Это явление, характерное для рудных габброидов как Березовско-Ивьевской, так и Кореличской зон, обычно сопровождается появлением реакционных кайм, содержащих помимо остаточных зерен magnetита новообразования шпинели. В состав последней

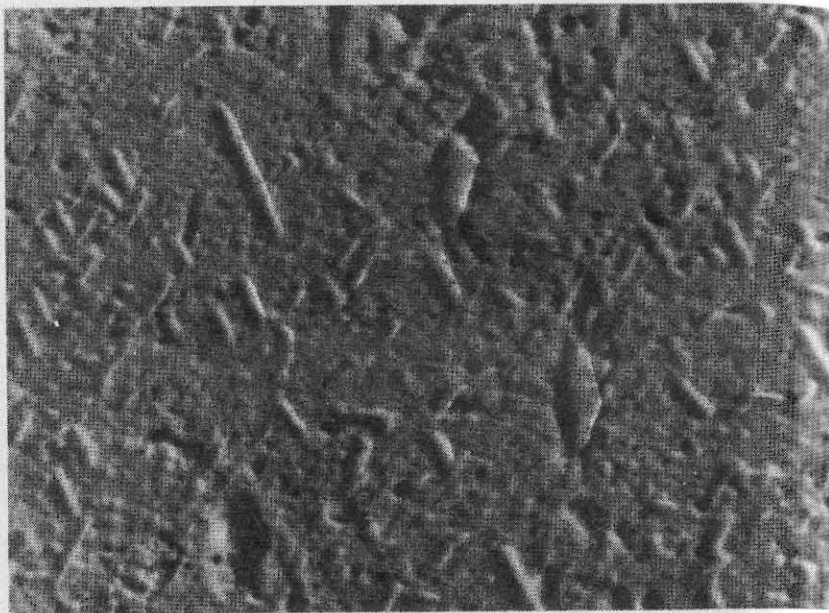


Рис. 37. Электронно-микроскопический снимок решетчатой структуры распада шпинели двух генераций, габбро, Новоселковский массив, увел. 1500

включаются унаследованные химические элементы, в частности алюминий, вхождение которого в решетку ильменита менее предпочтительно по сравнению с магнетитом. Такие реакционные взаимоотношения между титаномагнетитом и ильменитом свидетельствуют либо о более поздней кристаллизации ильменита по сравнению с титаномагнетитом, либо о существовании неравновесных условий между этими минералами в послемагматический (метаморфический) этап. Учитывая, что раннеархейские габброиды местами сильно метаморфизованы, вплоть до амфиболитов, последнее предположение не лишено оснований.

Ильменит встречается и внутри породообразующих силикатных минералов в виде эллипсо- или шаровидных выделений с четкими ограничениями с минералом-хозяином, без признаков замещения (рис. 38). Наличие каплевидных включений ильменита и магнетита в силикатных минералах — показатель окисдно-рудной ликвации в магматическом расплаве до кристаллизации породообразующих минералов.

Ильменитовые зерна чаще всего однородные. В некоторых ильменитах из рудных габброноритов Новоселковского и других массивов кореличского комплекса установлены включения тонких табличек магнетита (0,001—0,002, реже 0,005 мм в поперечнике), на долю которых обычно приходится не более 5%. Часто в пре-

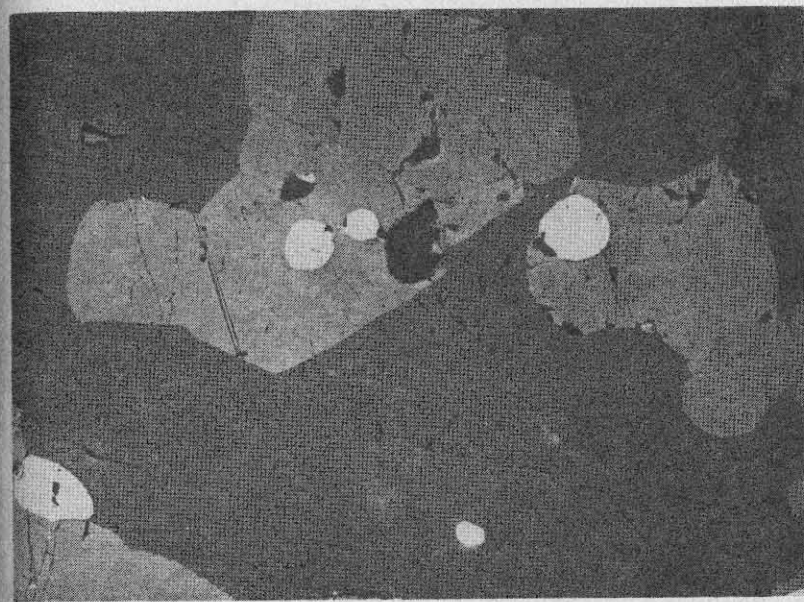


Рис. 38. Каплевидная форма выделения ильменита (светлое), габбро; аншлиф, увел. 110

делах одного зерна видно несколько пластинок, располагающихся параллельно друг другу. Такие магнетитоильмениты известны в докембрийских титаноносных габброидах других районов. Они формируются в результате распада ильменита, который наряду с Fe^{2+} в избытке содержит Fe^{3+} . Магнетитоильменит встречен и в виде каплевидных обособлений.

Вместе с тем в кристаллическом фундаменте Белоруссии в последнее время выявлены массивы основных пород раннепротерозойского возраста, которые по некоторым признакам (петрологическим и металлогеническим) заметно отличаются от габброидов древних раннеархейских комплексов. Среди более молодых основных пород по типоморфным особенностям рудных минералов Д. А. Доминиковской и В. А. Вахрушевым выделены песковский, каменецкий и ничипоровский комплексы. Массивы основных пород таких комплексов приурочены к зонам глубинных разломов субмеридиального и широтного простирания и их пересечениям и занимают дискордантное положение по отношению к вмещающим породам. Все они имеют дайкообразные и штокообразные формы и кайнотипный облик. Процессы регионального метаморфизма в слагающих их горных породах проявлены слабо. Массивы обычно сложены габбродиабазами и диабазами, отличающимися крупнозернистостью.

В физических полях они образуют менее интенсивные аномалии по сравнению с древнеархейскими массивами. Это объясняется,

с одной стороны, меньшими содержаниями рудных минералов, с другой — преобладанием ильменита и гематита над магнетитом. Массивы дифференцированы слабо, хотя некоторые (ничипоровский) обладают признаками нечетко проявленной расслоенности.

Породы песковского комплекса встречены в зоне Щучинского разлома (западная часть Белорусского кристаллического массива), в Нагорновской зоне разлома Микашевичско-Житковичского выступа и некоторых других районах Белоруссии. Габброиды каменецкого комплекса распространены на северо-востоке Белорусского кристаллического массива, а ничипоровского — в пределах северного окончания Украинского кристаллического щита.

На основании минераграфического изучения пород этих комплексов получены следующие результаты. К главным рудным минералам всех комплексов относятся ильменит, магнетит и гематит. В габброидах песковского комплекса их содержание составляет 10—15%, причем ильменит резко преобладает над магнетитом, а в отдельных интервалах является единственным окисно-рудным минералом. Ильменит выполняет межзерновое пространство и наблюдается в виде каплевидных обособлений в порообразующих силикатных минералах.

Постоянное преобладание ильменита над магнетитом свойственно габброидам с диабазовой структурой (габбро, габбронориты, рудные и биотитовые габбро) каменецкого комплекса с той существенной разницей, что здесь присутствует не просто ильменит, а гематитоильменит. В мелкозернистых габброидах этого комплекса гематитоильменит выступает как единственный окисно-рудный минерал.

Наиболее богаты окисно-рудными минералами (до 25%) основные породы ничипоровского комплекса. Среди них отмечены как собственно ильменит и магнетит, так и титаномагнетит и ильменитомагнетит. При этом ильменит является преобладающим минералом. В более глубоких горизонтах при отсутствии продуктов распада твердого раствора магнетит не встречен.

Преобладание ильменита или гематитоильменита среди рудных минералов — важная особенность молодых — раннепротерозойских габброидных комплексов докембрия Белоруссии, которую необходимо учитывать при поисковых работах. При поисках нередко предпочтение отдается массивам с максимумом магнитного поля, а массивы, богатые таким ценным рудообразующим компонентом, как ильменит, могут остаться без внимания.

Существенное влияние на соотношение магнетита и ильменита в габброидах оказывает региональный метаморфизм. Наиболее полно он проявлен в раннепротерозойских габброноритах березовского и кореличского комплексов. В шлифах можно проследить все стадии преобразования титаномагнетита с обособлением ильменита. На начальных этапах отмечается нарушение правильной ильменитовой решетки в зернах титаномагнетита. Пластинки ильменита

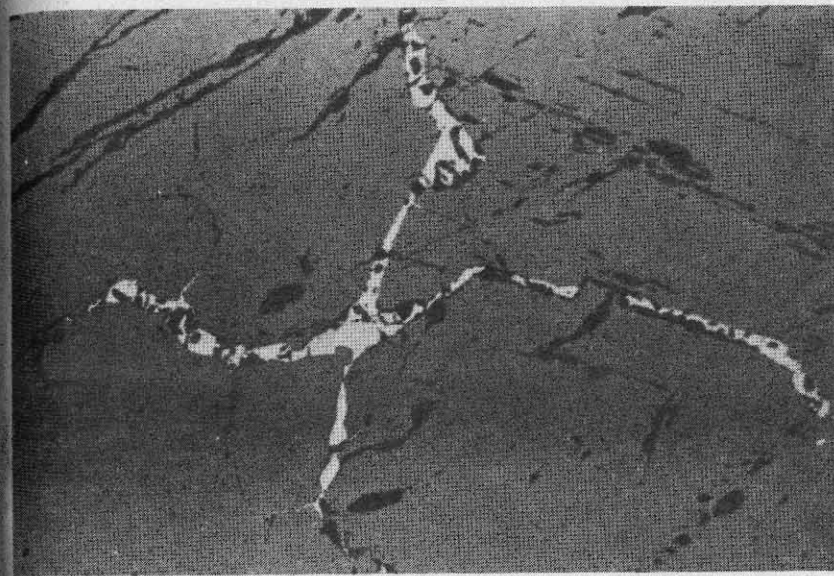


рис. 39. Прожилковые магнетитоильменитовые агрегаты (светлое), метаморфизованный габбронорит, Новоселковское месторождение; аншлиф, увел. 60

теряют прямолинейность очертаний. В одних случаях они приобретают форму прожилков, не выходящих за контуры зерен титаномагнетита, в других включения зерен ильменита укрупняются, что приводит к почти полному изменению первоначальной структуры.

При наиболее интенсивном проявлении метаморфизма ильменит обособляется в округло-неправильные, изометричные самостоятельные зерна, выполняющие совместно с магнетитом промежутки между порообразующими силикатными минералами.

При интенсивном преобразовании рудных габброидов, вплоть до амфиболитов, вторичными — метаморфогенными минералами становятся ильменит и магнетит, образующие в породе прожилково-петельчатые агрегаты (рис. 39). В отличие от первично-магматического титаномагнетита новообразованный магнетит не содержит продуктов распада твердого раствора, в том числе и шпинели, что было подтверждено на основании электронно-микроскопических исследований. При этом следует иметь в виду, что магнетит частично замещается беститановыми силикатными минералами; это отчетливо проявляется в наиболее метаморфизованных габброидах, особенно в ортоамфиболитах.

Таким образом, при региональном метаморфизме, в данном случае достигшем условий амфиболитовой фации, в габброидах и рудах относительное количество свободного ильменита возрастает как вследствие перегруппировки вростков рудного вещества, сопро-

вождающейся частичным или полным исчезновением решетчатых структур ильменита в титаномagnetите, так и за счет замещения magnetита силикатными минералами. В раннеархейских рудных габброидах преобладает первый процесс, который благоприятен для получения и извлечения в процессе обогащения как ильменитового, так и ванадийсодержащего magnetитового концентрата.

Из результатов детального минераграфического изучения габброидов следует и второй практический вывод. В районах развития раннеархейских габброидов, особенно кореличского комплекса, перспективными следует считать зоны наиболее интенсивного метаморфизма. Эти зоны не только в габброидах, но и во вмещающих их кристаллических сланцах даже с относительно невысоким содержанием рудных минералов не должны оставаться без внимания при различных геологических исследованиях — поисковых и тематических.

В заключение остановимся на особенностях формирования габброидов и перспективной оценке их рудоносности — металлогенической специализации. Многие исследователи орудование в габброидах фундамента Белоруссии связывают с метаморфизмом или ультраметаморфизмом, при этом за исходные архейские породы принимают вулканогенно-осадочные образования, преобразованные в условиях гранулитовой фации в амфиболиты, гнейсы и двупироксеновые кристаллические сланцы. Однако минераграфические исследования убедительно свидетельствуют о первично-магматическом происхождении габброидов и генетически связанных с ними ильменит-титаномagnetитовых руд. Это подтверждено как особенностями фазового состава и внутреннего строения железо-титан-оксидных минералов, так и наличием явных признаков оксидно-рудной и сульфидной ликвации в магматическом расплаве. Вывод о первично-магматическом происхождении руд подтвержден и результатами изучения элементов-примесей. Оказалось, что их распределение, особенно скандия и ванадия в ильмените и magnetите, аналогично распределению в этих же минералах, образовавшихся при динамометаморфизме первично-магматических руд таких месторождений, как Кусинское (Урал), Цагинское (Кольский полуостров) и Отанмяки (Финляндия).

Однако условия формирования габброидов различных комплексов неодинаковы, как и видовой состав, особенно распространенность в них рудных минералов. Так, например, для габброидов березовского комплекса повышенные концентрации железо-титан-оксидных минералов не характерны. Массивы габброидов этого комплекса слабо дифференцированы, и, как следствие этого, рудные минералы образуют в них равномерную вкрапленность. Вместе с тем железистость породообразующих минералов силикатов в этом комплексе значительно выше, чем в аналогичных образованиях кореличского комплекса. Габброиды березовского комплекса в целом более меланократовые по сравнению с другими

основными породами докембрийского фундамента Белоруссии. В них, как правило, ильменит заметно преобладает над magnetитом. Эти данные наряду с более высокой степенью метаморфизма отражают разный эрозионный срез синклинальных зон и, по-видимому, различные условия кристаллизации. В габброидах березовского комплекса кристаллизация проходила в условиях недостатка кислорода на больших глубинах, при этом преимущественно в породообразующих силикатных минералах преобладал оксид железа (II), а в целом породы обеднены летучими компонентами.

Массивы кореличского комплекса характеризуются более высокой степенью расслоенности и отчетливо выраженной тенденцией накопления в нижних горизонтах интрузивов оксидно-рудных компонентов, вплоть до формирования массивных ильменит-титаномagnetитовых руд. В габброидах этого комплекса преобладает оксидная форма нахождения железа и титана. Одной из наиболее вероятных причин возникновения в габброидах кореличского комплекса (Новоселковский и Кольицкий массивы) богатых ильменит-титаномagnetитовых руд является ликвация рудоносных основных расплавов на существенно оксидно-рудную и силикатную фазы до или в самом начале кристаллизации магмы. Сульфидные капли в зернах титаномagnetита и ильменита более всего подтверждают это.

Помимо увеличения доли magnetита, в составе железо-титан-оксидных минералов кореличские габброиды по сравнению с такими березовского отличаются более высоким содержанием в них апатита и сульфидов и значительно широким распространением высокотемпературных magnetит-шпинелевых продуктов распада твердого раствора.

К отличительным особенностям рудных минералов молодых габброидов относятся следующие. В породах каменецкого комплекса ильменит преобладает над magnetитом, причем в первом широко распространены пластинчатые вроски гематита. В габброидах обнаружены также следы оксидно-рудной и сульфидной ликвации в виде мельчайших шариков ильменита и пирротина, законсервированных внутри силикатных минералов. Показательно, что в каплевидном ильмените присутствуют тонкие, параллельно расположенные пластинки magnetита, возникшие в результате распада твердого раствора. Присутствие в габброидах magnetитоильменитов, особенно гематитоильменитов, свидетельствует о высоком парциальном давлении кислорода в магмах в момент ее кристаллизации.

Д. А. Доминиковская и В. А. Вахрушев, используя диаграмму металлогенической специализации интрузивов А. И. Богачева, выявили, что раннеархейские габброиды, в частности габбронориты кореличского и березовского комплексов, занимают поле, характерное для основных пород, несущих железотитановое орудование. Габброиды же русиновского комплекса тяготеют к полю медно-никелевой специализации, что наряду с другими признаками служит важным корреляционным показателем этих пород. Основные

породы ничипоровского комплекса расположены у вершины треугольника, что отражает их обогащение железом и щелочами [15]. В этом отношении они тождественны габброидам кристаллического фундамента Латвии и Коростенского плутона, что является дополнительным подтверждением принадлежности интрузивов ничипоровского комплекса к протерозойским образованиям габбро-анортозитовой формации.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАГНЕТИТОВ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Автором изучены магнетиты двух генетических типов железистых кварцитов фундамента Белоруссии: Околовского месторождения и рудопоявления Рудьма. Железистые кварциты приурочены к одноименной грабен-синклинали, расположенной в восточной части Западно-Белорусской складчатой системы. Рудовмещающие породы представлены плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и другими метаморфическими образованиями раннего докембрия. Железистые кварциты по традиционным представлениям относятся к железисто-кремнисто-вулканогенной формации.

