

Г. М. ЗАРИДЗЕ

**ПЕТРОГРАФИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ПОРОД**

Г. М. ЗАРИДЗЕ

ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

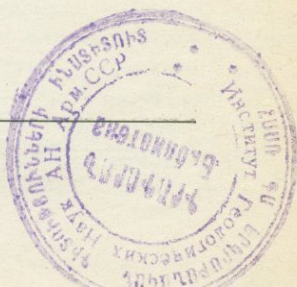
552.3 + 552.4

Допущено
Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебного пособия
для студентов геологических специальностей вузов

8516



МОСКВА НЕДРА 1980



УДК 552.3 + 552.4 (075.8)

Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород. Учебное пособие. М., «Недра», 1980, 424 с.

В настоящей книге приведены основные сведения об эндогенных (магматических, метаморфических и метасоматических) породах земной коры в объеме, соответствующем учебной программе по курсу «Петрография магматических и метаморфических пород» для геологических факультетов высших учебных заведений.

Работа состоит из трех основных частей. В первой части даны краткие сведения о внутреннем строении Земли, магме и горных породах, рассмотрены морфология тел эндогенных пород и их вещественный состав, основы петрохимии, физико-химические основы минерало- и породообразования, описаны породообразующие минералы магматических и метаморфических пород, текстуры и структуры эндогенных пород, а также методы структурного и микроструктурного анализа. Во второй части книги содержится характеристика главных типов магматических и метаморфических пород. Здесь рассмотрены общие вопросы метаморфического и метасоматического породо- и рудообразования, минеральные фации и разработанная автором общая температурно-фациальная систематика эндогенных пород. В третьей части книги приводится оригинальная классификация геологических формаций Земли (как для континентов, так и для океанов) и дается их характеристика.

Книга предназначена в качестве учебного пособия для студентов геологических факультетов вузов, может также представлять интерес для аспирантов и инженерно-технических работников геологических специальностей, занимающихся вопросами петрографии.

Табл. 23, ил. 95, список лит. 152 назв.

Рецензенты:

кафедра петрографии МГУ,
докт. геол.-минер. наук М. Г. РУБ

3 20805—080
043(01)—80 2—80

1904020500

© Издательство «Недра», 1980

При составлении предлагаемой книги был использован более чем сорокалетний (с 1936 г.) опыт автора по чтению курса «Петрография магматических и метаморфических пород». В связи с быстрым развитием науки об эндогенных горных породах, особенно в период научно-технической революции, курс за эти годы постоянно обновлялся и совершенствовался.

На современном этапе развития петрографии и смежных наук изучение процессов образования минералов, горных пород и связанных с последними полезных ископаемых ведется в двух направлениях: геолого-петрологическом и физико-химическом (термодинамическом) с учетом «трудностей, которые возникают вследствие значительной сложности и своеобразия природных процессов, существенно отличающихся от тех упрощенных опытных технологических моделей, на которых выросла классическая термодинамика» [В. А. Жариков, 1976, с. 10]. Геолого-петрологическое направление исследований геологических объектов относительно старо: оно существовало задолго до начала использования в петрографии поляризованного микроскопа. Второе направление — изучение взаимосвязанных химических и физических процессов на природных системах — было впервые применено в 50—60-х годах нашего столетия Д. С. Коржинским, использовавшим термодинамический аппарат, созданный в 60—70-х годах прошлого столетия Ф. Мосье и Дж. В. Гиббсом.

В предлагаемой книге в сжатой форме содержатся данные о магматических и метаморфических породах, необходимые для общей подготовки специалистов-геологов. Более полно освещены отдельные разделы этой дисциплины в следующих капитальных трудах: Ф. Л. Левинсон-Лессинг «Избранные труды» [1950, 1955], Д. С. Белянкин «Избранные труды» [1956, 1958], А. Н. Заварицкий «Избранные труды» [1956, 1958], А. Н. Заварицкий, В. С. Соболев «Физико-химические основы петрографии изверженных пород» [1961], Д. С. Коржинский «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях» [1955], «Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов» [1957] и др., Г. Н. Судовиков «Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии» [1964], Н. А. Елисеев «Метаморфизм» [1959], Ю. Ир. Половинкина «Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород» [1966], В. Н. Лодочников «Главнейшие пороодообразующие минералы» [1974], А. А. Годовиков «Минералогия» [1975], Г. М. Саранчина, Н. Ф. Шинкарев «Петрология магматических и метаморфических пород» [1973], А. А. Ма-

ракушев «Петрология метаморфических горных пород» [1973], Петрография, ч. 1 [1976], Л. Л. Перчук, И. Л. Рябчиков «Фазовое соответствие в минеральных системах» [1976], В. А. Жариков «Основы физико-химической петрологии» [1976], Г. Винклер «Генезис метаморфических пород» [1969], Ак. Миясиро «Метаморфизм и метаморфические пояса» [1976], Б. Бейли «Введение в петрографию» [1972], У. А. Дир, Р. А. Хаун, Дж. Зусман «Породообразующие минералы» [1965, 1966], И. Костов «Минералогия» [1971] и др.

Книга состоит из трех основных частей. В первой части рассматриваются морфология, структурно-текстурные особенности и вещественный состав эндогенных (магматических, метаморфических и метасоматических) пород. Во второй части книги приводится характеристика главных типов эндогенных пород — магматических и метаморфических, рассматриваются общие вопросы метаморфического и метасоматического породообразования, а также минеральные фации и разработанная автором температурно-фациальная систематика эндогенных пород. В третьей части излагается усовершенствованная классификация эндогенных геологических формаций Земли (как для континентов, так и для океанов). Материал, рассмотренный в предлагаемой книге, соответствует программе геологических факультетов вузов.

Автор считает своим приятным долгом выразить благодарность заведующему кафедрой петрографии МГУ проф. А. А. Маракушеву и сотрудникам этой кафедры Т. И. Фроловой и Р. Н. Соболеву, прочитавшим рукопись предлагаемой книги и сделавшим ценные замечания, а также всем другим работникам этой кафедры, принявшим участие в обсуждении рукописи. Автор весьма признателен рецензенту данной книги докт. геолого-минералогических наук М. Г. Руб за критические замечания и полезные советы по поводу рукописи, заведующему кафедрой физической и коллоидной химии Грузинского политехнического института им. В. И. Ленина доценту А. Э. Кахадзе и доценту кафедры технологии силикатов того же института А. В. Саруханишвили за советы по разделу «Физико-химические основы минерало- и породообразования», а также сотруднице петрологического отдела ГИ АН ГССР К. С. Гомарели за оказанную помощь в подготовке рукописи к печати.

Петрография [греч. «петра» — скала, камень; «графо» — пишу] — это наука о горных породах, слагающих в земной коре тела, различные по форме и размерам. Нередко эту дисциплину называют также петрологией [греч. «логос» — слово, понятие, мысль, разум]*.

Предметом петрографии является всестороннее изучение эндогенных горных пород, в частности их вещественного состава (химического и минерального), условий залегания, времени (возрасте) и места становления в развитии определенного геологического цикла, генезиса, фациальной и формационной принадлежности и др. Петрография является геологической дисциплиной, так как изучает горные породы, слагающие земную кору.

Обычно считают, что петрография как самостоятельная научная дисциплина начала развиваться (выделилась как отрасль геологии) в 50-х годах прошлого столетия, после того как английский естествоиспытатель Г. К. Сорби (Sorby) применил микроскоп для изучения порообразующих минералов в тонких шлифах горных пород. Г. К. Сорби в своих неоднократных публикациях пропагандировал изучение шлифов горных пород в проходящем свете. Он применил плоско- и циркулярно-поляризованный, параллельный и сходящийся (конический) свет. В статье, опубликованной в 1858 г., им была показана возможность использования жидких включений в минералах, наблюдаемых в шлифах, для определения температуры их кристаллизации, что положило начало современной геологической термометрии. Г. К. Сорби в 1863 г. изучил травленную поверхность метеоритов и стали, а также медленно охлажденный после плавления сиенит. В 1865 г. им был к микроскопу приспособлен спектроскоп с целью изучения окраски прозрачных минералов и цветных драгоценных камней. В 1869 г. он изучил включения жидкой углекислоты в ряде порообразующих минералов.

Применение микроскопа позволило установить полный минеральный состав и структуру горных пород, а также оптические особенности порообразующих минералов.

Историю развития петрографии обычно разделяют на два периода — до и после введения микроскопа.

* По представлениям зарубежных геологов, разделяемым А. Н. Заварицким и многими советскими специалистами, в том числе и автором данной книги, понятие «петрология» более широкое, чем «петрография», так как отражает и теоретическую сторону изучения горных пород, тогда как петрография — только описательную. В настоящей книге термины «петрография» и «петрология» рассматриваются как синонимы.

До использования поляризационного микроскопа горные породы изучались посредством лупы и химических анализов, методика которых была еще далека от совершенства. И все-таки многие важные представления о горных породах были установлены именно в этот период развития петрографии.

В 1742 г. М. В. Ломоносов опубликовал геологическую работу «О слоях Земли», где им были выделены три генетические группы горных пород — первичные (т. е. магматические) породы, вторичные хрупкие (т. е. осадочные, но не диагенезированные) и вторичные плотные — песчаники, известняки, глинистые сланцы.

В истории развития отечественной петрографии важными являются следующие даты. В 1773 г. в Петербурге основан Горный корпус, который позднее был реорганизован в Горный институт, где на лекциях по курсу «Геология» давались сведения и по петрографии. В 1783 г. в Петербурге Академия Наук объявила международный конкурс на тему «Классификация горных пород». В связи с этим был опубликован ряд работ по петрографии. В конце XVIII и начале XIX веков В. Севергин издал первый учебник по минералогии на русском языке, в котором отдельная глава была посвящена петрографии. В 1817 г. было основано Всероссийское минералогическое общество и начал издаваться первый периодический журнал по минералогии на русском языке, который публикуется и в настоящее время под названием «Записки Всесоюзного минералогического общества». В 1825 г. начал выходить «Горный журнал»; в значительной мере в нем освещались и петрографические вопросы.

Резкий подъем научной мысли наметился после внедрения микроскопических методов исследования горных пород. В 1866 г. вышел трехтомник Ф. Циркеля; в 1869 г. А. П. Карпинский опубликовал монографию об уральских метаморфических породах; в 1873—1877 гг. Г. Розенбуш издал книгу «Микроскопическая физиология»; в 90-х годах была опубликована монография Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, в которой на примере изучения Большого Кавказа был выдвинут ряд генетических вопросов в области петрографии. В это же время Е. С. Федоров разработал универсальный метод оптического изучения порообразующих минералов; прибор, которым он пользовался, был назван федоровским столиком.

О значении домикроскопического и микроскопического периодов в развитии науки о горных породах Ф. Ю. Левинсон-Лессинг писал следующее: «Петрография последнего полувека, и в особенности последних 25—30 лет, настолько существенно отличается от домикроскопической петрографии, что мы склонны совершенно забыть домикроскопическую петрографию или отрицать ее значение. Однако беспристрастное рассмотрение петрографических систем домикроскопического периода с очевидностью обнаруживает ошибочность такого взгляда и несправедливость такого отношения к предшественникам микроскопической петрографии» [1950, с. 13].

Развитие петрографии в России в начале XX века обусловило формирование двух научных школ — А. П. Карпинского и Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. В 50-х годах текущего столетия сформировалась школа А. Н. Заварицкого. В настоящее время успешно развивается научное направление Д. С. Коржинского, являющегося учеником А. Н. Заварицкого.

Большой вклад в развитие современной петрографии вносят научные школы некоторых научных центров СССР, в частности, московская (МГУ, ИГЕМ АН СССР), новосибирская, ленинградская, украинская, грузинская, среднеазиатская и др.

В настоящее время петрография успешно развивается в двух основных направлениях — в чисто геологическом (историческом), являющемся основным, и физико-химическом, осуществляемом в тесной связи с экспериментальными исследованиями, моделирующими геологические процессы. В этом и заключается особенность современного развития петрологии (петрографии) и всех других родственных естественно-исторических дисциплин.

Основоположником современного физико-химического направления в геологии следует считать А. Н. Заварицкого, опубликовавшего в 1926 г. книгу под названием «Физико-химические основы петрографии изверженных пород», представляющую собой оригинальное обобщение физико-химических идей в петрологии магматических пород. В настоящее время в СССР исследования в области физико-химической петрологии (физической геохимии) осуществляются в широких масштабах. Успешно развиваются они также в США и Канаде; менее систематический характер имеют эти исследования в ФРГ, Франции, Австралии, Англии и Японии [Жариков В. А., 1976].

МОРФОЛОГИЯ, СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЭНДОГЕННЫХ ПОРОД

Глава I

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ ЗЕМЛИ, МАГМЕ И ГОРНЫХ ПОРОДАХ

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Наша планета имеет форму, близкую к эллипсоиду (геоид), сплюснутому у полюсов и имеющему концентрическое строение. Длина экваториального радиуса Земли 6378, 245 км, полярного — 6356,863 км (средний радиус 6371,1110 км). Возраст Земли приблизительно 5 миллиардов лет; близок к этим цифрам возраст Солнца и Вселенной.

Вокруг Земли развита газовая оболочка — атмосфера — шириной примерно до 1300 км. Другая внешняя оболочка — гидросфера — имеет прерывистое распространение, она в виде воды и льда находится между атмосферой и литосферой — твердой оболочкой Земли. По современным представлениям, атмосфера и гидросфера образованы в результате дегазации мантии.

Непосредственно наблюдать строение недр Земли в естественных условиях возможно лишь до глубины 2—3 км, в сильно врезуемых ущельях некоторых высокогорных систем, например в Гималаях, Андах, Альпах, на Памире, Большом Кавказе и др.

Глубина искусственных горных выработок лишь в редких случаях достигает 2000—3000 м. Так, наиболее глубокая шахта в настоящее время находится в Индии, ее глубина 3187 м (2290 м от уровня моря). Имеются также сверхглубокие скважины на Кольском и Апшеронском полуостровах, в Калифорнии и Техасе, которые также поставляют сведения о строении земной коры.

Представление о строении несколько более глубоких частей нашей планеты можно составить по сильно приподнятым участкам земной коры (блокам), ранее (сотни миллионов лет тому назад) находившимся на больших (иногда более 10 км) глубинах; они сложены древнейшими горными породами, главным образом метаморфитами и гранитоидами. Однако все же главными методами изучения строения и состава Земли являются геофизические, в пер-

вую очередь сейсмический метод. Посредством последнего установлено, что в недрах Земли существуют две концентрические поверхности (границы), позволяющие выделить ядро и две оболочки — земную кору и мантию.

Земная кора (литосфера), или слой А, по классификации американского геофизика К. Буллена, представляет собой весьма гетерогенную оболочку (основные компоненты Si, Al, Fe), сформировавшуюся в результате длительной (в продолжение нескольких миллиардов лет) переработки мантийного вещества.

Неоднократными исследованиями установлено, что мощность земной коры в различных частях континентов различна и колеблется от 20 до 70 км. Под океанами она составляет 5—15 км. Общая средняя мощность земной коры оценивается в 35 км.

В пределах как континентов, так и океанов она состоит из трех слоев: осадочного, гранито-метаморфитового и базальтового.

Верхний, осадочный, слой характеризуется скоростями распространения продольных сейсмических волн $V_p = 2,0 \div 5,0$ км/с. На континентах этот слой сложен породами широкого стратиграфического диапазона — от верхнепротерозойских до четвертичных под океанами, вероятно, не старше фанерозойских. Мощность осадочного слоя на континентах 10—15, редко 15—25 км, в центральных же частях океанов не более 1 км.

Во втором, гранито-метаморфитовом слое скорость распространения продольных сейсмических волн 5,5—6,5 км/с, что подтверждается экспериментально полученными цифрами. Плотность вещества второго слоя 2,7 г/см³.

Третий слой по физическим свойствам, в том числе и скорости распространения упругих сейсмических волн, слагающего его вещества отвечает базальту. Это подтверждается результатами драгирования в рифтовых ущельях срединных хребтов. Для океанической коры $V_p = 6,8$ км/с, изменяясь от 6,5 до 7,1 км/с, что близко к цифрам, полученным для третьего слоя на континентах ($V_p = 6,6 \div 7,4$ км/с). Плотность вещества базальтового слоя $\approx 3,0$ г/см³. Вулканы занимают огромные пространства дна океанов. Второй слой океанической коры представлен преимущественно толеитовыми базальтами, по объему он равен 500 млн. км³, что в 20 раз превосходит объем синхронных вулканитов континентов и почти в 5 раз больше объема вулканогенных толщ фанерозоя материков. Вулканы дна океанов, составляющие второй океанический слой и образованные в результате ареальных извержений, сменялись щелочно-базальтовыми вулканитами, слагающими островные и подводные горы, надстраивающими консолидированную кору океанов [Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н., 1979].

Граница между гранито-метаморфитовым и базальтовым слоями устанавливается по сейсмической поверхности, называемой поверхностью Конрада, по имени ученого, впервые ее зафиксировавшего.

В основном земная кора состоит из эндогенных горных пород. По расчетам Ф. Кларка, до глубины 16 км соотношения горных пород в земной коре следующие (в %): магматические и метаморфические породы — 95, глинистые — 4, песчаные — 0,75, известковые — 0,25. На земной поверхности соотношение между этими горными породами совсем иное: магматическими и метаморфическими породами занято 25%, осадочными — 75%.

Нижней границей (подошвой) земной коры считается поверхность Мохоровичича. В среднем она залегает под континентами на глубине 35 км, под океанами — около 7 км. Эту поверхность впервые зафиксировал югославский геофизик Мохоровичич. Сокращенно ее называют поверхностью, либо разделом Мохо, и обозначают буквой М.

От раздела Мохо в направлении центра Земли отмечается повышение скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) упругих сейсмических волн и начинается следующая оболочка — м а н т и я. Мощность ее порядка 2900 км.

По характеру прохождения сейсмических волн в мантии К. Буллен выделяет три слоя: верхний В, промежуточный С, называемый также слоем, или разделом, Голицына, и нижний D. Верхний и промежуточный слои обычно объединяются под названием верхней мантии (основные ее компоненты Si, Fe, Mg).

Мощность слоя В — 60—250 км. В пределах этого слоя, на определенном уровне, отмечается уменьшение скоростей продольных и поперечных волн, что соответствует горизонту, или каналу, Гутенберга (T — 1500—1250° С); иногда этот слой называют астеносферой [греч. «астэнос» — слабый]. Верхняя граница этого горизонта фиксируется под континентами на глубинах 100—150 км, под океанами — 50—100 км, а нижняя на глубинах 200—400 км. В ряде мест устанавливается несколько астеносферных горизонтов, что обычно для переходных зон. По отсутствию поперечных волн (V_s) здесь предполагается наличие очень жидкого вещества (магмы). Полагают, что характер астеносферы обусловлен тенденцией повышения температуры по сравнению с давлением, а также переходом вещества из кристаллического состояния в аморфное.

Промежуточный слой С распространяется на 800—950 км в глубину и характеризуется быстрым нарастанием (11 км/с) градиента продольных волн при скорости поперечных волн 6,2 км/с; плотность слоя возрастает до 3,5 г/см³. Большинство исследователей промежуточную мантию С рассматривают как слой, где происходят фазовые преобразования — переход одних минеральных видов в другие, с более плотной упаковкой атомов, но с сохранением химического состава.

Нижний слой D устанавливается до глубины 2900 км от раздела Мохо (основные компоненты Fe, Mg, Ni; плотность 5,7—3,3; T — 3000—1500° С). Он характеризуется медленным возрастанием скорости волн (V_p = до 13,5; V_s = 7,3 км/с). Повышение плотности

объясняется общим возрастанием давления и плотной упаковкой вещества.

В ядре (основные компоненты Ni, Fe) Земли выделяются: внешняя и внутренняя части. Между ними отмечается переходная зона. Радиус R всего ядра равен 3500 км, внутреннего 1300 км. Прохождение V_s в ядре по направлению к центру затухает; V_p на границе внешней части ядра с мантией скачком понижается до $\sim 8,1$ км/с, а во внешней части ядра отмечается непрерывное возрастание V_p до 10,7 км/с (приблизительно на глубине 4700 км). На границе внутренней части ядра (переходная зона) V_p быстро растет (до 11,2 км/с), а затем, во внутреннем ядре, начинающемся на глубине 5100 км, в направлении центра уже не меняется.

На границе мантии с ядром плотность скачкообразно изменяется. Данные о плотности здесь неоднозначны. Большинство исследователей считают, что внешняя часть ядра (плотность 11,2—10; T — до 3870°C) находится в жидком состоянии, внутренняя же — твердая (плотность — 12). Часть исследователей полагают, что ядро состоит главным образом из соединений железа; другие допускают мантийный его состав с металлической фазой вещества.

Сила тяжести в земной коре и мантии с глубиной меняется незначительно и достигает максимума на границе мантии с ядром (в среднем в коре и мантии сила тяжести равняется 1000 см/с), далее она быстро уменьшается и в центре становится равной нулю.

Давление в направлении центра Земли возрастает постепенно: на границе с ядром $P \approx (1,3—1,4) \cdot 10^3$ кбар [или $(1,3—1,4) \cdot 10^{11}$ Па] в центре $P \approx (3,5 \pm 0,5) \cdot 10^3$ кбар [или $(3,5 \pm 5) \cdot 10^{11}$ Па]. Данные о температурном режиме земных недр весьма разноречивы и обусловлены тем вариантом гипотезы о происхождении Земли, какой придерживается тот или иной автор, т. е. какой, по их представлениям, была исходная температура Земли при ее формировании. При этом учитывается характер содержания радиоактивных веществ в недрах Земли. Допускается, что в земной коре происходит быстрое увеличение температуры (до 1500°C), далее температура возрастает медленно и во внутреннем ядре достигает 4750°C .

МАГМА

Магма [греч. «магма» — месиво, тесто] представляет собой силикатный расплав, образующийся в геологически активных частях земной коры и верхней мантии. При благоприятных условиях она перемещается в верхние горизонты земной коры вплоть до излияния на земную поверхность. В результате застывания магмы образуются интрузивные и эффузивные тела, сложенные различными горными породами.

Магму и магматическое породообразование можно наблюдать на вулканах, изучением которых занимается специальная наука — вулканология. Эта наука изучает не только важные научно-при-

кладные проблемы (закономерности образования и размещения полезных ископаемых вулканического происхождения, использование огромных запасов подземного тепла, главным образом для получения электроэнергии, прогноз извержений вулканов и землетрясений, освоение минеральных ресурсов дна морей и океанов), но и решает фундаментальные научные проблемы, связанные с развитием Земли и других планет.

Действующие вулканы известны в Италии, Японии, Исландии, США, Советском Союзе и других местах. В СССР они имеются на Камчатке и Курильских островах; к действующим можно отнести и Эльбрус на северном склоне Большого Кавказа, вершина которого временами «курится».

В период с 1964 по 1975 г., по данным С. А. Федотова и Ю. М. Дубика, на Камчатке и Курилах вулканические пароксизмы проявлялись в такой последовательности.

1964 г. — произошло катастрофическое извержение вулкана Шивелуч, продолжавшееся всего 1 ч. Энергия взрыва была эквивалентна взрыву водородной бомбы средней мощности. Вся верхняя часть вулкана объемом 2 км³ была раздроблена и переброшена на расстояние до 12 км; на ее месте образовался новый кратер диаметром более 2 км; живописные прежде южные склоны вулкана были превращены в каменную пустыню площадью 150 км². Это было одно из самых мощных извержений XX века.

1965 г. — извержение вулкана Безымянного. Купол, медленно росший в кратере с 1956 г., достиг к этому времени 700-метровой высоты. 10 марта над куполом поднялась газово-пепловая туча. Пепел был выброшен на высоту до 8 км и затем выпал на площади 30 000 км². С купола по прилегающим долинам устремились вниз разрушительные пирокластические потоки.

Подобные потоки — одно из наиболее опасных явлений на действующих вулканах. Выделяющиеся из лавы газы превращают застывающий расплав в газово-пепловую смесь, имеющую температуру около 800° С и отличающуюся чрезвычайной подвижностью. Скорость этих потоков достигает 150 км/ч.

1966 г. — на северном склоне Ключевой сопки произошел прорыв побочных кратеров. В течение трех месяцев лава по трещине в конусе вулкана изливалась на поверхность, образуя новый побочный вулкан и лавовый поток, который к концу извержения достиг объема 100 млн. м³ и продвинулся на 11 км от центра извержения.

1970 г. — вновь активизировался Карымский вулкан. Пепловая туча, взметнувшаяся на 6 км, была отнесена ветром в сторону океана. В первые дни извержения на склоны вулкана из вершины кратера излился лавовый поток. В течение трех лет после этого над кратером каждые полтора-два часа поднимался темно-серый «гриб» пеплового взрыва.

1972 г. — огненные фонтаны вулканических бомб поднялись над новым побочным конусом вулкана Алайд. В течение трех месяцев лавовый поток шаг за шагом отовоевывал пространство у Охотского моря, образуя новый мыс на о. Атласова.

1973 г. — жители Южных Курил и рыбаки, промышленявшие в этом районе, стали свидетелями извержения вулкана Тятя. На северном и южном склонах вулкана появились новые взрывные кратеры. За две недели извержения 200 млн. м³ пепла выпало в окрестностях вулкана.

1974 г. — на юго-западном склоне Ключевой сопки началось извержение побочного вулкана. На высоте 3600 м образовался новый кратер, а ниже по склону, в районе истока ледника Богдановича образовался лавовый поток.

1975 г. — в конце июня южнее вулкана Плоский Толбачик началась большая серия землетрясений, а 2 июля произошло самое сильное землетрясение из известных в жизни вулканов Ключевой группы. 6 июля в 18 км южнее Плоского Толбачика началось извержение, названное Большим трещинным Толбачикским



Рис. 1. Извержение конуса I вулкана Новый Толбачик 25 июля 1975 г., Камчатка. Фото Б. В. Иванова.

извержением (рис. 1), время которого было правильно предсказано П. И. Токаревым. Оно закончилось 10 декабря 1975 г. Это было крупнейшее из известных науке базальтовых извержений в Курило-Камчатском поясе. Активная зона вулканизма простиралась на 30 км от вершины Плоского Толбачика через Северный прорыв. В результате этого извержения возникли четыре новых моногенных вулкана (шлаковые конусы высотой до 340 м), раскаленная туча поднималась на высоту более 13 км, из вулканических аппаратов текла лава базальтового состава (лавовые реки или потоки), возникли лавовые покровы площадью около 40 км² и мощностью около 80 м. На вершине Плоского Толбачика образовался провал — новая вершинная кальдера диаметром 1700 м и глубиной более 0,5 км. Возникший здесь первый и самый крупный из новых конусов был назван в память крупнейшего вулканолога Георгия Степановича Горшкова вулканом Горшкова.

Наиболее катастрофическое из известных в истории человечества извержение произошло в 1470 г. до нашей эры на о. Тира в Эгейском море. Взлетел в воздух вулкан объемом вулканического материала в 80 млрд. м³. Катастрофа распространилась на много десятков километров и за несколько минут уничтожила критоминойскую цивилизацию в восточной части Средиземного моря. По мнению известного французского вулканолога Гаруна Тазиева, при современной концентрации в этой части Средиземноморья населения, промышленных предприятий и курортов такой взрыв

вулкана вызвал бы гибель миллионов людей и опустошения, превосходящие последствия атомных взрывов в Хиросиме и Нагасаки. Даже катастрофы меньшего масштаба, какими являются извержение Тамбора в 1815 г. в Зондском архипелаге, стоившее 100 000 жизней, или извержение вулкана Кракатау, происшедшее 70 лет спустя в Индонезии, повлекшее за собой 40 000 человеческих жертв, — в наши дни были бы намного страшнее. Считавшаяся «спящей» гора Ламингтон в Новой Гвинее в результате внезапного пробуждения в 1950 г. убила 5000 человек.

Известно, что при извержении и ныне действующего вулкана Везувия в 79 г. до нашей эры под мощным раскаленным слоем пепла были похоронены города древней цивилизации — Помпея, Геркуланум и Стибия.

Одно из самых грандиозных и губительных извержений произошло 8 мая 1902 г. на о. Мартиника (Малые Антильские острова), называемое «французской катастрофой». Вулкан Мон-Пеле, расположенный на северном конце острова, выбросил огромную раскаленную тучу из газов, переполненную тонким пеплом и крупным твердым материалом. Но вместо того чтобы взлететь вверх, как это обычно наблюдается на других вулканах, туча устремилась вниз и с необычайной быстротой скатилась по склону, распространяя смерть и опустошение на своем пути. Город Сент-Пьер, расположенный у подножия вулкана, на берегу моря, был полностью уничтожен раскаленной тучей в течение нескольких минут. Дома были сожжены и исковерканы, а 29 тысяч жителей города — удушены и сожжены. Свидетелями этого губительного извержения остались люди, живущие в тех окрестностях вулкана, которых не коснулась смертоносная туча. В 1929 и 1930 гг. извержение вулкана Мон-Пеле повторилось. Такие же раскаленные тучи скатывались по склонам, но на этот раз человеческих жертв не было.

О масштабе разрушений и жертв можно судить по следующим цифрам: по данным П. И. Токарева, в период с 1500 по 1970 г. на земном шаре погибло при извержениях вулканов около 240 тысяч человек, что составляет в среднем около 400 человек в год. Большое число человеческих жертв объясняется еще и тем, что в странах, где происходили извержения, поселки и города располагались, как правило, на склонах вулканов или непосредственно у их подножий.

Извержения вулканов — это мощные природные явления, и предотвратить их невозможно. Но познав их природу, люди в какой-то мере смогут их предсказать и тем самым смягчить их катастрофические последствия.

Прогноз извержения дается в двух вариантах: 1) долгосрочный прогноз активности вулканов и вулканической опасности и 2) краткосрочный прогноз места, энергии, времени и опасности извержения.

Долгосрочный прогноз, по П. И. Токареву, базируется на анализе прошлых извержений вулкана как по данным об изверже-

ниях в историческое время, так и по геологическим данным. Он определяет вероятность извержений в отдельные интервалы времени, вероятное место извержения, количество материала и энергии, характер извержения, области отложений различных продуктов извержений и дает оценку опасности прилегающей к вулкану территории (вулканическое районирование).

Краткосрочный прогноз извержений основывается на анализе возрастания давления в магматическом очаге и выводном канале вулкана. Возрастание давления в выводном канале вызывает напряжения и деформации в окружающих его горных породах, изменение их физических свойств. К наиболее характерным явлениям, предвещающим извержения, относятся вулканические землетрясения, деформации земной поверхности, изменения магнитного, электрического и гравитационного полей, изменения температуры и состава фумарольных газов и др. Эти явления могут быть зафиксированы точными приборами. Установив закономерности связи явлений, предвещающих извержения, с деятельностью вулкана и ведя непрерывные наблюдения за ними, можно представить время, место и энергию извержения и оценить его опасность.

Как правило, предвещающие явления особенно интенсивны перед сильными извержениями. Непрерывные наблюдения за сейсмическим режимом в районе Ключевской группы вулканов позволили предвидеть умеренные извержения вулкана Безымянного в 1959, 1960 и 1961 гг., а также гигантское извержение вулкана Шивелуч в 1964 г. Работы, выполненные по изучению концентрации радона в источниках вблизи вулкана Карымского, указывают на перспективность использования этого метода для прогноза извержения. Перспективен и метод, основанный на наблюдениях за деформациями земной поверхности в районе вулкана.

Извержения вулканов являются не только разрушающими, но и созидающими процессами. М. М. Василевский отмечает, что основным результатом изучения этих грозных явлений, помимо возможностей их прогнозирования и разработки мер защиты от них, явилось сознание того, что вулканы несут не только ужас и гибель — они созидают Землю. Они выражают общий геологический процесс развития нашей планеты, поставляя на поверхность вещество и энергию ее глубин. Полагают, что вулканическое происхождение имеют атмосфера Земли и воды Мирового океана, их минеральные богатства.

За последние 60—70 лет изучены законы распределения вулканов на поверхности Земли: выявлены протяженные пояса вулканизма, своеобразные «огненные кольца» планеты, которые располагаются вдоль глубинных разломов в земной коре (рифтов), связанных с островными цепями Мирового океана и горными окраинами континентов. Огромные поля вулканических пород покрывают ложе Мирового океана. Установлены и древние вулканические пояса, пересекавшие земную поверхность десятки и сотни миллионов и даже миллиардов лет назад.

Единого мнения о причинах возникновения (генерации) магмы пока еще нет. Считается, что магмы ультраосновного и основного состава зарождаются в верхней мантии и базальтовом слое Земли, а кремнекислотные — в гранито-метаморфитовом слое земной коры. Кроме того, полагают, что кремнекислотная (гранитоидная) магма является продуктом дифференциации мантийного вещества. Высказано также мнение о возникновении гранитоидной магмы в результате дифференциации глубинных трахибазальтов и трахиандезитов в зонах тектоно-магматической активизации. Что касается так называемых анатектических [греч. «ана» — вверх, в высшей степени, «тэксис» — расплавление] гранитоидов, то их возникновение допустимо лишь после образования протогранитоидов [греч. «протос» — первый], образованных в результате сложных аллохимических метаморфических (метасоматических) процессов, берущих свое начало в мантии Земли.

Температура излившейся магмы (лавы) от 900 до 1200° С, редко до 1350° С, интрузивной магмы — от 700 до 1100° С, иногда несколько выше.

Причины подъема магмы пока не совсем ясны. Для передвижения возникшей в недрах Земли магмы необходимо заложение магмаподводящего канала, т. е. образование трещины (разлома) в земной коре, достигающей магматического очага. Сильно возросшее в результате возникновения расплава давление разрешается подъемом магмы вдоль разлома. Другой причиной всплытия магмы кверху, по-видимому, является разность плотностей контактирующих веществ. Рамберг считает, что гранитный расплав при нормальных условиях давления будет иметь плотность, равную 2,4 г/см³, а вмещающие породы — около 2,8 г/см³. При этом возможная скорость движения гранитной магмы, вычисленная путем моделирования, 30 км за 150 тыс. лет.