Железорудное проявление Рудьма находится в пределах северо-восточного окончания Барановичско-Рудмянской антиклинали. Здесь в верхней части фундамента преобладают биотитовые, биотит-роговообманковые, биотит-роговообманково-гранатовые гнейсы и плагиогнейсы, в нижней — кристаллические сланцы и амфиболиты. К нижней части разреза приурочен рудный горизонт, сложенный кварцитами и сопутствующими им магнетит-пироксеновыми, реже магнетит-гранат-пироксеновыми кристаллическими сланцами с переменным количеством магнетита (15—30%).

В железистых кварцитах микроскопически выделены три морфологических типа магнетита:

1) обычные изометричные, округло-неправильные зерна, расположенные среди гранобластовой кварцевой или кварц-амфиболовой массы, с обособлением в наиболее богатых рудным веществом кварцитах и мономинеральные линзочки, полоски и др.;

2) тонкие ветвящиеся жилки вдоль границ зерен кварца с образованием в отдельных участках типичных микропательчатых текстур (рис. 40). Обычны шупальцевидные ответвления от крупных изометричных зерен магнетита;

3) точечные шаро- или яйцевидные включения в силикатных минералах, чаще всего в кварце, без какой-либо связи с трещинами.

При электронно-микроскопическом исследовании на сканирующем микроскопе типа «Jeol» с применением стандартной методики напыления золотом поверхности протравленных соляной кислотой полированных шлифов получены снимки магнетитов всех трех морфологических разновидностей. Их изучение выявило следующее. Во-первых, подтвержден однофазовый состав магнетитов железис-

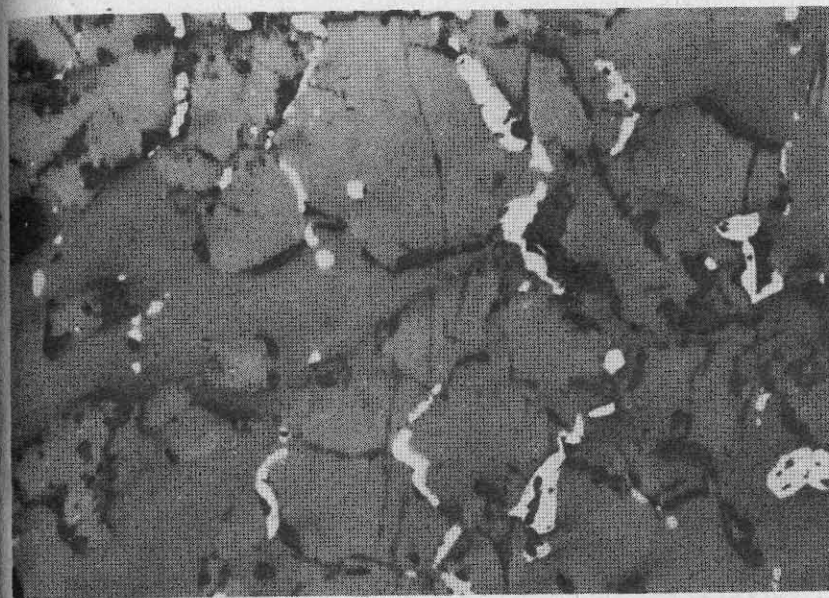


рис. 40. Микропательчатая текстура железистого кварцита в результате обособления магнетита (светлое) вдоль границ зерен кварца, Околовское месторождение; шлиф, увел. 60

тых кварцитов Околовского месторождения. Даже при самых больших увеличениях в них не обнаружено продуктов распада твердого раствора. Во-вторых, магнетитам свойственно своеобразное толбачато-почковидное строение, аналогичное таковому магнетитов докембрийских железистых кварцитов других районов, в частности, месторождений Курской магнитной аномалии и Кривого Рога. Нескольким неожиданным оказалось одинаковое внутреннее строение магнетитов всех трех морфологических разновидностей, включая прожилковидный. Сходство внутреннего строения и, очевидно, тождественность химического состава магнетитов обусловлены глубоким метаморфизмом железистых кварцитов, который и привел к полной перекристаллизации первично-осадочного или вулканогенно-осадочного материала железистых кварцитов с локальной перегруппировкой рудного вещества.

Магнетит кристаллических сланцев и кварцитов рудопоявления Рудьма также оказался однородным. Микроскопически продукты распада твердого раствора ильменита, шпинели и других минералов не обнаружены, что подтверждено и результатами химических анализов этих пород, выявивших незначительные содержания диоксида титана (0,02%). В магнетите обнаружена унаследованная от пироксена спайность в виде параллельных и нередко взаимно пересекающихся щелевидных углублений (рис. 41). Такие



Рис. 41. Электронно-микроскопический снимок магнетита, магнетитовый пироксенит, рудопоявление Рудьма, увел. 8600
На снимке видны параллельные щелевидные углубления (черное)

щелевидные полосы, унаследованные от пироксенов, полностью отсутствуют в магнетитах железистых кварцитов Околовского месторождения. Не известны они и в седиментогенных магнетитах месторождений железистых кварцитов других районов. И, наконец, метасоматические магнетиты рудопоявления Рудьма и Околовского месторождения отличаются различной степенью почковидной структуры, более рельефной у магнетитов Околовского месторождения и слабо выраженной у магнетитов рудопоявления Рудьма. Образование магнетита на месте пироксена подтверждено петрографическими исследованиями, установившими разную степень перекристаллизации, магнетитового оруденения и окварцевания кристаллических сланцев. Малоизмененные разности, встречающиеся и за пределами рудного интервала, представляют собой крупнокристаллические мономинеральные ультраосновные породы — пироксениты. Такое название, очевидно, будет точнее отражать их первичную генетическую природу. Пироксен в основном отвечает гиперстену, реже клинопироксену. В последнем случае наблюдается отчетливое развитие клинопироксена по гиперстену, что свидетельствует о повышении концентрации ионов кальция в минералообразующей среде.

По периферии зерен и вдоль трещин дробления (рис. 42),



Рис. 42. Коррозионное взаимоотношение пироксена с магнетитом (черное) и кварцем (светлое), магнетитовый пироксенит; шлиф, увел. 30

вплоть до образования в отдельных участках магнетитовых пироксенитов типичной сидеронитовой структуры, микроскопически постоянно наблюдается метасоматическое замещение пироксенов магнетитом. Обычна и вкрапленность мелких неправильных зерен магнетита внутри пироксена. Особенно агрессивно ведет себя кварц по отношению как к пироксену и гранату, так и к магнетиту. В прозрачных шлифах прослеживаются все переходы от магнетитосодержащих пироксенитов до безрудных кварцитов, в которых отмечаются лишь редкие, скорее всего, остаточные, резко корродированные зерна пироксена и магнетита, реже граната, цепочкой расположенные в соответствии с полосчатой текстурой кварцитов. Иногда по пироксену развивается щелочной амфибол. В магнетитовых пироксенитах и кварцитах присутствует апатит в виде скоплений мелких изометричных зерен, обычно расположенных вдоль зон милонитизации. Высокое содержание апатита (до 10%) — одна из минералогических особенностей рассматриваемых рудных образований, поскольку для железистых кварцитов осадочного или вулканогенно-осадочного происхождения апатит не характерен.

В пироксенитах и магнетитовых пироксенитах отчетливо проявлены признаки хрупких и пластических деформаций. Кристаллы пироксена изогнуты, и характерно блочное или волнистое пога-

сание. При далеко зашедшем процессе катаклаза крупные зерна пироксена и магнетита превращены в мелкозернистый агрегат, сосредоточенный вдоль трещин кливажа с образованием мелкополосчатых текстур. Тонкополосчатые плейчатые текстуры свойственны кварцитам с остаточной сыпью магнетита и редкими цепочковидно расположенными реликтовыми зернами пироксена и апатита. Структура кварцевых агрегатов здесь типично гранобластовая с резко зазубренными ограничениями зерен.

В табл. 12 приведены химические анализы пироксенов из рудопрооявления Рудьма, в разной степени оруденелых и окварцованных — от практически безрудных, но амфиболитизированных до магнетитовых кварцитов с редкими реликтами зерен пироксена и апатита. Результаты этих анализов полностью согласуются с минеральным составом магнетитовых пироксенитов и кварцитов и выводами об их метасоматической природе.

Рудопрооявление Рудьма представляет собой интересный тип магнетитовых месторождений, резко отличающийся по условиям образования от месторождений железисто-кремнисто-вулканогенной формации, в частности, от железистых кварцитов Околовского месторождения.

Минералогические критерии разграничения орто- и параамфиболитов. Первой особенностью ортоамфиболитов является неустойчивость магнетита, тогда как ильменит в относительно массивных разностях этих пород сохраняется или как фрагмент отпрепарированных остаточных решеток распада, или в виде групповых обособлений пластинчатого ильменита. Это полностью подтверждено результатами изучения глубоко метаморфизованных, вплоть до типичных амфиболитов, габброноритов Кореличской и Щучинской рудных зон. В этих ортоамфиболитах зерна магнетита имеют признаки первично-магматического происхождения в виде реликтовых шпинелевых решеток, как правило, невидимых при обычной световой оптике, но хорошо различимых на электронно-микроскопических снимках.

Таблица 12

Химический состав пироксенитов, %

Компоненты	1	2	3	Компоненты	1	2	3
SiO ₂	48,64	43,62	36,70	Na ₂ O	2,99	0,40	0,23
TiO ₂	0,94	0,02	0,02	K ₂ O	0,93	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	15,81	0,54	0,64	P ₂ O ₅	0,18	0,28	1,59
Fe ₂ O ₃	2,91	8,46	24,62	S	Сл.	Сл.	Сл.
FeO	12,24	29,68	30,08	CO ₂	0,27	0,48	0,20
MnO	0,26	0,61	0,33	H ₂ O ⁺	0,43	0,70	0,40
MgO	5,84	3,00	2,28	H ₂ O ⁻	0,01	0,06	0,02
CaO	8,90	12,09	2,81				

Примечания. 1. Пироксенит: 1 — амфиболитизированный, 2 — магнетитовый; 3 — метасоматический магнетитовый кварцит. 2. Анализы А. В. Ренкаса (Институт геохимии и физики минералов АН УССР).

Вторая, впервые отмеченная автором особенность ортоамфиболитов — присутствие внутри отдельных порфириобласт роговой обманки забронированных сульфидных капель халькопирит-пентландит-пирротинового состава. Наблюдается и цепочковидное расположение сульфидных капель, не свойственное неизменным габброноритам, не испытывавшим деформаций рудное вещество перераспределяется, в частности, в самостоятельные зерна обособляются пентландит и халькопирит, первоначально находившиеся внутри пирротина в качестве продуктов распада твердого раствора.

К отличительным признакам рудной минерализации параамфиболитов докембрийских образований фундамента Белоруссии относятся следующие:

- 1) отсутствие решетчатых структур распада твердого раствора магнетит-ильменит или их реликтов;
- 2) железо-титан-оксидные минералы представлены только ильменитом, содержание которого, например, в параамфиболитах Щучинской рудной зоны достигает 5%. Ильменит и магнетит и других типах горных пород одновременно не встречаются в больших или равных количествах. Одной из причин этого является кислительно-восстановительный потенциал, обуславливающий нахождение железа либо преимущественно в форме оксида железа (II) — ильменита, либо оксида железа (III) — магнетита, фена. Выдержанное, не зависящее от состава пород преобладание ильменита над магнетитом является показателем восстановительных условий формирования параамфиболитов. Наиболее распространенная форма выделений ильменита в параамфиболитах — линзочки гранобластовой структуры, располагающиеся вдоль сланцеватости пород;
- 3) типичная для ортоамфиболитов каплевидная форма обособления сульфидов совершенно не характерна для параамфиболитов.

Таким образом, ортоамфиболиты кристаллического фундамента Белоруссии, образовавшиеся за счет габбронидных пород, отличаются от параамфиболитов практически постоянным присутствием как остаточных решеток распада титаномагнетита, так и каплевидных выделений сульфидных минералов, относящихся к высокотемпературной, первично-магматической халькопирит-пентландит-пирротиновой ассоциации. Эти особенности в сочетании с данными по их петрохимии, условиям залегания и другим геологическим признакам в равной степени могут быть применены и к кристаллическим сланцам для восстановления их первичной природы.

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГРАНИТОИДОВ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Граниты относятся к определенному типу горных пород, но в каждом конкретном случае необходима расшифровка их генети-

ческой природы. В этом отношении не составляют исключения граниты кристаллического фундамента Белоруссии. Эти породы, как правило, бедны рудными минералами. Однако и в этом случае они обладают существенной информацией о способе формирования гранитоидов и их металлогенической специализации. Рассмотрим граниты Околовской структурно-металлогенической зоны и Мостовского массива, приуроченного к Щучинскому глубинному разлому.

Граниты околовской серии архея с полным основанием можно отнести к мигматитам — продуктам магматической гранитизации, по Д. С. Коржинскому. По текстурным особенностям мигматиты отвечают полосчатым, линзовидно-жильным, пегматоидным, пятнистым и другим разновидностям. Их структура обычно неравномерно-зернистая, иногда порфиобластическая.

Гранитизация архейских пород сопровождалась появлением новообразованного калиевого полевого шпата (микроклин) и увеличением количества гранобластового кварца, а также уменьшением плагиоклаза и темноцветных минералов. Последние представлены редкими зернами биотита или мусковита, а в единичных образцах — обыкновенной роговой обманкой. По данным химических анализов, содержание кремнезема в мигматитах составляет не менее 72%. По классификации А. Н. Заварицкого они принадлежат к пересыщенным кремнеземом ($45 > Q > 15$), богатым щелочами ($a/c > 7$) породам плюмазитового ряда. В целом гранитизация в этом районе проявилась достаточно интенсивно, а в отдельных участках привела к формированию штокообразных тел гранитов (Жуховичский массив).

Рудно-окисные минералы представлены магнетитом, ильменитом и гематитом. Из сульфидных минералов встречены пирит, халькопирит, пирротин и пентландит. Для гранитов характерно крайне неравномерное распределение окисных и сульфидных рудных минералов. Магнетит и ильменит в основном отсутствуют или встречаются в виде мелких, сильно корродированных зерен, часто ассоциирующих со сфеном. Содержание их не превышает 0,5%. В отдельных участках гранитов без какой-либо видимой закономерности находятся явно чужеродные одиночные кристаллы мартитизированного титаномагнетита или их гнезда размером до 4 см в поперечнике (рис. 43).

При этом состав и структура вмещающих их гранитов остаются неизменными. К породообразующим минералам относятся плагиоклаз, микроклин и кварц, к темноцветным — обыкновенная роговая обманка или биотит в незначительном количестве (не более 5%). Форма титаномагнетитовых обособлений округло-неправильная с многочисленными заливами и резко зазубренными ограничениями. Сrostки титаномагнетита и даже отдельные крупные его зерна нередко расчленены на микроблоки, сцементированные тем же самым гранитным материалом.

рис. 43. Титаномагнетитовое включение (светлое) в граните, Околовское месторождение; штупф, увел. 2

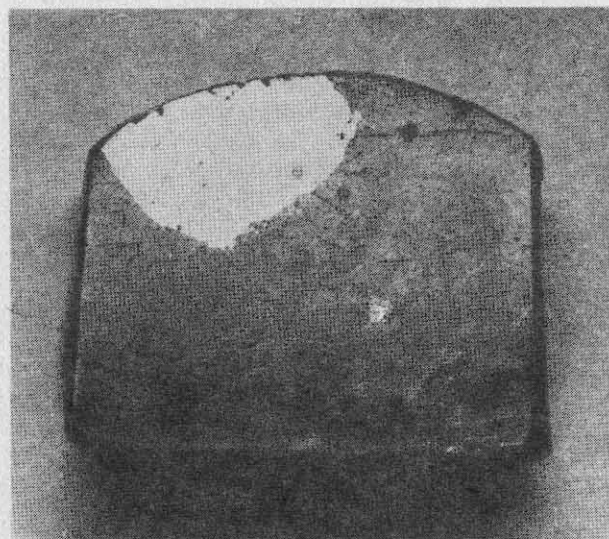
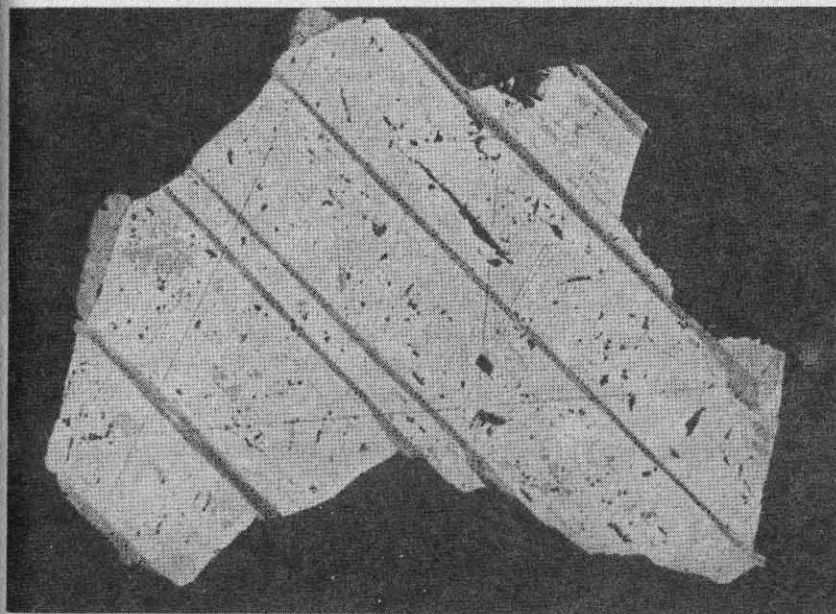


рис. 44. Ксенокристалл мартитизированного титаномагнетита реликтовой решетчатой структурой, гранит, Околовское месторождение; аншиф, увел. 200



Структура титаномагнетита груборешетчатая, причем крупные пластинки ильменита шириной от 0,06 до 0,15 мм располагаются как в центральных частях зерен, так и по их периферии, в непосредственном контакте с пороодообразующими силикатными минералами гранита (рис. 44). Во всех зернах титаномагнетита видны следы их коррозии, сопровождавшейся не только резким изменением контуров титаномагнетита, но и образованием в микроконтактовой зоне гранита прерывистых рудных кайм, состоящих из цепочковидно расположенных мельчайших остаточных зерен магнетита или ильменита. В шлифах хорошо видны детали такой магматической резорбции титаномагнетита. Показательны и взаимоотношения титаномагнетита с темноцветными минералами гранитов, в частности с биотитом, редкие пластинчатые сростки (розетки) которого нередко соприкасаются с корродированной поверхностью титаномагнетитовых зерен.