Французский ученый А. Бло в результате сейсмологических наблюдений над вулканами Новых Гебридских островов, Японии и Южной Италии до их активности пришел к заключению, что землетрясения начинаются задолго до начала вулканических извержений и что с течением времени происходит постепенное передвижение вверх гипоцентра сейсмических процессов вплоть до поверхности Земли, что и является началом извержения. По мнению упомянутого исследователя, скорость подъема магмы довольно постоянна и для глубинных землетрясений составляет 1,8 км/день. Для землетрясений малых глубин в зоне действующих вулканов предельная скорость передвижения магмы 0,9 км/день [Петров В. П., 1974].

Остывание излившейся лавы происходит довольно медленно: наблюдения показывают, что лавовый поток значительного размера остывает приблизительно 10 лет. Так, пепел, выброшенный вулканом Катамаи, обеспечивал в течение нескольких лет деятельность нескольких тысяч фумарол, что дало название этой местности «Долина Десяти Тысяч Дымов».

По данным Е. С. Ларсена, производившего в 1945 г. расчет скорости остывания интрузивных тел после внедрения магмы, образовавшийся близ поверхности силл мощностью 100 м остывает примерно 100 лет, а крутопадающее цилиндрическое тело, находящееся на глубине 5 км в продолжение примерно 1 млн. лет, может потерять только лишь 1/5 часть своего первоначального пепла [Петров В. П., 1974].

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Горная порода представляет собой естественный минеральный агрегат [лат. «агрегатус» — присоединенный] определенного состава, текстуры, структуры и генезиса, слагающий геологическое тело. Она может состоять из минералов, обломков горных пород и окаменелой фауны, вулканического стекла и пирокластолитов — вулканического обломочного материала различного размера.

К горным породам не относятся осадки, находящиеся на дне современных водных бассейнов или вдоль их берегов. В результате же уплотнения (диагенезиса) подобных осадков, существовавших в геологическом прошлом, возникли осадочные горные породы.

Все горные породы, слагающие земную кору, делятся на две группы (табл. 1): эндогенную (собственно магматические, метаморфические, метасоматические породы) и экзогенную (осадочные, или седиментогенные, породы).

В настоящей работе рассматривается первая группа горных пород. Вторую группу горных пород изучает специальная дисциплина, называемая петрографией осадочных пород, или литологией.

Магматическая порода. Под магматическими породами понимаются естественные ассоциации либо минералов, либо минералов и вулканического стекла, либо одного вулканического стекла, образовавшиеся в результате кристаллизации или застывания магматических расплавов [Систематика магматических горных пород, 1978].

ТАБЛИЦА 1

Геологическая классификация горных пород

Эндогенная группа (магматические метаморфические, метасоматические породы)	Экзогенная группа (седиментогенные породы)
Излившиеся породы и их пирокластолиты (туфы, туфобрекчии и др.) Глубинные породы: интрузивные метаморфические и метасоматические	Продукты механической дифференциации (псефитолиты, пелитолиты, алевролиты, пелитолиты) Продукты химической и биохимической дифференциации (аллиты, латериты и бокситы, ферролиты, манганолиты и др.)



3158

Магматические породы и сложенные ими тела образуются в результате подъема магмы из магматического очага, ее внедрения на различные уровни земной коры и медленного остывания в виде глубинного (интрузивного, плутонического) тела, либо излияния (извержения) магмы (лавы) на земную поверхность (на континентах или на дне водных бассейнов — озер, морей, океанов) и относительно быстрого остывания с образованием излившегося (эффузивного, вулканического) тела.

Метаморфическая порода. Понятие «метаморфическая порода» введено Ч. Лайеллем. Она образуется в результате метаморфизма (преобразования, превращения) каких-либо исходных горных пород — осадочных или магматических. Главными факторами метаморфизма (метаморфических процессов) являются температура (T), давление (P) и химическая активность растворов. Существенное значение имеет состав исходных (первоначальных, материнских) пород.

В результате метаморфического процесса происходит распад исходных минералов и образование других, более устойчивых к новой обстановке минеральных ассоциаций. Иначе говоря, происходит перекристаллизация (частичная или полная) исходных породообразующих минералов, что, естественно, сопровождается нарушением пространственных взаимоотношений минералов в горной породе и возникновением новых текстур и структур.

Различают изохимический и аллохимический процессы метаморфизма. В первом случае химический состав метаморфической породы почти не меняется, во втором — состав метаморфической породы становится несколько иным, что вызвано притоком вещества восходящими растворами, вытесняющим некоторые исходные соединения. В данном случае происходят обменные реакции, что в геологии называется метасоматозом (метасоматическим процессом). По Д. С. Коржинскому, метасоматоз, происходящий как в эндогенных, так и экзогенных условиях, представляет собой «замещение горной породы с изменением химического состава». При этом процессе «растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течение процесса замещаемые горные породы все время сохраняют твердое состояние». Таким образом, можно считать, что метасоматические породы являются в какой-то степени разновидностью метаморфических.

Температура формирования метаморфической породы несколько ниже температуры кристаллизации интрузивной магмы, так как метаморфизм совершается в твердом состоянии (ниже температуры плавления).

Петрография магматических и метаморфических пород тесно связана с различными научными дисциплинами. Она широко использует их достижения. Из неспециальных дисциплин к таким относятся физика и химия, из специальных — кристаллография,

геология изотопов, минералогия, геохимия, вулканология, литология, учение о рудных месторождениях, динамическая и историческая геология, геотектоника и др.

Изучение эндогенных горных пород имеет громадное как теоретическое, так и практическое значение. Теоретическое значение этих исследований заключается в установлении состава и строения земной коры и более глубоких слоев Земли для расшифровки процессов, совершающихся в ее недрах, установление возраста горных пород и Земли в целом и др. Как и другие геологические науки, петрология способствует созданию рациональной модели возникновения Земли и Солнечной системы. Практическое значение изучения эндогенных горных пород и сложенных ими тел заключается прежде всего в том, что с горными породами определенного состава и генезиса связаны месторождения полезных ископаемых, а в последнее время и сами горные породы все в большей степени становятся объектами практического использования.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Методы петрологических исследований могут быть двух видов: полевые (геологические) и камеральные (лабораторные). При полевых исследованиях устанавливаются формы залегания тел горных пород и их размеры, закономерная трещиноватость и отдельность, контактовые изменения вмещающих горных пород (контактный метаморфизм), изменение состава горных пород в пределах какого-либо геологического тела (постепенные или резкие переходы, пересечения одними магматическими телами других тел), текстурные особенности горных пород, унаследованная сланцеватость и полосчатость в метаморфитах, кристаллизационная сланцеватость, направление изменения степени метаморфизма, рудопроявления и др. Камеральные методы изучения горных пород многообразны; к ним относятся кристаллооптические исследования в шлифах горных пород посредством поляризационного микроскопа с использованием федоровского столика и иммерсионных жидкостей, петрохимические исследования, изучение породообразующих мономинеральных фракций и др.

Исключительно большие успехи физики позволили разработать электронную аппаратуру — изотопный и молекулярный масс-спектрометр, газо-жидкостный хроматограф, прибор магнитно-ядерного резонанса, что дало возможность получить обширную информацию о вещественном составе горных пород и руд.

За последнюю четверть века были созданы приборы для количественного спектрального анализа природного вещества. В СССР разработан метод количественного спектрального анализа горных пород и минералов способом вдувания порошковых проб непосредственно в плазму дугового электрического разряда, используемый с целью обнаружения полезных компонентов по ореолам рассеяния в магматических и осадочных породах и вследствие налажен-

ной автоматизации позволяющий ежегодно анализировать многие миллионы проб на присутствие широкого комплекса малых, редких и рассеянных элементов.

Высокой чувствительностью и точностью определения характеризуется автоматизированный прибор для атомно-абсорбционного спектрального анализа. Расширяется область применения прибора, называемого квантометром, с помощью которого можно одновременно определить присутствие в горной породе 28 химических элементов; с использованием же вспомогательных устройств количество определяемых элементов возрастает вдвое.

Для определения непосредственно в штуфе состава горной породы начали применять импульсный нейтронный метод. Новейшим методом микроспектрального анализа состава минералов и включений в них является лазерно-локальный, весьма перспективен в этом отношении и электронно-зондовый микроанализатор.

Электронный микроскоп (ЭМ) является одним из наиболее важных приборов для изучения природных соединений. Современные приборы просвечивающего типа дают возможность получить одновременно морфологические, структурные и химические характеристики для микрочастиц минералов размером менее 1 мкм. Весьма эффективен ЭМ при исследовании вещественной и структурной неоднородности оптически однородных минералов, позволяющий уточнить их природу, выяснить формы вхождения ценных микроэлементов в минералы-носители и др. Растровый электронный микроскоп (РЭМ) позволяет получить по принципу телевизионной развертки объемные изображения поверхности массивных образцов с одновременным определением поэлементного состава выявленных фаз.

Для исследования структуры кристаллов уже давно с успехом применяется рентгеновский метод (рентгеноструктурный анализ), однако он не позволяет получить структурные данные отдельных частиц тонкодисперсных, плохо окристаллизованных минералов. С изобретением сверхвысоковольтного электронного микроскопа (СЭМ) — электронографа и разработкой метода микродифракции этот пробел был заполнен. Усовершенствованные СЭМ позволяют получить изображения узловых плоскостей кристаллических решеток с межплоскостным расстоянием около 10^{-10} м (1 Å).

Глава 2

МОРФОЛОГИЯ ТЕЛ ЭНДОГЕННЫХ ПОРОД

МОРФОЛОГИЯ ТЕЛ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

По морфологическим особенностям тела магматических пород объединяют в две группы — тела излившихся и тела глубинных пород. В свою очередь в пределах каждой из этих групп форма тел



Рис. 2. Лавовый покров в Исландии, вулкан Лаки. По Г. В. Тиррелю, 1933 г. Образован в 1783 г. в результате трещинного излияния лавы. Трещина фиксируется расположением небольших конусов.

определяется геологической обстановкой области — стадией геологического развития участка земной коры, в которой происходит магматический процесс.

Морфология тел излившихся пород. По морфологическим признакам среди тел, образующих положительные формы, выделяют простые тела и сложные. К числу первых относятся: лавовый покров, лавовый поток, некк (жерловина), вулканический (экструзивный) купол (пик, игла) и диатрема (трубка взрыва), к числу вторых — вулканический конус, стратовулкан, щитовидный вулкан.

По типу извержений выделяют трещинные, или линейные, и центральные извержения, что также находит отражение в форме тел.

По выражению в рельефе эти формы могут быть как положительными (покровы, потоки, некки, вулканические купола, диатремы, вулканические конусы, стратовулканы, щитовидные вулканы), так и отрицательными (кратеры, маары, лавовые колодцы, кальдеры).

Лавовый покров — это плоское тело больших размеров (рис. 2), мощность которого по сравнению с площадью невелика, обычно 6—30 м. При повторных пароксизмах излияний суммарная мощность тела может увеличиться до 1800—3000 м. Протяженные и мощные базальтовые покровы (вулканические плато) известны в Бразилии (750 000 км²), на плоскогорье Декан (650 000 км²), в Сибири (270 000 км²).

Излияние лав базальтового или андезит-базальтового состава происходит спокойно, вследствие чего обломочный вулканический материал в покровах почти не встречается.

Лавовые покровы особенно хорошо фиксируются на континентах. В геосинклиналях они образуют тела гораздо больших размеров, нежели на континентах, однако вследствие дислоцированности и метаморфизации установление их морфологических особенностей затруднено.

Лавовый поток представляет собой сильно вытянутое тело, возникшее в результате движения лавы по наклонной поверхности рельефа; длина потока намного больше его ширины. Нередко потоки заполняют ущелья рек и долины. Образуются они чаще при центральных извержениях, чем при трещинных. Потоки

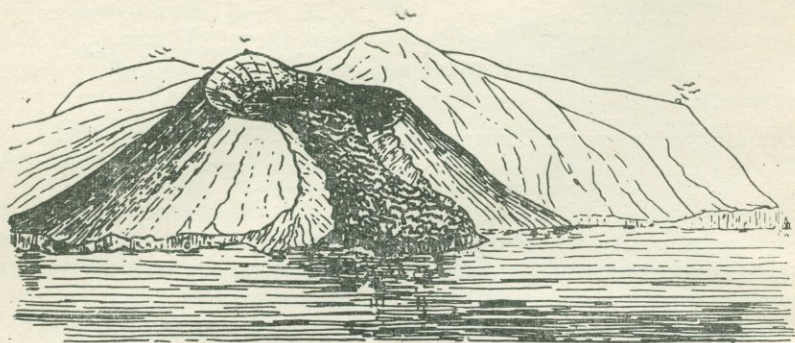


Рис. 3. Вытекающая из кратера туфового конуса лава обсидиана. Остров Липари, Италия. По Р. О. Дэли, 1914 г.

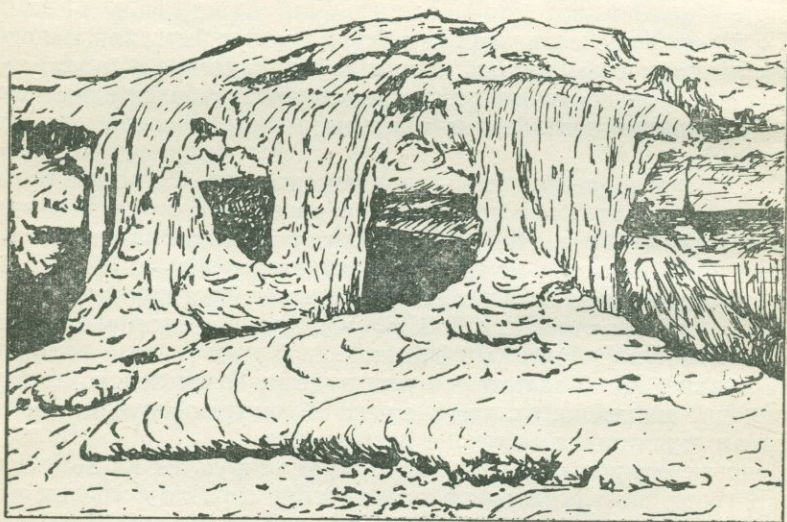


Рис. 4. Лавовый каскад (лавопад). Вулкан Килауэа, Гавайские острова. По А. Холмсу, 1949 г.

В нижней части рисунка видна лава с типичной волнистой поверхностью.

кислых лав обычно более короткие (1—10 км) и мощные (до 25—30 м), а потоки основных лав, особенно волнистых и *аа*-лав, достигают десятков километров.

Лавовые потоки хорошо наблюдаются в современных и четвертичных вулканических районах. В частности, они известны в районе Гавайских островов, на о. Липари в Италии (рис. 3), на Камчатке, в Казбекской вулканической области, в Армении и других местах.

Среди базальтовых лавовых потоков по текстурным особенностям различают потоки, сложенные волнистыми (пахоехое) лавами, *аа*-лавами, связанными в грубые фрагменты с большим числом пор и пустот, блоковыми лавами, состоящими из многочисленных полигедральной формы обломков и шаровыми (пилоу), характеризующимися фрагментами шаровой или овоидальной формы.

Лавовые каскады (круто падающие вязкие лавы) относятся также к категории лавовых потоков (рис. 4).

Некк (ж е р л о в и н а) [англ. «некк» — горлышко, шея] — столбообразное тело, выполняющее жерло вулкана (лаво- или магмоподводящий канал) вулканическим материалом — лавой, пирокластолитами, туфолавой, туфами, лавобрекчиями, вулканическими брекчиями и др. В поперечном сечении некки бывают округлыми, овальными и неправильных очертаний размером от нескольких метров до 1,5 км и более. При разрушении рыхлого вулканического материала некки, сложенные обычно более твердыми породами остаются, образуя характерные столбы. Породы, слагающие некки, обычно сильно изменены постмагматическими газо-гидротермами. Нередко некки являются рудомещающими.

Вулканический купол (пик, и г л а) — куполовидное тело, имеющее высоту до 700—800 м и крутые склоны (40° и больше). Образуется в результате выжимания из вулканического канала вязкой лавы. Примерами таких куполов являются Мон-Пеле на Мартинике (рис. 5), Мерапи на Яве, Безымянный на Камчатке и др. Вязкая лава закупоривает магмоподводящий канал, что стимулирует взрывную деятельность вулкана, выделение газов, раскаленных туч и лавин. Сначала образуется твердая



Рис. 5. Вулканический купол Мон-Пеле высотой более 400 м. Остров Мартиника, Антильские острова. По А. Лакруа, 1907 г.

корка, впоследствии выдавливаемая вверх; в результате быстрого остывания корка растрескивается, и лавы откатываются по склону. Внутренняя часть (ядро) вулканического купола охлаждается медленно, с образованием массивной лавы. Строение вулканического купола правильно-слоистое, либо веерообразно-слоистое. Порой на вершине купола в результате просадки охлажденного материала или снижения уровня лавы в жерле образуется чашеобразная впадина.

Диатрема (трубка взрыва) [греч. «диа» — через, «трэма» — отверстие, дыра] — трубообразный вулканический канал, имеющий в плане круглое или овальное очертание и образующийся в результате однократного прорыва газов. При этом имеет место не излияние лавы, а ее внедрение в магмаподводящий канал, сложенный вулканической брекчией. Диаметр поперечного сечения диатрем до 1 км. Наряду с вулканическим материалом диатрема заполнена обломками горных пород из стенок канала (базальты, лимбургиты, вулканические туфы, кимберлиты и осадочные породы). Особый интерес представляют алмазоносные диатремы, сложенные кимберлитовой брекчией. Между отдельными трубками на глубине существует связь в виде даек, являющихся их корнями, раздувы которых они представляют.

В. П. Петров [1974] отмечает, что находка коэсита, включенного в алмаз кимберлитов, доказывает глубинное происхождение последнего. Образование алмаза происходит, видимо, в интервале $4-5 \cdot 10^9$ Па, коэсита — $2-4,5 \cdot 10^9$ Па. При быстром внедрении кимберлита (в трубках взрыва) алмаз сохраняется, а при медленном внедрении он отсутствует, по той причине, что он (как и коэсит) переходит в модификацию низкого давления. Так как современные кимберлитовые извержения не известны, то трудно утверждать, что образование кимберлитов сопровождалось взрывными явлениями наподобие взрыва бомб. Возможно, что эти «взрывы» по своему характеру в принципе не отличались от извержения вулкана.

Вулканический конус — вулканическая постройка, имеющая форму конуса (см. рис. 3; рис. 6); образуется путем отложения вулканического материала вокруг жерла. Форма конуса обусловлена степенью текучести лавы, а также характером рыхлого материала (пепла, шлаков, лавобрекчии и др.). Обычно на вершине вулканического конуса находится кратер, вследствие чего вершины конусов срезаны. Крутизна склонов вулканического конуса определяется размерами обломков. При выбросе тонкого материала образуются склоны с углом от 30 до 35°; более грубый материал, естественно, скапливается вблизи кратера, создавая склоны с уклоном до 40° и более. Скорость роста шлаковых вулканических конусов весьма значительна. Так, вулканический конус Парикутин в Мексике, возникший на ровном месте, в течение недели вырос до 140 м, а к концу второго месяца высота его измерялась 300 м. На склонах главных конусов

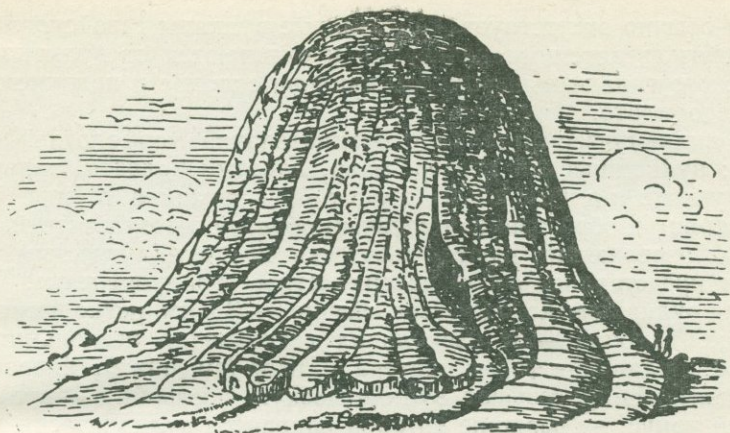


Рис. 6. Вулканический конус, сложенный вязкой лавой. Вулкан Реинион, находящийся восточнее о. Мадагаскар.

располагаются мелкие побочные (паразитические) конусы и трещины, из которых вытекают потоки лавы. Застывшая в трещинах лава образует дайки, значительно укрепляющие вулканическую постройку. Склоны крупных вулканических конусов бывают изборозжены барранкосами [исп. «барранко» — глубокий овраг, ущелье] — оврагами, радиально расходящимися от вершины к подножию вулкана, образовавшимся в результате размыва склонов дождевыми и тальми водами, а также выпавивающего действия сухих лавин, скатывающихся из кратера.

Стратовулкан (с м е ш а н н ы й в у л к а н) представляет собой вулканический конус, построенный из рыхлого материала (бомб, лапиллей, пепла и др.), выбросы которого обычно предваряют вулканические извержения взрывного характера и лавовых потоков. Далее происходит периодическое чередование эксплозивной деятельности с почти чисто лавовой. Стратовулкан является наиболее распространенной формой центрального типа.

Щитовидный вулкан — вулканическое сооружение, образовавшееся в результате многократных излиний жидкой лавы. Имеет форму очень пологого щита, падение склонов которого в верхней части $7-8^\circ$, в нижней $3-6^\circ$. На вершине щитовидного вулкана располагаются кратеры, имеющие вид широких блюдцеобразных впадин с крутыми, часто вертикальными или террасообразно-ступенчатыми стенками. На дне кратеров действующих щитовидных вулканов находится жидкая (разливающаяся) лава в виде озер. В недействующих щитовидных вулканах лава застывшая.

Различают два типа щитовидных вулканов: исландский и гавайский. Щитовидные вулканы первого типа редко достигают в высоту 1000 м (часто менее 100 м), их поперечник в десятки раз больше высоты; угол наклона склона очень большой, вершинное

плато обычно отсутствует. Щитовидные вулканы гавайского типа обладают гигантскими размерами и отличаются от вулканов исландского типа меньшим углом наклона склонов и наличием вершинного плато.

К вулканическим телам с отрицательной морфологией относятся: вулканический кратер, маар, лавовый колодец, кальдера.

Вулканический кратер — впадина в виде чаши или воронки, образованная главным образом в результате эксплозивных извержений. Кратер тесно связан с вулканическим каналом и представляет собой поверхностное его проявление. Поперечник вулканического кратера обычно 2—2,5 км, редко несколько больше, глубина — от нескольких десятков до нескольких сот метров. Начальная форма кратера — маар (см. ниже). Многократные извержения создают вулканическую постройку — вулканический конус, на вершине которой находится вулканический кратер. Возникающие на вершинах вулканических конусов стенки кратеров, часто крутые и скалистые, и сложены лавой либо пирокластолитами, либо тем и другим. Плоское дно кратера, если оно не завалено обломками вулканических пород, имеет воронкообразную форму. В действующих вулканах на дне кратера находятся одно или несколько б о к к а , откуда выбиваются фумаролы [от итал. «фумарола» — дым] — выходы вулканического газа и пара в виде струй или спокойно парящих масс из трещин или каналов на поверхности вулкана или из неостывших лавовых и пирокластических потоков и покровов.

Нередко кратеры бывают гнездообразными («кратер в кратере»), т. е. когда внутри большого (главного), более раннего кратера в результате сокращения объема вулканической деятельности образуются другие кратеры. «Кратер в кратере» развивается над сокращенным в диаметре магмаподводящим каналом (жерлом). Различают также латеральные кратеры (побочные, паразитические); они расположены на склоне главного вулкана (вулканического конуса) и представляют поверхностное выражение дополнительного магмавыводного канала, отходящего от центрального (главного) магмавыводного канала.

Маар — относительно плоскодонный кратер взрыва с жерлом без конуса, но окруженный невысоким валом из рыхлых продуктов извержения, представляющих собой горные породы, слагающие стенки жерла. Маары иногда заполнены водой. Поперечник маара колеблется от 200 до 3200 м, глубина — от 150 до 400 м. Маары образуются в результате одного взрыва. Для них характерно незначительное развитие шлаковой постройки, отсутствие вытекающего из него лавового потока, короткий период извержения и большая сила взрыва.

Лавовый колодец — цилиндрический провал, образующийся на дне кратера, на склонах щитовидных вулканов (известны на Гавайских островах) и на некоторых базальтовых вулканических покровах.



Рис. 7. Кальдера, расположенная вокруг вулкана Карымского (вид с запада). Диаметр кальдеры около 5 км; она обрамлена уступом высотой до 50 м. Между северным склоном вулкана и уступом кальдеры лежат потоки дацитов. У южных склонов конуса уступ кальдеры отсутствует, вследствие чего лавовые потоки вытекли к югу.

К а л ь д е р а [порт. «кальдера» — котел] — циркообразная впадина с крутыми стенками и более или менее ровным дном (рис. 7), образовавшаяся не в результате вулканической активности, как это имеет место при кратерообразовании, а вследствие провала вершины вулкана и в некоторых случаях прилегающей к нему местности. Полагают, что при энергичных вулканических пароксизмах со взрывами выбрасывается огромное количество магмы, происходит опустошение вулканической камеры, опережающее ее заполнение из глубины. По этой причине кровля вулкана оказывается лишенной опоры и обрушивается. Так было объяснено образование кальдеры Кракатау в 1883 г.

От кратера кальдера отличается происхождением и большими размерами (в поперечнике до 10—15 км и больше).

В. И. Влодавец выделяет следующие виды кальдер: 1) кальдера обрушения — круглая или округленная вулканическая депрессия с наклонными стенками, возникшая вследствие обрушения стенок кратера, образованного сильным взрывом; 2) кальдера оседания — круглая или овальная вулканическая депрессия с крутыми стенками, образовавшаяся в результате оседания кровли в связи с понижением уровня магмы в камере после сильного извержения; 3) кальдера провальная (скрытовулканическая) — вулканическая депрессия округлой формы, характеризующаяся отсутствием вулканических провалений по ограничивающей ее линии.

Морфология тел глубинных пород. Выделяют следующие морфологические виды глубинных тел (интрузий): среди согласных — силл (залежь, пластовая интрузия), лополит, этмолит, лакколит, бисмалит и факолит; среди несогласных — хонслит, дайка, апо-

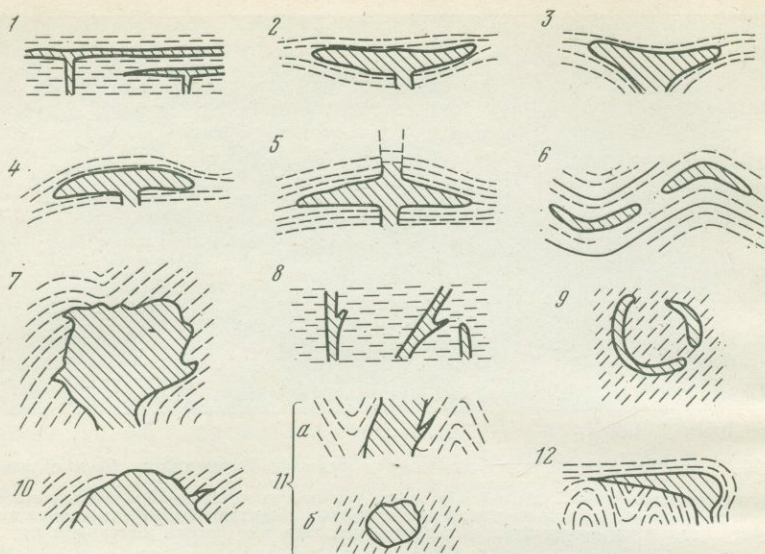


Рис. 8. Схематическое изображение форм залегания интрузивных тел.

Согласные тела: 1 — силл (интрузивная залежь, пластовая интрузия), 2 — лополит, 3 — этмолит, 4 — лакколлит, 5 — бисмалит, 6 — факолит, несогласные тела: 7 — хонолит, 8 — дайка, апофиза, 9 — кольцевая интрузия (кольцевая дайка, субвулкан), 10 — батолит, 11 — шток (а — разрез, б — план), 12 — гарполит

физа, центральная кольцевая интрузия (кольцевая дайка, субвулкан), батолит, шток и гарполит.

Силл (интрузивная залежь, пластовая интрузия) [англ. «силл» — порог] — пластообразное интрузивное тело, залегающее в горизонтально лежащих или слабо дислоцированных осадочных толщах (рис. 8, 1). Морфологически подобен вулканическому покрову, с которым он обычно связан генетически. Силлы большого размера возникают при внедрении основной (базальтовой) магмы. Поверхности, ограничивающие силлы сверху и снизу, на значительных расстояниях почти параллельны.

Размер силлов зависит от объема внедрившейся магмы, ее напора, температуры и сцепливающей способности слоев. Мощность может колебаться от небольшой до нескольких сот метров. Площадь, на которую распространяется силл, может достигать многих тысяч квадратных километров. Например, на Сибирской платформе один из силлов достигает десятков тысяч квадратных километров, в провинции Карру на юге Африки площадь силла 570 000 км².

Лополит [греч. «лопос» — чаша, плоское глиняное блюдо] по своему происхождению близок к силлам. Состав пород базитовый. От силлов лополиты отличаются прогнутостью в средней части, напоминая гигантскую чашу с отношением мощности к диаметру примерно 1 : 10 (рис. 8, 2). Лополиты встречаются на

платформах и приурочены к крупным синклиналильным депрессиям. Естественно допустить, что они представляют собой осложненную форму силлообразования вследствие прогибания толщи слоев, вмещающих крупное магматическое тело. В качестве примера можно привести лополит Садбэри (пров. Онтарио), площадь которого составляет 55×30 км, мощность (глубина) неизвестна. Весьма крупным является Дулутский лополит (штат Миннесота). Его поперечник 250 км, глубина 15 км, объем 200 000 км³. По размерам он сопоставим с Гавайским щитом. Бушвелдский лополит в Африке, по Б. Бейли [1972], неясного происхождения, имеет площадь 400×250 км, глубина неизвестна. Лополиты сложены базитами и ультрабазитами; резко подчиненное значение имеют более поздние кремнекислотные интрузивные тела, обычно занимающие верхнюю часть лополита, как это, в частности, наблюдается в Бушвелдском лополите.

Э т м о л и т [греч. «этмос» — воронка] — чашеобразное тело с воронкообразным окончанием в нижней части, представляющим собой бывший магмоподводящий канал (см. рис. 8, 3). Вмещающие осадочные слои по отношению к нижней крутопадающей поверхности этмолита наклонены вниз. Этмолиты первоначально были описаны в Альпах; впоследствии они были встречены и на платформах. Можно думать, что этмолит формируется на поздней стадии развития мощного силла по схеме силл → лополит → этмолит. Это хорошо иллюстрируется на примере Бушвелдского лополита, к низу приобретающего воронкообразную форму.

Л а к к о л и т [греч. «лаккос» — полость, углубление] — грибообразное или караваяеобразное тело, расположенное согласно с вмещающими осадочными слоями (см. рис. 8, 4). Форма его в плане близка круговой или эллиптической. Дно (лежащий бок) лакколита более или менее горизонтальное, а кровля выпуклая (приподнятая вверх) наподобие свода, что вызвано напором (давлением) вязкой (кремнекислотной) магмы, которая, проникая между слоями, не способна распространяться на значительное расстояние, чтобы образовать силл. Магма скапливается вблизи магмовыводного канала, постепенно приподнимая слои кровли и агрессивно завоеывая себе пространство. Лакколиты встречаются поодиночке, либо группами. Обычно они наблюдаются в верхнем структурном ярусе. Размеры лакколитов сравнительно небольшие — от сотен метров до нескольких километров в диаметре.

Б и с м а л и т [греч. «бисма» — пробка] — представляет собой позднюю стадию формирования лакколита (см. рис. 8, 5). В тех случаях, когда давление вязкой (кремнекислотной) магмы превышает вес вышележащих слоев, в кровле лакколита может появиться система трещин, куда внедряется магма с образованием секущего цилиндрического тела. Таким образом, бисмалит является частично несогласным телом.

Ф а к о л и т [греч. «фако» — линза] — небольшого размера интрузивное тело линзообразной формы, расположенное обычно

в замке антиклинальной, иногда синклинальной складки (см. рис. 8, 6). Форма факолита является следствием складчатости. Он образуется во время складчатых деформаций осадочных слоев и особенно характерен для офиолитовых (альпинотипных) гипербазитов. Встречаются также факолиты, сложенные гранитоидами.

Хонолит [греч. «хонево» — отливая] — тело неправильной формы. Интрузировавшая в дислоцированные вмещающие горные породы магма занимает пространство агрессивно; происходит обрушение горных пород кровли и их поглощение (ассимиляция) и раздвигание блоков горных пород вдоль возникших в складчатой системе разрывов (см. рис. 8, 7). Хонолит сложен обычно гранитоидами.

Дайка — вертикальное или крутопадающее тело, ограниченное двумя параллельными стенками трещин и простирающееся от нескольких метров до сотен и тысяч метров и километров (см. рис. 8, 8). Мощность дайки колеблется также в широких пределах: от сантиметров до нескольких километров. Кроме даек, которые образованы путем заполнения магмой тектонических трещин (разломов) и их раздвигания под напором (давлением) расплава, существуют также дайки, окончательное формирование которых в тектонических разломах завершается аллометаморфическим (метасоматическим) путем. К ним относятся дайки некоторых гранитов, сениитов, монзонитов, аплитов, пегматитов и других горных пород. Кроме того, известны экзогенные дайки, образованные путем заполнения трещин осадочным материалом. По характеру пространственного размещения различают групповые дайки, нередко образующие поясы, радиальные дайки, расходящиеся из одного центра, и кольцевые дайки. Самая крупная так называемая Большая дайка известна в Южной Родезии; она простирается почти прямолинейно на 530 км, имея среднюю мощность 5,5 км, сложена базитами и ультрабазитами.

Апофиза [греч. «апофизис» — отросток] — ответвление от магматического тела, связь с которым можно непосредственно проследить, либо экстраполировать. Апофизы имеют форму дайки, либо неправильного удлиненного тела.

Кольцевая интрузия (кольцевая дайка, субвулкан) имеет в плане форму дуги или замкнутого кольца, часто неправильной формы (см. рис. 8, 9). Падение тела вертикальное или крутое, направленное наружу от общего центра, в противоположность коническим слоям. Полагают, что дайки этого типа образуются при опускании в магму блоков горных пород, конической и кольцевой формы, что вызывает выжимание магмы в полость, окружающую блоки. Излияние магмы на поверхность Земли происходит тогда, когда кольцевые трещины достигают земной поверхности. Из встречающихся в мире кольцевых интрузий крупнейшей является Хибинский субвулкан. В качестве примера кольцевой интрузии на рис. 9 приводится геологическая схема кольцевого тела острова Малл.

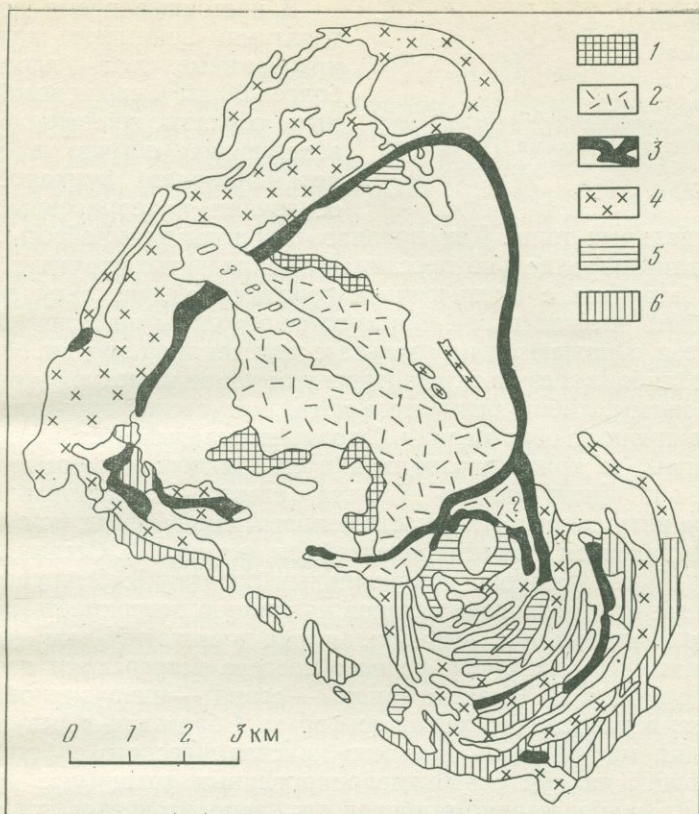


Рис. 9. Кольцевые тела на о. Малл; Шотландия. По Д. Е. Ричи.

Центральные интрузии: 1 — фельзиты, 2 — гранофиры; кольцевые дайки: 3 — фельзиты, 4 — гранофиры, 5 — кварцевые долериты, 6 — кварцевые габбро

Батолит [греч. «батос» — глубина] — по представлению Э. Зюсса, это крупное, бездонное тело, соединяющееся непосредственно с магматическим очагом и возникшее при внедрении магмы, расплавившей и переработавшей вмещающие породы (см. рис. 8, 10). Р. О. Дэли считал, что пространство, занимаемое батолитом, завоевано путем обрушения и раздробления кровли вмещающих пород и их ассимиляции магмой. Г. Клосс в 1929 г. подвергнул ревизии представления о механизме образования батолитов и отметил, что ксенолиты вмещающих пород встречаются лишь в апикальных частях батолитов. Сами же батолиты имеют дно, сложенное вмещающими породами. В 1932 г. в США специально созданная комиссия пришла к заключению, что батолитами следует называть интрузивы, диаметр которых превышает 32 км.

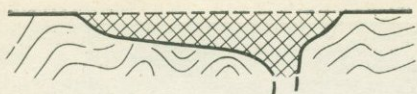


Рис. 10. Херэфоский гранитный массив (гарполит), Норвегия. По С. Смит-сону, 1953 г.

В настоящее время под батолитами понимают крупные интрузивные тела (площадью более 200 км²), сложенные главным образом гранитоидами и залегающие обычно в ядрах антиклинорий вулканогенно-осадочных и терригенных геосинклинальных толщ.

Как правило, батолиты длинной осью ориентированы параллельно простиранию складчатых структур. Контакты батолитов с вмещающими породами обычно секущие, но могут быть и согласными. Образуются батолиты на значительной глубине и обнажаются в результате интенсивной эрозии. Формируются либо в результате внедрения кремнекислотной (гранитоидной) магмы, либо в результате метасоматической гранитизации. Обычно процесс образования батолитов складывается из внедрения магмы, ее кристаллизации и последующего метасоматоза.

Шток [нем. «шток» — палка, ствол] — относительно небольшое интрузивное тело, часто неправильной формы, но в общем приближающейся к цилиндрической (см. рис. 8, 11). Стенки штока обычно крутопадающие, неправильных очертаний. Размеры площадей, занятых выходами штоков на земную поверхность, колеблются в значительных пределах, иногда достигая 200 км². Штоки среди интрузивных пород разного состава встречаются часто.

Гарполит [греч. «гарпос» — серп] — интрузивное тело, имеющее в разрезе серповидную форму. Образован в результате внедрения магмы вдоль древнего кристаллического субстрата и залегающих на нем слабо дислоцированных толщ (рис. 8, 12). Одним из наиболее ярко выраженных гарполитов является Херэфоский (рис. 10) в Норвегии.

МОРФОЛОГИЯ ТЕЛ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Формы залегания метаморфических и метасоматических пород обычно зависят от форм залегания исходных пород. Степень метаморфизма и метасоматизма этих тел, их фациальная принадлежность в различных частях одного и того же тела могут быть различными аналогично магматическим телам, особенно интрузивным, в которых текстура, структура и состав пород в разных частях тела обычно разнородны. Если тело метаморфических пород возникло по геосинклинальным вулканогенно-осадочным образованиям, то форма его залегания будет отвечать форме исходных образований, т. е. будет унаследованной. То же следует сказать о метасоматических гранитоидах и других метасоматических полнокристаллических породах. Однако бывают случаи, когда метаморфизм и метасоматизм не ограничиваются пределами какого-либо исходного тела. Тогда форма залегания метаморфитов и мета-

соматитов является не унаследованной, а приобретенной в результате этих процессов.

Метаморфические и метасоматические породы в земной коре развиты довольно широко. Они нередко подобны интрузивным породам, но внимательное их изучение не оставляет сомнений в метаморфическом и метасоматическом их происхождении. Сплошь и рядом встречаются интрузивные тела, образованные в результате внедрения магмы в земную кору, впоследствии подвергшиеся метасоматической переработке, порой в такой степени, что характер материнских пород не поддается определению: например, габброид может преобразоваться в гранитоид. Бывают случаи, когда контакт между гранитоидом и вмещающей породой резкий, что приводит в качестве доказательства интрузивной природы гранитоида. В данном случае не всегда принимается во внимание, что метасоматический процесс обычно носит избирательный характер, вследствие чего одни только резкие границы между метасоматическим телом и вмещающими породами не могут служить доводом в пользу магматического генезиса изучаемого тела.

Растворы, вызывающие метасоматическую гранитизацию габброидного тела, просачиваются по существу вдоль его границ, порой не ступевающая поверхность контакта между габброидом и вмещающими породами с образованием контакто-метаморфических пород. Создается впечатление о непосредственном контактом воздействии габброида на вмещающие породы.

При благоприятных сочетаниях состава постмагматических растворов и вмещающих интрузию боковых пород резкость контакта между последними и интрузивом стирается. Нередко уже в поле представляется возможным определить метасоматический генезис гранитоида, особенно тогда, когда исходная порода имеет основной состав. В таких случаях наблюдается постепенное пропитывание породы лейкократовым материалом.

Если исходная основная порода имеет массивное сложение, то просачивание восходящих растворов и вызванные ими химические реакции происходят неравномерно. В отдельных местах обнаруживаются жилки и жилкообразно удлиненные тельца, представляющие собой бывшие подводящие каналы растворов. Рядом, в том же теле, либо в другом аналогичном теле может проявиться более высокая ступень метасоматического преобразования породы субстрата. Если в начальной стадии преобладает исходный материал подвергшейся метасоматозу породы, то в поздней стадии фиксируется превалирование привнесенного лейкократового материала. В данных габброидах наблюдается частичный, либо полный переход исходного пироксена в роговую обманку, а последней в биотит. Поздние стадии приводят к возникновению гранитоидов, реже сиенитов и других пород. Таким образом, однозначно устанавливается образование последних пород путем метасоматической гранитизации, сиенитизации и т. д. В гранитах, особенно в их порфиридных (порфиробластических) разностях, видно выделение

альбита или калишпата (микроклина) путем натриевого или калиевого метасоматоза, так как видны жилки, питающие крупные кристаллы полевого шпата (порфиробласты).

Если субстрат, подвергшийся аллометаморфизму (метасоматозу), в какой-то мере рассланцован, то растворы проникают вдоль плоскостей сланцеватости и в результате преобразования исходных минералов, например роговой обманки в биотит и далее в мусковит, сланцеватость породы становится гораздо более четкой. Последующий процесс метасоматической гранитизации может привести к размягчению метасоматизируемой массы (магмообразование), к стиранию сланцеватости и к возникновению массивных гранитоидов. Особенно четко унаследованная сланцеватость обнаруживается в метаморфитах, возникших за счет осадочных пород, переслаивающихся с вулканитами, преобразованными в амфиболиты.

Некоторые герцинские гранитоиды Большого Кавказа возникли в результате многостадийного метасоматического процесса за счет различных исходных магматических и осадочных пород, однако несмотря на интенсивное проявление в регионе всех стадий метасоматоза, отдельные участки избежали некоторых предшествующих стадий преобразования и подверглись почти только одному калиевому метасоматозу. В результате возникли калишпатовые габбро, в которых наряду с кристаллами калишпата, замещающего плагиоклаз, наблюдаются его жилки. Форма залегания этих гранитоидов сложная, близкая батолиту. Метасоматоз с проявлением двух различных стадий выражен двумя последовательными процессами, обусловленными реакциями, связанными с привнесом сначала кремния, затем натрия, либо обоих почти одновременно.

Преимущественно кремниво-натриевый метасоматоз наблюдается в южной части Грузии, где развита верхнемеловая вулканогенно-осадочная свита, общей мощностью до 2,5 км. Исходными породами этой свиты явились базальты, андезиты и их туфы, что подтверждается наличием хлоритовых, либо хлоритовых вместе с кальцитом псевдоморфов по порфирическим вкрапленникам, иногда с опалитовой каемкой по роговой обманке. Местами роговая обманка и моноклинный пироксен сохранены как среди вкрапленников, так и в основной массе. В результате наложения кремниевого и натриевого метасоматоза породы преобразовались в метасоматические кварцевые альбитофиры, реже кварцевые порфириды и дациты. Формы залегания этих пород отвечают исходным вулканитам (покровы, пластообразные тела, дайки, штоки).

На Северном Кавказе в чегемской метаморфической серии верхнего докембрия — нижнего палеозоя (возраст исходных пород) наблюдается уничтожение кварцем первой генерации преобразованных прослоев материнской породы. Альбит является более поздним; он образует жилки, обволакивает зерна кварца и постепенно замещает их. По мере возрастания количественной роли альбитовых порфиробластов уменьшается количество кварца, который образует уцелевшие останцы в кристаллах альбита. Встречается и более поздний кварц, образующий жилки и гнезда, он резорбирует, сечет и раздвигает зерна альбита. Рудный минерал (гематит), одновременный с кварцем второй генерации, метасоматически замещает кварц первой генерации и альбит. Чегемская метаморфическая серия является картируемой и по форме залегания отвечает исходным геосинклинальным образованиям.

Для определения генезиса тела полнокристаллической горной породы следует исходить из следующих его признаков: геологические особенности (характер исходных вмещающих пород, например вулканогенно-осадочная геосинклиналь, терригенные образования и др.), внутреннее строение тела, макро- и микростроение

горной породы (текстура и структура), характер посторонних включений пород (ксенолиты или уцелевшие от метаморфизма останцы вмещающих пород), особенности контакта глубинного тела с вмещающими породами, минеральный и химический составы.

Методика изучения геологических особенностей метасоматических тел в целом аналогична методике изучения интрузивных тел. Однако для установления глубинного метасоматического тела важным является изучение унаследованной сланцеватости, указывающей на формирование тела на месте, путем метасоматоза под воздействием восходящих растворов. Кроме того, если ориентация включений совпадает с ориентацией вмещающих пород и представляется возможность установить, что включения являются переработанными вмещающими породами, то следует полагать, что глубинное тело образовалось на месте метасоматическим путем.

Важным признаком отличия глубинных интрузивных тел от метасоматических следует считать характер контакта и взаимоотношения тела с вмещающими породами. Как правило, резкие контакты для метасоматических тел не являются характерными, однако имеется немало примеров и резких границ между настоящими метасоматическими глубинными телами и вмещающими их породами.

Важным показателем генезиса горных пород является их микростроение (структура). Некоторые из известных структур однозначно решают вопрос о происхождении пород в результате остывания магмы.

Метасоматиты в отношении минерального и химического составов являются в той или иной мере гетерогенными породами. Например, в гранитоидах иногда обнаруживается колебание количественных соотношений главных породообразующих минералов даже в пределах одного штуфа. Кроме того, в породах метасоматического генезиса порой сравнительно легко устанавливается вторичный (наложенный) характер некоторых, либо всех минералов. Однако один только этот признак не может решить однозначно вопрос о принадлежности породы к метасоматитам, так как новообразованные минералы наблюдаются и в гибридных породах.

Магматические породы, не претерпевшие наложенных процессов, проявляют стабильность количественно-минерального состава. Новообразованные минералы в них отсутствуют.

В магматических глубинных телах и контактовоизмененных вмещающих их породах минеральный и химический состав, а также структуры являются различными. В последних породах привнос вещества непосредственно из интрузивной породы не наблюдается, либо играет незначительную роль. Соотношения кварца, альбита, калиевого полевого шпата для метасоматических гранитов, в отличие от магматических, варьируют в больших пределах, что вызвано преобладающим развитием одной из стадий метасоматического процесса: калиевого, натриевого, кремниевого.

Минеральный и химический составы аллометаморфитов и метасоматитов зависят от составов вмещающих пород и восходящих

растворов. Следует учитывать, что в случае резкого контакта метасоматитов с вмещающими породами проявлены наложенные процессы (альбитизация, микроклинизация, окварцевание, биотитизация роговой обманки и др.) различной интенсивности, что указывает на кажущийся (видимый только микроскопически) характер резкости контакта. В самих же метасоматических телах фиксируется несколько стадий преобразовательного процесса. В отдельных случаях глубинные тела метасоматического генезиса обнаруживают вертикальную метасоматическую зональность.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТЕЛ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В вулканогенных геосинклиналях (эвгеосинклиналях) магматическая активность, протекающая с различной интенсивностью, осуществляется одновременно с осадконакоплением в стадии нисходящего движения дна геосинклинали. В это время образуются мощные толщи перемежающихся между собой осадочных и вулканических пород (лав и пирокластолитов). Морфология вулканических тел обычно пластообразная (покровы и межпластовые лавовые тела или силлы), реже образуются удлиненные тела (потоки). Протяженные магмаподводящие каналы вулканизма (трещинные извержения) образуют дайки, порой фиксируются различного диаметра цилиндрические магмаподводящие каналы, если извержение происходило из определенного центра (центральные извержения).

В период начала складчатости и прекращения вулканизма формируются гипербазиты (альпинотипные), образующие неровные стенообразные выклинивающиеся тела. Имеется основание говорить о немагматическом происхождении этих тел (протрузии).

На следующей стадии развития геосинклинали формируются огромные тела гранитоидов в результате активного внедрения магмы в складчатые структуры и наложенного метасоматоза, что осуществляется длительное геологическое время. Таким образом, типичным местом формирования гранитоидов являются геосинклинали, но они образуются и в других геолого-структурных условиях. Вопросом выделения различных геолого-структурных типов гранитоидов занимались Ю. А. Кузнецов и А. Л. Яншин [1967, 1968], Г. М. Заридзе [1970, 1972, Zavidze G. M., 1974, 1975], А. Симонен [Simonen A., 1969] и др.

Ю. А. Кузнецов и А. Л. Яншин выделяют четыре типа гранитоидов: 1) позднеорогенный, или сининверсионный; 2) послеорогенный, или постинверсионный, иначе окологеосинклинальный, т. е. образованный не в пределах геосинклинали, вступающей в орогенную стадию развития, а в соседней, уже давно консолидированной структуре; 3) внегеосинклинальный (сводово-блоковый, сводово-разломный, разломно-блоковый), известный под названиями «телеорогенный», «телегеосинклинальный», «магматизм зон активизации», либо «магматизм поздних и конечных этапов

развития подвижных зон»; 4) синтетектонический, или синорогенный, распространенный в древнем докембрии и редко в более поздних складчатых структурах типа зон смятия и представленный инъекционными гнейсами и гранито-гнейсами.

А. Симонен [Simonen A., 1969] на основании анализа взаимоотношений между размещением гранитоидных интрузивных плутонов и орогенным складкообразованием предлагает следующую тектоническую классификацию гранитоидов: 1) доорогенные (плутон более древние, чем складкообразование); 2) синорогенные и 3) позднеорогенные (одновременные со складкообразованием, структура которых гармонирует со структурой вмещающих горных пород); 4) посторогенные, образующие батолиты, штоки и дайки, резко секущие вмещающие горные породы, но относящиеся к периоду все еще продолжающегося складкообразования; 5) анорогенные, слагающие батолиты и штоки гранитоидов, резко секущие древние платформы и их осадочный чехол, не связанные с орогенным складкообразованием и расположенные вдоль глубинных разломов, пересекающих земную кору.

По данным этого автора, доорогенные плутонические массивы сложены гнейсовидными катаклазированными горными породами и относятся к древнему субстрату складчатых поясов, которые ремобилизованы и омоложены в период орогенеза. Массивы этих горных пород сорваны с фундамента и заключены в шарьяжах, либо образуют своды и купола, мобилизованные и поднятые над фундаментом во время субсеквентных вспышек орогенеза. Наличие подобных плутонических тел, сорванных с фундамента, сомнений не вызывает, но вряд ли можно рассматривать их в качестве интрузивных массивов. Они, по-видимому, относятся к категории тектонических блоков.

Синорогенные и позднеорогенные интрузии составляют главные типы гранитоидных массивов, образованных в процессе развития геосинклиналей, однако замена понятия «синорогенный» понятием «раннеорогенный» лучше отразит происходящие в природе явления. Следует учесть, что позднеорогенный процесс также является синорогенным. Разница между первым и вторым заключается в том, что первый произошел раньше второго. Видимо, проще назвать их так, как на самом деле они развиваются в природе.

Посторогенные плутонические породы представлены в основном массивными гранодиоритами и гранитами, структура которых не обнаруживает воздействия на них орогенических движений. Посторогенные батолиты крайне редки на глубоких срезах докембрийских складчатых областей, но обычны для более молодых складчатых поясов Земли.

На основании анализа приводимого ниже фактического материала в настоящее время представляется целесообразным выделить пять различных геолого-структурных типов гранитоидов: раннеорогенные, позднеорогенные, завершающеорогенные, субвулканические и кратогенные.

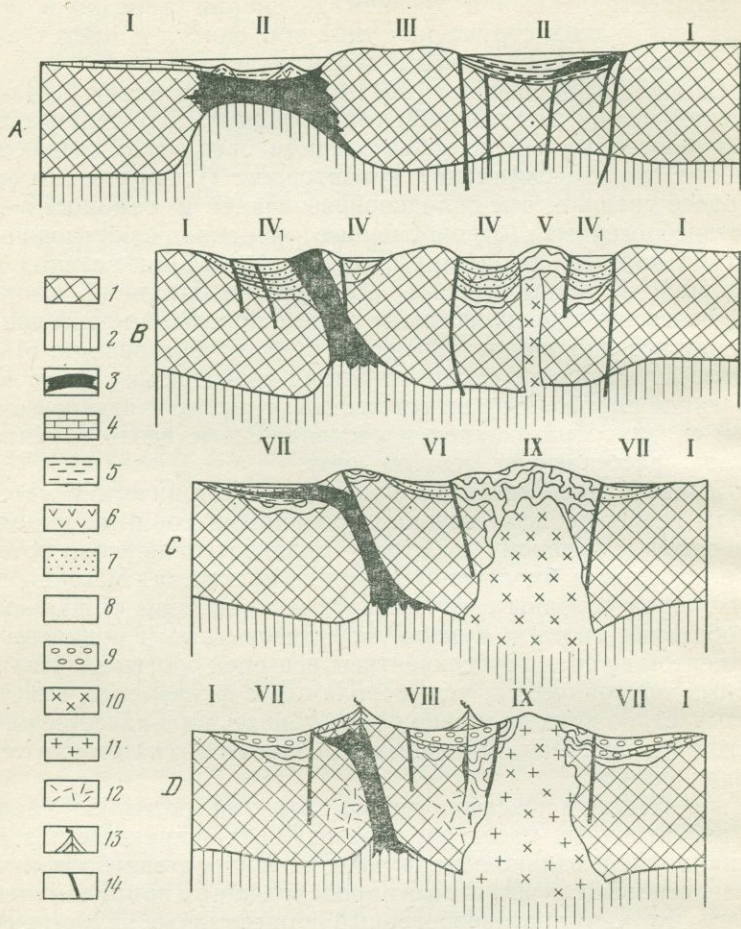


Рис. 11. Схема развития геосинклинальной области через инверсию в течение тектонического цикла. По В. В. Белоусову, с изменениями и уточнениями М. В. Гзовского, В. Е. Хайна и Г. М. Заридзе.

Стадии цикла: *A* — раннегеосинклинальная; *B* — позднегеосинклинальная (зрелая); *C* — раннеорогенная; *D* — позднеорогенная.

I — платформа; II — геосинклинальная система; III — срединный массив; IV — интрагеосинклиналь (эвгеосинклиналь); IV₁ — интрагеосинклиналь (миогеосинклиналь); V — (интра) геоантиклиналь; VI — тыльный прогиб; VII — передовой прогиб; VIII — межгорный прогиб; IX — ороген.

1 — континентальная кора; 2 — верхняя мантия; 3 — офиолитовый комплекс; 4 — платформенный чехол; 5 — сланцево-граувакковая (аспидная) формация; 6 — андезитовая формация; 7 — флишевая формация; 8 — нижняя моласса; 9 — верхняя моласса; 10 — плагиограниты и кварцевые диориты — раннеорогенные (раннескладчатые или интрагеоантиклинальные); 11 — граниты и гранодиориты калишплатовые (обычно микроклиновые) равномернозернистые и порфиroidные или порфиробластические — позднеорогенные; 12 — магматические очаги в коре; 13 — стратовулканы; 14 — разломы

В геологической истории развития той или иной области гранитоиды формировались в различное время. В частности, по-видимому, нельзя сомневаться в наличии интрагеоантиклинальных (раннеорогенных и позднеорогенных) гранитоидов, т. е. гранитоидов, образование которых парагенетически связано с первой сильной складчатостью (поднятием) осадков определенного геосинклинального трога и гранитоидов, возникающих в связи с формированием горно-складчатой области в результате проявления интенсивных разломно-блоковых движений после прекращения геосинклинального режима во всех частных прогибах (рис. 11).

На Кавказе раннеорогенные гранитоиды формируются в стадию возникновения интрагеоантиклинали за счет вулканогенно-осадочной интрагеосинклинали (эвгеосинклинали) перед заложением флишевого прогиба, либо одновременно с ним. В это время здесь образовались небольшие массивы — штоки [Заридзе Г. М., 1944, 1961, 1970]. В других геосинклинальных системах существуют геантиклинальные зоны, развивающиеся унаследованно с эпохи возникновения или регенерации геосинклинального режима. В частности, на Урале такими зонами являются Урало-Тобольская на юге и Исетско-Салдинская на севере. В этих случаях гранитоиды развиваются в течение всей жизни геосинклинальной системы. Однако они всегда приурочены к геантиклинали. В данном случае последовательно образовавшиеся гранитоиды следует называть «первые раннеорогенные», «вторые раннеорогенные» и т. д.; «первые позднеорогенные», «вторые позднеорогенные» и т. д., включая в это определение их возраст.

Позднеорогенная стадия, т. е. общий подъем горно-складчатой области в связи с проявлением разломно-блоковой тектоники на Большом Кавказе, начинается не позднее миоцена (рис. 12).

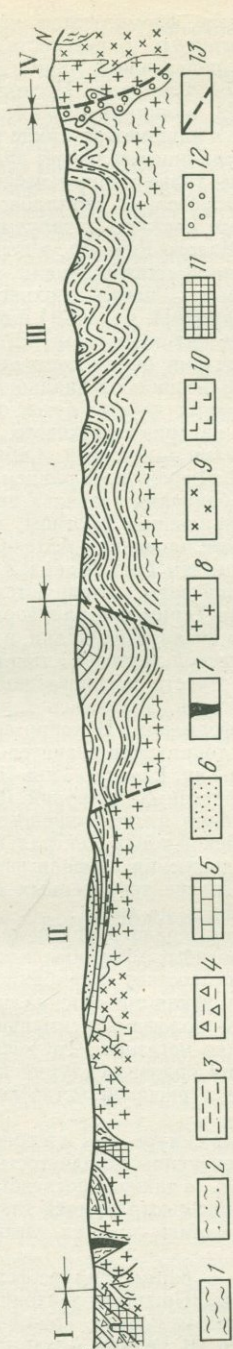


Рис. 12. Обобщенный профиль южного склона Большого Кавказа. Составил Г. М. Заридзе.

I — байоская вулканогенно-осадочная свита (эвгеосинклиналь южного склона Большого Кавказа; II — Грузинская глыба (часть Закавказского среднего массива) и ее Дзирулский выступ; III — зона геосинклинали южного склона Большого Кавказа; IV — зона Главного хребта Большого Кавказа.

1 — кристаллические сланцы и магматиты (верхний протерозой); 2 — метаморфическая свита Дзирулского массива (нижний палеозой); 3 — глинистые и аспидные сланцы, песчаники, кварциты, конгломераты, мергелистые породы, известняки (юра, не расчлененная); 4 — вулканогенноосадочная свита — порфиристы, их туфы и др. (байос); 5 —

известняки, мергелистые и глинистые породы, песчаники (мел, не расчлененный); 6 — песчаники, мергелистые и глинистые породы, конгломераты, известняки (палеоген-неоген); 7 — серпентиниты Дзирулского массива (нижний палеозой); 8 — кварцевые диориты и плагиограниты — раннеорогенные или раннескладчатые, или интрагеоантиклинальные (нижний карбон); 9 — микроклиновые равномозеристые и порфиридные граниты и гранодиориты — позднеорогенные (средний — верхний карбон); 10 — кварц-порфиры — гранит-порфиры (верхний палеозой); 11 — граниты раннеорогенные и телерогенные (бэг); 12 — гранитоиды, гранит-порфиры, дациты и др. — позднеорогенные (плиоцен); 13 — разломы

В эту стадию в плиоцене формируются малые интрузии и дайки гранитоидов (позднеорогенные гранитоиды). В частности, в Северной Осетии и в верховьях р. Цхенисцкали были образованы горные породы, отвечающие кварц-диорит-плагиогранит-гранитовой формации. Несколько позднее происходили, главным образом в виде потоков, излияния базальтов, дацитов и андезитов.

На Малом Кавказе в альпийском цикле последовательно возникло несколько самостоятельных геосинклиналей за счет вулканогенных геосинклиналей, с каждой из которых связаны гранитоидные массивы — штоки и батолиты. Известны также там завершающеорогенные металлоносные гипабиссальные малые интрузии и дайки различного состава, датируемые плиоценом.

В северной части Малого Кавказа, в центральной зоне Аджаро-Триалетской наложенной вулканогенной геосинклинали, в связи с триалетской фазой складчатости в конце среднего — начале верхнего эоцена возникает геоантиклинальная структура [Гамкрелидзе П. Д., 1949] и формируются раннеорогенные кварц-габбро-диоритовые и сиенит-диоритовые интрузии (штоки, дайки), в парагенетической связи с которыми образуются меднополиметаллические месторождения. В Гурийской зоне возникают анальцимовые сиениты.

Заслуживают внимания данные о тектоно-магматическом развитии Урало-Саяно-Тяньшаньского внутриматерикового подвижного пояса, заключенного между тремя платформами — Русской, Сибирской и Таймырской, приводимые В. А. Унковым и Т. Н. Ивановой. В раннем кембрии в этом регионе на стабилизированном основании байкалид развился подвижный пояс; внутри этого пояса заложилась эвгеосинклинальные прогибы, вулканогенно-осадочные толщи которых занимают огромные площади в Алтае-Саянском регионе, Центральном Казахстане, Северном и Среднем Тянь-Шане и в ряде мест Урала. Проявления внешней миогеосинклинальной зоны фиксируются на юго-востоке Каратау, в западной зоне Урала и у края Таримской платформы. К ним же относятся все краевые и внутренние прогибы и впадины байкалид, в частности Манский прогиб в Восточном Саяне. С вулканической деятельностью сопряжены малые интрузии — в основном штоки (корни отчасти преобразованных эффузивов) габбро-диорит-диабазового и других составов. Развились также относительно поздние интрузии дунит-гарцбургитовой формации. В конце среднего кембрия проявились складчатость и поднятия на территории значительной части Алтае-Саянского региона в узких частях Чингиза-Тау, Южного Тянь-Шаня и Урала. С ними связаны внедрения мощных раннеорогенных интрузий (батолиты) диорит- и кварц-диорит-плагиогранитовой формации Алтае-Саянского региона, в Кокчетавской и Ерментау-Чингиз-Тарабагатайской зонах Центрального Казахстана и в Северном Тянь-Шане. Эти складчатые движения вызвали здесь прекращение вулканической активности и мощное развитие терригенных отложений. Центры вулканической деятельности переместились на запад.

На восточном склоне Урала в ордовике начинают интенсивно развиваться эвгеосинклинальные прогибы, эффузивы которых (андезит-базальтовые порфириты) в общем сходны по составу с кембрийскими. В это же время продолжает развиваться стабильная узкая миогеосинклинальная зона. К северо-западу от Чингиз-Тарабагатайской полосы максимального вулканизма до Рудного Алтая располагается внутренняя мегазона. Что касается Горного Алтая и всей остальной территории развития ордовик-силурийских отложений Алтае-Саянского региона, то они относятся к внешней мегазоне, лишенной вулканических проявлений.

В конце ордовика и в силуре, как и в конце кембрия, проявляются обширные поднятия в связи с интенсивной складчатостью. Складчатые движения охватили весь Северный Тянь-Шань, а также впоследствии вновь прогнувшиеся зоны Южного Тянь-Шаня. Они распространились также на запад и север Центрального Казахстана, вовлекая обломки древних глыб — Карсакпайской, Улутауской и Кокчетавской.

В позднем ордовике — раннем силуре формировались раннеорогенные крупные интрузивы (батолиты). Признаки тектонических движений на границе ордовика и силура отмечаются на Урале, кое-где на Алтае, далее к северо-востоку они не распространяются. В Горном Алтае и Туве в это время происходит интенсивное осадконакопление терригенного материала. Вблизи активизировав-

шихся поднятий Улутауской и Кокчетавской зон Центрального Казахстана в силуре возникают остаточные брахисинклинальные прогибы, в которых накладываются континентальные красцветные отложения с одновременным проявлением наземного вулканизма. В это время Чингиз-Тарбагатайская зона и Западное Прибалхашье развиваются по эвгеосинклинальному профилю. Продукты вулканизма имеют андезит-базальтовый и дацитовый состав.

В первой половине среднего девона наблюдается широкое проявление вулканизма в различных тектонических зонах, теряющих временно четкость своего выражения. Все же имеется возможность выделения внутренней мегазоны геосинклинальных вулканогенно-осадочных образований и внешней мегазоны с развитием в ней существовавшего континентальных или эпиконтинентальных отложений межгорных впадин и прогибов, в которых слабые проявления вулканизма продолжались недолго. Первая из этих мегазон, потерявшая свою однородность уже в силуре, теперь распалась на четыре части; Восточно-Уральскую, Джунгаро-Балхашскую, Обь-Зайсанскую и Тянь-шаньскую. С эффузивами в данном случае связаны субвулканические интрузии. Позднее образовались гипербазиты.

Со складчатыми поднятиями мобильных структур внутренней мегазоны связаны раннеорогенные гранит-гранодиоритовые интрузивные формации. К позднеорогенным гранитоидам верхнепалеозойского возраста, возможно, следует отнести гранитоиды, приуроченные к сводово-глыбовым структурам внешней мегазоны. Среди них выделяются щелочноземельные и щелочные граниты, граносиениты, сиениты, нефелиновые сиениты и др., образующие базальтовые тела.

По данным Н. Я. Некрасовой, в палеозойской Верхояно-Чукотской территории геосинклинали, заложенной в ордовике, образуются диориты, монцит-сиениты и граносиениты, в связи с поднятиями в карбоне. Позднеорогенная стадия проявляется в перми в связи с разломно-блоковыми движениями. В это время имело место проявление вулканизма, в целом основного состава, и образование гипабиссальных тел, сложенных основными породами повышенной щелочности.

Хорошо иллюстрируется формирование магматических тел на примере мезозойско-палеогеновой Верхояно-Чукотской геосинклинали, заложенной в позднем триасе. Геосинклинальный в целом режим продолжался здесь до поздней юры, в результате чего накопились осадки, мощность которых местами превысила 8 км. В поздней юре в краевой части геосинклинали происходит эффузивная деятельность, в результате чего образуются вулканогенно-осадочная толща мощностью около 500 м и субвулканические интрузии габбро, габбродиоритов и диоритов. В связи с тектоническими движениями вдоль глубинных разломов формируются линейновытянутые тела раннеорогенных гранитоидов (граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, редко аплиты и аплитопегматиты), несущих оловянно-вольфрамо-молибденовое оруденение.

На Кондаковском плоскогорье и хребтах Полоусном и Улахан-Сис в раннем мелу наблюдается трансгрессия моря и образование меловой эффузивной толщи дацитового и андезитового, реже базальтового состава, несогласно перекрывающей триасовую и юрскую сланцево-песчаниковую толщу. В позднем мелу в связи с поднятием области развития меловой вулканогенно-осадочной толщи формируются вторые по счету позднеорогенные гранитоиды (кварцевые диориты, гранодиориты, андезиновые граниты), образующие штоки, линзы и дайки с оловянно-касситеритовым, свинцово-цинковым, сурьмяным оруденением. В конце мела — палеогене здесь вновь проявляются орогенетические движения. В это время образуются завершающеорогенные малые интрузии (дайки, штоки) гранит-порфиров и диорит-порфиров с золоторудной минерализацией. Далее развивается вулканизм центрального типа, продукты которого представлены лавами и туфами андезитов и базальтов.