Ксеногенные включения груборешетчатого титаномагнетита с резко выраженными следами коррозии служат убедительным признаком образования гранитов путем магматического замещения. Правомерность заключения их кристаллизации из магматического расплава подтверждена редкими находками в пороодообразующих силикатных минералах этих гранитов, в частности плагиогранитов Жуховичского массива, как железо-титан-оксидных магнетита и ильменита, так и сульфидных (пирротин) микроскопических обособлений типичной каплевидной формы.

В гранитах Мостовского массива, особенно жильного типа, сформировавшихся в результате внедрения магматического расплава, особенности рудной специализации иные. Этот массив сложен преимущественно биотитовыми гранитами и адаметеллитами. Титаномагнетитовые включения отсутствуют. Основной рудный минерал — однородный магнетит, представленный идиоморфными кристаллами.

Распределение магнетита равномерное с закономерным возрастанием его содержания по мере перехода от лейкократовых разностей гранитоидов (единичные зерна) к меланократовым (4—5%). Кроме идиоморфных кристаллов магнетит иногда выделяется и в виде скоплений мелких зерен (магнетитовая сыпь), являющихся продуктами разложения темноцветных минералов в послемагматическую стадию.

В состав жильных гранитов входят магнетит и ильменит (гематитоильменит), содержащий изобильные пластинчатые включения гематита. Последний нередко становится преобладающим компонентом. Учитывая ограниченную смесимость твердых растворов гематит-ильменитовой серии, отмеченные количественные соотношения гематита и ильменита возможны лишь при кристаллизации изначально однофазного гематитоильменита из магматического расплава только при высоких температурах, по В. В. Гернику — выше 900 °C [13]. При снижении температуры происходит

распад первоначально однородного гематитоильменита на две фазы, обогащенные соответственно ильменитом и гематитом. При микроскопическом изучении крупных зерен гематитоильменита установлено, что при дальнейшем падении температуры каждая из этих фаз, в свою очередь, вновь распадается на две. В результате появляются две генерации продуктов распада или четыре минеральные фазы. Присутствие гематитоильменита в гранитах Мостовского массива свидетельствует о значительном преобладании в исходном расплаве трехвалентного железа над двухвалентным или, другими словами, о высоком парциальном давлении кислорода в период формирования жильных гранитов. Таким образом, заведомо высокотемпературный (магматический) многофазный гематитоильменит — один из отличительных минералогических признаков поздних гранитов. Одновременно он является показателем физико-химических условий их кристаллизации, заметно отличающихся от таковых вмещающих гранитоидов ранней фазы, в том числе и от мигматитов Околовской структурно-металлогенической зоны. Сульфидные гидротермальные минералы (пирит, алькопирит, молибденит и др.) обычны для мостовских гранитов, которые по некоторым петрохимическим признакам (повышенная щелочность, фтороносность и др.) в отличие от гранитоидов Околовской зоны геохимически специализированы на молибден и медь.

Два рассмотренных примера достаточно убедительно свидетельствуют об эффективности использования типоморфных особенностей рудных минералов при петрографическом изучении докембрийских гранитоидов, в том числе при решении вопросов генезиса и перспективной оценки их рудоносности. Это в равной степени относится к гранитоидам как кристаллического фундамента Белоруссии, так и метаморфических толщ докембрия других районов Советского Союза.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В ПИРИТАХ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА БЕЛОРУССИИ

Для выяснения закономерностей распределения элементов-примесей в пиритах докембрийского кристаллического фундамента изучались гнейсы Припятской впадины, гранитоиды мостовского комплекса и вмещающие их гранитогнейсы, кристаллические сланцы неманской серии, железистые кварциты околовской серии, рудные габбро Ружано-Ивьевских гравимагнитных аномалий, лампрофиры, гранодиориты и кварцевые прожилки в них, вскрытые карьером Микашевичи. Таким образом, изверженные и метаморфические породы, вмещающие пириты, по генетическому типу и минеральному составу очень разнообразны — от гранитов и гранитогнейсов до рудного габбро и железистых кварцитов. Возрастные взаимоотношения пирита с сопутствующими силикатными и железо-титан-оксидными рудными минералами, формы их выделения

Таблица 13

Средние содержания элементов-примесей и отношение Ni/Co в пиритах кристаллического фундамента Белоруссии, % [9]

Вмещающие породы	Ni	Co	Ag	Cu	Pb	Ni/Co
<i>Мостовский массив</i>						
Граниты:						
I фаза	0,038	0,157	0,0003	0,12	0,013	0,24
II фаза	0,012	0,110	0,0001	0,04	0,07	0,11
Гранитогайсы	0,012	0,045	0,0003	0,06	0,001	0,27
Габбро	0,135	0,105	Не обн.	0,10	Не обн.	1,3
<i>Шукинский р-н</i>						
Кристаллосланцы	0,074	0,037	0,0001	0,06	0,001	2,0
<i>Жуховичский р-н</i>						
»	0,150	0,250	0,0007	0,20	Не обн.	0,6
<i>Околовское месторождение</i>						
Железистые кварциты	0,006	0,026	Не обн.	0,06	Не обн.	0,23
<i>Березовско-Ивьевский р-н</i>						
Рудные габбро	0,008	0,035	»	0,05	»	0,23
<i>Микашевичи</i>						
Диориты, гранодиориты	0,006	0,160	0,0002	0,02	»	0,04
Лампрофир	0,004	0,088	0,0002	0,002	»	0,04
Кварцевые жилы	0,006	0,040	0,0001	0,025	»	0,15
<i>Припятская впадина</i>						
Гранитогайсы	0,019	0,023	0,0005	0,10	»	0,9

(типичные метакристаллы, прожилки) и другие признаки во всех случаях однозначно свидетельствуют о гидротермальном способе его образования.

Автором изучались также элементы-примеси в пиритах из девонских отложений Припятской впадины и примыкающих к ней с севера районов: Бобовнянского выступа (Слуцк), Бобруйского погребенного выступа (Бобруйск), Городокско-Хатецкой ступени (Паричи, Ченки), а также из некоторых других структурно-тектонических районов Белоруссии — северо-западного склона Белорусской антеклизы (Поставы) и Оршанской впадины (Любуж, Червень).

Вмещающие породы собственно Припятской впадины представлены в основном карбонатными и соленосными отложениями фанерального и франского ярусов верхнего девона. Пириты, отобранные из района Паричи и Ченки, также относятся к образованиям франского яруса. Доломиты эйфельского яруса среднего девона, пириты Восточной зоны Припятской впадины отобраны из сиенит-порфиров, нефелинитов, туфов, трахитов и других пород, составляющих верхнедевонскую щелочную вулканогенную формацию. Для сравнения также исследованы такие пириты из девонской вулкано-

Таблица 14

Средние содержания элементов-примесей и отношение Ni/Co в пиритах девонских отложений Белоруссии [9]

Место отбора проб (площадь)	Ni	Co	Ag	Cu	Pb	Ni/Co
<i>Зоны Припятской впадины</i>						
Северная Прибортовская (Березинская, Рышавская, Судовицкая)	0,001	0,001	0,0002	0,023	0,124	1,0
Южная Прибортовская (Желонская, Ра-млянская, Восточно-Выступовичская)	0,002	0,001	0,0001	0,011	0,019	2,0
Восточная (Борщевская, Первомайская, Центролит)	0,014	0,032	0,0007	0,159	0,025	0,44
Чернинско-Первомайская (Чернинская, Первомайская, Южно-Оземлинская)	0,018	0,019	0,0009	0,053	0,041	0,94
Центральная и Северо-Западная (Мало-шинская, Золотухинская, Маканович-ая и др.)	0,007	0,002	0,0003	0,032	0,014	3,5
Северная (Солигорск, Птичское и др.)	0,002	0,002	Сл.	0,009	0,038	1,0
<i>Сопредельные районы</i>						
Ченки	0,075	0,006	0,0003	0,133	0,002	12,5
Паричи	0,007	0,002	0,0082	0,021	0,008	3,5
Слуцк	0,0034	0,004	0,0012	0,041	0,006	0,75
Бобруйск	0,010	0,002	0,0003	0,017	0,067	5,00
Любуж (Могилев)	0,013	0,002	0,0005	0,038	0,060	6,5
Червень	0,013	0,005	0,0007	0,019	0,007	2,6
Поставы	0,002	0,005	0,0005	0,040	0,150	0,4
<i>Зоны Днепровско-Донецкой впадины</i>						
Белоцерковская, Тимофеевская, Анаста-вьевская, Ковпыта	0,029	0,123	0,0009	0,053	0,041	0,24

генной формации Днепровско-Донецкой впадины, относящиеся к единой с Припятской впадиной тектонической (рифтовой) зоне. Здесь вмещающие породы отвечают базальтам, диабазам и габбро-диабазам.

Определение никеля, кобальта, серебра, меди, свинца, цинка, титана, ванадия, марганца, мышьяка и молибдена проведено количественным спектральным анализом (табл. 13, 14). Наиболее характерными элементами-примесями оказались никель и кобальт, в меньшей степени — серебро, медь и свинец, а для пиритов из пород вулканогенных формаций и титан. Весь комплекс исследований по типоморфизму пиритов данного района проведен автором совместно с Н. Д. Михайловым [9].

Элементы-примеси в пиритах кристаллического фундамента. Никель и кобальт присутствуют во всех пробах пирита. Во вмещающих породах собственные минералы никеля и кобальта (сульфидные и др.) при минераграфических исследованиях встречены не были, за исключением небольших количеств пентландита в рудном габбро Березовско-Ивьевского района. Поэтому есть все основания считать, что аналитически определенные никель и кобальт нахо-

дятся исключительно в виде рассеянной (изоморфной) примеси в самих пиритах. Максимальные содержания кобальта выявлены в пиритах кристаллических сланцев (0,25%), более низкие — в гранодиоритах карьера Микашевичи (0,16%) и гранитоидах Мостовского массива как ранних (0,16%), так и поздних (0,11%) фаз его становления. Наиболее низкие уровни концентраций этого металла характерны для пиритов рудного габбро Березовско-Ивьевского района (0,035%) и железистых кварцитов Околовского месторождения.

Содержание никеля в пиритах также непостоянно и изменяется от $n \cdot 10^{-3}\%$ до 0,15%. В наиболее детально изученных пиритах гранитов мостовского комплекса содержания элементов-примесей следующие (%): кобальт 0,09—0,30; никель 0,01—0,075; в пиритах гранодиоритов и диоритов карьера Микашевичи соответственно 0,07—0,35 и 0,002—0,02. Приведенные данные свидетельствуют о неравномерности распределения кобальта и никеля в пиритах однотипного по составу и происхождению пород одного и того же района. Как правило, в этом минерале кобальт преобладает над никелем. Исключение составляют пириты габброидов Мостовского и кристаллических сланцев Щучинского районов, для которых отношение никеля к кобальту больше единицы.

Петрографический состав пород существенно не влияет на содержание элементов-примесей. Очень часто в пробах пирита уровни концентрации кобальта и никеля одинаковы или очень близки, хотя и отобраны из различных по химическому и минеральному составу пород одного и того же района. Пириты гранитов мостовского комплекса оказались примерно в пять раз богаче кобальтом, чем из рудного габбро Березовско-Ивьевского района и железистых кварцитов, несмотря на то, что рудное габбро и железистые кварциты по сравнению с гранитами характеризуются более высоким содержанием этого элемента. Но некоторые авторы придерживаются мнения о прямой зависимости концентрации кобальта, никеля и других элементов-примесей в пиритах магматогенного (гидротермального) происхождения от типа их вмещающих пород.

Серебро выявлено в количествах, изменяющихся от 0,0002 до 0,0007%. Наибольшая частота его встречаемости свойственна пиритам гранитов и гранитогнейсов Мостовского района.

В большинстве проб пирита установлена медь, содержание которой изменяется от сотых до десятых долей процента. Свинец, цинк и молибден характерны для гранитов и их вмещающих пород Мостовского района.

Присутствие меди, цинка, особенно свинца и молибдена, в пиритах, скорее всего, обусловлено тончайшими механическими включениями других сульфидных минералов (халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит), тем не менее их наличие независимо от формы нахождения отражает состав гидротермальных рудоносных растворов и эндогенную геохимическую специализацию.

Основная причина неравномерного распределения элементов-примесей в пиритах кристаллического фундамента, как и в пиритах и других сульфидах железа магматогенных гидротермально-метасоматических месторождений, заключается в изменчивости физико-химических условий минералообразования, в частности, температуры и исходной концентрации металлов в глубинных растворах.

Элементы-примеси в пиритах осадочного чехла. Особенности распределения никеля и кобальта в пиритах оказались иными. В основном концентрации никеля и кобальта не превышают тысячных долей процента. В небольшом числе образцов их содержание находится за пределами чувствительности применяемой методики ($<0,001\%$).

В табл. 15 приведены средние содержания никеля и кобальта в пиритах по отдельным районам. Они характеризуют фоновый уровень концентрации этих элементов-примесей в пиритах девонских отложений. Одинаково низкие уровни содержаний никеля и кобальта, не превышающие первых тысячных долей процента, в пиритах обширного района распространения девонских отложений подтверждают заключение, что основная масса пирита имеет осадочное (сингенетичное) происхождение. В какой-то мере об этом свидетельствует и преобладание никеля над кобальтом, так как сингенетичные пириты, не испытавшие метаморфизма или слабометаморфизованные, наоборот, содержат больше никеля, чем кобальта.

Вместе с тем встречаются пириты с аномально повышенными содержаниями никеля и кобальта из литологически сходных пород (карбонатные и соленосные). Особенно резко это проявлено в пиритах района Паричей. Здесь вмещающими породами являются литологически одинаковые кавернозные доломиты саргаевского горизонта, вместе с тем концентрации никеля и кобальта в них варьируют в пределах одного-двух порядков. Такие пириты установлены также в девонских породах Городокско-Хатецкой ступени с содержанием никеля и кобальта соответственно 0,25 и 0,40%, на Судовицкой площади Северной прибортовой зоны впадины (0,065 и 0,035%) (табл. 15).

Несколько повышенное содержание элементов-примесей (Ni—0,02%, Zn—0,051%) установлено в пирите из каменной соли сводовой части соляно-купольного поднятия (Тишковская площадь), приуроченного к региональному субширотному разлому. Во всех остальных пробах никель, кобальт и цинк присутствуют лишь в тысячных долях или не обнаружены вовсе. В нерастворимом остатке солей помимо пирита были обнаружены также халькопирит, галенит, сфалерит и некоторые другие сульфидные минералы.

Очевидно, пириты с повышенным и одновременно резко изменчивым содержанием никеля и кобальта подобно пиритам кристаллического фундамента имеют гидротермальное происхождение и приурочены к зонам тектонических нарушений, особенно к участкам глубинных разломов. Иными словами, эти пириты и сопровож-

дающие их другие сульфидные минералы — явные следы воздействия глубинных флюидов, нередко выходящих далеко за пределы докембрийского фундамента в породы осадочного чехла.

Серебро распределено равномерно, и его концентрации, как правило, изменяются от 0,0002 до 0,0007%. В пиритах с аномальным количеством серебра обнаружен мышьяк (0,2%).

В некоторых других районах на общем фоне низкого и равномерного распределения серебра иногда встречается акцессорный пирит с повышенным содержанием этого металла и более высокими уровнями концентрации никеля и кобальта. Появление таких аномальных пиритов также подтверждает двойственную генетическую природу этого минерала в девонских отложениях Припятской впадины и сопредельных районов. Присутствие же собственных минералов серебра в девонских отложениях маловероятно. Есть все основания считать, что установленное серебро находится исключительно в виде рассеянной примеси в пиритах. Это положение, очевидно, справедливо и в отношении никеля и кобальта.