Весьма показателен также пример образования гранитоидов в палеозойской Иртышско-Зайсанской сиалической геосинклинали, заложенной в позднем силуре — среднем девоне, где уже в позднем девоне образуются линейновытянутые интрузивы (габбро-амфиболиты, диориты, тоналиты, местами катаклазированные роговообманковые плагиограниты) с полиметаллической минерализацией, приуроченные к Иртышско-Маркакульскому глубинному разлому и, стало быть, являющиеся раннеорогенными образованиями. В собственно Иртышской зоне смятия гранитоиды (микроклиновые, биотитовые, двуслюдяные, пегматоидные

граниты, пегматиты, аплиты и др.) повторно формируются в раннем карбоне позднеорогенные гранитоиды).

Общий подъем Иртышско-Зайсанской геосинклинальной системы, по мнению Б. Я. Хоревой, наступает в отрезок времени средний карбон — пермь. Завершающеорогенной, возможно, следует считать верхнекарбовую Калбинскую шовную интрузию, сложенную как бедными калием гранитами, так и микроклиновыми и аляскиотовыми гранитами, аплитами и пегматитами. В эту же стадию образуется пояс малых интрузий и даек пестрого состава, приуроченных к среднекарбовым вулканогенным образованиям в районе Иртышско-Мармакульского и Калба-Нарымского глубинных разломов.

Следует отметить, что раннеорогенные и позднеорогенные гранитоиды проявляются не только в самих геосинклинальных толщах, вернее, не только в образованных последними (интра)геоантиклинальных структурах, но и в ранее консолидированных образованиях.

Примером раннеорогенных гранитоидных тел южного склона Большого Кавказа, залегающих в области срединного массива — в периферической части байосской эвгеосинклинали (байосская спилит-диабаз-порфириновая формация Западной Грузии), дислоцированной в батском веке, является Хевская интрузия (шток) батского возраста, обнаженная на площади около 60 км² [Заридзе Г. М., 1938]. Эти гранитоиды следует отнести к раннеорогенному типу, т. е. к гранитоидам, образованным в связи с развитием определенной геосинклинали, но находящимся в пределах палеозойской жесткой глыбы.

В 7 км от Хевской интрузии среди палеозойских кристаллических пород обнажается обособленная батская гранитоидная интрузия меньшего размера (шток), описанная Н. Ф. Татришвили и названная ею Чалванской, которую можно причислить к телераннеорогенному типу. Эта интрузия находится вблизи вовлеченной в орогенческое движение кристаллической глыбы и ее можно отнести также к раннеорогенному типу. Телераннеорогенные и телепозднеорогенные гранитоиды располагаются за пределами геосинклинали, но возникают в связи с орогенезом в складчатой структуре.

Говоря об относительно хорошо изученных североамериканских гранитоидных интрузиях, Л. У. Ситтер отмечает, что крупные их тела (батолиты) залегают в эвгеосинклинали, но переходят в миогеосинклираль, а также в жесткий «хедреократон». Например, батолит Боулдер в штате Монтана (США) залегают в меловых образованиях вдоль края кратона. Интрузии относительно меньших размеров находятся в миогеосинклинальном поясе Миллард в западной части Канадских Скалистых гор и в области хребтов и долин восточной Невады и западной Юты. Массивы гранитоидов протягиваются в кратон далеко на восток от границ нижнего кембрия и мощных кембрийских отложений в Аризоне, Нью-Мексико и мексиканском штате Сонора. В данном примере гранитоиды, залегающие внутри геосинклинали, относятся к раннеорогенному типу, а те из них, которые располагаются в кратоне, следует отнести к телераннеорогенному. Оба эти типа гранитоидов образовались одновременно.

К позднеорогенным (или телепозднеорогенным) следует отнести мезозойские гранитоиды Северо-Восточного Забайкалья (Шилка-Олёкминский район), представляющего собой в мезозое область завершённой складчатости, включающую хребты Джугдур, Становой, Олёкминский Становик, не прошедшую впоследствии стадию геосинклинального развития. В этом регионе выделяют два структурных яруса — нижний, представленный докембрийскими и палеозойскими кристаллическими породами, и верхний, сложенный мезозойскими магматическими образованиями. В состав верхнего структурного яруса, имеющего относительно незначительное распространение, входят главным образом верхнеюрские и нижнемеловые вулканогенно-осадочные и терригенные отложения. Наиболее ранние из мезозойских интрузивов залегают в основании этого яруса; их галька встречается в вулканогенно-осадочных отложениях межгорных впадин. Эруптивные соотношения интрузивных пород с осадками верхнего структурного яруса не обнаружены. Аргоновым методом установлен их возраст в интервале — от юры до нижнего мела.

Ю. А. Казицын и Г. В. Александров совместно с другими геологами мезозойские магматические породы Шилка-Олёкминского района объединяют в два

разновозрастных магматических комплекса: амуджикано-шахтаминский и нерчуганский. Первый (по-видимому, раннеорогенный) формировался в юрское время, второй (по-видимому, позднеорогенный) — на границе поздней юры и раннего мела.

Амуджикано-шахтаминский комплекс названными геологами подразделяется на два подкомплекса — амананский (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и амфибол-биотитовые граниты, биотитовые и лейкократовые граниты, жильные гранит-порфиры) и амуджиканский (интрузивно-эффузивные мелкозернистые габбро-диориты, диориты, микродиориты, диоритовые порфириты кварцевые и бескварцевые, гранодиорит-порфиры, дациты, гранит-порфиры, фельзиты, интрузивные гигантопорфировые образования — биотит-амфиболовые граниты, гранодиориты, гибридные породы и пироксеновые порфириты). Каждый из подкомплексов характеризуется самостоятельной линией развития, различной глубиной становления и разобщением во времени, достаточным для обозначения амананских гранитоидов, видимо, связанного с поднятиями и последующей эрозией, о чем свидетельствует налегание на эродированную их поверхность эффузивных покровов амуджиканского подкомплекса.

В состав нерчуганского комплекса входят интрузивные породы (щелочные и субщелочные эгириновые и арфведсонитовые граниты, граносиениты, гранит-порфиры) и экструзивно-эффузивные образования (кварцевые и сферолитовые порфиры). Наиболее поздними являются туфогенно-осадочные и угленосные отложения мезозойско-кайнозойских депрессий.

В Северо-Восточном Забайкалье и смежных областях, видимо, происходили последовательные поднятия, завершающиеся орогенезом, в связи с главными тектоническими движениями, со всеми вытекающими отсюда последствиями: образование горного сооружения и межгорных впадин, выполненных континентальными, частью угленосными осадками мощностью до 1—2 км, формирование различных гранитоидов с молибденовой из олоторудной минерализацией, проявление вулканизма.

Следует отметить, что на рассматриваемой территории развития древних складчатых сооружений мезозойские интрузии имеют более широкое распространение, чем в смежном Охотско-Катазиатском поясе, прошедшем в мезозое геосинклинальное развитие. По данным М. С. Нагибиной, Охотско-Катазиатский, или Восточно-Азиатский, тектоно-магматический пояс, объединяющий Охотский, Сихотэ-Алинский и Катазиатский (Восточно-Китайский) пояса, представляет собой крупнейшую структурную единицу Восточной Азии, имеющую общее северо-восточное, близкое к меридиональному простирание, обусловленное системой глубинных разломов, ограничивающих с востока Азиатский континент, вдоль которых происходила эффузивная и интрузивная деятельность огромных масштабов.

Время заложения и развития глубинных разломов различное для краевых и центральных (Сихотэ-Алинь) частей пояса. В первом случае это промежуток от нижнего мела до неогена, а во втором — от верхнего мела до неогена. Во всех частях пояса фиксируется однотипная эволюция магматических процессов — неоднократная закономерная смена континентальных изолиний разного состава — от основного и ультраосновного до кислого. Каждый этап развития магматизма заканчивается формированием гранитоидов, принадлежащих к различным геолого-структурным типам.

Исходя из тектонического положения Охотско-Катазиатского тектоно-магматического пояса, наложенного на разнородные структуры, на границе современного Азиатского континента и переходной зоны к Тихому океану, М. С. Нагибина относит его к особому типу наложенной эпигеосинклинальной и эпиплатформенной краевой структуры Азиатского континента.

В петрографическом отношении подробно изучен Охотский краевой вулканический пояс Е. К. Устиевым [1963]. Пояс развился как наложенная структура в позднем мезозое вдоль границы между двумя разновременными (мезозойской Верхояно-Чукотской и кайнозойской Коряцко-Камчатской) складчатыми областями.

В развитии Охотского пояса в меловой период четко выделяются два этапа (цикла). Первый этап — раннемеловой — характеризуется длительным периодом преимущественно андезитового вулканизма (последовательность излияний —

андезиты, андезит-липариты, андезиты). Конец этапа отмечен фазой складчатости, в связи с которой образовались «охотские» интрузии, имеющие преимущественно гранодиоритовый состав (последовательность их формирования — габбро, диориты бескварцевые и кварцевые, гранодиориты, плагиограниты, граниты). Охотские интрузии (батолиты) прорывают и метаморфизуют вулканогенно-осадочные отложения нижнего мела и перекрываются верхнемеловыми породами следующего структурного яруса. Галька «охотских» интрузий содержится в сеноман-туронских конгломератах этого района.

Для второго этапа — позднемелового — характерно образование полого-залегающих континентальных вулканогенно-осадочных пород (мощность от 600—800 до 1300—1500 м), налегающих с угловым несогласием на породы раннемелового структурного яруса. Продукты вулканизма преимущественно липаритового состава с весьма значительной ролью разнообразных туфов, в том числе игнибригов (последовательность излияний — андезиты, дациты, липариты, щелочные липариты). Проявление верхнемеловой (ларамийской) фазы складчатости предполагается по стратиграфическому перерыву в отложениях Охотско-Камчатской гессинклинали. В связи с этой фазой образовались гипабиссальные интрузии, представленные обычно лейкократовыми гранит-порфирами с оловянной и редко-металльной минерализацией. Реже гипабиссальные тела сложены щелочноземельными, субщелочными и щелочными гранитами.

С третичным этапом вулканизма, начавшегося в палеоцене, связано образование верхнего структурного яруса Охотского пояса. Излияния носили трещинный характер; продуктами их были базальты и андезит-базальты, образующие почти горизонтальные покровы, нивелирующие неровности рельефа, представленного в основном породами верхнемелового структурного яруса. Общая мощность третичных лавовых покровов колеблется от 300—500 до 1000—1200 м. Интрузии, имеющие главным образом габбро-долеритовый и диорит-андезитовый состав, крайне редки.

Из приведенной характеристики видно, что нижнемеловые гранитоиды Охотского пояса относятся к раннеорогенному типу, поскольку их становление совпадает с первыми фазами складчатости. Что касается верхнемеловых гранитоидов, то они, видимо, образовались в результате тектоно-магматической активизации. Здесь, видимо, имеются две гранитоидные формации: нижнемеловая габбро-плагиогранит-гранодиоритовая и верхнемеловая — гранит-порфировая (рис. 13).

Меловых вулканических формаций также две — нижнемеловая андезитовая и верхнемеловая — андезит-дацит-липаритовая. Третьей вулканической формацией является неогеновая базальтовая.

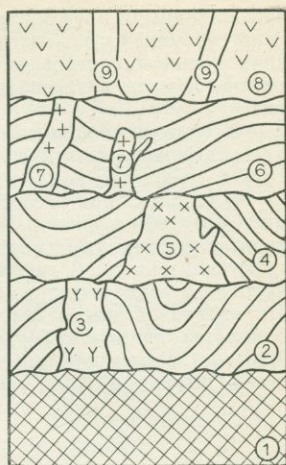
Следует отметить, что кажется излишним применение термина «вулканоплутоническая формация» для вулканических и интрузивных образований Охотского пояса и однотипных с этим поясом областей, так как нет принципиальной разницы в последовательности магматических процессов — эффузивного и интрузивного — каждой из этих областей. Магматический процесс всегда начинается вулканической деятельностью, позднее проявляется фаза складчатости, в связи с которой вулканизм прекращается и формируются гранитоиды. В некоторых складчатых областях, в частности на Малом Кавказе, образуется несколько со складчатых гранитоидных формаций, разобщенных значительным промежутком геологического времени, аналогично тому как это имело место в меловое время в Охотском поясе. Стадия формирования горноскладчатого сооружения знаменуется внедрением позднеорогенных малых интрузий и конечным вулканизмом преимущественно основного состава, как это наблюдается в третичное время в Охотском поясе.

Е. К. Устиев приводит следующую обобщенную характеристику для выделенного им формационного типа: «... вулканоплутоническая ассоциация ... отличается последовательным развитием вулканических и плутонических серий с очевидными признаками генетической связи. В типичном выражении они сопутствуют одному тектоно-магматическому циклу, распространены в одних структурных условиях и выделены многими признаками петрографического, петрохимического и металлогенического родства» [1963, с. 7].

Все это вполне приложимо не только к магматическим образованиям Охотского пояса и эвгеосинклиналям, но и к другим геоструктурным областям, где

Рис. 13. Схема развития Охотского геосинклинального тектоно-магматического пояса. Составил Г. М. Заридзе по данным Е. К. Устиева.

Цифры в кружках: 1 — домезозойский кристаллический и мезозойский складчатый фундамент; 2 — преимущественно терригенные (с подчиненными вулканитами) отложения Колымо-Чукотской геосинклинали (верхняя юра); 3 — гранитоиды колымские — раннеорогенные первой фазы (конец поздней юры); 4 — трансгрессивная вулканогенно-осадочная преимущественно андезитового состава геосинклинальная свита северо-восточного простирания, мощность 2—3 км, с галькой колымских гранитоидов (нижний мел — альб, апт); 5 — батолитоподобные гранитоиды охотские — раннеорогенные второй фазы, с предшествующими им образованиями габбро, диоритов, кварцевых диоритов (конец позднего мела); 6 — трансгрессивная пологозалегающая континентальная вулканогенно-осадочная свита мощностью от 600 до 1500 м, с последовательностью извержения лавы центрального типа — андезит, дацит, липарит, щелочной липарит; в конгломератах бассейна р. Армени содержатся гальки охотских интрузий (верхний мел); 7 — небольшие массивы позднеорогенных лейкократовых гранитпорфиров, реже гранитов с оловянной и редкометаллической минерализацией (верхний мел, ларамийская фаза); 8 — позднеорогенные (финальные) базальтовые и андезит-базальтовые трещинные, почти горизонтально залегающие покровы мощностью 300—1200 м (кайнозой); 9 — дайки диорит-андезитов и габбро-долеритов, синхронные финальному вулканизму.



развиты гранитоиды, сформированные во время первой главной тектонической фазы, которым предшествует вулканизм. Следовательно, особенности, которые, по Е. К. Устиеву, характерны для вулканоплутонических формаций, развитых в областях типа Охотского пояса, присущи также областям других геоструктурных типов, что давно уже установлено. Поэтому термин «вулканоплутоническая формация» является излишним.

Видимо, можно считать эффузии и интрузии сопряженными парами, когда наблюдаются эффузивные образования и их бывшие подводящие каналы (субвулканические интрузии).

Для гранитоидов, которые развиты на платформах и щитах и не увязываются с геосинклиналями ни пространственно, ни во времени, вполне приемлемо наименование «кратогенные». К ним относятся плутоны Фенноскандии — тела, сложенные гранитами-рапакиви, и гранитные штоки в грабене Осло. Они пересекают осадки платформенного чехла, как, в частности, докембрийские граниты-рапакиви, залегающие в кристаллических породах Балтийского щита и секущие, по данным большинства исследователей, ютнийские отложения чехла. В юго-западной Африке (массивы Эронго и Брандберг) граниты прорывают триасовые осадки серии Карру. К кратогенным относятся также нижнедевонские гранитоиды Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна.

С гранитоидами, образованными в результате тектоно-магматической активизации областей с завершённой складчатостью, в срединных массивах, платформах и их щитах, связан ряд месторождений, в состав руд которых входят: олово, вольфрам, ртуть, сурьма, редкие земли, полиметаллы, медь, молибден, висмут, флюорит и др.

В кратогенах образуются разнообразные формы залегания магматических пород, представленных главным образом базальтами. Здесь развиты тела, возникшие в результате трещинных извержений: в основном покровы и реже потоки. В горноскладчатых областях (замкнувшихся геосинклиналях), наоборот, широко развиты потоки (обычно кремнекислотной магмы), редко встречаются покровы и вулканы с плоскими вершинами (щитовые или щитовидные). Последние две формы могут возникнуть также в случае извержения подвижной пирокластическо-газовой смеси, способной к истечению. В результате выдавливания вязкой лавы возникают эндогенные вулканические купола, пики, иглы.

К субвулканическим (гипабиссальным) интрузивным телам относятся несогласные по отношению к вмещающим породам центральные кольцевые интрузии

зий, типичными представителями которых являются крупнейший в мире Хибинский субвулкан и кольцевая дайка о. Мал (Шотландия). В центральных интрузиях кольцевого строения краевые кольца являются более ранними образованиями, нежели внутренние, что устанавливается секущим отношением последних.

В осадочном покрове кратогенов формируются различные согласные тела, явно связанные с активным действием (силой напора) магмы. К ним относятся силлы, лополиты, лакколлиты и бисмалиты.

В условиях кратогенов формируются крупные тела так называемых расслоенных (стратифицированных) интрузивов, сложенных ультраосновными и основными породами, образованных, как полагают некоторые исследователи, путем кристаллизационной дифференциации с гравитационным осаждением в нижней части тела ранее выделившихся, более высокотемпературных минералов. Обычно эти интрузивы имеют форму лополита. Классическими представителями таких лополитов являются Бушвелдский в южной Африке, Стилуотерский (штат Монтана), Дулутский (штаты Миннесота и Вашингтон) и Карибу-Лейкский (близ озера Онтарио) в США, Бейоф-Айлендский (пров. Ньюфаундленд) в Канаде и др.

Глава 3

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЭНДОГЕННЫХ ПОРОД

Определение вещественного состава горных пород производится путем установления в них процентного содержания химических элементов (их окислов) и породообразующих минералов. Минеральный состав дает возможность судить о характере соединений, образуемых химическими элементами.

Химический и минеральный составы горных пород взаимосвязаны, но связь эта сложная, поэтому невозможно путем пересчета химического состава горной породы получить ее минеральный состав, и наоборот. Данные пересчета количественно-минерального состава горной породы на химический состав не будут отвечать ее действительному химическому составу, который можно получить непосредственным определением. Это объясняется тем, что эндогенные горные породы близкого химического состава могут иметь различный минеральный состав, так как последний зависит не только от химического состава магмы в случае магматических пород и исходной породы в случае метаморфических пород, а еще и от условий становления этих пород. Помимо того, состав породообразующих минералов является сложным. В них входят рассеянные элементы, установление которых оптическими методами невозможно. Что касается стеклосодержащих вулканических пород, то их вещественный состав можно определить только химическим путем.

Таким образом, для установления вещественного состава горной породы, необходимо определить как химический, так и минеральный ее составы.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (ПЕТРОХИМИЯ) МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Изучением химического состава магматических пород занимается раздел петрологии, называемый петрохимией. В основном определение химического состава горных пород осуществляется путем количественного химического (силикатного) анализа. Методы, основанные на применении масс-спектрографа, микроанализатора и некоторых других приборов, в настоящее время являются вспомогательными.

В составе магматических пород только восемь элементов периодической системы Д. И. Менделеева играют в количественном отношении ведущую роль. Это O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na и K. Г. Вашингтон назвал их петрогенными элементами, в отличие от металлогенных, слагающих главную часть руды. В подчиненном количестве (десятые и сотые доли процента) встречаются Ti, P, S, Cl, Sr, Ba, Sr, Mn, Zr, Ni, Co, V. Все остальные элементы вместе взятые составляют около 0,5%.

Химический состав горных пород выражают окислами соответствующих химических элементов; для магматических пород главными окислами будут SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO, MgO, CaO, Na_2O и K_2O ; их сумма равняется в среднем 96,88 вес. % валового состава этих пород (табл. 2).

Кроме упомянутых петрогенных тугоплавких химических элементов, магма содержит (в растворенном виде) летучие компоненты, иногда в существенном количестве. При остывании магмы последние обычно отделяются от нее, что особенно наглядно при наблюдении процессов современного вулканизма, а также при изучении состава минералов пегматитовых даек, некоторых метасоматитов

ТАБЛИЦА 2
Средний валовый состав магматических пород.
По С. Кларку и Г. Вашингтону

Окислы и элементы	Содержание, вес. %	Окислы и элементы	Содержание, вес. %
SiO_2	59,12	BaO	0,055
Al_2O_3	15,34	SrO	0,022
Fe_2O_3	3,08	Cr_2O_3	0,055
FeO	3,80	NiO	0,025
MgO	3,49	V_2O_3	0,012
CaO	5,08	Ce_2O_3	0,020
Na_2O	3,84	S	0,052
K_2O	3,13	Cl	0,048
H_2O	1,15	F	0,030
TiO_2	1,05	CuO	0,011
MnO	0,24	Li_2O	0,007
P_2O_5	0,30	Остальные элементы	0,024
CO_2	0,10		

и др. Эти компоненты играют заметную роль при процессах эндогенного породообразования, поэтому их называют также минерализаторами.

Еще в прошлом веке Г. Абигом в основу классификации магматических пород было положено содержание SiO_2 . В настоящее время по весовому процентному содержанию SiO_2 выделяют: кремнекислотные магматические породы, в которых $\text{SiO}_2 \geq 65\%$, среднекремнекислотные — SiO_2 65—52%, основные — SiO_2 52—45% ($\approx 42\%$) и ультраосновные — $\text{SiO}_2 \leq 45\%$.

По молекулярному содержанию Al_2O_3 , CaO , Na_2O и K_2O магматические породы делятся на три группы: нормальные или известково-щелочные ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$), пересыщенные щелочами, или агпайтовые, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > \text{Al}_2\text{O}_3$ и пересыщенные алюминием, или плюмазитовые, $\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

А. А. Маракушевым (1973) разработана систематика магматических пород по данным сводок региональных петрографических работ. По кремнекислотности и общей щелочности магматические породы подразделяются им на четыре ряда или группы (рис. 14): 1) щелочноземельные породы — перидотиты, пироксениты, пикриты, габбро и базальты, габбро-диориты и андезит-базальты, диориты и андезиты, гранодиориты и дациты, граниты и липариты; 2) щелочные кварцсодержащие породы — кварцевые сиениты и трахиты, щелочные граниты, комендиты, пантеллериты; 3) щелочные породы без кварца и фельдшпатоидов — кимберлиты и меймечиты, якупирангиты, щелочные пикриты, щелочные базальты и габбро, габбро-сиениты и трахиандезито-базальты, сиениты, трахиты, щелочные сиениты и трахиты (с эгирином, рибекитом) и т. д.; 4) фельдшпатоидные щелочные породы — нефелиновые якупирангиты, базаниты, нефелиниты, тералиты и тефриты, лейцитифиры, нефелиновые сиениты и фенолиты.

Из границ, разделяющих выделенные группы на диаграмме, наиболее принципиальное значение придается границе, проходящей между породами щелочноземельного, или нормального, и щелочного рядов. Щелочноземельная серия пород характерна для геосинклинального вулканизма, особенно для геосинклиналей фемического профиля; магматические породы основного и среднекремнекислотного (андезитового) состава образуются в стадии собственно геосинклинального развития подвижных зон, а кремнекислотные породы, особенно гранитоиды, в стадии складчатости. Кроме того, гранитоиды образуются в областях тектоно-магматической активизации. Горные породы щелочной серии обычно формируются в стабильных областях земной коры, в отдельных случаях — в новообразованных интрагеоантиклинальных структурах на ранних стадиях замыкающейся геосинклинали, как это, в частности, имеет место в байосской эвгеосинклинали южного склона Большого Кавказа (Гагра-Джавская тектоническая зона). Здесь, в верхней юре, верхнем мелу и нижнем неогене в различных

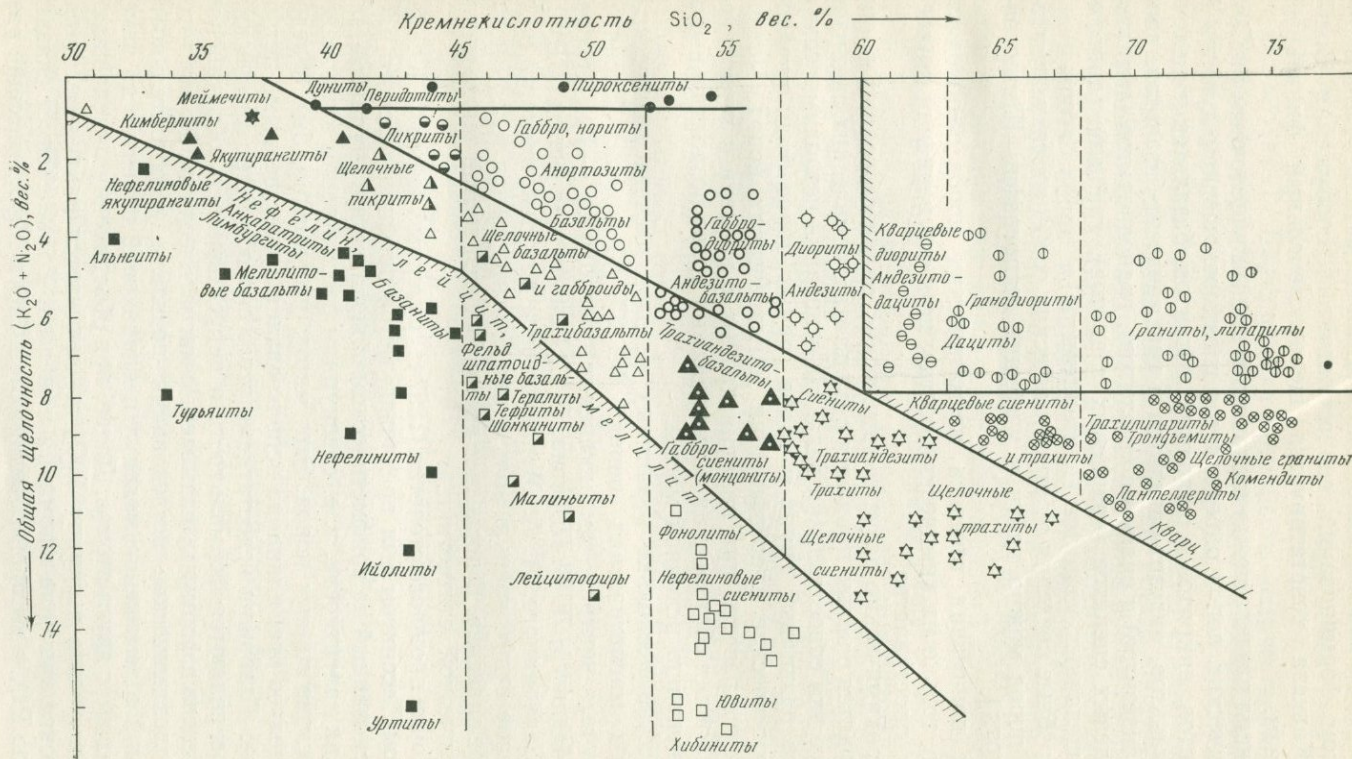


Рис. 14. Систематика магматических пород. По А. А. Маракушеву [1973₁].
 Условные обозначения соответствуют средним составам пород различных регионов

местах проявлен щелочной базальтоидный магматизм. А при окончательном формировании горноскладчатого сооружения Большого Кавказа констатируется щелочноземельный финальный вулканизм.

Граница раздела между щелочноземельным и щелочным рядами магматических пород определяется взаимоотношением дунитов и меймечитов, пикритов и щелочных пикритов, базальтов и щелочных базальтов, андезит-базальтов и трахиандезит-базальтов, диоритов (андезитов) и сиенитов (трахитов), гранодиоритов (дацитов) и кварцевых сиенитов (кварцевых трахитов), гранитов (липаритов) и щелочных гранитов (пантеллеритов).

Подробные сведения о петрохимических особенностях магматических пород можно найти в учебнике петрографии [Петрография, 1976].

Для понимания генезиса магматических пород необходимо знать не только их химический состав, но и его вариации во времени и пространстве.

Петрохимические расчеты химических анализов горных пород производятся с целью придания результатам химических анализов удобного для сопоставления вида. На основании петрохимических расчетов различных групп и типов горных пород были предложены химические классификации магматических пород. Петрохимические расчеты при наличии данных о времени и геологических условиях образования магматических пород позволяют выяснять эволюцию исходной магмы.

Известно несколько различных методов расчета химических анализов магматических пород: Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, Т. Барта, четырех американских петрологов — В. Кросса, И. П. Иддингса, Л. В. Пирсона, Г. С. Вашингтона (метод CJPW), А. Н. Заварицкого, А. А. Маракушева и др. Некоторые из них, сыгравшие существенную роль в петрологии, имеют теперь историческое значение. В последнее время был разработан также метод математической статистики.

В конце прошлого столетия (1897 г.) русским ученым Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом был предложен метод петрохимического расчета, основанный на арифметическом объединении в группы металлов по их валентности, т. е. совокупном рассмотрении компонентного состава горных пород. Этот метод, несомненно, был передовым и долгое время широко использовался отечественными петрографами. Главными недостатками этого способа петрохимических расчетов являются формальность и искусственность объединения компонентов в формулы, называемые магматическими. Кроме того, кристаллохимические исследования показали несостоятельность воззрений о замещении молекул и одинаковой валентности замещающих друг друга атомов. Далее, при объединении окислов алюминия и железа в группу R_2O_3 ступшевывается различное петрохимическое значение алюминия и железа. То же следует сказать о группе RO , в которой объединяются CaO и MgO , имеющие раз-

личное петрохимическое значение. Не оправдано также суммирование окислов типа RO с окислами типа R_2O в одну группу \overline{RO} и т. д.

По методу Т. Барта можно произвести количественный учет перемещения вещества при метаморфизме и метасоматизме, если известен характер исходной горной породы.

К недостаткам этого метода следует отнести: 1) необходимость допущения постоянства объема горных пород, подвергшихся преобразованию, что обычно имеет место лишь при изохимическом метаморфизме; 2) трудности при расчете аллохимически метаморфизованных пород и метасоматитов; 3) невозможность учесть миграцию ионов серы, что необходимо при исследовании процессов сульфидного рудообразования. Правда, последний недостаток легко исправим при выполнении рекомендаций С. Д. Четверикова [1956].

Новым в методе СJPW, предложенном в 1900 г., было проведение расчета на «стандартные (нормативные) минералы» хотя, конечно, их состав далеко не всегда соответствует реальному (модальному) минеральному составу. Вполне обосновано в методе противопоставление расчетов светлых и темных компонентов породы. Классификация горных пород, построенная по расчету химических анализов этим методом, была большим шагом вперед, однако она совсем не учитывала генетическую принадлежность пород. Формальные признаки подразделений приводили к разъединению родственных горных пород и, наоборот, объединению генетически отличных горных пород.

Одним из современных, широко применяемых петрологами Советского Союза методов является метод петрохимических расчетов А. Н. Заварицкого [1955], предложенный им в 1935 г. Самым значительным достоинством этого метода является весьма удачно разработанный способ одновременного рассмотрения всех главных взаимосвязанных особенностей компонентов и проектирование параметров на развернутом прямоугольном тетраэдре, из которого наглядно видны взаимоотношения всех основных величин, что позволяет делать широкие петрологические обобщения. Достоинствами этого метода являются также: правильность выбора системы группировки атомных количеств элементов в химическом составе горной породы, учет достижений кристаллохимии силикатов, позволяющий получить параметры состава горных пород, наиболее соответствующие реальным соотношениям элементов, и др.

Из недостатков метода следует отметить: включение в главные параметры горной породы общего количества атомов кремния, значительно превышающего количество каждого из остальных компонентов, что создает трудности при графическом изображении состава горной породы; некоторая неточность и переоценка при расчете величины a ; завышение дополнительной характеристики f' , в которую входят не только атомы двухвалентного, но и все

атомы трехвалентного железа; отсутствие учета некоторых деталей состава породообразующих минералов при расчете количества кремния, связываемого в силикаты, что приводит к некоторой неточности при вычислении величины a и т. д.

Подробное описание этих четырех методов приводится в книге С. Д. Четверикова [1956].

Метод термодинамического расчета показателей основности горных пород и минералов, предложенный А. А. Маракушевым, имеет своей целью оценить сравнительную кислотность — основность минералов и горных пород, что позволит делать широкие петрологические обобщения.

Новейшим научным методом является метод математической статистики. В настоящее время этот метод все более широко используется науками о Земле.

В связи с этим возникла необходимость в унификации форм сбора, координирования и хранения различных геологических материалов. Стал актуальным вопрос разработки алгоритмов и создания информационно-поисковых систем по различным профилям (дисциплинам) геологических наук.

В настоящее время статистический метод используется для выяснения особенностей изменения химического состава горных пород, закономерностей образования рудных концентраций, взаимосвязи между литогенезом и тектогенезом, для подсчета запасов полезных ископаемых, построения палеогеографических карт, установления направления изменений химического состава пласта и его пористости, оценки зональности рудных месторождений, количественного прогнозирования рудоносных горных пород, поисков месторождений полезных ископаемых и эффективного направления поисковых работ.

Для ознакомления с методом математической статистики можно рекомендовать работы Д. А. Родионова [1964], И. П. Шаропова [1965], Р. Милера и Дж. Кана [1965].

Петрохимические расчеты по методу А. Н. Заварицкого

По этому методу химический состав горной породы пересчитывается на числовые характеристики. С этой целью химические элементы группируются по их значению в породообразующих минералах. Рассчитываются атомные количества (числа) элементов, а не молекулярные соотношения их окислов, так как в минералах молекулярные соотношения отсутствуют; их можно встретить лишь в эмпирических формулах. Минералы (кристаллические тела) построены атомами и образуют закономерные решетки.

При пересчете по методу А. Н. Заварицкого [1955] рассматриваются соотношения следующих элементов: $Si : Al : Fe : Mg : Ca : Na : K$. При этом Mn присоединяется к Fe , а Ti — к Si . Кислород O отдельно не выделяется, так как его количество вытекает из общего количества катионов. Поскольку интенсивность окисления железа зависит от случайных факторов, то определение

его истинного количества не представляется возможным. Преду-
смотреть количество водорода также не удастся, так как коли-
чество воды в горных породах зависит от степени их изменения.

В результате пересчета выводится 4 основных и 7 дополнитель-
ных параметров. Сумма четырех основных параметров a , c (или \bar{c}),
 b , s равняется 100. Их значения следующие: a — относительное
число атомов щелочных металлов, входящих в алюмосиликаты и,
следовательно, комбинирующихся в атомных решетках минералов
с атомами Al; c — относительное число атомов кальция, которые
могут войти в алюмосиликаты (в сочетании CaAl_2). В некоторых
породах известковый алюмосиликат отсутствует и вместо него
может появиться ферросиликат натрия; b — относительное число
всех остальных металлических атомов, за исключением Si (и Ti),
не входящих в алюмосиликат и ферросиликаты натрия и прини-
мающих участие главным образом в строении решеток простых
силикатов, s — относительное число атомов кремния (+титана);

Параметр c определяется условно тем же приемом, каким вы-
числяется полевошпатовая известь во всех числовых характери-
стических, т. е. $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{N}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; такой расчет по существу явля-
ется лишь условным арифметическим приемом. Смотря по тому,
какова будет величина этой разности (больше молекулярного коли-
чества CaO , меньше него, или представлять отрицательную ве-
личину), мы можем различать три ряда химических составов гор-
ных пород — пересыщенные глиноземом, нормальные и пересы-
щенные щелочами.

Дополнительные параметры a' , f' , m' и c' указывают на уча-
стие в фемических минералах соответственно Al, Fe, Mg и Ca;
 n , t и ϕ соответственно выражают содержание Na в щелочных
алюмосиликатах, Ti в параметре s , окисла Fe в фемических мине-
ралах. Число Q указывает на степень насыщенности горной по-
роды кремнекислотой (SiO_2). Если Q положительное число, то
горная порода насыщена атомами кремния, при отрицательном
его значении она недонасыщена ими.

Порядок пересчета химического состава магматической породы
следующий.

1. Химический состав магматической породы, даваемый в весо-
вых процентах в виде окислов элементов, пересчитываем в моле-
кулярные количества (для ускорения пересчета пользуются спе-
циальными таблицами).

2. Складываем молекулярные количества SiO_2 и TiO_2 , обозна-
чая сумму буквой S .

3. Суммируем молекулярные количества K_2O и Na_2O . Если
эта сумма меньше, чем Al_2O_3 или равна этому количеству, то
удваивая сумму $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, получим A .

3а. Если $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$ (состав породы пересыщен
щелочами), то величину A получим, удваивая Al_2O_3 ; избыток
 $\text{Na}_2\text{O}' = \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$, умножив на два, обозначаем
буквой \bar{c} .

4. Берем разность $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O)$. Если она меньше или, по крайней мере, равна CaO , то обозначаем ее C .

4а. В случае если $Al_2O_3 > K_2O + Na_2O + CaO$, величина C равна CaO , и в этом случае избыток $Al_2O_3 = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO)$, умножив на два, присоединяем к величине B (см. п. 7).

5. Удваивая количество Fe_2O_3 и складывая его с количеством $FeO (+MnO)$, получаем FeO . Если горные породы пересыщены щелочами, величину FeO' уменьшаем на величину \bar{C} (п. 3а).

5а. В весьма редких случаях возможно $\bar{C} > FeO'$; тогда обозначаем разность $\bar{C} - FeO'$ через Na' , что представляет избыток натрия (Na_2O), умноженного на 2, т. е. излишние атомы Na после обозначения \bar{C} .

6. Определяем $CaO' = CaO - C$ (п. 4).

7. Складываем $FeO + MgO + CaO'$, получаем величину B . В нее входит, как сказано, удвоенный избыток Al_2O_3 , когда он имеется (п. 4а) или в указанных выше, очень редких случаях, избыток Na' (тогда, очевидно, отсутствует FeO').

8. Приводим отношения $A : C : B : S$ или $A : \bar{C} : B : S$ к 100 по следующим формулам:

$$a = \frac{100A}{N}; \quad c = \frac{100C}{N}; \quad b = \frac{100B}{N}; \quad s = \frac{100S}{N},$$

где $N = A + B + C + S$, т. е. мы выражаем отношения $a : c : b : s$ (или $a : \bar{c} : b : s$) в процентах.

Так получается основная числовая характеристика химического состава горной породы $a : b : c : s$. Кроме нее, для характеристики состава горной породы могут служить следующие дополнительные коэффициенты или параметры:

$$f' = \frac{FeO'}{B} 100; \quad m' = \frac{MgO'}{B} 100; \quad c' = \frac{CaO'}{B} 100;$$

$$n = \frac{2Na_2O}{A} 100; \quad t = \frac{TiO_2}{B} 100; \quad \varphi = \frac{2Fe_2O_3}{B} 100.$$

В пересыщенных глиноземом горных породах вместо c' получается, как мы видим,

$$a' = \frac{2Al_2O_3}{S} 100.$$

В горных породах, пересыщенных щелочами, в написанном выше выражении для f' величина FeO' обозначает количество закиси железа, уменьшенное на величину \bar{C} . В редких случаях, когда $\bar{C} > FeO'$, получается, как мы видим, избыток Na' , и тогда мы имеем дополнительный параметр:

$$n' = \frac{Na'}{B} 100.$$

В этом случае f отсутствует.

Величина Q вычисляется следующим образом.

$$Q = s - (3a + 2c + b) \text{ или } Q = s - (3a + 2\bar{c} + b).$$

Таким образом, в зависимости от результатов пересчета получают четыре класса или ряда химических составов горных пород со следующими числовыми характеристиками:

1) нормальные составы: $a : c : b : s; f' : m' : c'; n, t, \varphi;$

2) пересыщенные глиноземом составы: $a : c : b : s; a' : f' : m', n, t, \varphi;$

3) пересыщенные щелочами составы; $a : \bar{c} : b : s; f' : m' : c'; n, t, \varphi;$

4) редко сильно пересыщенные щелочами составы: $a : \bar{c} : b : s; n' : m' : c'; n, t, \varphi.$

А. Н. Заварицкий обращает внимание читателей на следующее важное обстоятельство. Параметры основной характеристики являются числами именованными (число атомов), а параметры дополнительной характеристики — числами отвлеченными (их отношения).

В табл. 3 приводится один из примеров расчета, числовых характеристик андезит-базальта, отвечающих нормальному классу состава горных пород.

ТАБЛИЦА 3

Химический анализ андезит-базальта вулкана
Авачинская сопка на Камчатке (извержение 1909 г.)
и его пересчет на числовые характеристики

Окислы и элементы	Весовые проценты	Молекулярные количества
1	2	3
SiO ₂	54,30	905 } 917 S
TiO ₂	0,98	12 }
Al ₂ O ₃	17,56	172 — 61 = 111 C
Fe ₂ O ₃	5,75	35,2 = 72 }
FeO	2,70	39 } 112 } 300 B
MnO	0,10	1 }
MgO	5,65	141 }
CaO	8,85	158 — 111 = 47 }
Na ₂ O	3,14	51 } 61 × 2 = 122 A
K ₂ O	0,93	10 }
P ₂ O ₅	0,15	
S	0,22	
Cl	0,05	
H ₂ O	0,10	
С у м м а	100,48	

Согласно приведенному выше правилу, химический состав, данный в весовых процентах, пересчитывается на молекулярные количества. Складывая SiO_2 и TiO_2 , получаем число S (917), складывая $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, получаем молекулярное число $R_2\text{O}$ или $R_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ (61). Для получения числа A следует $61 \times 2 = 122$. Из молекулярного количества Al_2O_3 вычитаем молекулярное количество щелочей ($172 - 61 = 111$), получим число C (молекулярное количество CaO , входящее в полевои шпат). Вычитая из всего молекулярного количества CaO число C , получим свободное молекулярное количество CaO (47). Fe_2O_3 перечисляем на закись FeO , для чего надо это количество умножить на 2. К полученному числу прибавляем FeO и MnO , что обозначим FeO' (112). Складывая FeO' , MgO и CaO' , получим B (300). Сумма $A + C + B + S = N$ (1450).

Путем пересчета относительного количества A, C, B, S на проценты, получим a, c, b, s . Главные числовые характеристики химического состава рассматриваемой горной породы будут следующие:

$$\begin{array}{rcl} A = 122; & a = 8,4; \\ C = 111; & c = 7,6; \\ B = 300; & b = 20,7; \\ S = 917; & s = 63,3 \\ \hline N = 1450 & \Sigma = 100,0 \end{array}$$

Дополнительные числовые характеристики будут:

$$f' = \frac{112}{300} \cdot 100 = 37; \quad m' = \frac{141}{300} \cdot 100 = 47;$$

$$c' = \frac{47}{300} \cdot 100 = 16;$$

$$n = \frac{51}{61} \cdot 100 = 84; \quad t = \frac{12}{917} \cdot 100 = 1,3;$$

$$\varphi = \frac{72}{300} \cdot 100 = 24; \quad Q = 63,3 - (25,2 + 15,2 + 20,7) = 2,2.$$

Графическое изображение числовых характеристик. А. Н. Заварицкий разработал диаграмму для изображения числовых характеристик химических составов магматических пород. С целью изображения основной числовой характеристики, представляющей отношение четырех чисел, он применил барицентрические координаты, в которых каждой из числовых характеристик отвечает одна определенная точка. При изображении четырех отношений чаще всего берется правильный тетраэдр проекции, хотя это вовсе не обязательно. Для более удобного построения фигуративных точек гораздо лучше взять промежуточный тетраэдр.

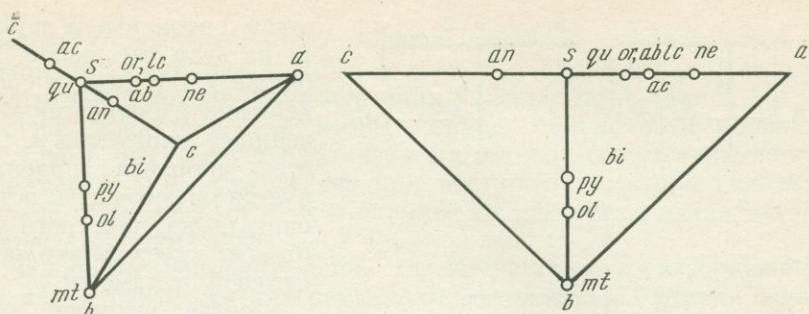


Рис. 15. Расположение фигуративных точек нормативных минералов в барицентрических координатах внутри прямоугольного тетраэдра (слева) и проекция фигуративных точек и их основных числовых характеристик на *sab*- и *scb*-плоскостях развернутого тетраэдра (справа).

ac — актинолит; *qu* — кварц; *an* — анортит, *ab* — альбит; *or* — ортоклаз; *lc* — лейцит; *ne* — нефелин; *bi* — биотит; *py* — пироксен; *ol* — оливин; *mt* — магнетит

Основная числовая характеристика, состоящая из четырех параметров, изображается точкой в прямоугольном тетраэдре проекции, а дополнительные параметры — векторами. В вершинах тетраэдра проекции расположены *a*, *c*, *b*, *s*. Точки, изображающие теоретические составы породообразующих минералов (параметры основной характеристики для них приведены в табл. 4), расположатся в тетраэдре так, как это показано на рис. 15 слева.

Состав кварца изобразится точкой в вершине *s* (кварц имеет три нулевых параметра и параметр *s*, равный 100). Состав нефелина — точкой на ребре *sa*, посередине между вершинами (нефелин имеет два нулевых параметра и два параметра *a* и *s* по 50), а со-

ТАБЛИЦА 4

Параметры основных числовых характеристик виртуальных породообразующих минералов

Минералы	Параметры			
	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>
Кварц <i>qu</i>	0	0	0	1
Ортоклаз <i>or</i> и альбит <i>ab</i>	1	0	0	3
Анортит <i>an</i>	0	1	0	2
Нефелин <i>ne</i>	1	0	0	1
Лейцит <i>lc</i>	1	0	0	2
Пироксен и амфибол (приблизительно <i>py</i>)	0	0	1	1
Оливин <i>ol</i>	0	0	1	1
Биотит <i>bi</i>	1	0	3	3
Рудный минерал и корунд <i>mt</i>	0	0	1	0
Акмит (эгирин) <i>ac</i>	0	1	0	2

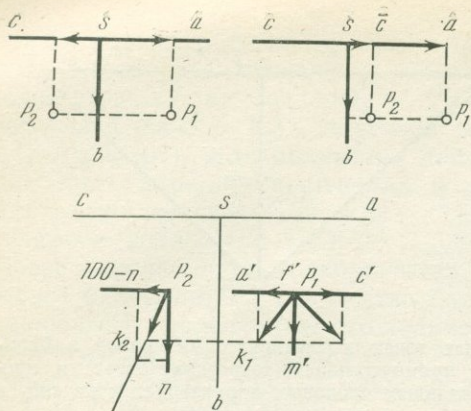


Рис. 16. Построение векторов на плоскостях развернутого тетраэдра

будет удалена от вершины s на расстояние, равное ребру sc . Поэтому точка эгирина в соответствии с его параметрами будет расположена симметрично с точкой анортита относительно вершины s .

В связи с тем что на практике пользоваться объемной фигурой неудобно, А. Н. Заварицкий числовые характеристики изображает на плоскостях развернутого тетраэдра. Тетраэдр разворачивается вдоль ребра sb на две плоскости проекции sab и scb . В такой проекции составы, характеризующиеся тремя или двумя нулевыми параметрами, изображаются одной точкой, а все остальные — двумя точками (рис. 15, справа).

Диаграмма строится следующим образом. От исходной точки s вниз по вертикали откладывается параметр b , вправо, по горизонтали — параметр a , влево — параметр c (рис. 16, вверху слева). От конца отложенных отрезков проводятся линии, параллельные ребрам тетраэдра, пересечение которых дает две точки. Одна точка расположена на плоскости scb , другая на плоскости sab . При наличии параметра \bar{c} отрезок sc откладывается в том же направлении, что и параметр a (рис. 16, вверху справа), т. е. вправо от s и, таким образом, обе точки, изображающие такой состав, будут находиться на одной плоскости sab .

Построение дополнительных параметров проводится в масштабе, в 10 раз меньшем, чем принятый для основной характеристики. Параметры f' , m' , c' или a' , f' , m' изображаются на плоскости sab . В точке P_1 , изображающей параметр основной характеристики, помещается параметр f' , и от этой точки как исходной откладывается вправо отрезок, соответствующий c' и вниз, от конца его, отрезок, соответствующий m' . Полученная точка соединяется с исходной прямой и снабжается на конце острием стрелки. Если в дополнительной характеристике участвует па-

ставы ортоклаза и лейцита на этом же ребре, но ближе к вершине, в соответствии с большими значениями параметра s . Состав анортита проектируется на ребре sc , а состав биотита на плоскости sab (биотит имеет только один нулевой параметр).

Состав эгирина, имеющего параметр \bar{c} вместо c , изобразится точкой вне тетраэдра на продолжении ребра sc , причем точка, отвечающая составу $a=0$, $\bar{c}=100$, $b=0$, $s=0$, бу-

раметр a' вместо c' , отрезок, отвечающий a' , откладывается от исходной точки влево, вниз от него откладывается m' ; вектор, полученный при таком построении, имеет левый наклон.

При характеристике горных пород, сильно пересыщенных щелочами, отсутствует параметр f' , и вместо него рассчитывается параметр n' . В этом случае при построении вектора исходной точкой будет не f' , а n' и в отличие от обычного случая вектор проводится пунктиром.

Параметр дополнительной характеристики n изображается на левой плоскости диаграммы scb . С этой целью от точки основной характеристики P_2 , находящейся на этой плоскости, как исходной в произвольном масштабе вниз откладывается величина n и влево $100 - n$. Соединив полученную точку с исходной точкой, получим вектор, наклон которого показывает соотношение Na и K в составе щелочных алюмосиликатов. Длина вектора принимается равной стрелке, изображающей состав этой же горной породы на плоскости sab , что удобно, так как позволяет легко сопоставить оба вектора одной и той же горной породы.

Петрохимическая диаграмма позволяет получить представление о главных особенностях химического состава горных пород по расположению векторов на диаграмме, их длине и направлению.

Расположение векторов в нижней части диаграммы указывает на большое содержание в породе фемических составных частей, приближение их к вершине s — на повышение содержания кремнезема. Если векторы расположены близко к оси sb , то в горной породе мало алюмосиликатов. Если вектор удален от оси sb вправо — в горной породе много щелочных алюмосиликатов (щелочных полевых шпатов), а если влево — много алюмосиликатов кальция (плагиоклазов). Расположение обоих векторов на одной плоскости sab (при наличии \bar{c}) показывает на пересыщенность горной породы щелочами.

Вектор на плоскости sab имеет левый наклон в том случае, если горная порода пересыщена глиноземом; направление вектора вправо свидетельствует о принадлежности горной породы к нормальному классу. Крутой наклон этого вектора вправо показывает на большое содержание в составе фемических минералов магния, а пологое положение — на значительное содержание в них кальция.

Направление вектора, расположенного на плоскости scb , является показателем соотношения Na и K , содержащихся в щелочных алюмосиликатах. Крутой наклон вектора указывает на большое содержание в щелочных полевых шпатах натрия, пологий — на большое количество в них калия.

Длина вектора, расположенного на плоскости sab , отражает относительное количество в горной породе железа. Чем короче вектор, тем больше железа содержат фемические минералы. Вектор превратится в точку, если железо будет представлено единственным катионом в составе фемических минералов.

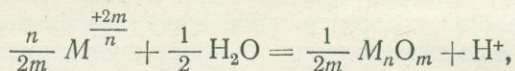
Таким образом, А. Н. Заварицким составлена петрохимическая диаграмма средних составов главных типов магматических пород, вычисленных Р. О. Дэли, которая позволяет проследить закономерное изменение их химических составов.

Петрохимические расчеты по методу А. А. Маракушева (термодинамический расчет показателей основности горных пород и минералов)

А. А. Маракушев [1976] предложил оригинальный метод оценки сравнительной кислотности — основности горных пород и минералов на основе расчета реакций ионизации с участием одного протона. При этом он использовал протонную теорию, разработанную Дж. Бронстедом и Т. Лоури.

Согласно протонной теории, к кислотам относятся вещества, стремящиеся отдавать протоны (ионы водорода), а к основаниям — вещества, стремящиеся их присоединять. Из этого определения видна относительность понятий кислота и основание, так как одно и то же вещество в одной среде может стремиться отдавать протоны (проявлять кислотные свойства), а в другой их присоединять, т. е. вести себя как основание. Поэтому в анализе кислотно-основных свойств важно определить среду, в которой находятся вещества (правильно выбрать растворитель). Согласно петрологическим данным последних лет, процессы петрогенезиса (магматизм, метаморфизм) развиваются под воздействием флюидов глубинного происхождения, в которых существенную роль играет H_2O . Основные свойства веществ в дальнейшем рассматриваются по отношению к этому компоненту (в газообразном стандартном состоянии). Мерой основности, исходя из принятой теории, служит химическое сродство к протону: чем оно выше, тем сильнее проявляются основные свойства вещества.

Стандартная реакция, которой выражается химическое сродство веществ к протону, представляется в следующем виде (в расчете на один протон):



где M_n^{+2m} — положительно заряженный простой ион металла (катион), H^+ — ион водорода (протон), M_nO_m — кислородное соединение металла (в твердой фазе или в расплаве).

Химическим сродством определяется «движущая сила» реакций, мерой которой в химической термодинамике служит приращение свободной энергии веществ, участвующих в реакции (ΔZ_T^0). Это приращение связано с тепловыми (энтальпийным ΔH_T^0 и энтропийным ΔS_T) эффектами реакций — соотношением $\Delta Z_T^0 = \Delta H_T^0 - T\Delta S$. Приращение свободной энергии ΔZ_T^0

является прямым показателем смещенности реакций влево, т. е. мерой положительной ионизации металла (мерой его основности по отношению к H_2O). Большие положительные величины ΔZ_T^0 свойственны щелочным металлам, значения, близкие к нулю, — амфотерным* металлам, отрицательные значения — кислотным компонентам. Реакция может смещаться в ту или иную сторону с изменением химической активности катиона (a_{M^+}) и протона (a_{H^+}) и термодинамического давления (фугитивности) воды (P_{H_2O}). Все эти факторы связаны с приращением свободной энергии соотношением:

$$\frac{\Delta Z_T^0}{RT} = \frac{1}{2} \ln P_{H_2O} + \frac{n}{2m} \ln a_{M^+} - \ln a_{H^+} \quad \text{или} \quad \frac{\Delta Z_T^0}{2,303RT} = \\ = \frac{1}{2} \lg P_{H_2O} + \frac{n}{2m} \lg a_{M^+} - \lg a_{H^+},$$

где R — универсальная газовая постоянная ($R = 8,314 \text{ Дж} \times \times \text{град.}^{-1} \text{ моль}^{-1}$), T — абсолютная температура ($^{\circ}\text{К}$).

При стандартном давлении воды $P_{H_2O} = 10^5 \text{ Па}$ ($\lg P_{H_2O} = 0$) и единичной химической активности иона металла $a_{M^+} = 1$ ($\lg a_{M^+} = 0$), связь ΔZ_T^0 и щелочности ($\text{pH} = -\lg a_{H^+}$) раствора определяется уравнением

$$\frac{\Delta Z_T^0}{2,303RT} = -\lg a_{H^+} = \text{pH}.$$

Оно показывает, что приращение ΔZ_T^0 реакции прямо связано с величиной pH (щелочностью) раствора. В то же время оно характеризует основность твердых или жидких (расплавленных) кислотных соединений металлов, что позволяет перейти на ее основе к порообразующим минералам и горным породам (или соответствующим им расплавам).

На основе термодинамических констант рассчитываются стандартные реакции, характеризующие основность веществ (петрогенных окислов, нормативных минералов и горных пород).

Расчеты по методу математической статистики

Применение любых математических методов в геологии и геохимии основано на возможности представления геологического объекта в целом или его отдельных признаков в виде определенным образом выбранных математических моделей.

Математическая модель реального объекта по М. С. Цхелишвили должна удовлетворять следующим требованиям:

1) наиболее полно отражать все характерные черты реального объекта в условиях поставленной геологической задачи.

* Амфотерный [греч. «амфотерос» — обоудный] — двусторонний, двойственный, могущий нести противоположные по знаку электрические заряды. Амфотерные химические вещества — это вещества, могущие в водном растворе обнаружить кислотные и основные свойства.

Это требование является исключительно важным и его следует пояснить. При петрологическом описании, например, гранитного массива необходимо в первую очередь установить набор слагающих его различных пород, их взаимоотношения, характер контактов, вторичных изменений и т.д. Инженерно-геологические исследования на этом же массиве носят иной характер. В данном случае массив представляется как совокупность пространственных участков, обладающих различной прочностью, трещиноватостью, водопроницаемостью и т. п. При мелкомасштабных металлогенических работах массив будет рассматриваться как однородное тело, обладающее определенными средними характеристиками. Все эти особенности изучаемого объекта в условиях различных задач должны быть отражены в математической модели;

2) быть наиболее простой из всех возможных для решения данной задачи;

3) обеспечивать решение поставленной геологической задачи с помощью известных методов математики или приводить к наиболее простому математическому решению.

Выбор математической модели является очень важным, но не достаточным при применении математических методов в геологических исследованиях. Дополнительно требуются:

4) четкая постановка геологической задачи, для решения которой необходимо применение математических методов;

5) формулировка задачи в формальном виде, т. е. с использованием уже не геологических объектов и понятий, а их математических аналогов;

6) решение задачи в формальном виде с использованием математических средств;

7) интерпретация результатов применения математических методов с обязательным учетом упрощений и допущений, принятых при выборе моделей.

В связи с тем что настоящий раздел посвящен применению методов математической статистики, ниже будут приведены основные математические модели, пригодные для применения статистических методов. Объектом математической статистики являются случайные события, случайные функции, в общем все понятия теории вероятностей. Таким образом, используя аппарат математической статистики, мы должны подбирать модели для реальных объектов из теории вероятностей.

Основным понятием теории вероятностей является «случайная» величина. Она называется случайной, если при единичном изменении ее мы не можем точно предсказать возможное значение этой величины (интуитивное определение). Случайная величина обычно обозначается греческими малыми или заглавными буквами — ξ , ψ , η , Ξ , Ψ , и т. п. Все возможные значения одной случайной величины образуют ее генеральную совокупность. Несмотря на то, что величина имеет случайный характер, поведение ее значений подчиняется вполне определенным законам.

Так, вся совокупность случайной величины полностью описывается ее функцией распределения. Функция распределения случайной величины ξ обозначается обычно $F(x)$ или $P(\xi \leq x)$. Последнее означает, что вероятность случайной величины принимается как значение меньшее или равное некоторому аргументу x . Функции распределения случайных величин по своему характеру могут быть отнесены к какому-либо из изученных известных законов. Наиболее распространенными законами распределения являются: нормальный, логнормальный, биномиальный, Пуассона, Пирсона, Фишера, Стьюдента и т. д. Каждая функция распределения, в зависимости от принадлежности к тому или иному закону, определяется одним, двумя, тремя или более параметрами. Применение статистики в петрохимических исследованиях может быть основано на представлении петрохимического состава изучаемого объекта в виде многомерной случайной величины.

Особенности моделей распределения здесь не рассматриваются. Заинтересованному читателю можно рекомендовать работы Д. А. Родионова [1964], И. П. Шарипова [1965] и др.

Подбор нормальной и логнормальной модели распределения. Модель нормального распределения является наиболее простой и с проверки ее соответствия выборочным данным необходимо начинать исследование геохимической совокупности.

Подбор модели распределения осуществляется путем проверки предложения о соответствии модели наблюдаемому соотношению в реальной выборке.

Первый из рекомендуемых методов подбора модели распределения основан на следующем. Известно, что если нормальная модель распределения не противоречит наблюдаемым данным, то математическое ожидание оценки первого абсолютного момента:

$$Md = 0,79788 \left[1 - \frac{2}{8n-9} \right].$$

Математическое ожидание оценки коэффициента асимметрии $M\hat{\gamma}_1 = 0$. Упомянутые оценки имеют следующий вид:

$$d = \frac{1}{ns} \sum_{i=1}^n |xi - \bar{x}|;$$

$$\gamma_1 = \frac{1}{ns^3} \sum_{i=1}^n (xi - \bar{x})^3;$$

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n xi;$$

$$s^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (xi - \bar{x})^2.$$

Процедура проверки гипотезы о соответствии модели и эмпирических данных заключается в следующем. Положим, что в порядке исследования имеется выборка объема n , т. е. $X_1, X_2, \dots, X_i, \dots, X_n$ (табл. 5). По формулам определяются необходимые оценки. После вычисления d и $\hat{\gamma}_1$ по таблицам снимаются значения математического ожидания Md и стандартного отклонения для оценок d и $\hat{\gamma}_1$, т. е. \sqrt{Dd} и $\sqrt{D\hat{\gamma}_1}$, соответствующие числу наблюдений n . Заканчивается процедура определением значений для величин:

$$t_1 = \frac{d - Md}{\sqrt{Dd}}; \quad t_2 = \frac{\hat{\gamma}_1}{\sqrt{D\hat{\gamma}_1}}.$$

Их можно назвать мерой асимметричности и мерой эксцессивности эмпирической кривой распределения для исследуемой выборочной совокупности. В случае, когда справедлива гипотеза о соответствии нормальной модели эмпирическим данным, величины t_1 и t_2 представляют собой значения величины, распределенной асимптотически нормально с параметрами 0 и 1.

ТАБЛИЦА 5

Процедура проверки гипотезы о соответствии нормальной модели и эмпирических данных в общем виде

i	X_i	$X_i - \bar{X}$	$(X_i - \bar{X})^2$	$(X_i - \bar{X})^3$
1	X_1	$X_1 - \bar{X}$	$(X_1 - \bar{X})^2$	$(X_1 - \bar{X})^3$
2	X_2	$X_2 - \bar{X}$	$(X_2 - \bar{X})^2$	$(X_2 - \bar{X})^3$
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
i	X_i	$X_i - \bar{X}$	$(X_i - \bar{X})^2$	$(X_i - \bar{X})^3$
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
n	X_n	$X_n - \bar{X}$	$(X_n - \bar{X})^2$	$(X_n - \bar{X})^3$
n	$\sum_{i=1}^n x$	$\sum_{i=1}^n X_i - \bar{X} $	$\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2$	$\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3$

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i; \quad s^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2; \quad s = \sqrt{s^2}; \quad s^3;$$

$$d = \frac{1}{ns} \sum_{i=1}^n |X_i - \bar{X}|; \quad \hat{\gamma}_1 = \frac{1}{ns^3} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3;$$

$$t_1 = \frac{d - Md}{\sqrt{Dd}}; \quad t_2 = \frac{\hat{\gamma}_1}{\sqrt{D\hat{\gamma}_1}}.$$

Это означает, что если при установленном уровне значимости 0,05 обе величины не превысят 1,96, то гипотеза о применимости нормальной модели для описания исследуемой выборочной совокупности может быть признана состоятельной. В случаях, когда хотя бы одна из величин t_1 или t_2 превысит допустимый уровень, равный в данном случае 1,96, гипотезу о применимости нормальной модели следует отбросить как несоответствующую наблюдаемым данным.

В табл. 6 приведен пример проверки гипотезы о соответствии нормальной модели распределения TiO_2 в лавах алнейской серии

ТАБЛИЦА 6

Результаты проверки гипотезы о соответствии нормальной модели распределения TiO_2 в лавах алнейской серии (Камчатка)

Номера п/п	X_i	$(X_i - \bar{X}) 10$	$(X_i - \bar{X})^2 100$	$(X_i - \bar{X})^3 1000$
1	0,87	1,1	1,21	1,331
2	1,02	2,6	6,76	17,576
3	0,62	-1,4	1,96	-2,744
4	0,80	0,4	0,16	0,064
5	0,77	0,1	0,01	0,001
6	0,84	0,8	0,64	0,512
7	0,70	-0,6	0,36	-0,216
8	0,68	-0,8	0,64	-0,512
9	0,48	-2,8	7,84	-21,952
10	0,78	0,2	0,04	0,008
11	0,87	1,1	1,21	1,331
12	1,04	2,8	7,84	21,952
13	0,78	0,2	0,04	0,008
14	1,07	3,1	9,61	29,791
15	0,85	0,9	0,81	0,729
16	0,50	-2,6	6,76	-17,576
17	0,64	-1,2	1,44	-1,728
18	0,69	-0,7	0,49	-343
19	0,58	-1,8	3,24	-5,832
20	0,65	-1,1	1,21	-1,331
21	1,00	2,4	5,76	13,824
22	0,70	-0,6	0,36	-0,216
23	0,66	-1,0	1,00	-1,000
24	0,80	0,4	0,16	0,064
25	0,50	-2,6	6,76	-17,576
$n = 25$	$\Sigma = 18,89$	$\Sigma = 33,3$	$\Sigma = 66,31$	$\Sigma = 16,165$

$$\bar{X} = \frac{18,89}{25} = 0,76; \quad s^2 = \frac{66,31}{25-1} = 2,76; \quad s = 1,66; \quad s^3 = 4,58;$$

$$d = \frac{1}{25 \cdot 1,66} 33,3 = 0,8024; \quad \hat{\gamma}_1 = \frac{1}{25 \cdot 4,58} 16,165 = 0,1411;$$

$$t_1 = \frac{0,8024 - 0,8062}{0,0409} = -\frac{0,0038}{0,0409} = -0,09; \quad t_2 = \frac{0,1411}{0,4352} = 0,32.$$

на Камчатке. После суммирования данных, составляющих содержание 2-й графы, вычисляется среднее арифметическое \bar{X} . Для удобства вычислительных операций разности между значениями X_i и \bar{X} умножаются на 10. В связи с тем что конечным результатом является получение величин, нормированных s в соответствующих степенях, производить обратный переход нет необходимости. После определения соответствующих сумм величин, находящихся в 3-й и 4-й графах, вычисляются оценки d и s^2 . Это дает возможность подсчитать величину t_1 , которая сопоставляется с допустимым значением, равным 1,96. Если $t_1 > 1,96$, то вычисления заканчиваются. Если $t_1 \leq 1,96$, то процедура продолжается. В этом случае подсчитывается сумма значений, расположенных в графе 5, вычисляются $\hat{\gamma}_2$ и t_2 . Сопоставление величины t_2 с 1,96 завершает процедуру. В нашем случае $t_1 = 0,09$, что значительно меньше 1,96 и $t_2 = 0,32$, т. е. обе величины t_1 и t_2 менее допустимого значения. Это дает право исследователю признать нулевую гипотезу состоятельной, т. е. использовать для описания выборочной совокупности содержаний TiO_2 нормальную модель распределения.

Подбор логнормальной модели аналогичен подбору модели нормального распределения. Отличие состоит лишь в том, что исследователь в рассматриваемом случае имеет дело не с эмпирическими данными, а с логарифмами этих данных.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (ПЕТРОХИМИЯ) МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

На основании анализа средних химических составов главных типов метаморфических пород щелочноземельного, щелочного и бедного кремнеземом рядов А. А. Маракушевым [1973] осуществлена их систематика. Согласно этой классификации все метаморфиты подразделяются на два ряда (рис. 17): А — щелочноземельные и Б — щелочные и бедные кремнеземом. По кремнекислотности в ряд щелочноземельных метаморфитов входят следующие группы: II-A — амфиболиты, III-A — основные гнейсы, IV-A — гнейсы, V-A — кварцитогнейсы; в ряд щелочных метаморфитов входят: I-B — хлоритовые и рибекитовые сланцы, II-B — глаукофановые породы, III-B — щелочные жадеиты и IV-B — щелочные гнейсы и кварцитогнейсы.

Переход щелочноземельных метаморфитов в щелочные выражается в появлении щелочных минералов, в частности, глаукофана в глаукофановых породах, других амфиболов повышенной щелочности в щелочных амфиболитах, жадеита и омфацита в жадеититах и эклогитах, эгирина и рибекита в щелочных гнейсах и альбититах, нефелина в щелочных кристаллических сланцах и т. д.