Медь обнаружена во всех пробах. Для нее характерны близкие уровни средних содержаний (0,01—0,07%). В отдельных случаях,

в частности в пиритах, выделенных из пород восточных разрезов Припятской впадины, концентрация меди повышается до десятых долей процента. Свинец с содержанием от тысячных до десятых долей процента, в отличие от меди, установлен в 50% проб пирита. Присутствие меди, особенно свинца, скорее всего обусловлено тончайшими механическими включениями других сульфидных минералов (халькопирит, галенит).

В пиритах вулканогенной девонской формации Припятской и Днепровско-Донецкой впадин никель и кобальт присутствуют во всех пробах. Характерны вариации содержаний никеля, особенно кобальта, при преобладании кобальта над никелем. Пириты из вулканогенных пород в отношении равномерности концентраций никеля и кобальта занимают промежуточное положение между гидротермально-метасоматическими магматогенными и сингенетическими пиритами осадочных горных пород.

Итак, пириты кристаллического фундамента и осадочного чехла Белоруссии существенно отличаются как по содержанию, так и особенностям распределения в них элементов-примесей. Среди пиритов осадочного чехла по содержанию никеля, кобальта и серебра отчетливо выделяют две генетические группы: осадочные и гидротермальные. Основная масса пиритов имеет осадочное (сингенетическое) происхождение. Им свойственны низкие уровни концентрации никеля и кобальта, обычно не превышающие первых долей процента, независимо от района распространения вмещающих девонских отложений. Гидротермальные пириты характеризуются аномальными концентрациями некоторых элементов-примесей и непостоянством их содержаний.

Гидротермальные пириты и другие сульфидные минералы (галенит, сфалерит, халькопирит) кристаллического фундамента и осадочного чехла преимущественно приурочены к зонам глубинных разломов — основным проводникам глубинных флюидов. В связи с этим систематическое изучение распространенности сульфидных минералов и выяснение закономерностей распределения в них кобальта, никеля, серебра и других элементов-примесей может помочь при расшифровке тектонического строения докембрийского фундамента и осадочного чехла Белоруссии, в частности уточнении глубинности разломов. Типоморфные особенности сульфидных минералов из других районов развития докембрийских образований могут быть использованы при решении аналогичных геологических задач.

Таблица 15

Содержание элементов-примесей в гидротермальных пиритах девонских отложений Белоруссии, % [9]

Место отбора проб (скважина)	Вмещающая порода	Ni	Co
<i>Припятская впадина</i>			
Тишковская	Соль	0,020	0,003
Малодушинская	Известняк	0,035	0,030
Несловская 1	Доломит	0,010	0,30
Сосновская 26	»	0,013	0,045
Старбинская 524	Известняк	0,050	0,004
Боровиковская 24	»	0,013	0,055
Первомайская 21	Доломит	0,010	0,012
Судовицкая 4	»	0,065	0,035
Хатецкая 1	Известняк	0,250	0,40
<i>Северные сопредельные районы</i>			
Паричи:			
2	Доломит	0,045	0,012
2	»	0,350	0,010
4	»	0,070	0,025
4	»	0,120	0,080
Червень:			
5	»	0,025	0,013
6	»	0,050	0,015
6	»	0,050	0,020
6	»	0,040	0,030
6	»	0,030	0,015
8	Песчаник	0,030	0,030

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ МЕТАСОМАТИТОВ

С метасоматитами пространственно и генетически связаны руды многих металлов. Таковы, например, скарны, альбититы, грейзены, березиты и листовиты, сопровождающиеся рудами железа, цинка, свинца, вольфрама, молибдена и многих других металлов. Рассмотрение рудообразующих минералов скарновых, грейзеновых и других рудных месторождений гидротермально-метасоматического типа не входит в задачу автора.

В природе широко распространены метасоматиты, с которыми не связаны рудные месторождения. Таковы, например, апокарбонатные метасоматиты (шпинель-форстеритовые кальцифиты, магнезиальные скарны и др.) архейского гранулит-гнейсового комплекса Прибайкалья, содержащие пирит, галенит, халькопирит, молибденит и пирротин. Сюда же относятся ювелирно-поделочные камни — нефриты, жадеиты, лазуритовые и чароитовые породы. Все они, как правило, характеризуются незначительной рудной минерализацией.

Однако изучение рудных минералов в одних случаях способствует более глубокому познанию условий образования метасоматитов, в других — позволяет полнее понять природу окраски и другие физические свойства поделочных и цветных камней.

Рассмотрим значение рудных минералов при решении этих и других вопросов на примере чароитовых пород. Единственное месторождение этих пород известно в экзоконтактовой зоне Мурунского щелочного массива (западная окраина Алданского щита). В настоящее время ни у кого из исследователей не вызывает сомнения необычность этих образований, но вопрос об их генетической принадлежности пока остается открытым. Все точки зрения о его происхождении сводятся к двум: метасоматиты или магматиты. С учетом геологической позиции чароитовых пород и выявленных автором особенностей рудной минерализации можно уверенно утверждать об их метасоматическом генезисе.

Месторождение приурочено к экзоконтактовым щелочным метасоматитам (фениты), имеющим преимущественно эгирин-микрклиновый состав и образовавшимся по песчаникам, сланцам и гнейсам. В фенитах развиты мощные зоны брекчирования, к которым и тяготеет основная масса чароитовых пород, отличающихся исключительным разнообразием текстур — массивных, спутано-волокнистых, радиально-лучистых, сноповидных и др.

М. Г. Добровольская и другие минералоги выявили в чароитовых породах очень богатый набор рудных, в частности сульфидных, минералов [14, 36]. Сульфиды представлены борнитом, халькопиритом, халькозином, дигенитом, галенитом, пиритом, пирротин-

ном, пентландитом, сфалеритом и идаитом. Из редко встречающихся минералов описаны калий и Ti-содержащие сульфиды меди и железа — джерфшерит, мурунскит $K_2Cu_3FeS_4$, талкусит $Cu_{3+x}Ti_2Fe_{1-x}S_4$ и K-содержащий борнит. Здесь обнаружены минералы платины и палладия, химический состав которых отвечает сперрилиту PtAs, фрудиту $PdBi_2$, соболескиту $PdBi$ и минеральной фазе $Pd(Bi, Sb)$. Наконец, в чароитовых породах есть и самородные металлы и их сплавы — железо, медь, золото, серебро и др.

При минераграфическом исследовании установлена следующая последовательность кристаллизации главных сульфидных минералов чароитовых пород. К наиболее ранней и высокотемпературной ассоциации относится пирротин. Косвенным свидетельством этого служит наличие в нем редких веретенообразных включений халькопирита, напоминающих продукты распада высокотемпературного халькопирротина. Однако пирротин ограниченно распространен как в метасоматитах, включая чароитовые породы экзоконтактовой зоны, так и в сиенитах и других горных породах Мурунского массива.

Среди сульфидных минералов ведущее значение принадлежит борниту, халькопириту, халькозину и галениту. Их распределение неравномерное — от редкой микроскопической вкрапленности до кучных скоплений размером 10 см и более. Сульфидные минералы, в частности борнит, халькозин и халькопирит, в основном заполняют промежутки между пороодообразующими минералами. Нередко они образуют каймы вокруг кристаллов пироксена и других силикатных минералов. В том случае, когда борнит и халькопирит срastaются, ограничения между ними плавные, без признаков замещения. Как правило, халькопирит расположен в центральной части минеральных агрегатов, борнит — в краевых.

Отложение основной массы сульфидов меди, несомненно, происходило в более низкотемпературных условиях. Об этом свидетельствует исключительно широкое развитие структур распада твердых растворов борнит-халькопирит. Пластинки халькопирита, расположенные в борните {100}, образуют типичную решетчатую структуру. Халькопиритовая решетка в одних случаях грубая, в других — очень тонкая, видимая только при больших увеличениях. Непостоянно и отношение между составными фазами твердого раствора, однако во всех случаях отмечено резкое преобладание борнита над халькопиритом (рис. 45). В борните наблюдаются веретено- и червеобразные вроски галенита, обуславливающие редкую для этой пары сульфидных минералов мирмекитовую или графическую структуру.

Судя по температурам распада твердых растворов борнит-халькопирит, минеральному парагенезису и другим признакам, отложение борнита в чароитовых породах скорее всего приходилось на интервал температур от 220 до 250° С. В срastании с борнитом часто наблюдается халькозин. Скорее всего это «пластинчатый

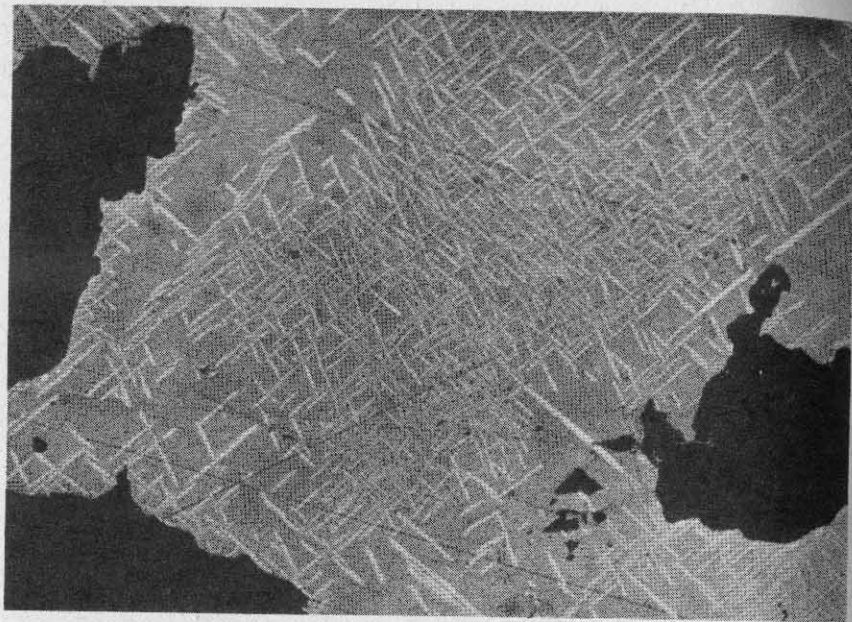


Рис. 45. Решетчатая структура распада твердого раствора (борнит-халькопирит); шлиф, увел. 120, без анализатора

халькозин замещения». Подтверждением этому служат остатки халькопиритовой решетки, частично сохранившейся при замещении, возможно, гипогенном, решетчатого борнита халькозином.

По данным детальных исследований М. Г. Добровольской и других, в борните, халькозине и галените в виде включений находятся минералы благородных металлов — сперилит, фрудит и др. Встречаются они очень редко и представляют собой лишь минералогический интерес [14].

Сфалерит встречен в чароитовых породах участка Коренной в виде мелких выделений по краям халькопирита. Ограничения с последним резко зазубренные; внутри сфалерита обычны остаточные зерна халькопирита. Эти взаимоотношения однозначно свидетельствуют о более поздней кристаллизации сфалерита по сравнению с халькопиритом, что в определенной мере противоречит нормальной последовательности отложения сульфидов при рудообразовании. По Х. Л. Барнсу и Г. К. Чаманскому, сфалерит должен выделяться раньше халькопирита, что обычно и наблюдается в природе. Вместе с тем известно, что в месторождениях, резко обогащенных медью и обедненных цинком, отложение халькопирита предшествует кристаллизации сфалерита, что в полной мере соответствует сульфидной минерализации в чароитовых породах.

Пирит в чароитовых породах распространен ограниченно. Он

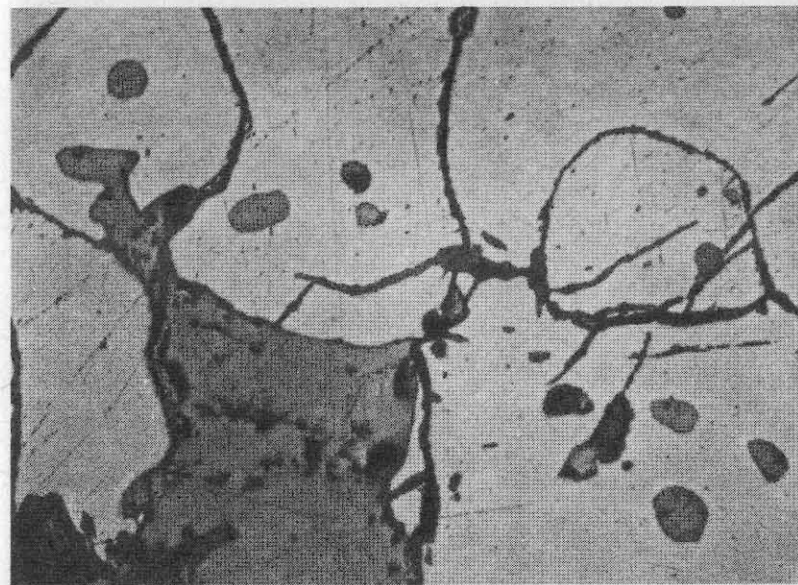


Рис. 46. Пирит (светлое) с округлыми включениями халькопирита (серое); шлиф, увел. 120, без анализатора

псевдоморфно замещает пирротин и одновременно образует типичные метакристаллы по халькопириту. Метасоматическая природа пирита проявлена очень отчетливо. Многие зерна пирита переполнены включениями вмещающего халькопирита (рис. 46). Форма включений неправильно округлая, до яйцевидной; распределение неравномерное. Приведенные взаимоотношения достоверно свидетельствуют о более позднем отложении пирита по сравнению с пирротинном, халькопиритом и, возможно, борнитом.

Одна из минералогических особенностей чароитовых пород — широкое распространение в них галенита. Форма обособлений галенита — клиновидные агрегаты, серповидные линзочки, повторяющие узор волокнистой массы породы (рис. 47). Обычны секущие прожилки и неправильные скопления в межзерновом пространстве.

Отложение галенита и сростки с редко встречающимися минералами, несомненно, происходили при наиболее низкотемпературных условиях гидротермального минералообразования.

Причудливые крючковатые лапчатые выделения меди размером от 0,005 до 0,4 мм в одних случаях наблюдаются по границам зерен породообразующих силикатных минералов, в других — в виде кайм вокруг галенита. При этом чароитовые породы и содержащиеся в них сульфидные минералы полностью лишены признаков гипергенного преобразования. Эндогенная природа самородной меди не вызывает сомнений и в том случае, если она образует



Рис. 47. Клиновидные выделения галенита (светлое) в чароите (серое); шлиф, увел. 80, без анализатора

тонкие оболочки вокруг халькозина. Самородная медь отлагалась на заключительных стадиях гидротермального минералообразования в восстановительной среде.

Если не принимать во внимание редко встречающийся пирит, возрастные взаимоотношения которого ясны далеко не со всеми минералами, то временная и температурная последовательность отложения рудных минералов в чароитовых породах достаточно уверенно может быть представлена следующим образом: пирротин — халькопирит + борнит — сфалерит — халькозин — галенит — самородная медь.

Отложение сульфидов — заключительное звено многоэтапных послемагматических процессов, генетически связанных со становлением Мурунского щелочного массива. На ранних и, очевидно, высокотемпературных стадиях в экзоконтактовой зоне этого массива происходило формирование фенитов с последующим наложением на них вдоль зон брекчирования пектолит-тинаксит-федорит-чароитовой минеральной ассоциации. На поздних стадиях в условиях понижающейся температуры осаждались сульфидные минералы и самородная медь. Учитывая исключительную приуроченность отмеченных минералов благородных металлов к борниту, халькозину и галениту, вряд ли правомерно использовать их присутствие в чароитовых породах как факт магматического происхождения последних.

Как уже отмечалось, для чароитовых пород характерно отсутствие титаномагнетита и ильменита — рудных минералов, свойственных подавляющему большинству магматических пород. Единичные находки магнетита в ассоциации с маккинавитом имеются, но они представляют собой продукты изменения пирротина. При минераграфических исследованиях в чароитовых породах не обнаружено каких-либо признаков первично-магматического — ликвационного происхождения сульфидных минералов. В связи с этим напомним, что в магматических породах, богатых щелочами и летучими компонентами, наиболее ярко выражены признаки как окисно-силикатной, так и сульфидно-силикатной ликвации.

Таким образом, данные по видовому составу, распространенности рудных минералов и их взаимоотношению с породообразующими силикатными минералами не согласуются с представлениями исследователей, допускающих возможность магматического способа образования чароитовых пород. Эти породы и их сульфидная минерализация являются результатом метасоматических процессов, генетически связанных со становлением ультракалийевого Мурунского интрузива. Среди сульфидов ведущая роль принадлежит халькопириту, борниту, халькозину и галениту, т. е. средне- и низкотемпературным минералам, очевидно, близповерхностных условий образования. Если это так, то правомерно и второе заключение о незначительном эрозионном срезе на площади распространения чароитовых пород.

Крупномасштабность метасоматических преобразований в экзоконтактовой зоне Мурунского массива, повсеместная распространенность и необычный набор сульфидных минералов в чароитовых метасоматитах и некоторые другие геологические факторы позволили предположить, что этот район может быть перспективен не только на новый ювелирно-поделочный камень-самоцвет, но и на медь, свинец, цинк и другие металлы, особенно на глубоких горизонтах.

В нефритах обычны включения хромита и магнетита. Поскольку эта порода в основном образуется вследствие замещения ультраосновных пород — серпентинитов, реликтовая природа хромитовых зерен становится вполне понятной. Месторождения нефрита не всегда связаны с серпентизированными гипербазитами, сопровождаемыми интрузивами и дайками габброидов, диоритов, гранитоидов. В Забайкалье (Витимский район) выявлен иной генетический тип нефритовых месторождений, тяготеющий к карбонатным породам и характеризующийся светло-голубой, светло-зеленой и редкой белой окраской поделочного камня. В составе этих метасоматитов полностью отсутствуют не только хромшпинелид, но и магнетит и все другие железо-титан-оксидные рудные минералы.

Приведенные в литературе химические анализы светлоокрашенных нефритов Витимского района свидетельствуют о ничтож-

ном содержании оксида железа (II) и полном отсутствии в них таких оксидов, как Cr_2O_3 , TiO_2 , CoO , NiO [12].

Жадеитовые месторождения. Как известно, все они локализованы в массивах дунит-гипербазитовой формации. При этом в одних случаях они образуются на месте жильных лейкократовых гранитоидов, в других — лейкократовых габброидов и, наконец, в третьих — за счет метасоматического преобразования эффузивно-осадочных пород (метаморфизованные песчаники, граувакки, кремнистые и глинистые сланцы, диабазы, туфы и др.), встречающихся в серпентинитовых массивах в виде тектонических включений (месторождения Крик и Лич-Лейк, Калифорния). Естественно, что рудные, особенно реликтовые минералы в жадеитах могут быть использованы в качестве одного из минералогических критериев для определения первичного петрографического состава жадеитовых пород.

В литературе описаны некоторые петрографические разновидности жадеитов Борусского гипербазитового массива в Восточных Саянах — радиально-лучистого и концентрически-зонального строения [40]. В центре сфероидов в окружении высокохромистых жадеитовых пироксенов нередко встречаются скопления мелких, резко корродированных остаточных зерен хромшпинелида. Они и послужили основным источником хрома для изумрудно-зеленых жадеитов, принадлежащих к лучшим сортам ювелирно-поделочного камня. Наличие рудного минерала — первопричина окраски метасоматита, одного из основных свойств декоративных камней. В нефритах, жадеитовых и лазуритовых породах установлены многие сульфидные минералы — пирротин, халькопирит, пирит, пентландин, никелин, миллерит, галенит. Однако их петрогенетическое и геохимическое значение в полной мере еще не раскрыто и не оценено.

Среди метасоматитов первейшее место принадлежит скарнам, которые служат важнейшим поисковым признаком руд многих металлов и нередко представляют собой крупные промышленные объекты, обеспечивающие сырьем металлургические предприятия. Не удивительно, что геологии и минеральному составу рудных скарнов посвящены работы А. Н. Заварицкого, Д. С. Коржинского, Л. Н. Овчинникова, В. А. Жарикова и других исследователей. Но и безрудные скарны с очень незначительной рудной минерализацией заслуживают самого пристального внимания для оценки рудоносности отдельно взятых скарновых залежей и контактовых зон интрузивов в целом.

Типоморфные особенности скарновых магнетитов рассмотрены в гл. VI. Здесь остановимся лишь на сульфидных минералах, прежде всего на наиболее распространенном из них — пирите. Для этого минерала характерен исключительно богатый набор элементов-примесей. Количественным спектральным анализом и другими аналитическими методами в нем установлены следую-

щие элементы-примеси: кобальт, никель, мышьяк, сурьма, висмут, свинец, цинк, медь, титан, ванадий, хром, марганец, золото, серебро, галлий, а также селен, теллур и другие более редко встречающиеся химические элементы. Многие из них могут быть использованы как для уточнения условий минералообразования, так и для выяснения металлогенической, геохимической специализации скарнов. Так, например, установлено, что пириты железоносных скарнов в виде изоморфной примеси постоянно содержат в повышенном количестве кобальт и никель. Показательно и крайне неравномерное содержание изоморфных примесей не только для пиритов скарновых тел, но в пределах одного и того же кристалла этого минерала. Применительно к железоносным скарнам Сибирской платформы это положение было подтверждено автором при профилировании зерен пирита с помощью электронного микрозонда на установке MS-46.

Во всех кристаллах пирита центральные части резко обогащены кобальтом (2% и более), краевые — никелем (до 0,5%). При этом ультрамикроскопические включения самостоятельных минералов никеля и кобальта не обнаружены ни с помощью светового микроскопа, ни методом электронного зонда, в том числе и в образцах пирита, характеризующихся высоким содержанием этих металлов. Выявившаяся общая тенденция накопления на ранних стадиях роста кристаллов пирита и кобальта, а на поздних — никеля отчетливо проявлена на кривых концентрации этих элементов-примесей, полученных в результате профилирования микрозондом [37].

Совершенно очевидно, что здесь мы имеем дело с зональностью отложения из гидротермальных растворов металлов в форме изоморфных примесей. Закономерная последовательность отложения металлов связывается главным образом с относительной устойчивостью комплексных соединений и их концентрацией в рудоносных растворах. При этом на основании вычисленных Х. Л. Барнсом приближенных значений относительной устойчивости комплексов металлов с ковалентной связью получен следующий ряд понижающейся устойчивости: $\text{Hg} - \text{Cd} - \text{Pb} - \text{Cu} - \text{Zn} - \text{Sn} - \text{Ni} - \text{Fe} - \text{Co} - \text{Mn}$.

Следовательно, порядок накопления главных изоморфных примесей — кобальта и никеля в пиритах железоносных скарнов Сибирской платформы находится в соответствии с приведенным рядом и по существу является отражением зональности отложения этих металлов как во времени, так и в пространстве. Отмеченная закономерность в распределении кобальта и никеля в пирите в соответствии с рядом подвижности металлов, очевидно, справедлива и для других элементов-примесей.

По литературным данным и результатам исследований автора, богатые кобальтом и никелем пириты железоносных скарнов бедны другими элементами и, наоборот, пириты скарнов, сопровож-

дающие руды редких металлов, стерильные в отношении кобальта и никеля, часто содержат повышенные концентрации свинца, олова, серебра и других металлов. Поэтому правилен вывод, что элементы, находящиеся на противоположных концах ряда подвижности металлов, не будут одновременно накапливаться в пиритах скарновых месторождений.

Типоморфные свойства сульфидных минералов особенно ярко проявлены в отношении степени золотоносности скарнов. На примере скарновых месторождений Алтае-Саянской области установлено, что пириты в скарнах с золотым оруденением постоянно содержат повышенные количества золота. На основании статистической обработки аналитических данных получено, что они не отличаются значимо от пиритов типичных жильных кварцево-золоторудных месторождений. Повышенные уровни концентрации золота свойственны сульфидным минералам (пирит и арсенопирит) и другим метасоматитам, в частности березитам и лиственитам, сопровождаемым золотым оруденением.

Для оценки скарнов и других метасоматитов на промышленное золотое оруденение с успехом может быть использована сербронность пиритов, поскольку в последних наблюдается устойчивая положительная корреляционная связь между золотом и серебром.

Арсенопирит для этой цели менее пригоден, так как в нем эти примеси ведут себя независимо друг от друга. Для арсенопирита очень характерна примесь сурьмы, для пирита — сурьмы и мышьяка в количестве от десятых долей до первых процентов. Эти примеси изоморфно замещают серу, вызывая дефектность структуры и нестехиометричность состава пирита и арсенопирита, отражаясь в отклонении от теоретических значений отношения $Fe/S + As \geq 0,5$ и $As/S \leq 1$. По представлениям кристаллохимии сульфидов именно непостоянство соотношений катионной и анионной частей в состав пирита и арсенопирита обуславливает дефектность структур этих минералов, имеющую существенное значение для концентрации многих примесей, в том числе золота и серебра [41].

Известно, что рудоносные интрузивы сопровождаются разнообразными метасоматитами. Это не только скарны, но и мусковит-турмалиновые грейзены, пропилиты, листвениты, березиты, альбититы. Все они, как правило, несут сульфидную минерализацию. Парагенезис элементов-примесей в сульфидных минералах и уровень их концентрации, особенно золота и серебра, служат одним из надежных критериев для оценки рудности магматических комплексов.

Конкретные данные по золотоносности сульфидных минералов метасоматитов разных генетических типов имеются в специальных работах по минералогии и геохимии рудных месторождений [7, 19, 36, 37]. Автор ставит перед собой задачу показать эффективность минералогических методов при выяснении геохимической

специализации и оценке рудоносности метасоматитов, сопровождающих интрузивные тела, прежде всего контактовые зоны интрузивов, относящихся к различным магматическим формациям, на примере типоморфных свойств пирита и арсенопирита. Метасоматиты, особенно входящие в состав уже известных месторождений полезных ископаемых (рудных и нерудных), часто остаются без внимания, а они представляют собой объекты, на которых можно решать многие чисто петрологические, и, что очень важно, металлогенические проблемы.

ГЛАВА VIII

ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ В МАГМАТИЧЕСКИЙ И ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАПЫ

Рудные минералы магматических расплавов в процессе кристаллизации не остаются неизменными. Они чутко реагируют на физико-химическую обстановку как в магматический, так и в послемагматический этапы формирования горных пород. К главным факторам превращений относятся T и P_{O_2} . Наглядным примером служит магнетит изверженных пород. При понижении кислородного потенциала он восстанавливается до иоцита, известного в некоторых вулканических туфобрекчиях Шарнхаузена (ФРГ), богатых железом базальтовых и трахитовых лавах, в частности в железистых лавах вулкана Везувий, а также в гранитоидах Синошинского и Ивановского массивов Рудного Алтая. Находки иоцита вполне вероятны в изверженных породах, образовавшихся при внедрении магм в каменноугольные отложения.

При повышении кислородного потенциала магнетит окисляется до маггемита. Между структурами иоцита, магнетита и маггемита существует определенная связь. Иоцит имеет структуру типа галита, магнетит — обращенной шпинели, а маггемиту свойственна дефектная структура обращенной шпинели. Сравнительно легкий переход $FeO-FeFe_2O_4-\gamma = Fe_2O_3$ в различных геологических процессах объясняют именно этим. Обратный переход осуществляется при восстановительных условиях, например, при наложении сульфидной минерализации, сопровождающейся мушкетовитизацией гематита в послемагматический этап.

Результатом раннемагматического окисления каплевидных обособлений расплавленного самородного железа являются магнетитовые шарики, достаточно широкое распространение которых в платформенных базитах и других типах магматических пород стало известно благодаря успешным исследованиям сибирских петрографов и геохимиков. Подобным образом образовались и

более сложные по составу феррит-шпинелевые сферолиты с иоцитом. Последний в таких оксидно-металлических фазах, скорее всего, относится к остаточной неустойчивой фазе.

С ростом окислительной обстановки в платформенных базитах преобразуется не только железо, но и другие самородные фазы. Медь окисляется до куприта, цинк — до цинкита и др.

Изменения хромшпинелидов ультраосновных пород при их перекристаллизации, серпентинизации и отальковании — процессах, сопровождающих выведение ультраосновных тел в верхние горизонты коры, хорошо известны. Так, по Е. П. Царицину и И. С. Чашухину [2], изучавших хромшпинелиды альпинотипных гипербазитов Урала, этот аксессуарный минерал при высокотемпературном динамометаморфизме закономерно меняет свой состав от первично-глиноземистого через хроммагнетит до магнетита с незначительным количеством хрома, алюминия и магния.

Наглядным примером превращений рудных минералов, связанных уже с понижением температуры, служит упоминавшийся многофазный гематитоильменит гранитов Мостовского массива (Белоруссия). Аналогичные гематитоильмениты описаны в гранитах Тигерекского (Горный Алтай) и тоналитах Джениситинского (центральная часть МНР) батолитовых массивов [7], при этом особенности их внутреннего строения использованы в качестве одного из критериев уточнения способа и глубины формирования интрузивов. Во всех примерах в гематитоильменитах видны четыре минеральные фазы или две генерации продуктов распада. Из-за ограниченной растворимости ильменита и гематита при температурах ниже 900°C их может быть и больше, что и подтверждено тонкими аналитическими методами. Гематитоильмениты, кристаллизующиеся из расплавов при более низких температурах, заведомо неоднородны уже в первоначальном состоянии и сложены взаимно проникающими фазами.

Аналогичные превращения титаномагнетита, представляющего изначально однородный твердый раствор, определяют температуру и парциальное давление кислорода. При медленном охлаждении в восстановительных условиях титаномагнетит через некоторые промежуточные члены распадается на две фазы: ульвошпинель и магнетит. Эти продукты распада, в особенности ульвошпинель, неустойчивы и подвергаются дальнейшему изменению, поэтому в породах чаще всего наблюдаются магнетит и ильменит — продукты окисления ульвошпинели.

В окислительных условиях первичный титаномагнетит на магматической стадии преобразуется в ильменит, точнее, в промежуточный член ряда ильменит — гематит и в титансодержащий магнетит. Процесс высокотемпературного окисления наиболее детально изучен в современных лавах. Выявлена резко неодинаковая степень окисления внутри каждого лавового потока, даже в разных частях отдельно взятого кристалла титаномагнетита. Стадий-

ность окисления титаномагнетитов описана в работе Д. М. Печерского [21] и др.

Высокотемпературное окисление базальтов сопровождается изменением силикатных минералов, сформировавшихся в начальный период кристаллизации породы. Примером могут быть магнетитовые каймы вокруг зерен базальтической роговой обманки и преобразование вкрапленников оливина с выделением магнетита, гидрогематита и других продуктов изменения. Вероятно, в магматическую стадию первичный ильменит переходит в гематитоильменит, что характерно для интрузивов, образовавшихся в близповерхностных условиях.

Интенсивные преобразования первично-магматических рудных минералов характерны для послемагматической стадии, когда они разлагаются горячими водными растворами или замещаются другими более устойчивыми при новых условиях минеральными фазами. Поскольку рудные минералы обычно присутствуют в незначительном количестве, эти преобразования проявлены не так резко, как некоторых породообразующих минералов (пироксены, амфиболы, полевые шпаты).

Низкотемпературное окисление магнетита (титаномагнетита) до маггемита, вероятнее всего, реализуется при гидротермальном изменении горных пород. Косвенным подтверждением этому служит изменение заведомо гидротермального магнетита до маггемита, выявленное во многих рудных, в частности скарново-магнетитовых месторождениях.

В литературе описан титаномаггемит как продукт окисления титаномагнетита. Последний также наблюдается преимущественно в гидротермальноизмененных породах, в которых оливин и гиперстен частично или полностью преобразованы в хлорит и серпентин. Вместе с тем титаномаггемит встречен и в некоторых неизмененных лавовых потоках. Отсюда следует, что титаномагнетит кристаллизуется из магмы и при определенных условиях по мере охлаждения окисляется до титаномаггемита. Состав титаномаггемита условно отвечает серии твердого раствора — $\text{TiFeO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ или находится в поле $\text{TiFe}_2\text{O}_5 - \text{TiFeO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$.

Титаномаггемит в изверженных породах, видимо, распространен достаточно широко, но из-за близких оптических свойств с собственным титаномагнетитом при микроскопических исследованиях часто не определяется. В полированных шлифах этот минерал изотропен, отражение промежуточное между титаномагнетитом и гематитом, окраска голубовато-серая. Отличия в цвете титаномагнетита и титаномаггемита усиливаются при использовании иммерсионной линзы. В большинстве случаев титаномаггемит развивается от краев и трещин титаномагнетитовых зерен, границы между ними обычно резкие. При переходе титаномагнетита в титаномаггемит накапливается ванадий, поэтому обнаружение в породах титаномаггемита представляет геохимический интерес.

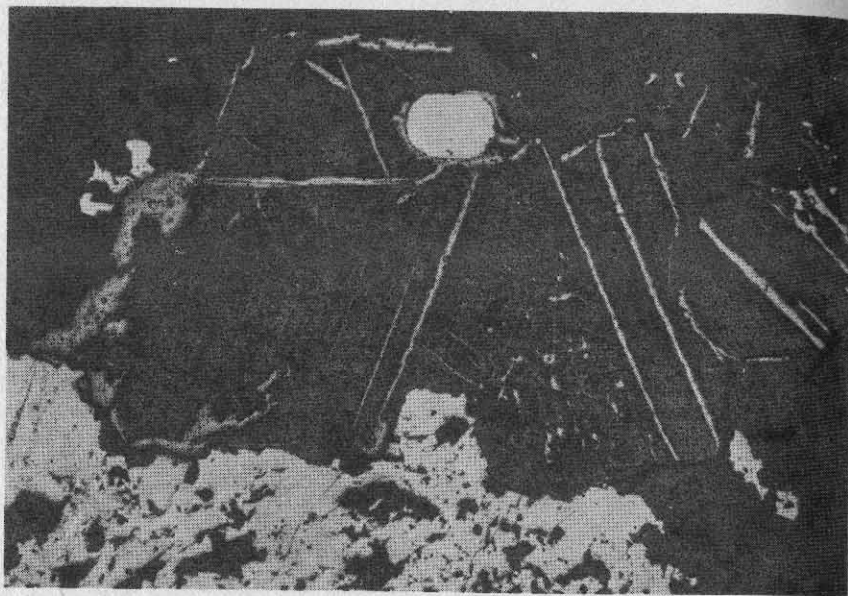


Рис. 48. Остаточная решетчатая структура титаномагнетита; аншлиф, увел. 75. На снимке видны первично-магматические включения пирротина (светлое) в ильменитовой «рубашке» (серое), внизу снимка расположен халькопирит-пирротинный агрегат

Рассмотрим объемные изменения при фазовых превращениях оксидов железа. По наблюдениям и расчетам А. А. Пермякова [17], они могут быть значительными. Так, при окислении магнетита до маггемита объем новообразованной фазы увеличивается на 9%. Переход магнетита в иоцит сопровождается уменьшением объема на 21%. Взаимопереходы в системе иоцит — маггемит вызывают изменение объема на 32%. Значительные изменения объема, безусловно, приводят к деформации и растрескиванию как отдельных минеральных зерен, так и их агрегатов. Это обстоятельство необходимо учитывать при минераграфических исследованиях. Возникновение многочисленных микротрещин в мартитизированных магнетитах, в кристаллах мушкетовита и других рудных минералов иногда вызвано именно этим, а не механическими нарушениями при тектонических подвижках, как это обычно принимается минералогами.