На рис. 17 показана группировка щелочных метаморфитов по процентному содержанию SiO_2 и отражено соответствие щелоч-

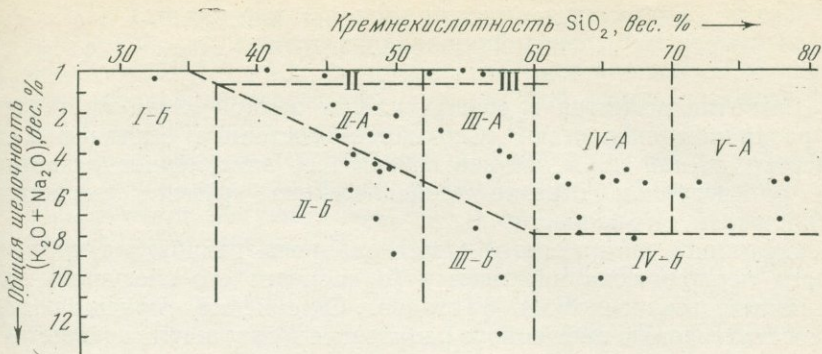


Рис. 17. Систематика метаморфических пород. По А. А. Маракушеву [1973, 1]

ных метаморфитов ультраосновным, основным, среднекремнекислотным и кремнекислотным метаморфитам щелочноземельного ряда. В интервале содержания SiO_2 50—55% фиксируется переход метаморфитов основного и среднекремнекислого состава. К нему относятся горные породы, промежуточные между амфиболитами (SiO_2 45—52%) и типичными гнейсами ($\text{SiO}_2 > 60\%$) — кварцевые амфиболиты, пироксеновые и амфиболовые меланократовые гнейсы, а также гнейсы, богатые кордиеритом, гранатом, силлиманитом, глинистые сланцы, филлиты, тальковые сланцы. В отличие от типичных гнейсов, характеризующихся высокой кремнекислотностью, А. А. Маракушев предлагает называть их основными гнейсами.

Петрохимическое изучение горных пород является важнейшим в петрологии не только магматических, но и метаморфических пород. В отдельных случаях петрохимический метод позволяет установить некоторые важные аспекты генезиса горных пород, которые трудно решить с помощью других петрологических методов. К ним, в частности, относится вопрос исходного состава подвергшихся либо аллохимическому преобразованию (метаморфизму) горных пород, последовательный привнос и вынос вещества на различных стадиях геосинклинального развития, а также после геосинклинального (внегеосинклинального) развития и другие вопросы. Данные об исходном составе глинистых отложений геосинклинали приведены в работе А. А. Маракушева, М. А. Мишкина и др.

В различных глинистых отложениях состав щелочей изменчив. Натрий преобладает над калием в глинистых отложениях альпинотипных (офиолитовых) поясов. В более распространенных глинистых отложениях, развитых в осадочно-вулканогенных геосинклиналиях, преобладают глины, в которых натрий играет подчиненную роль. В существенно терригенных геосинклиналиях содержание калия относительно более высокое.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МИНЕРАЛО- И ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Развитие вещества в разных частях земной коры протекает с различной скоростью. «Спокойное» состояние определенного участка земной коры, точнее говоря, его замедленное развитие на определенном отрезке геологического времени сменяется ускоренным, и наоборот.

Состояние химического и минерального равновесия горных пород периодически нарушается (происходит его смещение) под влиянием геологических факторов. Стремление горных пород к восстановлению смещенного равновесия выявляется соответствующими химическими реакциями, что обуславливает появление новых минеральных парагенезов. Геологическими факторами, вызывающими процесс превращения исходных горных пород, являются: восходящие растворы разных составов и концентраций, температура и давление.

Правило фаз Гиббса. Дж. В. Гиббс на основе второго закона термодинамики в 1876 г. установил правило фаз. В своей основной формуле он показал зависимость между числом фаз r в закрытой многофазной системе, числом компонентов (k) и числом степеней свободы (n) при равновесии.

Фазой называется однородная часть неоднородной системы, которая может быть извлечена из системы механическим способом. Число независимых компонентов k есть число индивидуальных веществ в системе за вычетом числа химических уравнений, связывающих эти вещества, это число позволяет описать состав всех фаз системы. Число степеней свободы n есть максимальное количество интенсивных термодинамических переменных параметров (T ; P ; X — концентрация компонентов, выраженная мольными долями), которые можно независимо менять в определенных пределах без изменения числа и природы фаз системы, находящейся в равновесии.

Состояние системы при равновесии, а также химический потенциал зависят от P , T и X , но иногда необходимо учитывать и другие факторы, в частности, кривизну поверхности раздела фаз и гравитационные и электрические поля системы.

Для вывода правила фаз Гиббса рассмотрим систему, состоящую из r фаз и k компонентов. При равновесии химические потенциалы (μ) каждого из компонентов во всех фазах равны, т. е.

$$\left. \begin{aligned} \mu'_1 &= \mu''_1 = \dots = \mu^r_1 \\ \mu'_2 &= \mu''_2 = \dots = \mu^r_2 \\ \mu'_k &= \mu''_k = \dots = \mu^r_k \end{aligned} \right\} k$$

r

Так как по каждой строке можно составить $(r - 1)$ независимых уравнений, а число строк равно k , то число независимых уравнений будет $k(r - 1)$. Учитывая, что для каждой фазы имеется одно уравнение состояния, а число фаз равно r , общее число уравнений системы составит $k(r - 1) + r$.

Число переменных параметров, характеризующих концентрацию k компонентов в r фазах, равно kr . Кроме того, независимыми переменными являются давление и температура. Таким образом, общее число переменных систем равно $kr + 2$.

Если из числа переменных вычтем число связывающих их уравнений, то получим число независимых переменных или число степеней свободы, что также называют вариантно́стью системы

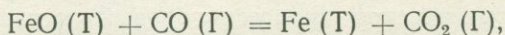
$$n = kr + 2 - [k(r - 1) + r], \text{ т. е. } n = k + 2 - r.$$

Необходимо заметить, что формула Гиббса верна для равновесной системы, т. е. для случаев, когда во всех фазах системы температура и давление одинаковы и химические потенциалы каждого из компонентов равны.

Правило фаз Гиббса можно сформулировать следующим образом: число степеней свободы (n) равновесной термодинамической системы, на которую из внешних факторов влияют только давление и температура, равно числу компонентов k системы плюс 2, минус число фаз.

Рассмотрим находящуюся в равновесии систему $\text{CaCO}_3(\text{T}) = \text{CaO}(\text{T}) + \text{CO}_2(\text{Г})$, где Т — твердая фаза, Г — газовая фаза [Курс физической химии, т. 1, 1970]. Здесь $k = 2$, $r = 3$; $n = 2 + 2 - 3 = 1$, т. е. система одновариантна.

При восстановительной реакции закиси железа будем иметь двухвариантную систему



в которой $r = 3$; $k = 3$; $n = 3 + 2 - 3 = 2$.

Последнее означает, что из трех параметров состояния: температуры (T), общего давления (P) и состава газовой фазы произвольно можно выбрать лишь два. Если, например, задать T и P , то концентрации газов будут однозначно определены в соответствии с уравнением:

$$C_p = P_{\text{CO}_2} : P_{\text{CO}} = (P - P_{\text{CO}}) : P_{\text{CO}},$$

где C_p — константа равновесия [Жуховицкий, Шварцман, 1976].

Минералогическое правило фаз. В. М. Гольдшмидт приложил правило фаз Гиббса к процессам метаморфического минералообразования, при которых исходные горные породы подвергаются влиянию температуры (T) и литостатическому давлению (P_s). Минеральные ассоциации, устойчивые только при определенных T и (или) P_s , не могут быть широко распространены. Условия для равновесного состояния системы в определенных интервалах T

и P_s , число степеней свободы (n) должно быть равно двум или более. Следовательно, $n = k + 2 - r \geq 2$, где $k \geq r$. При отсутствии флюидной фазы r определяет число главных породообразующих минералов метаморфических пород, а при ее наличии число минералов будет отвечать $r - 1$. На этом основании минералогическое правило фаз можно сформулировать следующим образом: число r главных породообразующих минералов при метаморфических процессах в условиях закрытой системы, могущих сосуществовать в устойчивом равновесии в определенном интервале T и P_s , равно или меньше числа независимых компонентов (k).

Д. С. Коржинский [1955, 1957] распространил правило фаз и на открытую в отношении подвижных компонентов (например, H_2O и CO_2) систему. Он отрицает широко распространенное мнение о том, что осуществление термодинамического равновесия возможно только в закрытых системах.

Параметры T , P_s и химические потенциалы μ вполне подвижных компонентов системы контролируются внешними условиями. Составные системы меняются с изменением внешних условий.

Обозначим число вполне подвижных компонентов через k_m , а число инертных компонентов через k_x . Для сохранения равновесия в определенном интервале внешних условий необходимо, чтобы $n \geq 2 + k_m$. Следовательно, $k = k_m + k_x$; $n = (k_m + k_x) + 2 - r \geq 2 + k_m$; $k_x > r$.

Минералогическое правило фаз (для открытой системы) Д. С. Коржинского формулируется следующим образом. При метаморфических процессах число главных минералов (r), которые находятся в равновесии в условиях открытой системы в определенных интервалах T , P_s и химических потенциалов (μ) вполне подвижных компонентов, равно или меньше числа инертных компонентов.

При метасоматическом процессе поровый раствор отдельных участков может быть различным и изменчивым (переменным) во времени в условиях стадийного привноса восходящими растворами, например, Si, Na и K. Если во всех элементарных участках изменение состава раствора влечет за собой быструю перемену состава горной породы, то тогда в каждом элементарном участке можно допустить установление термодинамического (мозаичного) равновесия, хотя метасоматический процесс в целом будет неравновесным и необратимым.

При метасоматическом процессе установление мозаичного равновесия в соответствующей исходной горной породе подтверждается микроскопическим изучением метасоматически измененных горных пород. Там, где для интенсивной циркуляции восходящих растворов существуют соответствующие геологические условия, метасоматический процесс протекает более быстро и полно. Когда состав раствора в течение определенного времени не изменяется, процесс превращения исходных минералов пойдет до установления равновесия. Действие этого раствора на участке элементар-

ного равновесия не вызовет смещения равновесия, раствор пройдет его без изменения, а на другом неизменном участке этого же тела раствор продолжит химическое воздействие. Изменение состава раствора или других геологических условий (термодинамических параметров) влечет за собой смещение равновесия.

Понятие устойчивости. Для того чтобы вывести систему из равновесного или устойчивого состояния, необходимо изменить условия среды. Это можно осуществить двояким путем. Изменением состава, во время которого физические параметры (P , T , V) остаются без изменения, и изменением параметра, во время которого химический состав горных пород не меняется (под изменением химического состава подразумевается как изменение, вызванное химическими процессами, так и переход компонента из одной фазы в другую).

При устойчивом равновесии всякое бесконечно малое воздействие вызывает только бесконечно малое изменение состояния системы, а перемена знака воздействия вызывает перемену знака изменения системы. Систему, в которой бесконечно малое нарушение стремится к возрастанию, называют неустойчивой, или метастабильной. Примерами таких растворов являются, например, переохлажденные и пересыщенные растворы, в которых введение одного кристалла вызывает развитие процесса кристаллизации. В метастабильном состоянии (в определенных условиях) получают соединения, которые образуют несколько кристаллических модификаций.

По мнению Гиббса, метастабильная фаза устойчива только по отношению к «соседним» фазам, которые по своим свойствам бесконечно мало отличаются от нее. Она неустойчива хотя бы по отношению к той одной фазе, которая отличается от нее свойствами конечной величины. Устойчивая фаза стабильна как по отношению к прилежащим (соседним), так и неприлежащим фазам. Надо принять во внимание правило Оствальда, по которому в случае нескольких фазовых переходов из менее устойчивого состояния образуется не самая устойчивая модификация, а ближайшая более устойчивая модификация. В равновесной системе, представленной водой и льдом, при теплообмене с внешней средой нарушится равновесие. Для восстановления же его необходимо, чтобы растаял лед или замерзла вода. Если это произойдет с конечной скоростью, процесс будет необратимым, в противном случае — обратимым. При действии бесконечно малых сил и поэтому с бесконечно малой скоростью протекающий процесс может идти как в одном, так и в другом направлении.

Факторы метаморфизма. Метаморфический процесс горных пород вызывается воздействием флюидов (P_{H_2O} , P_{CO_2} , P_s). Нередко они содержат разные вещества — кремний, натрий, калий и другие, имеющие глубинное происхождение и вызывающие аллометаморфизм (метасоматизм).

Факторами метаморфизма являются литостатическое давление (P_s) и температура (T). Метаморфизм горных пород, при котором ведущая роль принадлежит температуре, называется температурным (термальным) или контактовым, а образующиеся при этом процессе горные породы — роговиками. Температура в горных породах может увеличиться при их соприкосновении с интрузивными или в слабой степени эффузивными магмами (собственно контактовый метаморфизм), под воздействием высокотемпературных водосодержащих растворов, а также в результате погружения определенной части земной коры. При погружении осадков горных пород — иногда на 10 км и более — температура увеличивается соответственно геотермическому градиенту. При этом одновременно с температурой возрастает и давление, особенно интенсивно в геосинклиналях, что вызвано нагрузкой вышележащих пород, поэтому такое давление называют давлением нагрузки, или литостатическим (P_s).

На сравнительно высоких уровнях земной коры горные породы вследствие их упругих свойств могут противостоять давлению в течение продолжительного времени. Когда давление зависит только от глубины, нельзя отождествлять его с гидростатическим давлением. $P = gqh$, где g — ускорение силы тяжести, m/c^2 ; q — плотность жидкости и h — глубина (расстояние) с поверхности жидкости, м. Чем легче деформируются горные породы (например, соли), тем меньшая глубина понадобится для того, чтобы давление нагрузки (литостатическое) стало гидростатическим (равномерно распределенным).

Влияние поверхностного натяжения на растворимость минеральных зерен. Растворимость и химическое превращение зерен разных размеров под воздействием флюидов (растворов) зависят от поверхностного натяжения. В частности, установлено, что начальная точка плавления поверхностных частей кристаллов различных металлов по сравнению с температурой плавления этих металлов на несколько градусов ниже. Это явление дает возможность разобраться в некоторых гетерогенных реакциях, характерных для метаморфических процессов, и показывает, что вещество гомогенной фазы во внутренних и периферических частях находится в различных физических условиях. Во внутренней части фазы молекула, атом или ион находятся в окружении других элементарных частиц, суммарное влияние которых можно принять приблизительно равным нулю. Частица на поверхности фазы находится между двумя фазами и подвергается влиянию их обеих.

Для установления равновесия необходимо перераспределение граничных частиц обеих фаз и уравнение взаимодействующих сил. Математически доказано, что чем меньше радиус кривизны или размер зерен, тем больше давление внутри фазы. Это явление находится в прямой зависимости от химического потенциала компонента и фазы. Потенциал тем больше, чем меньше размер зерен. Поэтому маленькие капли стремятся объединиться, т. е.

создать большую каплю. По этой же причине в одном и том же растворителе при одинаковых температуре и давлении маленькие частички растворяются гораздо легче, чем крупные. Этим явлением объясняется возникновение крупных порфиробластов в метаморфических и метасоматических породах (собираательная кристаллизация).

Внутренняя энергия. Для изучения протекающих в земной коре химических процессов пользуются двумя известными законами термодинамики, которые выявлены не расчетным, а экспериментальным путем. В дальнейшем много положений, вытекающих из этих законов, было выведено математическими и логическими превращениями.

Первый закон термодинамики гласит, что разные виды энергии переходят друг в друга в точных эквивалентных соотношениях. Они постоянны независимо от того, каким путем достигла система указанного состояния.

Процесс изменения состояния системы может сопровождаться тепловыми, механическими и другими эффектами за счет энергии системы и окружающей среды. Если ΔE — изменение энергии системы, то E — так называемая внутренняя энергия системы. Она является результатом движения и взаимодействия частиц (молекул, атомов, ионов и др.). Количеством она зависит как от массы и природы вещества, так и от внешних условий.

Установить абсолютное значение внутренней энергии невозможно, так как нельзя привести систему к такому состоянию, когда она будет без энергии. Но это не вызывает практических неудобств, так как во время любого процесса энергия меняется и в соответствующие уравнения входит только изменение энергии. Отсчет можно начинать с любого состояния системы, если ее энергию принять за нуль. Изменение внутренней энергии системы зависит не от промежуточных стадий, а от ее состояния в начале и конце процесса превращения.

Принято выполненную системой работу W считать положительной (при этом внутренняя энергия системы уменьшается, $\Delta E < 0$), так же как и энергию, полученную от окружающей среды в виде тепла Q (при этом внутренняя энергия системы возрастает, $\Delta E > 0$). Тогда изменение внутренней энергии системы $\Delta E = Q - W$. Это уравнение выражает первый закон термодинамики и справедливо как для обратимого, так и для необратимого процессов.

При бесконечно малом процессе $dE = \delta Q - \delta W$. Внутренняя энергия является функцией состояния системы, поэтому dE не зависит от пути процесса и является полным дифференциалом. δQ и δW зависят от пути процесса и не являются полными дифференциалами. При выполнении работы только против внешнего давления P , которая соответствует изменению объема (dV), получим $\delta W = PdV$. Если в уравнение dE подставим значение δW , то будем иметь $dE = \delta Q - PdV$.

Если в процессе объем не меняется (изохорный процесс), т. е. $dV = 0$, тогда $\delta Q_M = dE$ или для конечного изменения $\Delta Q = \Delta E$, и переданное системе тепло равно изменению внутренней энергии.

Для протекающего при постоянном давлении (изобарного) процесса ($P = \text{const}$) можно записать $\delta Q_p = d(E + PV)$. Функцию $H = E + PV$ называют энтальпией. Будем иметь $\delta Q_p = dH$ или $\Delta Q_p = \Delta H$, т. е. при изобарном процессе переданное системе тепло равно изменению энтальпии. Поэтому функция энтальпии для изобарных процессов имеет большое значение. В общем случае (при неизобарных процессах) дифференцированием H получим $dH = dE + PdV + VdP$, с учетом значения $dE = \delta Q - PdV$, получим $\delta Q = dH - VdP$.

Обратимые процессы. Как уже отмечалось, процесс, направление которого можно изменить бесконечно малым изменением его условий, называется обратимым. Например, процесс $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \rightleftharpoons \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$ обратим при температуре 270°C и давлении CO_2 в 10^5 Па. Незначительное изменение P_{CO_2} в одном или другом направлении вызывает протекание реакции в соответствующем направлении.

Другим примером является вода и лед при температуре 0°C и атмосферном давлении. В этой системе процесс будет обратимым. Малейшее понижение температуры вызовет замерзание части воды, а при повышении растает лед.

Таким образом, реакция обратима, когда ее условия бесконечно мало отличаются от условий равновесия. Скорость обратной реакции бесконечно мала, но ее значение для процесса порообразования все же велико.

Энтропия. Это понятие в 1865 г. ввел немецкий физик Р. Клаузиус. Энтропия — одна из термодинамических функций. Каждому состоянию системы соответствует определенное значение энтропии. Энтропия любого самопроизвольного необратимого процесса выражается дифференциальным уравнением $dS > \frac{\delta Q}{T}$, для обратимого процесса формула энтропии $dS = \frac{\delta Q_{\text{обр}}}{T}$, где δQ — количество тепла, необходимое для изменения состояния системы на бесконечно малую величину, T — абсолютная температура.

В изолированной системе энтропия обратимых процессов остается постоянной, а необратимых — увеличивается. Надо отметить, что под действием внешней системы энтропия тела может уменьшиться, но при одновременном рассмотрении обеих систем (внешняя система + тепло) уменьшение энтропии невозможно.

В изолированной системе самопроизвольные процессы протекают только с увеличением энтропии. Это можно показать на примере теплообмена между A_1 и A_2 частями системы. Допустим, что T_1 и T_2 — температуры этих частей и $T_1 < T_2$. Так как тепло распространяется от горячего тела к холодному, то тело A_2 отдаст,

а тело A_1 получит Q тепло. В это время энтропия тела A_1 изменится на величину $\frac{Q}{T_1}$, а A_2 — на $\left(-\frac{Q}{T_2}\right)$. Изменение энтропии системы будет равно $\left(\frac{Q}{T_1} - \frac{Q}{T_2}\right)$. Так как $T_1 < T_2$, то изменение будет положительным, и энтропия системы увеличится. При равновесии энтропия достигает своего максимального значения, характерного для данной равновесной системы. Как отмечено, при обратимых процессах $dS = \frac{\delta Q}{T}$, откуда $\delta Q = TdS$. Если подставить значение δQ в формулу внутренней энергии, получим $dE = TdS - PdV$. Из этого и предыдущего уравнения энтальпии можно вывести, что для обратимых процессов $dH = TdS + VdP$. Легко заметить, что изменение внутренней энергии при $V = \text{const}$ и изменение энтальпии при $P = \text{const}$ для обратимых процессов равно TdS .

Физическое значение внутренней энергии довольно ясно, чего нельзя сказать об энтропии. Для интерпретации энтропии обращаются к статистической механике. Исходя из законов последней стараются динамическими свойствами отдельных частичек системы определить ее поведение. Вводят функцию, имеющую свойства энтропии — термодинамическую вероятность состояния системы.

Для определения динамического состояния тела или системы необходимо знать положение и движение каждой молекулы. Термодинамическое состояние определяется малым числом параметров — температурой, давлением и др. Таким образом, одному термодинамическому состоянию соответствует очень большое число W динамических состояний (микросостояний). Это число называется вероятностью данного термодинамического состояния или просто термодинамической вероятностью, хотя оно фактически пропорционально, но не равно этой вероятности. Надо отметить, что в отличие от математической вероятности, которая изменяется в пределах $0 \div 1$, термодинамическая вероятность большое число. По статистическим соображениям самым устойчивым состоянием системы будет такое, которое при данной энергии системы будет иметь наибольшую вероятность. Таким образом, в системе должна существовать определенная функциональная зависимость между характеристиками термодинамического состояния, энтропией и вероятностью. Эту зависимость установил Л. Больцман, и для одного моля вещества она имеет следующий вид: $S = k \ln W$, где k — постоянная Больцмана, которая равна газовой постоянной R , деленной на число молекул в граммолекуле ($k = 1,38 \cdot 10^{-23}$ Дж \cdot $^{\circ}\text{C}^{-1}$, или $1,38 \cdot 10^{-16}$ эрг \cdot $^{\circ}\text{C}^{-1}$). Итак, энтропия возрастает пропорционально логарифму вероятности состояния.

Рассмотрим монокристалл, который не содержит изоморфных примесей и дефектов в кристаллической решетке. При температуре, равной абсолютному нулю, частицы такого кристалла неподвиж-

ны; их скорости равны нулю. Координаты каждой частицы точно определены постоянными решетки (система в целом упорядочена). В этом случае существует единственное микросостояние системы ($W = 1$) и, следовательно, $S = k \ln W = k \ln 1 = 0$. Это известный постулат Нернста—Планка: энтропия полноценного кристалла при абсолютном нуле равна нулю. С увеличением температуры частицы приходят в движение (система становится более неупорядоченной, так как часть частиц в решетке меняет свое фиксированное положение), что увеличивает энтропию. При точке плавления, когда в кристаллической решетке частицы целиком выходят из своего положения и начинают почти хаотическое движение в жидкости, энтропия еще более возрастает. Таким образом, при одинаковых температурах энтропия жидкости больше энтропии соответствующего кристалла. Следовательно, формулировку второго закона термодинамики (при любом необратимом процессе изолированной системы энтропия возрастает) в данном случае можно истолковать как стремление системы к более неупорядоченному состоянию.

Парциальные молярные термодинамические величины. Объем раствора соли в воде не отвечает суммарному объему соли и воды, взятых для приготовления данного количества раствора, так как меняются расстояния между частицами соли и воды. Парциальный молярный объем соли в воде, в пересчете на 1 моль соли, определяется как изменение объема большого количества растворителя добавлением в раствор малого количества соли при неизменном давлении и температуре. Возможны различные значения парциального молярного объема: он может быть положительным, нулевым и отрицательным.

В процессе растворения может выявиться термический эффект — выделение или поглощение тепла, что изменит энтропию. По бесконечно малым изменениям условий нельзя будет заново выделить растворенную соль из раствора.

Парциальный молярный объем \bar{V}_i и парциальную молярную энтропию \bar{S}_i компонента i раствора можно выразить следующим образом

$$\bar{V}_i = \left(\frac{\partial V}{\partial X_i} \right)_{p, T, X_j}; \quad \bar{S}_i = \left(\frac{\partial S}{\partial X_i} \right)_{p, T, X_j}, \quad \text{где } j \neq i.$$

Парциальные молярные величины для газа, состоящего из одного вещества, в свободном состоянии равны соответственным молярным величинам, которые всегда положительны.

Вообще \bar{V}_i и \bar{S}_i — парциальные молярные величины — имеют практическое значение. При переменных P и T изменение химического потенциала i компонента равно изменению давления, увеличенного в \bar{V}_i число раз при постоянной температуре, или изменению температуры, увеличенной в \bar{S}_i число раз при постоянном давлении. Если \bar{V}_i положительная величина, тогда химический

потенциал i компонента с увеличением давления увеличивается; если же \bar{S}_i положительна, тогда химический потенциал с увеличением температуры уменьшается и наоборот.

Химический потенциал компонента раствора всегда увеличивается с увеличением его концентрации.

Мольные доли. Если фаза содержит x_1 моля первого компонента, x_2 моля второго компонента и т. д., x_c моля c компонента, тогда мольная доля X_i компонента в фазе выразится: $X_i = \frac{x_i}{x_1 + x_2 + \dots + x_c} = \frac{x_i}{\sum_i x_i}$; $\sum X_i = 1$. Сумма мольных долей всех компонентов фазы всегда равна 1.

Если $\bar{V}_1, \bar{V}_2 \dots$ — парциальные мольные объемы компонентов, тогда суммарный объем фазы будет равен $V = \sum X_i \bar{V}_i$. Средний мольный объем или тот объем фазы (V_m), который содержит один моль, можно выразить уравнением

$$V_m = \frac{V}{\sum_i x_i} = \frac{\sum_i X_i \bar{V}_i}{\sum_i X_i} = \sum_i X_i \bar{V}_i,$$

так как $\frac{x_i}{\sum_i x_i} = X_i$ — мольная доля i компонента.

Аналогично получим $S_m = \sum_i X_i \bar{S}_i$. Здесь S_m — энтропия фазы, содержащей один моль (средняя мольная энтропия).

Открытые системы. В замкнутой системе количество каждого компонента постоянно. Если же число молей X_i какого-нибудь компонента i при выносе или при вносе вещества в систему меняется, то тогда внутренняя энергия E изменится соответственно изменению количества каждого компонента. В вышеприведенном уравнении была показана функциональная зависимость между E , S и V : $dE = TdS - PdV$, которую в рассматриваемом случае можно записать $E = E(S, V, X_i)$. Это значит, что внутренняя энергия системы является функцией энтропии, объема и числа молей каждого компонента.

Изменение E в результате одновременного изменения объема, энтропии и состава выразится уравнением

$$dE = \left(\frac{\partial E}{\partial V}\right)_{S, X_i} dV + \left(\frac{\partial E}{\partial S}\right)_{V, X_i} dS + \sum_i \left(\frac{\partial E}{\partial X_i}\right)_{S, V, X_j} dX_i,$$

где \sum означает суммирование по всем компонентам системы, X_j — число молей всех компонентов за исключением i компонента, $\frac{\partial E}{\partial}$ — частная производная E по данной переменной величине при постоянности других переменных.

Если $dX_i = 0$, последнее уравнение примет вид

$$dE = \left(\frac{\partial E}{\partial V} \right)_{S, X_i} dV + \left(\frac{\partial E}{\partial S} \right)_{V, X_i} dS.$$

Так как $dE = TdS - PdV$, то $\left(\frac{\partial E}{\partial V} \right)_{S, X_i} = -P$; $\left(\frac{\partial E}{\partial S} \right)_{V, X_i} = T$.

Таким образом, возможно термодинамическое определение T и P величин.

Величину $\mu_i = \left(\frac{\partial E}{\partial X_i} \right)_{S, V, X_j}$ или частную производную энергии E по числу молей X_i данного компонента, при постоянных S , V и X_j — числа молей остальных компонентов, Дж. В. Гиббс назвал химическим потенциалом. Следовательно, химический потенциал есть прирост энергии E данной фазы при постоянной S и V , когда к бесконечно большому количеству раствора добавляется 1 моль данного компонента.

В результате приведенных зависимостей можно записать уравнение $dE = TdS - PdV + \sum \mu_i dx_i$, где S , V , x_i — параметры экстенсивности, или емкости (вместимости).

При постоянности P , T и μ_i после интегрирования уравнения получим $E = TS - PV + \sum_i \mu_i X_i$. Примем $\sum_i \mu_i X_i = G$. Это термодинамический потенциал — свободная энергия Гиббса или изобарно-изотермический потенциал, так как $P = \text{const}$ и $T = \text{const}$. Словесно ее можно выразить так: свободная энергия системы равна сумме произведений химического потенциала на число молей по всем компонентам этой системы.

Для однокомпонентной системы с 1 молем или для 1 моля компонента будем иметь $G = \mu_i$. Итак, химический потенциал чистого соединения равен его свободной энергии в пересчете на 1 моль.

На основании приведенного выше уравнения для свободной энергии Гиббса можно записать $G = E + VP - TS$; поскольку $H = E + VP$, то $G = H - TS$. Изменение же свободной энергии в изобарно-изотермическом процессе будет иметь вид $\Delta G = \Delta H - T\Delta S$. Величину химического потенциала можно вывести не только из уравнения внутренней энергии, но и из уравнений других термодинамических функций, например:

$$\begin{aligned} \mu_i &= \left(\frac{\partial E}{\partial X_i} \right)_{S, V, X_j} = \left(\frac{\partial H}{\partial X_i} \right)_{S, P, X_j} = \\ &= \left(\frac{\partial F}{\partial X_i} \right)_{V, T, X_j} = \left(\frac{\partial G}{\partial X_i} \right)_{P, T, X_j}, \end{aligned}$$

где H — энтальпия и F — свободная энергия Гельмгольца. $F = E - TS = G - PV$. Для изотермического процесса $dF = dE - TdS$, $\Delta F = \Delta E - T\Delta S$.

Как уже было отмечено, для самопроизвольных процессов $\Delta S > 0$, т. е. энтропия растет и при достижении равновесия ста-

новится максимальной. Поэтому из предыдущего уравнения для свободной энергии ($F = U - TS$) следует, что для самопроизвольных процессов $\Delta F < 0$, т. е. свободная энергия Гельмгольца (изохроно-изотермический потенциал) уменьшается и при достижении равновесия достигает своего минимального значения. Согласно уравнениям

$$dE = \delta Q - \delta A \text{ (первый закон термодинамики)}$$

и

$$dS \geq \frac{\delta Q}{T} \text{ (второй закон термодинамики),}$$

при условии постоянства температуры

$$\delta A \leq T dS - dE = -d(E - TS) = -dF.$$

Изменение свободной энергии (dF) определяется только начальным и конечным состояниями системы. При постоянном объеме $\delta A = pdV = 0$, и тогда изменение свободной энергии $dF \leq 0$.

Таким образом, изохорно-изотермический потенциал системы, находящийся при постоянных V и T , не изменяется при равновесных процессах, а при необратимых может только убывать. Величина этого изменения равна «полезной работе» протекания процесса. Аналогично, изменение свободной энергии Гиббса для самопроизвольного изобарно-изотермического процесса (при постоянстве P и T) отрицательная величина и равна «полезной работе». $-\Delta E$ и $-\Delta H$ тепловые эффекты процесса соответственно при постоянном объеме и давлении, а произведение TdS — это тепло, которое поглощается (при обратимом эндотермическом процессе) или выделяется (при обратимом экзотермическом процессе) и с помощью которого сохраняется изотермичность.

Основные свойства химического потенциала и условия равновесия. Для любого самопроизвольно протекающего процесса, во время которого P и T постоянны, $dG < 0$. В условиях постоянства P и T при переносе dx_i молей i компонента из α фазы в β фазу произойдет изменение свободной энергии, которое выразится формулой

$$dG = -\left(\frac{\partial G^\alpha}{\partial X_i}\right)_{P, T, X_j} dx_i + \left(\frac{\partial G^\beta}{\partial X_i}\right)_{P, T, X_j} dx_i.$$

Соответственно вышеприведенному уравнению для химического потенциала будем иметь

$$dG = -\mu_i^\alpha dx_i + \mu_i^\beta dx_i.$$

Для самопроизвольного необратимого процесса $dG < 0$ и, следовательно, $\mu_i^\alpha > \mu_i^\beta$. Это указывает на то, что при самопроизвольном переходе из α фазы i компонента в β фазу необходимо, чтобы его химический потенциал в α фазе был больше, чем в β фазе. Примером можно привести воду, которая испаряется тогда, когда ее химический потенциал в жидкой фазе больше, чем в газообразной. Если компонент не переходит из одной фазы в другую,

это значит, что обе фазы находятся с i компонентом в равновесии. Как видно, здесь химический потенциал играет такую же роль, как температура при передаче тепла. Условие равновесия выразится соотношением $\mu_i^\alpha = \mu_i^\beta$; следовательно, химический потенциал компонента равновесной системы во всех фазах одинаковый.

Аналогично, условие равновесия для химической реакции $\nu_A A + \nu_B B + \dots = \nu_L L + \nu_M M + \dots$ будет $\nu_A \mu_A + \nu_B \mu_B + \dots = \nu_L \mu_L + \nu_M \mu_M + \dots$, где $\nu_A, \nu_B, \dots, \nu_L, \nu_M \dots$ — стехиометрические коэффициенты A, B, \dots, L, M, \dots веществ.

Химическая реакция при постоянных P и T протекает самопроизвольно слева направо в том случае, когда свободная энергия компонентов, находящихся в левой части уравнения, больше, чем свободная энергия компонентов, находящихся в правой части уравнения.

Согласно вышеприведенному уравнению ($G = \sum_i \mu_i X_i$) условие протекания реакции слева направо можно представить в виде

$$\nu_A \mu_A + \nu_B \mu_B + \dots > \nu_L \mu_L + \nu_M \mu_M + \dots$$

В состоянии равновесия обе части уравнения будут одинаковы.

Уравнение Гиббса—Дюгема. Для вывода этого уравнения необходимо дифференцировать уравнение $G = E + PV - TS$. Получим $dG = dE - TdS - SdT + PdV + VdP$, где dE определяется уравнением $dE = TdS - PdV + \sum_i \mu_i dX_i$.