Особенно четко проявлено гидротермальное растворение титаномагнетитов, претерпевших распад твердых растворов. При этом он часто подвергается избирательному выщелачиванию, образуя скелеты ильменита. На рис. 48 показана скелетная структура титаномагнетита из рудного габбронорита Талнахского месторождения. Помимо ильменита в нем сохранилось первично-магматическое включение пирротина. Скелетные образования ильменита впоследствии нередко полностью превращаются в сфен,

рутил или анатаз. Более редки случаи избирательного замещения ильменита. Этот процесс установлен автором в титаномагнетитах граносиенитов Ирбинского массива (Восточный Саян). Здесь на месте пластинчатых выделений ильменита расположены агрегаты прозрачных силикатных минералов очень тонкозернистого строения, в то время как магнетит почти полностью сохранился. В контакте с таким преобразованным титаномагнетитом или в ближайшем его окружении обычно находятся зерна сфена. Поэтому естественно предположить, что титан, высвободившийся при растворении ильменита, был израсходован на образование этого минерала.

Структуры избирательного выщелачивания продуктов распада твердого раствора титаномагнетитов относятся к важнейшим остаточным структурам, поэтому должны широко использоваться при петрологических исследованиях. В титаномагнетитах жильных граносиенитов этого массива также отмечается избирательное замещение ильменита гематитом.

Преобразование первично-магнетитовых выделений титаномагнетита чаще всего происходит с полным нарушением или перестройкой их структуры, хотя в качестве новообразований выступают ильменит и магнетит (без сфена). В таких случаях в пределах первичных контуров зерен титаномагнетита ильменит наблюдается в виде закономерных сростаний симплектитового типа с силикатными минералами. Новообразованный магнетит обычно расположен по краям или на некотором удалении от мирмекитов ильменита (рис. 49).

Ильменит, по-видимому, неустойчив в щелочных метасоматитах, приуроченных к крупным долгоживущим разломам многих докембрийских щитов и платформ. Об этом свидетельствуют результаты изучения кварц-полевошпатовых метасоматитов, выявленных автором в пределах тектонических зон, пересекающих архейский гнейсовый комплекс кристаллического фундамента Припятской впадины (Белоруссия). В таких метасоматитах постоянно наблюдается рутил, игольчатые кристаллы которого концентрируются исключительно на месте ильменита. Редкие остатки ильменитовых зерен в рутиловых гнездах убедительно это подтверждают. Не удивительно, что размеры и контуры таких гнезд полностью повторяют таковые ильменитовых выделений. Образование рутила по ильмениту отражает процессы регрессивного метаморфизма при разломах пород кристаллического фундамента.

Ильменит, магнетит и тем более гематит формируются и при гидротермальном разложении темноцветных минералов. Такие послемагматические новообразования по их форме, размерам, пространственной приуроченности к темноцветным минералам и другим признакам при минераграфических исследованиях обычно очень легко отличаются от тех же минералов, но уже вышедших при кристаллизации магмы.

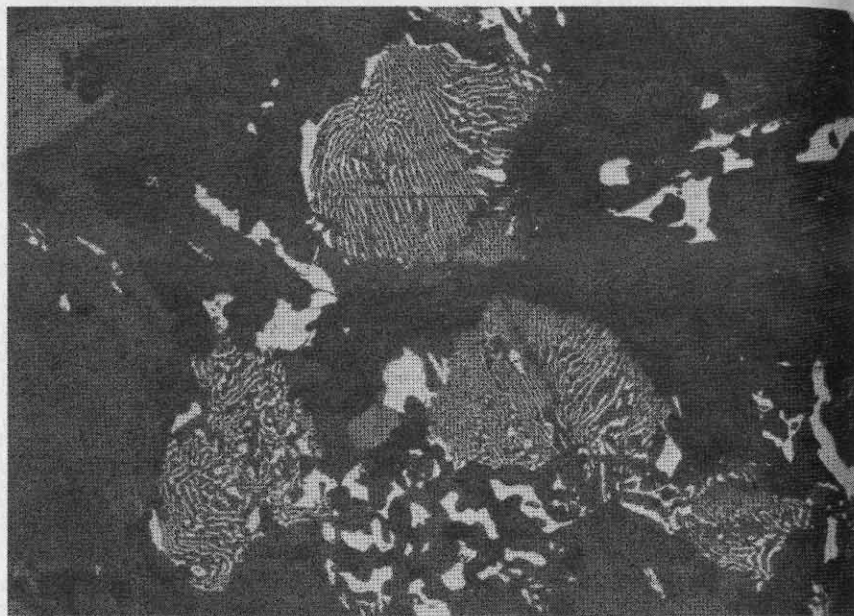


Рис. 49. Симплектиты ильменита на месте титаномagnetита, диорит, Натальевский массив; аншлиф; увел. 200.
Неправильные зерна среди основной массы (темное) и по краям ильменитового симплектита представлены магнетитом

Интенсивное преобразование магнетита может происходить в процессе эпигенеза и на начальных стадиях низкотемпературного метаморфизма зеленокаменной ступени [43]. Это проявлено в юрских вулканических породах, вскрытых Саатлинской сверхглубокой скважиной (Азербайджан). Здесь новообразования по магнетиту (титаномagnetиту) представлены не только гематитом и маггемитом. Однако во всех вулканических породах, особенно в зонах пропилитизации и окварцевания, наиболее часто наблюдаются полные псевдоморфозы силикатов по магнетиту — высвободившееся железо преимущественно связывается с эпидотом, пренитом, хлоритом, пумпеллиитом. Титан входит в состав сфена, а при его отсутствии выпадает в виде рутила или лейкоксена в кайме протокристаллов магнетита. Отмечается избирательное замещение титаномagnetита с унаследованием его решетчатой структуры; на месте магнетита отлагается эпидот, а за счет пластинчатых включений ильменита развивается сфен или рутил. Преобразования магнетита и прежде всего различная степень его замещения сфеном, эпидотом и другими силикатами — основная причина широкого диапазона значений магнитной восприимчивости этих вулканических пород.

Из сульфидных минералов первично-магматического происхождения менее устойчив, видимо, пирротин, обычно замещающийся пиритом или марказитом. Дисульфиды железа в первую очередь развиваются по наиболее крупным пирротиновым выделениям, особенно по тем, которые находятся в интерстициях породообразующих силикатных минералов.

Замещению подвержен и каплевидный пирротин с сохранением необычной для пирита шаровидной формы. Такие псевдоморфозы пирита по пирротину с сохранением в них продуктов распада (пентландит и халькопирит) нередко встречаются не только в магматических, но и в метаморфических породах (ортоамфиболиты, кристаллические сланцы и др.) и служат дополнительным критерием для уточнения их первичной генетической природы. Замещение пиритом часто сопровождается выделением позднего магнетита.

Рудные минералы, образовавшиеся в послемагматический этап, не всегда сохраняются без изменений. Это положение справедливо в отношении как оксидных титан-железорудных, так и сульфидных минералов. Примером преобразования сульфидных минералов в послемагматический этап служат пириты гранитов Тигерекского массива (Горный Алтай). В породах этого массива, как уже отмечалось, пириты распространены повсеместно. Они образуют метакристаллы или выполняют прожилки по трещинкам и граничным поверхностям зерен породообразующих силикатных минералов. Это свидетельствует об отложении пирита из горячих водных растворов с привносом серы. Вместе с тем пириты часто замещены магнетитом. Это доказывается наличием остаточных зерен в магнетите, развитием последнего в краевых частях с сохранением первичных контуров кристаллов пирита. Такое замещение происходит без сопровождавших этот процесс новообразований по схеме $3\text{FeS}_2 + 2\text{O}_2 = \text{FeFe}_2\text{O}_4 + 6\text{S}$.

Замещение пирита магнетитом свидетельствует о существенном увеличении концентрации кислорода на последних стадиях послемагматических изменений гранитов.

Преобразование рудных и некоторых силикатных породообразующих минералов изверженных пород нередко сопровождается местной перегруппировкой рудного вещества. Так, в гидротермально измененных осветленных породах очень широко прослеживается пиритизация; в этих случаях ионы серы всегда привносятся в растворах.

Химизм процесса осветления алюмосиликатных пород при пиритизации хорошо известен. Кирпично-красный цвет сиенитов и других разновидностей полевошпатовых пород обычно связан с присутствием в калиевых полевых шпатах тонко распыленного гематита. Прохождение через такие породы рудоносных растворов, обогащенных сероводородом, вызывает восстановление трехвалентного железа до двухвалентного с образованием дисульфида

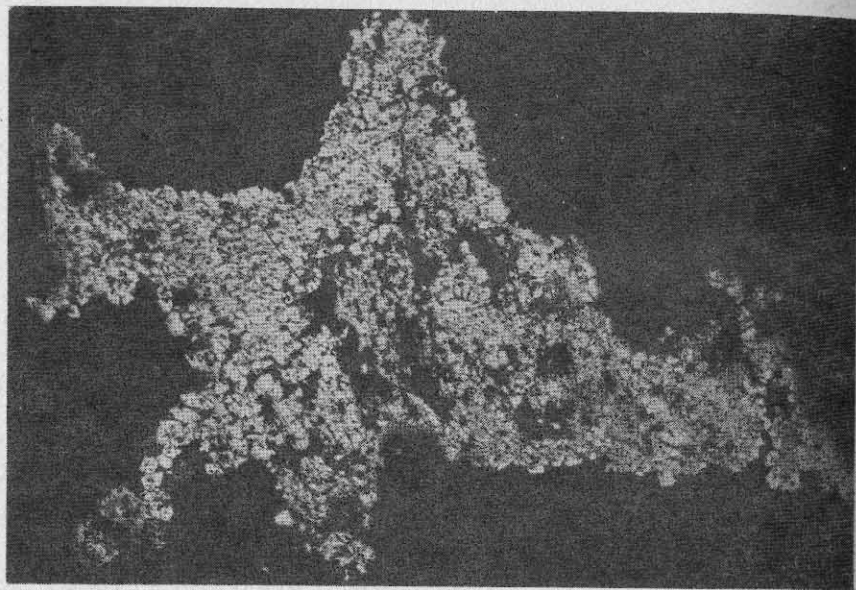


Рис. 50. Рудное гнездо магнетита, рибекитовый граносиенит, Туим-Карышский массив; аншлиф, увел. 30.

На снимке видно, что гнездо магнетита (светлое) содержит идиоморфные кристаллы циркона (темное), по краям гнезда наблюдается укрупнение кристаллов магнетита

железа. В околорудных осветленных породах отмечены вкрапления пириита, достигающие больших размеров, в то время как у неизменных они отсутствуют. Это обстоятельство подтверждает, что источником железа для образования пириита служили вмещающие породы.

Процесс восстановления трехвалентного железа вмещающих пород с образованием пириита хорошо известен. Он широко проявлен в пределах контактово-метасоматических железорудных и гидротермальных сульфидных месторождений и может представлять интерес при геохимических и поисковых работах.

В редких случаях в интрузивных породах отмечены признаки переотложения железа и титана, высвободившихся при гидротермальном разложении пироксенов, амфиболов и биотита. Такие явления отмечены в рибекитовых граносиенитах Туим-Карышского массива (Хакасия). В этих породах наблюдаются рудные гнезда разнообразной формы, состоящие из многих десятков и сотен зерен магнетита (рис. 50). Внутри некоторых рудных образований видны кристаллы циркона. 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 привносом железа, так как

здесь магнетитовые агрегаты мономинеральны и их размеры нередко превышают таковые темноцветных минералов граносиенитов. Отметим две особенности магнетитовых скоплений. Во-первых, полное отсутствие в магнетите включений ильменита как продукта твердого раствора, что не 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 постоянно отмечается укрупнение зерен магнетита, что, по Д. С. Коржинскому, свидетельствует об их кристаллизации в условиях частичного растворения и выноса железа.

Размеры скоплений магнетита достигают несколько миллиметров в диаметре и равномерно распределены по всему объему породы, что свидетельствует о крайне ограниченной подвижности железа при послемагматическом преобразовании рибекитовых граносиенитов. При разложении железосодержащих силикатных минералов высвободившиеся из кристаллической решетки железо и титан в форме магнетита, гематита, ильменита, рутила, сфена чаще всего остаются на месте.

Таким образом, рудные минералы являются чуткими индикаторами физико-химической обстановки минералообразования на протяжении всей истории формирования изверженных пород от раннемагматического этапа до низкотемпературных стадий послемагматического их метаморфизма. Их научная и практическая значимость определяется не только этим. Как было показано, гидротермальные разложения титаномагнетитов в титаноносных габброидах, ортоамфиболитах или кристаллических сланцах обуславливают обогащение этих пород ильменитом. Изучение продуктов изменения рудных, особенно ферримангнитных, минералов — необходимое условие для расшифровки магнитных свойств горных пород, в частности магнитной восприимчивости.

ГЛАВА IX

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

На основании литературных данных и результатов минералогических исследований различных типов горных пород (магматические и метаморфические) можно сделать вывод о практически повсеместном их распространении в земной коре, за исключением самой верхней осадочной оболочки. Разнообразная сульфидная минерализация (пирротин, халькопирит, пентландит, кубанит, миллерит и др.) отмечена в Бушвельдском, Стиллвуотерском, Шергорском и во многих других близких по формацион-

ному типу расслоенных интрузивах. При этом имеются многочисленные свидетельства о распространенности сульфидных минералов по всему разрезу. Эти минералы часто в повышенных количествах установлены в различных типах щелочных пород и карбонатитах Восточного Саяна, МНР, Алдана, Кольского полуострова и других местах земного шара. Выявлены сульфидные минералы в кимберлитах Якутии и Южной Африки, в том числе и такие, как галенит, сфалерит, молибденит, киноварь, которые считались запрещенными для данных пород.

По данным М. И. Грудинина [12], разнообразная сульфидная минерализация свойственна альпинотипным гипербазитам Байкальской горной области, в том числе гипербазитам Парамского и Шаманского (Средний Витим), Гольцы (Восточное Прибайкалье), Оспинско-Китойского (Восточный Саян) массивов. При этом распределение сульфидных минералов в этих массивах подчинено определенным закономерностям. Галенит, сфалерит, киноварь, молибденит, а также вольфрамит, циркон, апатит и флюорит присутствуют только в серпентинизированных гипербазитах и особенно характерны для серпентинитов, тогда как в неизмененных дунитах и гарцбургитах они не отмечены. Сульфиды (пирротин, особенно пирит) также распространены в измененных ультраосновных породах, а в свежих разностях эти минералы отсутствуют или находятся в незначительных количествах. Пирит обычно находится в больших количествах, чем пирротин, хотя в отдельных участках серпентинитового массива Гольцы отмечены высокие содержания этого минерала. По мнению М. И. Грудинина, проявление несвойственной гипербазитам рудной минерализации (галенит, киноварь, молибденит и др.) связано с более поздними процессами изменения дунитов и перидотитов под воздействием гранитных эманаций. Не исключено, что причиной возникновения сульфидной минерализации в ультраосновных породах служат глубинные разломы, роль которых как рудоподводящих и рудовмещающих структур принимают многие исследователи.

Сульфидные минералы обнаружены во всех типах интрузивных магматических пород трапповой формации Сибирской платформы. Так например, пирротин, троилит, пирит, марказит, халькопирит, пентландит, кубанит, борнит и маккинавит описаны в Джатульском, Хунтукунском, Хининдинском и Меймечинском интрузивах габбродолеритов, несущих скопления самородного железа. Особо богата сульфидная минерализация в расслоенных интрузивах пикрит-базальтового состава северо-запада Сибирской платформы и в аналогичных магматических образованиях Кольского полуострова.

В настоящее время можно считать твердо установленным практически постоянное присутствие, хотя и в незначительных количествах пирротина, пентландита, халькопирита, пирита и других сульфидов в базальтах и андезитобазальтах, в том

числе базальтовых лавах современных и древних вулканов и в различных по составу базальтовых и других типах основных и щелочно-ультраосновных пород дна Мирового океана. Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, молибденит и галенит свойственны гранитным интрузивам батолитового типа независимо от наличия или отсутствия генетической связи с последними собственно сульфидных месторождений или рудопоявлений (колчеданные, полиметаллические и др.). Такой же вывод получен автором на основании изучения многих гранитных массивов Горной Шории, Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Забайкалья, Западного Узбекистана, МНР и других районов. Присутствие пирита, халькопирита, арсенопирита, молибденита, висмутита, галенита и других сульфидов отмечается в гранитоидах Тимана, Закавказья и Центрального Казахстана.

Не исключено, что основная масса меди, свинца, серебра, молибдена, кобальта, никеля и других металлов в гранитах не рассеяна в кристаллических решетках породообразующих силикатных минералов, как это часто допускают, а входит в состав сульфидов. Применительно к меди это положение подтверждено лабораторными исследованиями И. А. Рябчикова, Г. П. Орловой и др. [25]. Выполненные ими термодинамические расчеты с учетом экспериментальных данных свидетельствуют, что в гранитных магмах с ординарным содержанием меди и серы преобладающая часть металла, видимо, присутствует в сульфидной форме. По заключению этих же авторов, общая масса меди, которая должна перейти в водную фазу после затвердения 1000 км^3 гранитной магмы, что соответствует гранитному батолиту средней величины с ординарным содержанием рудных и летучих компонентов, составляет около 10^6 т , что, как и для некоторых других металлов, превышает запасы крупного месторождения. Условия для реализации потенциальной возможности формирования месторождений сульфидных руд осуществляются очень редко. Халькопирит (основной носитель меди) и сульфиды других металлов, по терминологии Л. В. Таусона, остаются в качестве одной из неструктурных форм рассеяния рудных элементов в гранитах.

Сульфидные минералы повсеместно распространены в докембрийском кристаллическом фундаменте Белоруссии [2]. Из интрузивных образований ими наиболее богаты габброиды; гранитоиды фундамента независимо от способа их формирования обычно содержат незначительное количество сульфидов. В метаморфических породах (кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты) зависимость содержаний рудных сульфидных минералов от состава вмещающих пород проявлена менее четко. Наибольшие их концентрации чаще всего приурочены к зонам тектонических нарушений, точнее, к зонам глубинных разломов. Видимо не случайно, что в отдельных разрезах архейского гранитогнейсового комплекса Припятской впадины количество сульфидов с глубиной не

только не уменьшается, а даже увеличивается. При этом прямая генетическая связь сульфидной минерализации в метаморфических породах фундамента Белоруссии с конкретными интрузивами габброидов или гранитоидов установлена условно или отсутствует.

Специальные исследования или обзоры по составу и распространности сульфидных минералов в породах докембрия других платформ и щитов не известны. По аналогии с кристаллическим фундаментом Белоруссии можно достаточно уверенно предположить широкую распространенность сульфидной минерализации в докембрийских образованиях земной коры в целом. По И. В. Носыреву и др. [2], разнообразная группа акцессорных сульфидных минералов, включающая пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, молибденит, сфалерит, галенит и киноварь, свойственна метаморфическим породам Украинского кристаллического щита. Пирит, халькопирит, молибденит, галенит и некоторые другие сульфиды установлены в докембрийских кристаллических сланцах и кварцитах Приполярного и Южного Урала, кварцитах Макбальского антиклинория в Киргизском хребте и ортоамфиболитах Центрального Памира [2]. Сульфидные минералы присутствуют во всех разновидностях докембрийских гранитоидов сводовой части Воронежской антеклизы, описаны они и в биотитовых гранитогнейсах поздне- и раннепротерозойского возраста среднего течения р. Витим, в гранитоидных мигматитах, биотитовых гнейсах, пироксенитах и других докембрийских образованиях левобережья р. Олекмы [2], в породах гранулитового комплекса Кольского полуострова, докембрия МНР и других районов. Наконец, сульфидная минерализация практически неизменно сопровождает рудные и безрудные метасоматиты независимо от петрохимического состава первонаачальных пород. Это не только скарны, березиты или грейзены, но и такие экзотические для земной коры образования, как лазуритовые, жадеитовые и чароитовые породы и др.

Показательны результаты бурения сверхглубокой скважины на Кольском полуострове, вскрывшей на глубинах от 4,5 до 9,5 км крупные зоны раздробленных пород. Обломки пород сцементированы кварцем, кальцитом, сульфидами меди, железа, свинца, никеля и кобальта, отложившихся из рудоносных растворов, поступивших снизу — из мантии, о чем, в частности, свидетельствует изотопный состав серы. Он близок к метеоритному, т. е. к тому веществу, которое служило материалом для формирования ранней Земли [16]. Сульфиды встречаются и на глубинах более 9,5 км. Теперь можно уверенно утверждать о распространенности сульфидов не только в верхних горизонтах земной коры, но и в пределах всего гранитогнейсового слоя.

Детальные минералогические исследования, как правило, однозначно свидетельствуют о двойственной генетической природе сульфидной минерализации в метаморфических, особенно изверженных, породах — первично-магматической и наложенной

гидротермально-метасоматической. Возможность кристаллизации части сульфидных минералов в магматическую стадию сейчас уже ни у кого не вызывает сомнений. Типичные каплевидные обособления, обязанные своим происхождением несмесимости сульфидно-силикатных расплавов, обнаружены в большинстве изверженных пород. Ликвационная природа доказана не только для халькопирит-пентландит-пирротиновой ассоциации, но и для других сульфидов, в том числе и минералов платиновых металлов. Известны сульфиды рутения, осмия, иридия, в частности лаурит (RuS), в качестве раннемагматических включений в хромитах из ультраосновной зоны комплекса Стилуотер и Монтана (США). В. В. Дистлером и И. П. Лапутиной [13] описаны платиновые минералы, в частности сульфоарсениды — осарсит $OsAsS$, холингворит $RhAsS$ и ирарсит $IrAsS$, а также минерал состава $(Fe, Pt)(As, S)_2$ в каплевидных, межзерновых и шлировых обособлениях главных рудообразующих сульфидов в расслоенном габбро-норит-лерцолитовом массиве на Кольском полуострове. Иногда сульфоарсениды и другие минералы платиноидов кристаллизуются независимо от рудообразующих сульфидов непосредственно среди породообразующих минералов. В габбро-норит-лерцолитовом массиве ведущая сульфидная ассоциация состоит из троилита, богатого железом, пентландита и кубанита, т. е. развит парагенезис минералов, образующийся при относительно низкой активности серы в магматическом сульфидоносном расплаве. По В. В. Дистлеру и И. П. Лапутиной, в этих условиях изоморфная растворимость платиноидов в продуктах кристаллизации крайне незначительна, что и определяет их накопление в остаточном расплаве и выделение в виде сульфоарсенидов и других самостоятельных минеральных фаз.

Встречается и магматический сфалерит. Он описан в основных породах Миссури (США), в кимберлитах Якутии, габброидах кристаллического фундамента Белоруссии [2]. Здесь первично-магматические сульфиды установлены в кристаллических сланцах, амфиболитах и других метаморфических породах докембрия. В этом случае, как уже отмечалось, каплевидные выделения сульфидных минералов выступают в качестве одного из критериев для реконструкции первичного состава и генезиса метаморфических пород, в частности, для отличия орто- и параамфиболитов.

Вместе с тем во многих изверженных породах большая часть сульфидов гидротермально-метасоматического происхождения прежде всего относится к породам гранитного ряда. Хотя магматически сульфиды выявлены в гранитоидах, участвующих в сложении габбро-гранитового Кульджуктауского и габбро-сиенит-граносиенитового Кошрабатского интрузивов (Западный Узбекистан), в тоналитах и плагиигранитах гранитоидных массивов Долины Озер (центральная часть МНР), и некоторых гранитах кристаллического фундамента Белоруссии, их содержание по сравнению с послемагматическими сульфидами крайне незначительно.

Следует отметить, что пирит относится к наиболее распространенному сульфиду в гранитах, но в виде каплевидных включений в кристаллах плагиоклаза, роговой обманки, титаномагнетита или ильменита и других первичных минералов ни разу не встречен. Формы его выделения и характер взаимоотношений с сопутствующими минералами совершенно иные. Он выполняет трещины и пустоты либо развивается метасоматически, чаще всего на месте железосодержащих минералов (биотит) с образованием типичных метакристаллов. Отсутствие пирита как продукта распада магматического расплава объяснимо. Согласно известным опытным данным Г. Куллеруда и Х.Йодера по стабильным изотопам в системе Fe-S и термодинамическим расчетам И. Д. Рябчикова, пирит как первичная фаза может образоваться из магмы лишь при таких исключительно высоких содержаниях серы, которые невозможны 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). На основании этих данных при $P_S = P_T$ пирит мог возникнуть как первичная компонента, выделяющаяся из жидкой фазы только в магмах, состоящих почти из чистой серы (серные потоки в областях современного вулканизма). Результаты минералогических и экспериментальных исследований не подтверждают положение о присутствии пирита в качестве акцессорной составляющей в совершенно не затронутых гидротермальными изменениями изверженных породах. В метаморфических докембрийских комплексах щитов и платформ основная масса сульфидных минералов имеет гидротермальное происхождение.

На основании приведенных данных можно заключить, что представления о преимущественном развитии сульфидных минералов и их руд только в локальных зонах самых верхних горизонтов земной коры требуют существенного уточнения. По крайней мере, еще нет оснований для ограничения распространения сульфидных минералов на глубину, вплоть до верхней мантии. В верхней мантии сульфидная минерализация также распространена повсеместно (см. гл. I) с той лишь разницей, что здесь преобладают сульфиды магматического происхождения.

В формировании сульфидной минерализации в изверженных, особенно метаморфических докембрийских, породах щитов и платформ и в целом в гранитогнейсовом слое земной коры большая роль принадлежит глубинным флюидам. При этом на ранних стадиях из глубинных металлоносных флюидов предположительно водород-углеводородного состава отлагались самородные металлы и их сплавы, а затем выделялась главная масса сульфидов. Многочисленные находки самородных металлов (железо, медь, свинец, олово, алюминий, цинк и др.) в траппах, серпентинитах, гранитах и рудах разных районов подтверждают глобальный характер

проявления в литосфере мантийных флюидов. В настоящее время благодаря фотоснимкам земной поверхности из космоса установлено, что земная поверхность испещрена тектоническими нарушениями различных простираний, длин и конфигураций. Существование густой сети разломов и других линейных нарушений, в том числе и сквозных, рассекающих земную кору на всю ее мощность, обеспечивает по существу глобальный характер процессов сульфидного минералообразования, связанных с проникновением в земную кору мантийных флюидов. Многие исследователи не без основания принимают многократную эндогенную активизацию систем разломов глубокого заложения за первопричину формирования наиболее крупных рудных объектов и сопровождающих их сложных многофазных, нередко контрастных по составу магматических комплексов.

В заключение остановимся на возможности использования данных по распространенности в земной коре сульфидных минералов при решении некоторых, в том числе практических и геологических, задач. Как уже отмечалось, плотность сульфидных минералов неодинакова. Как правило, наибольшие их концентрации наблюдаются в пределах подвижных зон или узлов, характеризующихся повышенной проницаемостью для восходящих глубинных флюидов, что справедливо и в отношении самородных металлов. В связи с этим систематическое изучение распространенности и видового состава сульфидных минералов может оказать существенную помощь в выделении и картировании зон и полей, наиболее перспективных для обнаружения рудных объектов.

Заслуживают внимания не только распределение и тот или иной набор сульфидных минералов, но и элементы-примеси в них. В этом отношении особенно интересен пирит — наиболее часто встречающийся минерал большинства типов пород — изверженных и метаморфических. Так, например, акцессорные пириты гранитоидов некоторых районов Центрального Забайкалья содержат повышенные концентрации мышьяка, висмута, золота и серебра [41], а обычные для пиритов элементы-примеси — кобальт и никель — незначительные (0,01—0,04%). Распределение элементов-примесей в арсенопирите — частом спутнике пирита в гранитоидах Забайкалья аналогично.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рудные минералы несут богатую информацию о петро- и рудогенезе. Определение их видового состава, типоморфизма и закономерностей распределения в земной коре и верхней мантии —

ключ к решению очень широкого круга вопросов теоретической и практической петрографии. Основная цель книги и состоит в привлечении внимания геологов к рудным минералам как при петрографических, так и при геохимических исследованиях.

Основные результаты изучения рудных минералов изверженных и метаморфических пород и связанных с ними петрологических проблем следующие. Разработаны петрографические критерии рудно-силикатной ликвации в магмах разнообразного состава и происхождения. Раскрыты основные черты перераспределения и накопления рудного вещества в мантийном субстрате и способы их переноса в верхние горизонты земной коры. Рассмотрена роль глубинных разломов в эндогенном рудообразовании. Глубинные разломы в подкоровых частях выступают в качестве зон повышенной мобилизации сульфидов и как возбудители флюидов, переносящих металлы из недр Земли в участки локализации руд. В настоящее время вряд ли можно в полной мере оценить условия образования мантийных месторождений и закономерности их размещения в структурных зонах земной коры, не изучая всесторонне и глубоко рудные, в частности сульфидные, минералы в породах верхней мантии.

Петрографические признаки сульфидно-силикатной ликвации в спорных по генезису горных породах и рудах черных и цветных металлов служат одним из веских доказательств их первично-магматической природы. Сульфидные обособления в продуктах современного наземного и подводного вулканизма, их морфология и фазовый состав не только дополняют петрографическую характеристику вмещающих пород, но и существенно уточняют сведения о генезисе руд колчеданных месторождений, локализованных в вулканических толщах, раскрывают еще одну сторону в истории формирования железомарганцевых конкреций на дне Мирового океана.

Особое место среди рудных минералов занимают самородные металлы, исключительно широкое распространение которых в природе стало известно в самое последнее время. Самородные металлы отражают не только данные о физико-химических условиях образования изверженных пород, но и их металлогеническую специализацию. Выявление и детальная характеристика парагенезисов самородных металлов и их сплавов в магматических породах различных формационных типов остаются одной из первоочередных задач рудно-петрографических исследований.

Магнетиты и ильмениты — наиболее обычные рудные минералы изверженных пород. Их типоморфные свойства, в частности парагенезисы элементов-примесей, находятся в прямой зависимости от физико-химических условий их кристаллизации. В связи с этим магнетит (титаномagnetит) и ильменит могут быть использованы как для выяснения формационной принадлежности магнетических комплексов, так и для установления генетической связи орудене-

ния с последними. Приведенные многочисленные примеры успешного применения данных по магнетиту и ильмениту в этих целях служат тому подтверждением.

Между химическим составом хромшпинелидов основных, ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород и условиями их образования намечена отчетливая связь с глубиной залегания магматических очагов, стадийностью кристаллизации и др. Хромшпинелиды — типоморфные минералы базальтов дна Мирового океана, так же, как и базальтов наземных лавовых потоков современных и древних вулканов, имеющих мантийный источник. Постоянное присутствие хромшпинелидов в глубоководных лавах — один из минералогических критериев родства базальтов и ультраосновных пород, подтверждающих правомерность их объединения в самостоятельную гипербазит-базитовую океаническую формацию.

Как показал опыт минералого-петрографического изучения раннедокембрийских пород кристаллического фундамента Белоруссии, рудные минералы, их парагенетические ассоциации, внутреннее строение и другие признаки позволяют успешно решать многие геологические задачи — выяснение первичной природы гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, железистых кварцитов, метаморфизованных ильменит-титаномagnetитовых руд, а также уточнение глубины древнего эрозионного среза и зон тектонических нарушений как в самом фундаменте, так и в перекрывающем его осадочном чехле.

Сульфидные минералы в метаморфических, особенно изверженных, породах имеют двойственную генетическую природу — первично-магматическую и гидротермально-метасоматическую. В метаморфических комплексах докембрия щитов и платформ и в целом в гранитогнейсовом слое основная масса сульфидов имеет гидротермальное происхождение. В ее формировании ведущая роль принадлежит металлоносным мантийным флюидам. Густая сеть разломов обеспечивает проникновение флюидов в земную кору на всю ее мощность. Естественно, что в пределах тектонических зон (узлов) отмечается концентрация сульфидных минералов, вплоть до образования промышленных месторождений.

Отсюда систематическое изучение распространенности сульфидных минералов в сочетании с выявлением в них типоморфных парагенезисов элементов-примесей — непереносимое условие геологических поисков. Особенно интересен «вездесущий» пирит, обладающий избирательным накоплением кобальта, никеля, мышьяка, золота, серебра и других рассеянных металлов в зависимости от источника рудоносных растворов (мантийные, коровые), температуры, времени и места кристаллизации, состава и степени метаморфизма вмещающих пород и других факторов.

Рудные минералы входят в состав высокотемпературных и низкотемпературных метасоматитов. Это скарны и грейзены, являющиеся важнейшими рудовмещающими породами, березиты и

экзотические для земной коры метасоматические образования — чароитовые, жадеитовые и лазуритовые породы. Роль рудных минералов не ограничивается только восстановлением условий образования метасоматитов. В некоторых случаях, например в скарнах, особенности распределения в рудных минералах кобальта, никеля, мышьяка, серебра, германия и других элементов-примесей служат надежным поисковым критерием на руды черных, цветных и редких металлов.