Дифференцированием уравнения $G = \sum_i \mu_i X_i$ получим

$$dG = \sum_i \mu_i dX_i + \sum_i X_i d\mu_i.$$

Приняв во внимание значения dE^α и dG^α , получим уравнение Гиббса—Дюгема

$$-V dP + S dT + \sum_i X_i d\mu_i = 0.$$

Разделив это выражение на $\sum_i X_i$, получим уравнение Гиббса—Дюгема для моля раствора

$$-V_m dP + S_m dT + \sum_i X_i d\mu_i = 0.$$

Это уравнение показывает, как меняется химический потенциал в результате изменения температуры и давления.

Если система состоит из твердой, жидкой или газообразной фазы, для каждой из них можно написать уравнение приведенного типа. Если r число фаз находится в равновесии по отношению ко всем компонентам, тогда химический потенциал каждого компонента для всех фаз будет одинаков. Получим r число уравнений, которые содержат $K + 2$ переменных: $T, P, \mu_i, \dots, \mu_k$.

Если α фаза состоит из одного компонента, тогда запишем

$$-VdP + SdT + d\mu = 0.$$

При постоянной температуре ($dT = 0$) и переменном давлении будем иметь $d\mu = VdP$ или $V = \left(\frac{d\mu}{dP}\right)_T$; а при переменной температуре и постоянном давлении ($dP = 0$) получим $d\mu = -SdT$ или $-S = \left(\frac{d\mu}{dT}\right)_P$.

Общее уравнение, выражающее изменение химического потенциала для каждого i компонента, имеющего постоянный состав фазы, при переменных температуре и давлении можно записать так:

$$\left(\frac{\partial\mu_i}{\partial P}\right)_{T, X_i} = \frac{\partial^2 G}{\partial P \partial X_i} = \left(\frac{\partial V}{\partial X_i}\right)_{P, T, X_j} = \bar{V}_i, \text{ так как } \left(\frac{\partial G}{\partial P}\right)_T = V;$$

$$\left(\frac{\partial\mu_i}{\partial T}\right)_{P, X_i} = \frac{\partial^2 G}{\partial T \partial X_i} = \left(-\frac{\partial S}{\partial X_i}\right)_{P, T, X_j} = -\bar{S}_i,$$

$$\text{так как } \left(\frac{\partial G}{\partial T}\right)_P = -S.$$

Уравнение еще более общего вида, выражающее вариацию химического потенциала с учетом изменения состава, примет следующий вид

$$\begin{aligned} d\mu_i = & \left(\frac{\partial\mu_i}{\partial P}\right)_{T, X_i} dP - \left(\frac{\partial\mu_i}{\partial T}\right)_{P, X_i} dT + \\ & + \sum_i \left(\frac{\partial\mu_i}{\partial X_i}\right)_{P, T, X_j} dX_i = \bar{V}_i dP - \bar{S}_i dT + \sum_i \left(\frac{\partial\mu_i}{\partial X_i}\right)_{P, T, X_j} dX_i. \end{aligned}$$

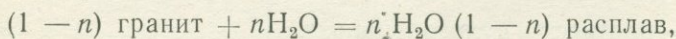
Пользуясь этим уравнением, можно определить растворимость твердой фазы при различных температурах и давлениях.

Приложение основ термодинамики и физической химии к петрологии. Основные положения термодинамики и физической химии широко используются в петрологии для решения ее теоретических и практических задач. Особенно ярко это проявилось при изучении гранитов (гранитоидов) — пород, имеющих простой минеральный состав, обычно близкий к эвтектическому, и широко распространенных в земной коре.

Приведенный ниже пример анализа плавления гранита дает возможность оценить несомненную целесообразность привлечения современного аппарата термодинамики для решения актуальных вопросов петрологии.

Анализ плавления гранитов сводится к установлению $T - P_S - P_{H_2O} - P_{CO_2} - P_{O_2}$ режима их плавления или кристаллизации.

В общем случае равновесное плавление гранитов происходит согласно реакции



или, приняв общеизвестные обозначения *sol* — гранит (твердое тело), *liq* — расплав (жидкость);

$$(1 - n) sol + nH_2O = nH_2O (1 - n) liq, \quad (1)$$

$$\mu_{H_2O}^{liq} = \mu_{H_2O}^{fl},$$

где *fl* — паровая фаза, $n = \chi_{H_2O}^{liq}$.

Если $n > 0$, то система будет закрыта и $P_{H_2O} = P_S$.

Увеличение P_{H_2O} смещает (уменьшает) температуру равновесия (1), что может быть описано уравнениями

$$\Delta V dP_{H_2O} - \Delta S dI = 0, \quad (2)$$

$$\Delta V V^{liq} - n V_{H_2O}^{fl} - (1 - n) V^{sol}, \quad (3)$$

$$\Delta S = S^{liq} - n S^{fl} - (1 - n) S^{sol}, \quad (4)$$

где ΔV — объемный эффект плавления сухого гранита, ΔS — энтропийный эффект плавления гранита в присутствии воды.

Для построения кривой плавления эвтектического гранита необходимо знать производную dP_S/dt , строгих экспериментальных данных по которой нет. Для расчета этой производной по термодинамическим свойствам сухого гранита (не содержащего воды) и его расплава, следует определить свойства водонасыщенного гранита и построить диаграмму $P_S - t$.

Эвтектический гранит, по данным О. Ф. Таттла и Н. Л. Бозена, при давлении воды около 10^8 Па (1000 бар) имеет следующий состав (в вес. %): альбит (*Ab*) — 36,8, ортоклаз (*Or*) — 26,4 и кварц (*Qz*) — 36,8, что можно выразить следующим образом: $Ab_{36,8} Or_{26,4} Qz_{36,8}$.

Допустим, что гранит такого состава не содержит примесей и состоит только из Na_2O (мол. вес 61,994), K_2O (мол. вес 94,2), Al_2O_3 (мол. вес 101,94) и SiO_2 (мол. вес 60,06). В этом случае не придется никакого значения возможности нахождения в граните тридимита (*Tr*).

Зная молекулярный вес *Ab* (524), *Or* (556) и *Qz* (60,06), можно рассчитать число молей каждого компонента:

$$\chi_i = \frac{P_i}{M_i},$$

где χ_i , P_i и M_i соответственно — число молей, весовой процент и молекулярный вес *Ab*, *Or*, *Qz*. Перерассчитав полученное число молей на 1 моль эвтектического гранита, получим состав его в виде молекулярной формулы $0,096 Ab \cdot 0,0640 Or \cdot 0,840 Qz$.

Молекулярный вес гранита, рассчитанный по химическому его составу аналогично вышеприведенному, равен 64,354 г. Примем, что $M^{sol} = M^{liq}$.

Молекулярный объем твердого эвтектического гранита равен

$$V^{sol} = M^{sol} : \rho^{sol} = 64,354 : 2,603 = 24,723 \text{ см}^3/\text{моль}, \quad (5)$$

где ρ^{sol} — плотность сухого гранита.

V^{sol} может быть рассчитан и из молекулярных объемов слагающих гранит минералов

$$V^{sol} = 0,096V_{Ab} + 0,064V_{Or} + 0,84V_{Qz}. \quad (6)$$

Молекулярные объемы, вычисленные по формулам (5) и (6), обычно находятся в хорошем соответствии. Например, молекулярный объем эвтектического гранита с молекулярным весом 64,354 в интервале температур от 600 до 1000 °С (молекулярный объем зависит и от M^{sol} — молекулярного веса твердого гранита), рассчитанный по формуле (6), меняется от 25,69 до 26,97 см³/моль, отличаясь от рассчитанного по формуле (5) на 3—9%.

Расплав эвтектического гранита, разумеется, имеет относительно большой молекулярный объем, т. е. $V^{sol} \neq V^{liq}$. Рассчитать V^{liq} возможно по правилу аддитивности (сложения), используя парциальные молярные объемы, предлагаемые А. А. Аппеном [1975].

$$\bar{V}^{liq} = \sum_m \chi_i V_i, \quad (7)$$

где $\chi_i = \chi_i$ — содержание окислов в граните состава 0,096 *Ab* × 0,0640 *Or* · 0,840 *Qz* в молях, V_i — парциальные молярные объемы окислов.

Молекулярный объем расплава, рассчитанный по формуле (7), дает величину 28,137 см³/моль при 1250° С (температуры парциальных значений молярных объемов окислов). Данные для меньших (для расплава гранита) и больших (для сухого гранита) температур могут быть получены экстраполяцией величины $\bar{V}_{1250}^{liq} = 28,137$ при условии равных значений коэффициентов теплового расширения для *liq* и *sol*:

$$\left(\frac{\partial \bar{V}^{liq}}{\partial T} \right)_P \approx \left(\frac{\partial V^{sol}}{\partial T} \right)_P.$$

Расчет V^{liq} и данные экстраполяции до некоторых температур представлены в табл. 7.

ТАБЛИЦА 7

Расчет молекулярного объема твердого гранита и его расплава ($M = 64,354$ г)

Окислы	χ_i	V_i	$\chi_i V_i$	Экстраполяция		
				t °С	v^{sol}	v^{liq}
SiO ₂	0,849	26,68	23,135	1250	27,03	28,16
				800	25,7	26,90
Al ₂ O ₃	0,076	40,40	3,07	1100	27,00	28,13
				700	25,73	26,86
Na ₂ O	0,045	20,20	0,909	1000	26,97	28,10
				600	25,69	26,82
K ₂ O	0,030	34,10	1,023	900	26,90	28,06

Следовательно, для уравнений (2) и (3) можно вычислить ΔV

$$\Delta \bar{V}_{1250} = \bar{V}_{1250}^{liq} - V_{1250}^{sol} = 28,16 - 27,03 = 1,13 \text{ см}^3/\text{моль}, \quad (8)$$

где $\Delta \bar{V}_{1250}$ и \bar{V}_{1250}^{liq} — соответственно объемный эффект плавления и объем сухого гранитного расплава.

Следующим этапом является расчет молярных энтропий эвтектического гранита и его сухого расплава, которые могут быть вычислены по формулам

$$S_T^{sol} = \chi_{Ab} S'_{Ab} + \chi_{Or} S'_{Or} + \chi_{Qz} S'_{Qz} = \sum_{Ab}^{Qz} \chi_i S'_i; \quad (9)$$

$$S_T^{liq} = \sum_{Ab}^{Qz} \chi_i S''_i - R \sum_{Ab}^{Qz} \chi_i \ln \chi_i, \quad (10)$$

где S'_i — энтропия составляющих гранит минералов, а S''_i — энтропия составляющих их расплавов. Ввиду того что достоверных данных для последних нет, пользуются величинами S''_i для стекол состава Ab , Or , Qz .

Уравнение (10) характеризует свойства регулярного раствора ($\Delta H \neq 0$, а $\Delta S = \Delta S_{идеальн}$), к которому относится подавляющее число силикатных расплавов. Поэтому S_T^{liq} может быть высчитан на основе справочных данных.

Р. А. Роби и Д. Р. Валдбаум предложил энтропии минералов альбита, санидина, кварца и стекла того же состава, по которым возможен расчет S_T^{liq} при 950°C и $P_S = 10^5 \text{ Па}$ (1 бар). Для гранита эвтектического состава с молекулярным весом 64,354 г ($0,096 Ab \cdot 0,064 Or \cdot 0,840 Qz$)

$$\chi_i S_{950}^{sol} = 34,984, \text{ а } \chi_i S_{950}^{liq} = 37,153.$$

Используя уравнение (10), получаем значение S_T^{liq} , равное 37,667 э. е. и тогда

$$\Delta \bar{S} = \bar{S}^{liq} - S^{sol} = 2,683 \text{ э. е.},$$

где $\Delta \bar{S}$ — энтропийный эффект плавления сухого гранита.

Следовательно, получены значения правой составляющей уравнения Клаузиуса—Клайперана, с использованием которого можно вычислить производную

$$\frac{dP_S}{dt} : \frac{dP_S}{dt} = \frac{\Delta \bar{S}}{\Delta \bar{V}} = \frac{41,837 \times 2,683}{1,13} = 99,33 \text{ бар} \cdot \text{C}^\circ. \quad (11)$$

Здесь 41,837 — коэффициент перевода 4,18 Дж (1 кал)/моль в $\text{см}^3 \text{бар}/\text{моль}$. Однако все вышеизложенное справедливо в том случае, если в расплаве отсутствует вода, что невозможно. Наличие воды в расплаве гранита, как известно, сильно влияет на процесс плавления (кристаллизацию), что выше не было учтено.

Прежде чем перейти к обсуждению влияния воды, отметим, что многочисленными исследованиями доказано, что парциальный мольный объем H_2O ($V_{H_2O}^{liq}$) и объем расплава, насыщенного водой (V^{liq}), практически не зависят от состава силикатного расплава, ибо позволяют пользоваться экспериментальными данными, установленными для одного из составляющих гранит минералов. Наиболее достоверно установлены следующие зависимости: $V_{H_2O}^{liq}$ и V^{liq} от T и P_{H_2O} (в $см^3/моль$):

$$V_{H_2O}^{liq} = 10,98 + 0,962t + 0,1005t^2 - 0,00199t^3 - \\ - P_{H_2O}(0,530 + 0,2031t + 0,00158t^2) + 0,00396P_{H_2O}^3 + \\ + P_{H_2O}^2(0,078 + 0,01144t); \quad (12)$$

$$V^{liq} = 109,76 + 0,082t + 0,0312t^2 - 0,00131t^3 - \\ - 0,328P_{H_2O} - 0,0104tP - 0,00038t^2P_{H_2O}, \quad (13)$$

где t — сотая часть от заданной величины температуры, °С, P_{H_2O} — давление воды, кбар.

Парциальный объем и энтропия воды в расплаве эвтектического гранита связаны следующим соотношением:

$$(S_{H_2O}^{liq})_T^P = (S_{H_2O}^{liq})_T^0 - \int_1^{P_{H_2O}} \left(\frac{dV_{H_2O}}{dt} \right) dP_{H_2O}. \quad (14)$$

Однако энтропию жидкой воды $(S_{H_2O}^{liq})_T^0$ при высоких температурах измерить невозможно. Поэтому используется экстраполяция значения энтропии в интервале температур 700—1200°, в которой значения энтропии изменяются в малых пределах (34,65—36,8 э. е.). Учитывая эти значения, на рис. 18,а приведены изотермы зависимости парциальной молярной энтропии воды в расплаве альбита от P_{H_2O} , т. е. зависимость $S_{H_2O}^{liq}$ от t и P_{H_2O} (табл. 8), а на рис. 18, б — поправка величины $S_{H_2O}^{liq}$ на давление в интервале 600—1000 °С.

Используя уравнения (3) и (4), можно вычислить производную

$$\frac{dP_{H_2O}}{dt} = \frac{\Delta S}{\Delta V}. \quad (15)$$

В этих уравнениях величины S^{liq} и V^{liq} соответственно являются интегральной молярной энтропией и объемом гранитного расплава.

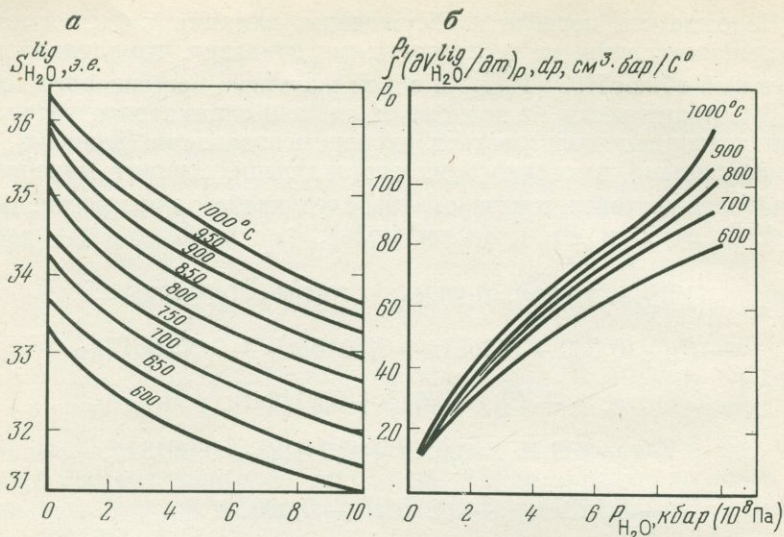


Рис. 18. Парциальная энтропия воды в расплаве альбита.

a — зависимость $S_{H_2O}^{liq}$ от t и P_{H_2O} ; *б* — поправка на давление величины $S_{H_2O}^{liq}$ в интервале температур 600—1000 °С

S_T^{liq} связана с парциальными мольными величинами (S_i^m) при постоянных T и P следующим соотношением:

$$S_T^{liq} = \sum_{Ab}^{Qz} \chi_i \bar{S}_i^m - R \sum_{Ab}^{Qz} \chi_i \ln \chi_i. \quad (16)$$

ТАБЛИЦА 8
Парциальные молярные энтропии воды в расплаве альбита при высоком давлении

P_{H_2O} , кбар	Температура, °С								
	600	650	700	750	800	850	900	950	1000
0,5	32,96	33,44	33,95	34,36	34,72	35,12	35,5	35,76	36,05
1	32,75	33,24	33,75	34,12	34,5	34,9	35,25	35,53	35,8
1,5	32,6	33,1	33,56	33,96	34,32	34,72	35,05	35,16	35,6
2	32,45	32,95	33,4	33,8	34,15	34,56	34,9	35,2	35,42
3	32,2	32,7	33,12	33,5	33,85	34,25	34,6	34,88	35,12
4	32	32,44	32,9	33,27	33,62	34,0	34,32	34,6	34,85
5	31,82	32,28	32,7	33,05	33,4	33,72	34,1	34,36	34,6
6	31,68	32,1	32,52	32,84	33,2	33,56	33,9	34,17	34,36
7	31,55	31,92	32,35	32,68	33,05	33,36	33,7	33,95	34,15
8	31,23	31,76	32,2	32,5	32,68	33,2	33,52	33,76	33,95
9	31,3	31,62	32,05	32,4	32,74	33,05	33,37	33,60	33,76
10	31,2	31,52	31,92	32,28	32,6	32,9	33,2	33,4	33,6

Ввиду того что V^{liq} , как показано выше, мало зависит от состава расплава, парциальный мольный объем $V_{H_2O}^m \approx 0$. Тогда

$$S_{liq}^m = S_{liq}^l - R \ln [\chi_{H_2O}^{\chi_{H_2O}} (1 - \chi_{H_2O})^{1 - \chi_{H_2O}}]. \quad (17)$$

Однако это уравнение поддается решению лишь в случае знания избыточной энтропии расплава (S_{liq}^l), определение которой в расплаве, близком по своим свойствам к идеальному раствору ($V_{liq}^m \approx 0$), с достаточной точностью невозможно.

Выход из этого положения — нахождение некоторой фиктивной величины \bar{S}_{liq}^m при определенных t и P_{H_2O} по уравнению, которое может быть получено подстановкой в формулу (2) величин из формул (3) и (4) и последующим интегрированием

$$\bar{S}_{liq}^m = \frac{[\chi_{H_2O} (V_{H_2O}^{liq} - V_{H_2O}) + (1 - \chi_{H_2O}) (V^{liq} - V^{sol})] P_{H_2O}}{41,837 (t - 950^\circ C)} + \chi_{H_2O} (S_{H_2O} - S_{H_2O}^{liq}) + (1 - \chi_{H_2O}) (S^{sol} - \bar{S}^{liq}). \quad (18)$$

В этом уравнении $950^\circ C$ — температура плавления сухого гранита, а S_{H_2O} и V_{H_2O} — молярная энтропия и объем водяного пара при принятых температурах и давлениях.

$$\chi_{H_2O} = \frac{41,837 (t - 950) (\bar{S}^{liq} - S^{sol} + \bar{S}_{liq}^m) + P_{H_2O} (V^{sol} - \bar{V}^{liq})}{P_{H_2O} (V_{H_2O}^{liq} - \Delta \bar{V}) - 41,837 (t - 950) (S_{H_2O}^{liq} - S_{H_2O} - \Delta \bar{S})}. \quad (19)$$

Обычно количество в расплаве дается в весовых процентах. Для удобства приведем взаимосвязь мольной доли воды с процентным ее содержанием ($N_{H_2O}^{liq}$):

$$\chi_{H_2O}^{liq} = \frac{3,573 N_{H_2O}^{liq}}{100 + 2,573 N_{H_2O}^{liq}}; \quad (20)$$

$$N_{H_2O}^{liq} = \frac{28 \chi_{H_2O}^{liq}}{1 - 0,720 \chi_{H_2O}^{liq}}. \quad (21)$$

С помощью вышеприведенных уравнений могут быть рассчитаны термодинамические параметры плавления эвтектического гранита ($M = 64,354$ г) в присутствии воды (табл. 9) [Петрография, 1976].

Т А Б Л И Ц А 9

Некоторые термодинамические параметры плавления
эвтектического гранита в присутствии водяного пара.
По О. Ф. Таттлу и Н. Л. Боуэну

Параметр	Единица измерения	90° С	725° С	665° С	635° С	615° С
P	бар	200	10 000	30 000	60 000	10 000
$S_{\text{H}_2\text{O}}$	э. е.	46,494	39,896	35,67	33,41	31,89
$V_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}$	см ³ ·моль ⁻¹	25,8	20,9	16,8	14,0	12,7
$V_{\text{H}_2\text{O}}$	см ³ ·моль ⁻¹	475,56	67,518	28,278	21,690	18,810
$S_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}$	э. е.	35,63	33,990	32,91	31,88	31,26
$\bar{S}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}$	э. е.	36,200	33,25	32,25	31,45	31,05
S^{sol}	э. е.	34,25	31,2	30,25	29,54	29,22
$\chi_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}$	доля	0,033	0,145 *	0,240	—	—
$N_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}$	вес. %	0,952	4,445	8,2	—	—
$\bar{S}_{\text{H}_2\text{O}}^m$	см ³ ·бар / °С·моль	-0,080	-0,273	-0,385	0,110	0,505
$\chi_{\text{H}_2\text{O}}$	доля	0,0353	0,145	0,238	0,340	0,412
$N_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}$	вес. %	1,0151	4,5297	8,0197	12,5914	16,387

* Определено при $t' = t + 15^\circ \text{C}$.

Глава 4

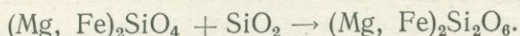
ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД *

Минеральный состав магматической породы обусловлен главным образом химическим составом магмы и термодинамическими условиями ее охлаждения. Например, в результате охлаждения (кристаллизации) магмы на поверхности земли или на глубине калиевый полевой шпат в первом случае выделяется в форме санидина, во втором — в виде отроклаза или микроклина; лейцит образуется в щелочных эффузивных породах, а в щелочных интрузивных породах содержится смесь ортоклаза и нефелина. Следовательно, в магматических породах минеральный состав имеет генетическое значение.

В составе всех главных породообразующих минералов ведущую роль играет кремнезем. В зависимости от его количества магмати-

* Некоторые из описанных в настоящей главе минералов являются породообразующими и в метаморфических породах, что отмечено по ходу изложения.

ческие породы подразделяют на кремнекислотные, среднекремнекислотные, основные и ультраосновные. В кремнекислотных (кислых) магматических породах содержится кварц, для среднекремнекислотных (средних) пород он не характерен, так как в них SiO_2 полностью соединен с основаниями, образуя силикатные минералы. В основных и особенно ультраосновных породах имеется дефицит SiO_2 , т. е. последний не удовлетворяет потребности всех основных элементов, вследствие чего возникают недосыщенные SiO_2 силикаты, например оливин $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$. При содержании в кристаллизующейся магме SiO_2 в соответствующем количестве образуется насыщенный кремнеземом минерал — пироксен $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$. Если на уже существующий оливин воздействуют постмагматические кремнеосодержащие растворы, он становится неустойчивым и может перейти в пироксен по реакции



Обычные магматические, особенно интрузивные, и метаморфические породобразующие минералы образуют определенные сообщества (ассоциации): наличие в этих породах какого-либо минерала указывает на существование или отсутствие другого определенного минерала. Установлено, что кварц никогда не встречается вместе с фельдшпатоидами (нефелином, лейцитом), оливин — вместе с ортоклазом, роговой обманкой и кварцем; щелочной пироксен и щелочной амфибол наблюдаются только в щелочных породах и часто вместе с нефелином.

Породообразующие минералы магматических пород разделяются на две группы: первичные (собственно магматические) и вторичные (постмагматические, метаморфические, метасоматические). Кроме того, породообразующие минералы по их количественной роли делятся на главные и акцессорные [лат. «акцессориус» — привходящий]. Первые из них почти целиком слагают магматическую породу, число их в определенной породе обычно не превышает 5—6; иногда встречаются почти одно- и двуминеральные породы. Исходя из количественных соотношений главных породообразующих минералов диагностируют породу, устанавливают условия ее кристаллизации и т. д.

Акцессорные минералы — это минералы, содержащиеся в породе в незначительных количествах (обычно не более 2—3%), поэтому для диагностики горной породы они непригодны, но могут способствовать установлению происхождения горной породы, а также служить корреляционным признаком.

По химическому составу и цвету главные породообразующие минералы делятся на две группы: бесцветные (салические, лейкократовые), и цветные (железозамагниальные, фемические, меланократовые). К первой группе относятся плагиоклазы (альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор, битовнит, анортит), калиево-натриевые полевые шпаты (санидин, ортоклаз, микроклин), фельд-

шпатоиды (нефелин, лейцит, содалит), мусковит и кварц, ко второй — оливин (форстерит, фаялит), ортопироксен (энстатит, гиперстен, бронзит), клинопироксен (диопсид, авгит, пижонит, эгирин), амфибол (роговая обманка обыкновенная и базальтическая, арфведсонит, рибекит, баркевикит) и биотит.

Обычные акцессорные минералы — циркон, апатит, ортит, гранат, кальцит (в качестве акцессорного минерала встречается во многих магматических породах), турмалин (встречается в кремнекислотных породах), рутил, сфен или титанит (содержится в кремнекислотных и щелочных породах), шпинель, рудные минералы — магнетит, гематит, ильменит (входят почти во все магматические породы), хромит (обычный акцессорный минерал ультрамафитов и мафитов).

Вторичные (постмагматические, эпимагматические, метаморфические) низкотемпературные минералы (гидратированные) следующие: серпентин, иддингсит, тальк, хлорит, тремолит, актинолит, цоизит, эпидот, серицит, мусковит, каолинит, пренит, цеолит, карбонат и др. К вторичным породообразующим минералам относятся также продукты экзогенных процессов, наличие которых в магматических породах вполне возможно.

В настоящее время не вызывает сомнения, что многие так называемые «первичные» минералы на самом деле являются продуктами последующего преобразования (метаморфизма) истинно первичных породообразующих минералов. К ним, в частности, относятся некоторые кислые плагиоклазы, микроклин, амфиболы, слюды, гранаты, рудные минералы, кальцит и др. Поэтому при характеристике породообразующих минералов строгое их разграничение не всегда возможно.

А. А. Маракушевым [1976₂] разработана первая общая, хотя по словам самого же автора, пока еще не совершенная, систематика силикатов и алюмосиликатов (рис. 19).

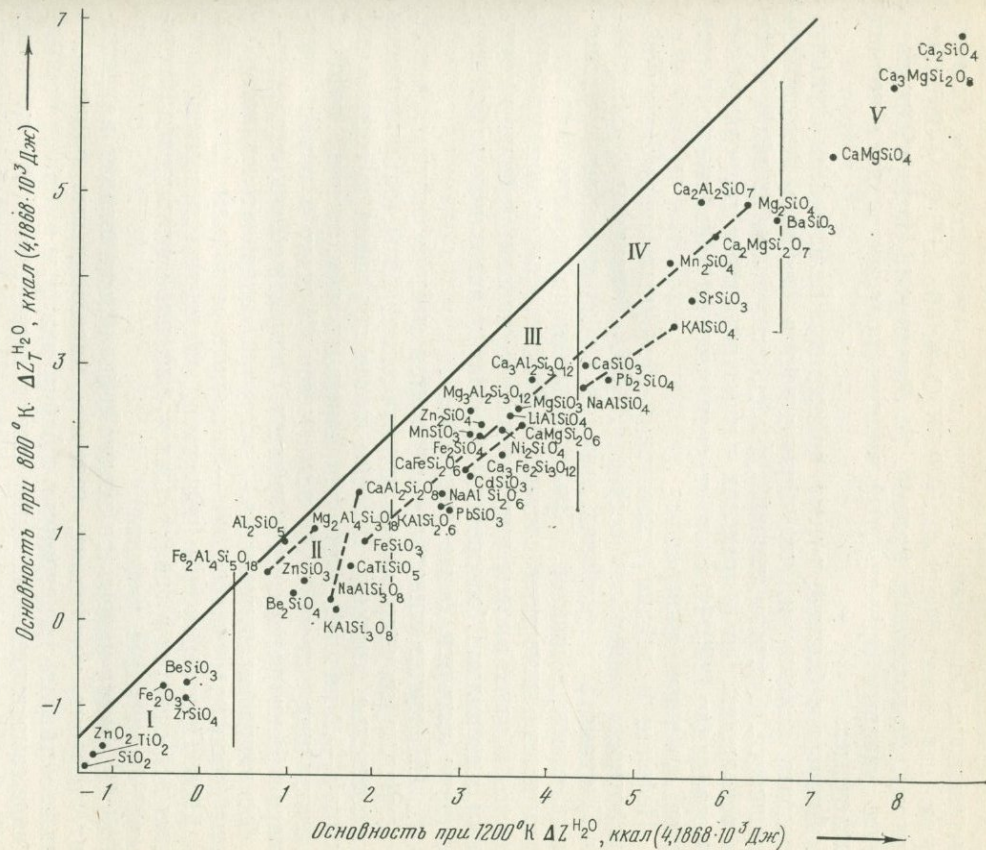
В I группе наиболее кислотных минералов он поместил совместно с кварцем, рутилом, гематитом такие минералы, как циркон и метасиликат бериллия, в некоторой мере отражающий кислотные свойства берилла (метасиликата бериллия и алюминия), являющегося обычным минералом высокотемпературных кварцполевошпатовых жил и пегматитов.

Если берилл, имеющий довольно сложный состав, представить в разложенном виде ($\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18} = 3\text{BeSiO}_3 + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + 2\text{SiO}_2$), его слагаемые, имеющие кислотно-щелочные характеристики, приблизительно будут отвечать показателю кислотности берилла.

Фенакит, представляющий собой другой минерал бериллия, входящий в состав грейзенов, содержащих флюорит и топаз, относится ко II группе; она также объединяет ряд минералов, имеющих кислотные свойства, в частности, андалузит, кордиерит, сфен, крайне железистый пироксен (феррогиперстен) и кислые полевые шпаты.

Рис. 19. Систематика силикатов и алюмосиликатов. По А. А. Макарушеву [1976₂].

Римские цифры — выделяемые группы основности для температуры 1200°К, штриховыми линиями показаны изоморфные ряды минералов



Калиевые полевые шпаты также принадлежат к кислым полевым шпатам. Содержание щелочей в них сравнительно с кремнеземом невелико ($KAlSi_3O_8 = 0,5K_2O + 0,5 Al_2SiO_5 + 2,5SiO_2$), поэтому, по-видимому, прав А. А. Маракушев, который считает менее удачным применяемый к этим полевым шпатам термин «щелочные».

Анортит и близкие к нему по составу плагиоклазы принято называть основными, что оправдывается высоким показателем основности. С ростом температуры анортит и альбит сближаются по основности, но в пределах рассматриваемого температурного интервала (до $1200^\circ K$) анортит, сравнительно с альбитом, остается более основным минералом.

Нефелин и лейцит относятся к щелочным алюмосиликатам. Кислотность минералов состава Al_2SiO_5 (андалузита, силлиманита, кианита) в условиях высокой температуры выше кислотности полевых шпатов. При понижении температуры свойства кислотности минералов состава Al_2SiO_5 и полевых шпатов сближаются и далее кислые полевые шпаты становятся более кислотными минералами (основность же плагиоклазов при любой температуре остается более высокой).

К III группе минералов относятся лейцит, жадеит, пироп, сподумен, гроссуляр, андрадит, клинопироксены, ортопироксены и железистые оливины. Все они имеют повышенную основность. Лейцит — типичный минерал щелочных вулканитов, который в ассоциации с кварцем не встречается. Жадеит и пироп содержатся в бескварцевых метаморфитах. Сподумен обычно встречается в бескварцевых пегматитах. Гроссуляр, андрадит, клинопироксены (диопсид, геденбергит) — типичные минералы известковых скарнов. Ортопироксены (гиперстен, энстатит) и железистые оливины встречаются в гранитоидах повышенной щелочности (чарнокиты, фаялитовые граниты).

В IV группе минералов входят нефелин и кальсилит, волластонит, тефроит, акерманит, геленит, магнизиальные оливины, а также метасиликаты стронция и бария, которые в горных породах в виде самостоятельных минералов не встречаются. Это щелочные (нефелин, кальсилит) и ультраосновные (оливин) минералы. Этими минералами по существу фиксируется наиболее высокая щелочность протекающих в природе процессов при температуре, близкой к $1200^\circ K$.

Последняя, V группа минералов имеет более основные свойства. К ним относятся: ларнит, мервинит, монтичеллит и др. Они образуются в условиях очень высокотемпературного контакта с вулканиками (санидинитовая, или ларнитовая, фация метаморфизма).

Видимо, каркасные силикаты и значительная часть слоистых более свойственны кислым (граниты) и щелочным (нефелиновые снениты) породам. Характерной особенностью слоистых силикатов является высокая прочность химической связи кремнекислотного радикала со щелочами (K, Na) и устойчивые их паразе-

незисы: $Fsp + Pl + Qz$, $Fsp + Pl + Ne$, $Fsp + Pl + Qz + Bi$, $Fsp + Pl + Ne + Bi$ и т. п. В отличие от слоистых силикатов, ортосиликаты и цепочечные силикаты, т. е. соли ортокремниевой (H_4SiO_4) и метакремниевой ($H_4Si_2O_6$) кислот слагают преимущественно ультраосновные и основные породы, какими являются дуниты, перидотиты, гранатовые перидотиты, габбро, базальты, мелилитовые породы и т. п. Породообразующие ортосиликаты и цепочечные силикаты проявляют большое сродство к щелочным землям (Ca, Mg) и меньшее — к Fe, Ti, Mn и т. п. Что касается ленточных метасиликатов, в частности амфиболов, то, учитывая их катионный состав, они могут присутствовать во всех магматических породах, что следует из их промежуточного положения в рассматриваемой таблице.