Минералы титаномагнетитовой и ильменит-гематитовой серий, самородное железо и его сплавы, пирротин — основные носители магнитных свойств горных пород. Без их изучения методами рудной микроскопии вряд ли возможно в полной мере выяснить причины, обуславливающие разную степень магнитной восприимчивости изверженных пород, установить природу магнитных рудных и безрудных аномалий. При этом необходимо помнить, что истинная природа многих нерудных магнитных аномалий заложена не столько в содержании, сколько в особенностях распределения, видовом составе и характере сростаний магнитных минералов.

Наконец, магнетит, ильменит, гематит и их твердые растворы вследствие феноменальной магнитной памяти позволяют устанавливать величину и направление геомагнитного поля в интрузивах в прошлые геологические эпохи нашей планеты. Рудные минералы имеют свое значение и как геологические термометры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонов Л. В., Кутолин В. А., Леснов Ф. П. Воздействие базальтовой магмы на ксенолиты ультраосновных пород и относительная устойчивость минералов в базальтовом расплаве. — В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск, 1978, с. 67—84.
2. Акцессорные минералы докембрия / Под ред. В. В. Ляховича и А. М. Борсука. М., Наука, 1986.
3. Багдасаров Э. А., Илупин И. П. Сосуществующие ильмениты и титаномагнетиты связующей массы кимберлитов. — Докл. АН СССР, 1986, т. 290, № 4, с. 945—947.
4. Богатилов О. А., Коваленко В. И., Рябчиков И. Д. Магматизм — индикатор глобальных геодинамических режимов. — Зап. ВМО, 1985, ч. 115, вып. 4, с. 393—400.
5. Борисенко Л. Ф., Куриленко Н. М. О первично-магматической сульфидной минерализации в рудных троктолитах габбро-анортозитовой формации. — Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 1, с. 186—188.
6. Борисенко Л. Ф., Ляпунов С. М. О распределении La, Ce, Sm, Eu, Tb, Lu в ильмените различных магматических формаций. — Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 2, с. 454—457.
7. Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных пород. Новосибирск, Наука, 1980.
8. Вахрушев В. А., Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В. Рудные минералы ультраосновных и основных пород Байкальской горной области. — Советская геология, 1985, № 3, с. 96—101.
9. Вахрушев В. А., Михайлов Н. Д. Распределение элементов-примесей в пиритах кристаллического фундамента и осадочного чехла Белоруссии. — В кн.: Геология и география, вып. 8, Минск, 1986, с. 3—12.
10. Генкин А. Д., Евстигнеева Т. Л., Коваленкер В. А. Минералы платиновых металлов медно-никелевых руд и некоторые вопросы их генезиса. — В кн.: Материалы XI съезда ММА. Новосибирск, 4—10 сентября 1978 г. М., 1980, с. 165—171.
11. Герник В. В. Температурная память магнетита. — Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 1, с. 189—192.
12. Грудинин М. И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск, Наука, 1979.
13. Дистлер В. В., Лапутина И. П. Необычная ассоциация минералов платиновых металлов из расслоенного габбро-норит-лерцолитового массива на Кольском полуострове. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 2, с. 103—114.
14. Добровольская М. Г., Малов В. С., Владыкин Н. В. Минералы платины и палладия в чароитовых породах. — Докл. АН СССР, 1985, т. 284, № 2, с. 438—442.
15. Доминиковская Д. А., Вахрушев В. А. Геологическая позиция и рудоносность габброидов докембрия Белоруссии. — Советская геология, 1985, № 11, с. 102—109.
16. Друянов В. А. Новые проблемы исследователей Земли. — Наука в СССР, 1986, № 4, с. 74—85.
17. Дымкин А. М., Пермиков А. А. Онтогенез магнетита. Свердловск, изд. УНЦ АН СССР, 1984.
18. Ефимова Е. С., Соболев Н. В., Поспелова Л. Н. Включения сульфидов в алмазах и особенности их парагенезиса. — Зап. ВМО, 1983, ч. 112, вып. 3, с. 300—324.
19. Коробейников А. Ф. Золото в акцессорных минералах интрузивных пород. — Геохимия, 1980, № 8, с. 1183—1196.

20. Кусков О. Л., Хитаров Н. И. Термодинамика и геохимия ядра и мантии Земли. М., Наука, 1982.
21. Магматизм и условия образования изверженных горных пород / Д. М. Печерский, В. И. Багин, С. Ю. Бродская и др. М., Наука, 1975.
22. Мантийное минералообразование с участием углекислотносульфидно-силикатного флюида / В. И. Коваленко, И. П. Соловова, В. Г. Наумов и др.— Геохимия, 1986, № 3, с. 289—302.
23. Маракушев А. А. О генезисе хромитовых руд и вмещающих их гипербазитов.— Геология рудных месторождений, 1980, № 1, с. 3—23.
24. Маракушев А. А., Иванов И. П., Римкевич В. С. Экспериментальное воспроизведение ритмичной магматической расслоенности.— Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 1, с. 183—186.
25. Медь в системе гранит — флюид / И. Д. Рябчиков, Г. П. Орлова, А. С. Ефимов и др.— Геохимия, 1980, № 9, с. 13—26.
26. Набоко С. И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активизации. М., Наука, 1980.
27. Нерадовский Ю. Н. Некоторые типоморфные свойства хромшпинелидов в никеленосных ультраосновных породах Печенги.— Зап. ВМО, 1985, вып. 6, с. 698—702.
28. Особенности геохимии ильменита основных — ультраосновных пород / А. С. Механюшин, А. Д. Глазунова, Л. П. Фролова и др.— Геология и геофизика, 1983, № 4, с. 58—62.
29. Порошин Е. Е., Багдасаров Э. А. Акцессорные хромшпинелиды из нижнекембрийских базальтов Западного Саяна.— Геология и геофизика, 1984, № 9, с. 88—96.
30. Прокопцев Н. Г., Вахрушев В. А. Минералого-геохимические особенности глубоководных базальтов южной части Тихого океана.— Вулканология и сейсмология, 1980, № 3, с. 51—61.
31. Прокопцев Н. Г. О механизме поступления рудного вещества на дно океана из базальтового расплава.— Докл. АН СССР, 1985, т. 283, № 4, с. 964—968.
32. Распад твердых растворов в пироксенах глубинных пород (ксенолиты из кимберлитов) / А. И. Пономаренко, Г. П. Буланова, Н. В. Леснова и др.— В кн.: Минералогия и геохимия ультраосновных и базитовых пород Якутии. Якутск, 1981, с. 75—84.
33. Рябов В. В., Павлов А. Л., Лопатин Г. Г. Самородное железо в сибирских траппах. Новосибирск, Наука, 1985.
34. Самородное минералообразование в магматическом процессе / Под ред. В. В. Ковальского. Якутск, изд. ЯФ СО АН СССР, 1981 (Тезисы докладов).
35. Самородное минералообразование в платформенных базитах / Б. В. Олейников, А. В. Округин, М. Д. Томшин и др. Якутск, изд. ЯФ СО АН СССР, 1985.
36. Самородное элементообразование в эндогенных процессах / Под ред. Б. В. Олейникова. Якутск, изд. ЯФ СО АН СССР, 1985.
37. Скарновые месторождения. М., Наука, 1985.
38. Соболев Н. В., Харьков А. Д., Похиленко Н. П. Кимберлиты, лампроиты и проблема состава верхней мантии.— Геология и геофизика, 1986, № 7, с. 18—27.
39. Соляник А. Н. Апатитоносные габбро-сиенитовые интрузивы и генезис апатит-ильменит-титаномagnetитовых рудопроявлений хребта Джугджур.— Геология рудных месторождений, 1982, № 5, с. 8—17.
40. Татаринцев А. В., Кизияров Г. П., Прокудин С. Г. Сферолитовые агрегаты ювелирно-поделочных жадеитов Борусского пояса офиолитов Западного Саяна.— В кн.: Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири. Новосибирск, 1983, с. 90—95.
41. Типоморфизм золотоносных сульфидов и их минеральных ассоциаций / М. И. Новогородова, Г. Н. Гамянин, А. И. Цепин и др.— В кн.: Новые данные о типоморфизме минералов. М., 1980, с. 44—57.
42. Фаворская М. А., Ляхович В. В. Современные аспекты проблемы связи оруденения и магматизма.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 52, № 1, с. 78—87.
43. Центр И. Я., Ильина Л. И., Курашова В. Н. О преобразовании магнетита

в процессе низкотемпературного изменения вулканических пород.— Зап. ВМО, 1986, ч. 115, вып. 1, с. 34—38.

44. Шнай Г. К., Ильина Л. И. Магнетиты щелочных пород Алданской провинции.— Геология и геофизика, 1980, № 11, с. 42—48.
45. Щеглов А. Д., Говоров И. Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М., Наука, 1985.
46. Щека С. А., Пятков А. Г., Вржосек А. А. Парагенезисы микроэлементов магнетита.— Геохимия, 1978, № 5, с. 7199—728.
47. Genkin A. D., Laputina I. P., Pertsev N. N. Opaque minerals in basalts from holes 4170 and 418A. Initial Reports of DSDP, v. 51—53, p. 1. Washington, 1980, p. 1431—1450.
48. Ishihara S. Significance of the magnetite-series and ilmenite-series of granitoides in mineral exploration. Proc. 5th Quadrenn IAGOD Symp., Utah, 1978, vol. 1, p. 421—430.
49. Tompkins L. A., Haggerty S. E. Groundmass oxide minerals in the Koidu kimberlite dikes, Sierra Leone, West Africa. Contrib. Miner. and Petrol., 1985, 91, N 3, p. 245—263.
50. Weiss I., Clocchiatti R., Havette A. Contribution des analyses electroniques et ioniques a la connaissance des globules de sulfures metalliques immiscibles dans les magmas basiques. 6 eme Peun annu. sci. terre, Orsay, 1978, Paris, 1978.

УКАЗАТЕЛЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Авгитит 17, 38, 48, 118—124
Адамеллит 158
Альбитит 166, 174
Амфиболит 141—148, 154, 155, 181, 185—187
Андезит 45—48, 61, 62, 77
Андезитобазальт 5, 6, 45—48, 62
Анкаратрит 58, 122, 124
Анортосит 75, 108

Базальт 5—9, 28, 31, 32, 35—49, 61, 62, 76, 118—126, 161, 175
Березит 166, 174, 186

Вебстерит 10, 31
Верлит 5, 6, 8

Габбро 48—52, 63, 75, 76, 91, 92, 97—100, 106—108, 132, 133, 141—149
Габбродиорит 56, 132
Габбродолерит 52—54, 64, 83—86, 108, 114, 115, 178
Габбронорит 141—149, 154, 178
Гарцбургит 5, 6
Гипербазит пироксен-ильменитовый 66, 67

Глимерит 29
Гнейс 22, 137—141, 150, 185—188
Гранит (гранитоид) 54, 59, 80, 87, 90—92, 94—96, 102—104, 108, 155—159, 185, 186
Гранитогаейс 137, 159, 160, 162, 186
Гранодиорит 159, 162
Граносиенит 54, 128, 179
Грейзен 166, 174, 186
Гроспидит 17

Джеспилит 77
Диабаз 93, 145, 161
Диорит 59, 78—80, 95, 100, 137, 160, 162
Дунит 31, 51, 87, 117, 125, 184

Жадеитовая порода 166, 172, 186
Железистый кварцит 150—154, 160

Кальцифир 166
Карбонатит 71—75
Кератофир 77
Кимберлит 10, 15, 24—32, 37, 66—68, 80, 87, 104—108, 114, 187
Кристаллосланец 22, 140, 141, 148, 150, 155, 159, 181, 185—187

Лазуритовая порода 166, 172, 186
Лампроит 5, 87
Лампрофир 59, 126, 138
Лерцолит 5, 6, 10, 17, 20, 21, 31, 67, 93, 101
Лиственит 166, 174
Липарит 72, 135
Люскладит 58, 63

Меймечит 37, 58, 92, 117, 126
Мелалейцит 71
Меланефелинит 71
Миаскит 91
Мигматит 140, 156, 186
Монзонит 93, 127

Нельсонит 75
Нефелинит 160
Нефрит 166, 171

Океанит 36, 48, 58, 63
Онгонит 76

Перидотит 5, 12, 24, 25, 31, 37, 67, 85, 125, 184
Пикрит (пикритовый порфирит) 64, 92, 117
Пироксенит 6, 17—19, 22, 23, 31, 70, 152—154, 186

Риолит 77

Сerpентинит 40, 41, 92, 171, 184
Сиенит 54—56, 91, 93, 103, 128, 129, 160
Сиенито-диорит 56
Скарн 166, 172—174
Спессартит 137

Тералит 54, 58, 63, 121, 124
Тоналит 58, 95, 176
Трапп 52, 53, 80, 81, 114
Трахитобазальт 6, 32
Троктолит 51, 52

Фенит 166, 170

Чароитовая порода 166—171, 186

Эклогит 10, 12, 14, 16, 31, 101

УКАЗАТЕЛЬ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Алюминий 80, 81, 87, 188
Аргентит 63
Арсенопирит 174, 175, 185, 186, 189
Борнит 41, 167, 168, 170, 171, 184
Борнит К-содержащий 167

Валлериит 15
Висмут 80, 87, 89
Висмутин 185
Вольфрамит 184

Галенит 128, 162, 165—172, 184—186
Гематит 46, 73, 74, 94, 156, 175—180, 183
Гематитоильменит 94—96, 149, 158, 159, 176, 177
Гидрогематит 177
Герцинит 18, 84, 98, 100
Графит 14, 84, 87

Дигенит 166
Джерфишерит 15, 16, 167

Железо (феррит) 53, 80—89, 167, 175, 188
Железо марганцовистое 87
Железо углеродистое 81, 87

Золото 80, 87, 89, 167

Идаит 167
Ильменит 43, 46, 49, 52, 66—70, 73—76, 90—97, 104—108, 142—149, 154—159, 171
Иоцит 84, 86—88, 175, 178
Ирарсит 187

Кадмий 80
Камасит 53, 83—85
Киноварь 186
Когенит 83, 84, 87, 88
Кубанит 39, 42, 43, 53, 183, 184, 187
Куприт 176

Латунь 80, 87
Лаурит 187

Маггемит (титаномэггемит) 175, 177, 178
Магнетит (титаномэгнетит) 37—46, 48, 53, 71, 77, 90—104, 108—116, 126, 129—135, 150—158

Магномэгнетит 109—113
Маккинавит 15—17, 171, 184
Марказит 15, 42, 54, 181, 184
Медь 80, 83, 86, 87, 167, 169, 188
Миллерит 15, 172, 183, 184
Молибденит 159, 184, 185
Муассонит 87, 88
Мушкетовит 175
Мурунскит 167
Мышьяк 87—89

Никелин 172
Никель 87, 88

Олово 80, 188
Осарсит 187

Пентландит 6—33, 47, 138, 155, 167, 172, 183, 184, 187
Пикроильменит 66—70, 101
Пирит 6—9, 15—22, 40—42, 46, 114, 138, 141, 159—166, 170, 172, 181, 184, 188, 189
Пирротин 6—29, 73, 120, 135, 138, 139, 155, 167, 172, 183—186
Платиноиды и их сплавы 87, 89, 167, 187

Ртуть 88, 89
Рutil 179, 180

Свинец 80, 86—88, 188
Серебро 80, 87, 88, 188
Соболевскит 167
Сперрилит 167, 168
Сплав Cu-Zn 80, 88
Сплав Fe-Co 80, 86
Сплав Ni-Sn 80, 86
Сплав Pb-Sn-Sb 80
Сурьма 86
Сфалерит 40, 41, 63, 165, 167, 168, 170, 184—186, 187

Талкусит 167
Талнахит 85
Титаномэгнезиоферрит 109
Титаноферрихромит 109
Троилит 53, 84—86, 187
Тэнит 83, 85, 87

Ульвошпинель 97, 131, 133, 142, 143, 176

Фрудит 167, 168

Халькозин 41, 167, 168, 170, 171

Халькопентландит 14

Халькопирит 6—25, 33, 39—60, 138,
155, 167—171, 184—187

Холингворит 187

Хром 80, 81, 87

Хроммагнетит 176

Хромшпинелид 37, 52, 65, 87, 101,
109, 116—121, 123—126, 171, 176, 187

Цинк 80, 87, 188

Цинкит 176

Шпинель 20, 58, 73, 98, 110, 142, 143

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Петрографические признаки сульфидно-силикатной ликвации в глубинных включениях из кимберлитов и базальтов	5
Глава II. Петрографические признаки распада магматических расплавов на силикатную и сульфидную части	34
Глава III. Оксидно-силикатная ликвация в магмах	65
Глава IV. Самородные металлы в изверженных породах	80
Глава V. Железо-титан-оксидные минералы и их типоморфные свойства	90
Глава VI. Рудные минералы докембрийских пород	136
Глава VII. Рудные минералы метасоматитов	166
Глава VIII. Преобразования рудных минералов в магматический и послемагматический этапы	175
Глава IX. Распространенность сульфидных минералов и их генетическая природа	183
Заключение	189
Список литературы	193
Указатель горных пород	196
Указатель рудных минералов	197