Однако отмеченные закономерности относятся к идеальным случаям. Обычно же парагенезисы в магматических породах весьма разнообразны. Например, в габбро, базальте или оливиновом габбро обычными парагенезисами являются: каркасный силикат (Pl) + цепочечный метасиликат (Opx) и каркасный силикат (Pl) + ортосиликат (Ol), хотя химические составы одноименных минералов в них будут различными. Еще один пример: в рапакиви нередко содержится ортосиликат в виде оливина, представляющего собой крайне железистый член изоморфной серии Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 , хотя форстерит в таких породах не встречается. То же можно сказать относительно более щелочных пород — гортолитовых (оливиновых) сиенитов. Все эти примеры указывают на то, что в магматических породах состав минералов, их кристаллохимическая природа, структура и парагенезисы обусловлены термодинамическим режимом кристаллизации магмы определенного состава. Следовательно, зная состав породообразующих минералов, кристаллохимические и структурные их особенности, можно определить конкретные термодинамические условия охлаждения (кристаллизации) магмы соответствующего состава.

БЕСЦВЕТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Полевые шпаты

Среди бесцветных породообразующих минералов в первую очередь следует выделить полевые шпаты, образующие твердые растворы в системе $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$, хотя полного изоморфизма в целом здесь не наблюдается. Полный изоморфизм обнаруживают лишь щелочные полевые шпаты $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ (изовалентный изоморфизм $Na \rightleftharpoons K$) и плагиоклазы $NaAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$ (гетеровалентный изоморфизм $NaSi \rightleftharpoons CaAl$) при температуре выше $800^\circ C$. В натриевой области рассматриваемой системы изоморфизм всех трех компонентов ограничен, а в ряду $KAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$ смешимость практически отсутствует.

По процентному содержанию анортитового компонента в ряду твердого раствора $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ выделяют следующие разновидности **плаггиоклазов** [греч. «плаггиоклаз» — косораскалывающийся]:

Альбит (<i>Ab</i>)	[греч. «альбус» — белый]	0—10
Олигоклаз (<i>Og</i>)	[греч. «олигоклаз» — незначительно расщепляющийся]	10—30
Андезин (<i>Ans</i>)	[по назв. горной системы Анды]	30—50
Лабрадор (<i>Lab</i>)	[по назв. полуострова Лабрадор]	50—70
Битовнит (<i>Bit</i>)	[по назв. месторождения Байтауы в Канаде]	70—90
Анортит (<i>An</i>)	[греч. «анортос» — косой, из-за кристаллизации в триклинной сингонии]	90—100

Сингония природных плаггиоклазов триклинная, хотя известны случаи существования моноклинных альбитов. Плаггиоклазы часто сдвойникованы; в породах экструзивных тел они всегда зональны. Зональные плаггиоклазы часто наблюдаются и в гипабиссальных телах, в частности мезокайнозойских интрузивах Кавказа, образованных в процессе гибридизации [Заридзе Г. М., 1938], а также в метаморфитах.

Двойникование является важным диагностическим признаком многих пороодообразующих минералов (например, кордиеритов, рутилов, ставролитов и др.). Наибольшее количество закономерных двойниковых форм встречается в плаггиоклазах, однако секториальные двойники в плаггиоклазах до последнего времени никем не фиксировались. И лишь И. И. Кикнадзе и Г. К. Цимакуридзе [1978] в палеозойских метаморфитах ладевальской свиты, развитой в ущелье р. Квиши (правый приток р. Долра, находящейся на южном склоне Большого Кавказа), в порфиروبластических разновидностях хлорит-альбит-кварц-мусковитовых сланцев установили секториальные двойники плаггиоклазов, которые ранее описывались как секториальные двойники кордиеритов.

Плаггиоклазы с секториальными двойниками образуют свежие, иногда серицитизированные порфиروبластические зерна размером от 0,5 до 2—3 мм, нередко с мелкими включениями кальцита, графита или магнетита. Они часто состоят из четырех (четверники), иногда трех (тройники) индивидов. Обычно отдельные сдвойникованные кристаллы механически соприкасаются друг с другом по определенным плоскостям. В секториальных кордиеритах плоскостями сростания являются ромбические призмы (110) или (130). В минералах ромбической сингонии, в частности в кордиерите, плоскости двойникового сростания не могут быть вторым пинакоидом. Следовательно, изученный минерал отвечает плаггиоклазу (An_{5-8}), а не кордиериту.

Принадлежность указанных плаггиоклазов к альбитам доказана также рентгеноструктурным анализом, выполненным в рентгеноструктурной лаборатории Геологического института АН СССР Р. А. Ахведиани. Анализ лейкократовой части пробы метаморфитов ладевальской свиты показал отсутствие в образце кордиерита — на рентгенограмме видны лишь отражения, характерные для смеси кварца (пики 4,24, 3,69, 3,34 · 10⁻¹⁰ м) и кислого плаггиоклаза (пики 4,04, 3,86, 3,53, 3,20 · 10⁻¹⁰ м).

Авторы полагают, что секториальные двойники альбитов в ладевальных метаморфитах образовались во время метаморфизма путем соприкосновения отдельных индивидов.

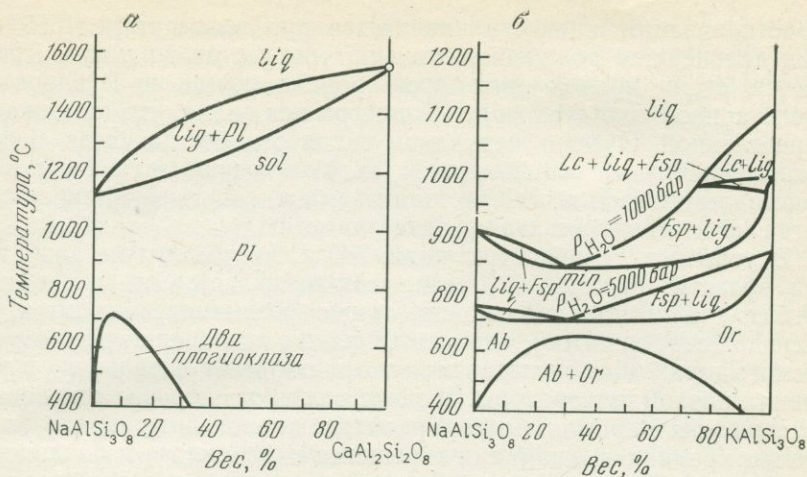


Рис. 20. Диаграммы равновесного состояния плагиоклазов (а) и щелочных полевых шпатов (б)

Важным диагностическим признаком минералов, особенно тех, которые дают изоморфные ряды, является зависимость оптических характеристик от состава. Так, например, для плагиоклазов установлена линейная связь между показателем преломления Nm и составом

$$Nm = 1,532 + 0,053 \left(\frac{An}{An + Ab} \right) = 1,532 + 0,053 X_{An}^{Pl},$$

где X_{An}^{Pl} — мольная доля анортита и плагиоклаза.

Зависимость показателя преломления плагиоклазового стекла от его состава выражается уравнением

$$N = 1,400 + y/100,$$

где

$$y = 8,752 + 6,590 X_{An}^{Pl} + 3,988 (X_{An}^{Pl})^2 - 1,864 (X_{An}^{Pl})^3.$$

По У. А. Диру, Р. А. Хауи и Дж. Зусману [1966], оптические свойства плагиоклазов следующие:

	Высокотемпературный альбит NaAl ₃ O ₈	Альбит NaAlSi ₃ O ₈	Анортит CaAl ₂ Si ₂ O ₈
Np	1,527	1,527	1,577
Nm	1,532	1,531	1,585
Ng	1,534	1,538	1,590
$Ng-Np$	0,007	0,010	0,013
$2V$	45° (-)	77° (+)	78° (-)

При давлении 0,1 МПа (1 ат) экспериментально хорошо изучена диаграмма состояния системы NaAlSi₃O₈—CaAl₂Si₂O₈ (рис. 20,а).

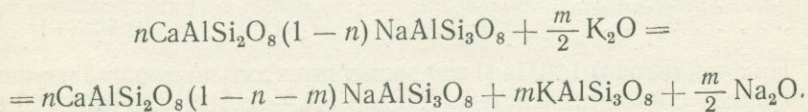
Кристаллизация жидкости начинается при температуре 1550° С. При дальнейшем понижении температуры состав жидкости изменяется вдоль кривой ликвидуса (*liq*), а состав кристаллов — вдоль кривой солидуса (*sol*). Из диаграммы видно, что на каждой определенной ступени остывания жидкость всегда была более богата альбитовой составляющей, нежели сосуществующие с ней кристаллы плагиоклаза. Кристаллизация жидкости заканчивается, когда из нее полностью выделится анортит.

В условиях температуры ниже 700° С в субсолидусе альбитовой области (рис. 20, б) плагиоклаз распадается на две фазы: альбит + олигоклаз. Возможно также возникновение структур распада (перистеритов), что указывает на отклонение рассматриваемого двухкомпонентного твердого раствора от идеального в условиях низкой температуры. В зависимости от скорости снижения температуры и кристаллизации расплава происходит упорядочение атомов кремния и алюминия в решетке плагиоклаза в различной мере, что устанавливается оптическими методами.

Плагиоклазы входят в состав многих магматических и метаморфических пород, отсутствуют они в дунитах, лерцолитах и некоторых других. Наименее распространены основные плагиоклазы; они (битовниты, анортиты) описаны в перидотитах (An_{98}), роговообманковых габбро южной Калифорнии (An_{85-95}), нефелиновых сланцах Дежневского массива на Чукотке (An_{96}) и анортитах комплекса Ситтампунди в Индии (An_{98}).

В вулканических породах средней кремнекислотности — андезитах — плагиоклазы обычно представлены андезинами, реже — несколько более основными плагиоклазами; аналогичного состава плагиоклазы содержатся в диоритах. В вулканитах основного состава (базальтах) плагиоклазы не кислее лабрадора, иногда приближаются к битовниту; плагиоклазы такого же состава содержатся в основных интрузивных породах (габбро и норитах). В кремнекислотных вулканитах (липаритах, риолитах) и интрузивных породах (гранитах и гранодиоритах) плагиоклазы относятся к олигоклазу, реже более кислому ряду (альбиту) или кислому андезину. В метасоматических гранитах и гранитных пегматитах обычны альбиты.

В различных нефелиновых сиенитах состав плагиоклазов изменяется от альбита до анортита, что нередко наблюдается вообще в двуполевошпатовых интрузивных породах. Это указывает на то, что плагиоклазы образуются не только путем, изображенным на диаграмме (см. рис. 20). Д. С. Коржинский широкие вариации состава плагиоклазов в гранитах объясняет изменением химического потенциала μ калия в магме:



С ростом химического потенциала компонента K_2O (μ_{K_2O}) реакция смещается вправо: плагиоклаз становится более основным за счет замещения его альбитовой составляющей на ортоклазовую. Но вследствие отсутствия смесимости в системе $KAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$ ортоклаз выделяется в виде самостоятельной фазы.

По Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили, широкие вариации состава плагиоклазов наблюдаются также в гранитоидах, образованных путем метасоматической гранитизации по различным базитам. В последних плагиоклазы основного состава подвергаются воздействию натрийсодержащих восходящих растворов, в результате чего они преобразуются во все более кислые плагиоклазы вплоть до ряда альбита. Этот процесс в разных частях исходного тела может протекать с различной интенсивностью, что обуславливает разнообразие состава плагиоклазов. Процесс имеет стадийный характер, за преимущественно натриевым метасоматозом следует преимущественно кремниевый, сменяющийся калиевым с образованием калиево-натриевых полевых шпатов (обычно микроклина). Стадии привноса материала могут быть различными и во времени и пространстве иметь различную последовательность.

В результате разрушения плагиоклазов основного состава выделяются различные продукты, в частности, эпидотовые минералы, которые были изучены Д. М. Шенгелиа [1972] на примере палеозойских гранитоидов и гранитизированных пород Северного Кавказа.

Для 79 парагенезисов в палеозойских гранитоидах и в той или иной стадии гранитизированных породах Северного Кавказа составлена диаграмма частоты встречаемости анортитовой молекулы в плагиоклазе в ассоциации с эпидотом, которая показывает, что в этих породах прерывистость распространения плагиоклазов в интервале Pl_8 — Pl_{18} аналогична развитой в амфиболовых сланцах Центральных Альп. Наиболее широко развиты Pl_0 — Pl_8 , встречаемость плагиоклазов в интервале Pl_9 — Pl_{10} значительно ниже, еще меньше распространены плагиоклазы от Pl_{11} до Pl_{18} . Частота встречаемости Pl_{18-20} сравнительно с предыдущей группой резко возрастает, а $Pl_{>20}$ фиксируется все реже и реже, вследствие низкотемпературных условий минерализации, при которых смесимость альбита и анортита в плагиоклазе ограничена.

Плагиоклазы герцинских гранитоидов и вмещающих их метаморфитов нередко представлены порфиробластами альбита, имеющими идиоморфные или овальные формы [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1967]. Они образуют монокристаллы, либо агрегаты мелких зерен, перерастающие в отдельные участки или прерывистые полосы. Порфиробласты нередко содержат многочисленные включения различных минералов в виде отдельных зерен, цепочек, полосок и скоплений, представляющих собой уцелевшие от метасоматического процесса останцы во время становления порфиробластов. Включения представлены менее кислым плагиоклазом, продуктами деанортитизации основного плагио-

клаза (соссюрит, клиноцоизит, эпидот), роговой обманкой, сфеном и изредка каплевидным и червеобразным кварцем, с образованием мирмецитов. Становление альбитовых порфиробластов вызвано натриевым метасоматозом горных пород исходных геосинклинальных толщ. Последующий калиевый метасоматоз вызывает замещение альбитовых порфиробластов микроклином частично, либо полностью [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1959; Кизевальтер Д. С., 1956]. Твердо установлено, что образование альбита происходило метасоматическим путем в результате привноса натрия. В метаморфизованных роговообманковых габбро-диоритах зональные плагиоклазы, в отличие от магматических, расплывчатые, неровные и постепенные. Число зон от двух до четырех. Зональность нормальная, редко рекуррентная. Разница в составе наружной зоны и ядра составляет 10—25% анортитовой молекулы. Двойники не наблюдаются. Зональные плагиоклазы ксенолитов в основных магматических породах и кристаллических сланцах образовались метасоматическим путем. Изменение протекало с привносом кремния и щелочей, в результате возникли порфиробласты плагиоклаза и микроклина, кварц, биотит и сине-зеленая роговая обманка. Новообразованными являются также акцессорные минералы — апатит, ортит, сфен, циркон.

Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [1958] во время исследования древних гранитоидов Северного Кавказа впервые установили различные морфологические типы пертитов, образованные в результате метаморфического замещения плагиоклаза микроклином (калиметасоматоз).

Ранее было известно три пути образования пертитов: 1) эвтектическая кристаллизация, 2) выделение из охлаждающегося калинатриевого полевого шпата, 3) замещение калишпата альбитом по трещинам спайности, отдельности и термического стяжения. Главным в образовании пертитов считался распад твердого раствора.

По А. К. Болдыреву, каждому генетическому типу пертитов отвечает определенный морфологический тип: например, волокнистый пертит образуется при распаде твердого раствора в раннюю стадию становления полевого шпата, пленчатый — также в результате распада твердого раствора, но относительно на более поздней стадии становления, жилковый и пятнистый — при эндогенном замещении микроклина альбитом по трещинам стяжения, взаимопроникающий тип — при одновременной кристаллизации с последующим распадом калинатриевого полевого шпата с выделением альбита. Таким образом, об образовании различных морфологических типов пертитов путем замещения предварительно альбитизированных плагиоклазов — альбитов (натриевый метасоматоз) микроклином (калиевый метасоматоз) до 1958 г. известно не было. Можно считать доказанным, что в данном случае пертитообразование представляет собой незавершенную стадию полного замещения альбитов микроклином, что хорошо видно из приведенных рисунков.

На рис. 21 видны скелеты полисинтетически сдвойникованных крупных зерен плагиоклаза (альбита), разъединенных и частично замещенных микроклином. Наблюдается полное совпадение одновременно погасающих двойниковых полосок оставшихся частей плагиоклаза, разобценных микроклином. С этим направлением совпадает и одно из направлений погасания двойниковых полосок решетчатого микроклина. В другом случае (рис. 22) от материнского кристалла плагиоклаза (альбита), имеющего зазубренный края, в сторону разъедающего решетчатого микроклина отходят одинаково ориентированные и одновременно погасающие полосы (уцелевшие останцы), образующие пертит. На рис. 23 приведен полосчато-пленочный морфологический тип пертита с быстро выклинивающимися различной толщины полосами. Наблюдаются также рябовидные и ключевидные пертиты. Таким образом, микроклинизация плагиоклаза на различных стадиях может дать различные формы пертитов замещения.

Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [1959₁, 1959₂] на северном склоне Большого Кавказа (Верхняя Теберда) в габбро-диабазовых интрузиях, залегающих в верхнепалеозойской свите, описали процесс кремниевого метасоматоза, который в плагиоклазе вызвал возникновение микропегматитовых структур (рис. 24). Интрузив сложен из габбро, габбро-диабазов и диабазов. Процесс образования пегматитовых прорастаний под воздействием преимущественного привноса кремния особенно наглядно наблюдается в диабазах. На жилках кварца этих пород местами возникают наросты или раздувы. Они представлены связанными между собой мельчайшими зёрнами кварца, напоминающими губчатую массу. Наиболее часто жилки кварца разветвляются, образуя дендритоподобные тела. Иногда эти ответвления утоньшаются с образованием пережимов, на продолжении выклинивающейся жилки порой возникает цепь одновременно гаснущих зерен кварца. В других случаях наблюдаются участки, состоящие из пегматитоподобных прорастаний плагиоклаза с одновременно гаснущими кварцевыми зёрнами, возникшими в результате метасоматического замещения части плагиоклаза привнесенным кварцем. Дальнейшее взаимодействие кварца с плагиоклазом дает картину, близкую пегматиту. При далеко зашедшем процессе замещения плагиоклаза (кремниевого метасоматоза) образуется пегматитоподобное прорастание кварца с плагиоклазом. Если в дальнейшем плагиоклаз подвергается микроклинизации, возникает пегматитовое прорастание кварца с микроклином.

Для щелочных полевых шпатов характерна моноклиная и триклиная сингония. Наблюдаются постепенные фазовые переходы форм первой сингонии в формы второй сингонии, что выражается изменением степени триклинности. Эти переходы связаны с упорядоченным распределением катионов в кристаллической решетке минерала. Наиболее упорядоченные («порядок») полевые шпаты называют низкими (low), разупорядоченные («беспорядок»)

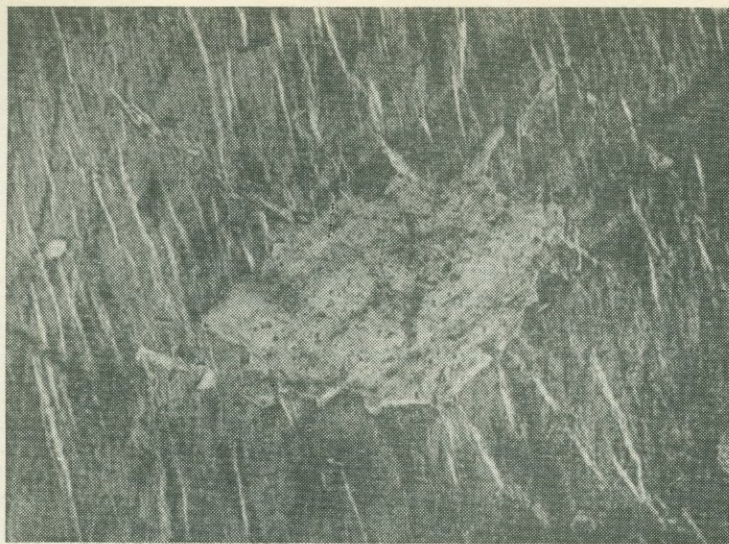


Рис. 21. Пертит замещения. Северный Кавказ. Ник. +, увел. 47×
 В центре — уцелевший от микроклинизации останец предварительно альбитизированного плагиоклаза



Рис. 22. Микроклинизация плагиоклаза (альбита) с образованием пертита. Северный Кавказ. Ник. +, увел. 47×
 От плагиоклаза в сторону разрезающего его решетчатого микроклина отходят одинаково ориентированные и одновременно погасающие полосы (уцелевшие останцы), образующие пертит



Рис. 23. Образование микроклин-пертита в результате микроклинизации плагиоклаза (альбита). Северный Кавказ. Ник. +, увел. 47X.
Пертит полосчато-пленочный с быстро выклинивающимися полосами различной толщины

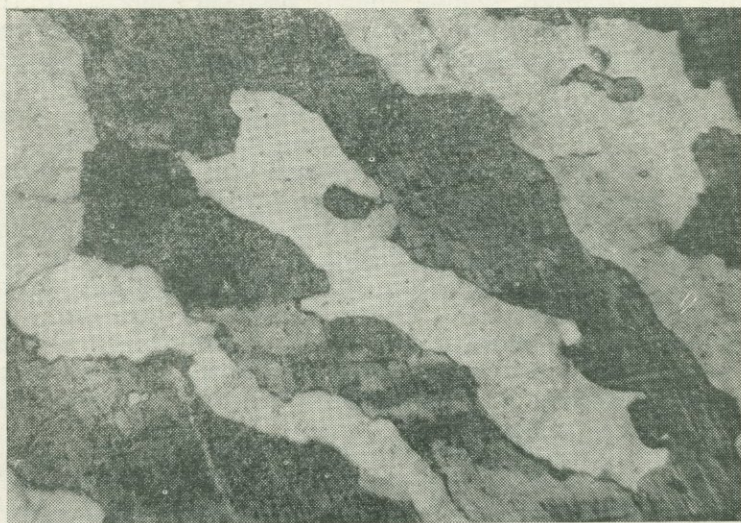


Рис. 24. Разъедание плагиоклаза гранитоида кварцем с образованием ихтиоглиптоподобных тел. Северный Кавказ. При одном никеле, увел. 35X

высокими (high), а с промежуточной степенью упорядочения — промежуточными. «Порядок—беспорядок» в щелочных полевых шпатах наблюдается как в алюмосиликатовом каркасе (т. е. в расположении Si и Al), так и в расположении атомов Na и K. В соответствии с данными У. А. Дира, Р. А. Хауи и Дж. Зусмана [1966] различают четыре серии твердых растворов: 1) высокий альбит — высокий санидин; 2) высокий альбит — низкий санидин; 3) низкий альбит — ортоклаз; 4) низкий альбит — микроклин.

Полагали, что первая серия образует полный ряд твердых растворов с изменением триклинной сингонии (при составе $Ab_{63}Or_{37}$) на моноклинную. В природе первая серия встречается в высокотемпературных условиях остывания (кристаллизации) магмы, т. е. среди вулканических и субвулканических пород, хотя недавно высокий альбит был обнаружен в низкотемпературных зонах в качестве метасоматического минерала.

Щелочные полевые шпаты, в сухих условиях при $P = 0,1$ МПа (1 ат) $KAlSi_3O_8$ плавятся инконгруэнтно, с образованием лейцита $KAlSi_2O_6$. С увеличением P и возрастанием натриевости системы область существования лейцита выклинивается. При $Fsp \approx 70\%$ состав расплава равен составу кристаллов. Это указывает на то, что в калиевой области расплав по сравнению с кристаллами всегда богаче альбитовым компонентом. Обратные соотношения видны в натриевой области, т. е. левее точки минимума. Видно также, что при давлении 5000 бар поле лейцита отсутствует, и калишпат плавится конгруэнтно. Форма кривой распада зависит от структуры полевых шпатов. Рассматриваемая диаграмма отвечает серии «высокий альбит — высокий санидин». В целом устанавливается, что с возрастанием степени упорядочения, т. е. с переходом от первой серии Fsp к четвертой, область твердого раствора расширяется.

В бедных кремнеземом лавах и субвулканах калишпат вначале выделяется в форме лейцита, а не санидина. При дальнейшем понижении температуры лейцит реагирует с расплавом и переходит в калишпат. В богатых кремнеземом расплавах лейцит не выделяется, так как при содержании SiO_2 52% (вес.) имеется кварц-полевошпатовая эвтектика. Следовательно, в данном случае вначале начинают выпадать кристаллы кристобалита и вплоть до эвтектической точки щелочной полевой шпат (ортоклаз) не кристаллизуется. В интрузивных условиях полевой шпат кристаллизуется конгруэнтно.

Щелочные полевые шпаты содержатся во многих магматических и метаморфических породах. Они являются главными минералами гранитоидов, сиенитов, нефелиновых сиенитов и других кислых и щелочных полнокристаллических, вулканических и субвулканических пород. Имеются они также в некоторых габбро (ортоклазовое габбро, габбро-сиенит), щелочно-ультраосновных породах и др. Однако многие из последних произошли в результате щелочного метасоматоза по базитам и ультрабазитам.

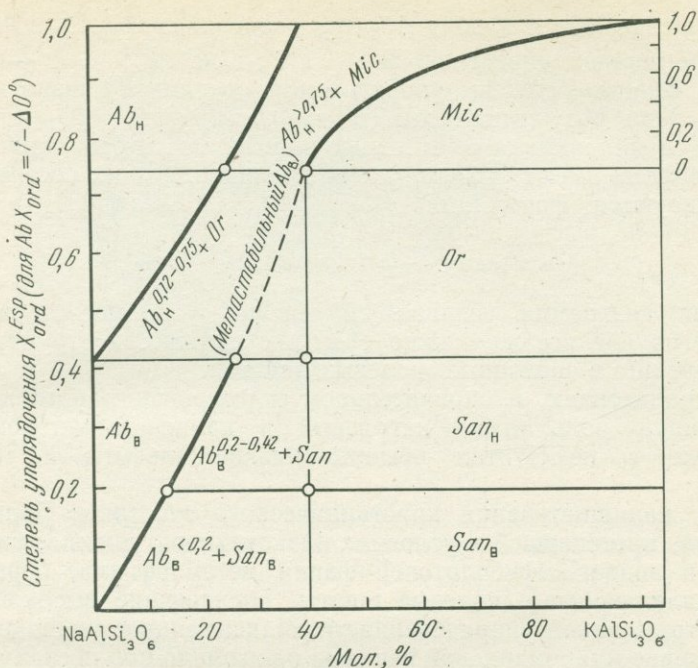


Рис. 25. Условная степень упорядочения алюмокремниевго тетраэдра в щелочных полевых шпатах при 500°C и $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 10^8$ Па по экспериментальным данным. По Л. Л. Перчуку и И. Д. Рябчикову [1976].

Ab_H — низкий альбит; Ab_B — высокий альбит; San_H — низкий санидин; San_B — высокий санидин; Or — ортоклаз; Mic — микроклин

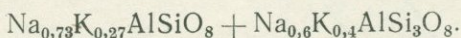
На рис. 25 приведена ориентировочная диаграмма степени упорядочения щелочных полевых шпатов, составленная Л. Л. Перчуком и И. Д. Рябчиковым [1976]. В натриевой части системы KAlSi_3O_8 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ принято, что

$$X_{ord}^{Fsp} = 1 - \frac{2Q_{131} - \bar{131}}{2},$$

где Q — угол отражения рентгеновского пучка от плоскостей 131 и $\bar{131}$, а Fsp — щелочной полевой шпат. Авторы диаграммы придерживаются схемы о четырех изоморфных рядах щелочных полевых шпатов для различных по упорядоченности серий. Использовались также экспериментальные данные В. Н. Зырянова по концентрационным зависимостям степени упорядочения альбитов и степени триклинности микроклинов.

Диаграмма позволяет проводить сравнение щелочных полевых шпатов по степени их упорядочения. Допустим, что в образце

гранита содержатся альбит $Ab_{80}Or_{20}$ и ортоклаз $Or_{80}Ab_{20}$. Рентгеновским методом определено $2Q = 1,0^\circ$, т. е. $X_{ord}^{Fsp} = 1 - 0,5 = 0,5$. Видимо, степень упорядочения ортоклаза близка к этой цифре. При сосуществовании в породе альбита $2Q_{(131-1\bar{3}\bar{1})} = 0,40^\circ$ и микроклина со степенью триклинности 0,2 допустимо, что обе фазы имеют степень упорядочения 0,8, а их составы характеризуются формулами



Хотя диаграмма условная и требует усовершенствования, однако по ней все же можно судить о сложности структурных соотношений в щелочных полевых шпатах.

В гранитоидах, в окончательном формировании которых существенную роль играл натриевый и калиевый метасоматоз, а также в пегматитах обычны низкие альбиты и микроклины.

При калишпатизации кристаллического субстрата Большого Кавказа, протекавшей в условиях низкотемпературной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, образовались калинатриевые полевые шпаты, обладающие высокой степенью триклинной упорядоченности. Максимальное упорядочение и появление микроклиновой решетки произошло при последующем диафторезе.

Оптическая и рентгеновская триклинность калинатриевых полевых шпатов в большинстве случаев отвечает максимальным или близким к ним значениям, редко, несмотря на высокую степень их упорядоченности, устанавливаются низкие значения констант оптической и рентгеновской триклинности [Шенгелиа Д. М., 1969].

Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [1959₁, 1959₂, 1964₁, 1964₂] было показано, что калиевые полевые шпаты, входящие в состав гранитных пегматитов Большого Кавказа, образуются в результате процесса калиметасоматоза, являющегося конечной стадией метасоматического пороодообразования.

В ущелье р. Ардон (тектоническая зона Главного хребта Большого Кавказа) жило- и гнездоподобные тела пегматитов залегают в герцинских гранитоидах. Мощность этих тел не превышает 1,5 м. По простирацию они прослеживаются на 5—8 м. Типичных графических структур рассматриваемые пегматиты не обнаруживают; наблюдаются прорастания микроклина кварцем, содержащимся в пегматитах. Кварц образован в результате проникновения в плагиоклаз габброидов кремниевых растворов с возникновением ихтиоглиптоподобных прорастаний. На следующей стадии происходит избирательная микроклинизация плагиоклаза, не затрагивающая секущий его кварц (рис. 24).

Явные метасоматические герцинские пегматиты описаны и в других местах Большого Кавказа и Закавказья.

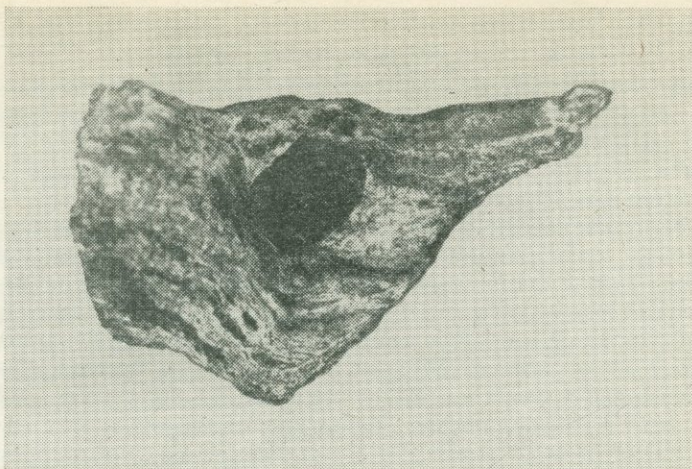


Рис. 26. Кварц-мусковит-полевошпатовый сланец с черным порфиробластом калишпата. Нат. вел. по Д. М. Шенгелиа и др. [1975]

Совершенно черные оригинальные калиевые полевые шпаты с тонкораспыленным в них графитом обнаружены в среднепалеозойской верцхлистбиской свите, сложенной порфиробластическими кварц-мусковит-полевошпатовыми сланцами (рис. 26) на южном склоне Большого Кавказа Д. М. Шенгелиа, Д. Н. Кецохвели и Г. Л. Чичинадзе [1975]. Упоминание о наличии подобных порфиробластов в литературе не встречается, лишь В. Н. Лодчиков [1974] упоминает углистые частицы в полевых шпатах кристаллических сланцев.

Черный калишпат чаще образуется непосредственно в графитовых скоплениях. Но спорадически наблюдаются также калишпаты, замещающие альбит и кварц-слюдаые образования; они свежие и включений графита не содержат. В порфиробластах калишпата, переполненных частицами графита, нередко присутствуют включения свежего альбита и кварца, реже мусковита без графитовых включений или с редкими частицами графита. Порфиробласты альбита также не содержат включений графита.

Наиболее распространены калишпаты размером 3—5 мм, окрашенные графитовой пылью; максимальные размеры их 20 мм. Порошкограмма черного порфиробласта калишпата, помимо основных линий калишпата, дополнительно обнаруживает отражения, которые соответствуют графиту ($3,36 \cdot 10^{-10}$; $2,13 \cdot 10^{-10}$; $2,05 \times 10^{-10}$; $1,66 \cdot 10^{-10}$ м). Линии дифрактограммы графита показывают, что он по структуре соответствует низкотемпературному уровню зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Были исследованы полированные шлифы в отраженном свете.

Установлено, что углеродистое вещество, содержащееся в калишпате и основной ткани породы, имеет одинаковую отражательную способность ($R_{\min} = 14,0-15,0$; $R_{\max}^a = 15,0-17,2$; $R^a = 14,3-16,1$) и представлено низкотемпературными разностями графита, формировавшегося в начальной стадии графитизации антрацита. Количество включений графита в калишпате варьирует в значительных пределах.

Порфиробластические кварц-мусковит-полевошпатовые сланцы с графитом, содержащие рассматриваемые черные калишпаты, характеризуются очень высоким содержанием калия (табл. 10). Результаты оптического и рентгеноструктурного изучения порфиробластических калишпатов свидетельствуют, что последние представлены высокоупорядоченными разностями — промежуточными и максимальными микроклинами: $-2V = 74-80^\circ$, $\angle Ng \perp (010) = 16-18^\circ$ (микроклиновая решетка обнаруживается редко), $(131) = 3,032 \cdot 10^{-10}$ м; $(13\bar{1}) = 2,959 \cdot 10^{-10}$ м; $\Delta\rho = 0,91$; $d(20\bar{1}) = 4,229 \cdot 10^{-10}$ м, состав калишпатовой фазы (гомогенной) — $Or_{95}Ab_5$. В калишпате содержание FeO, MgO, CaO, как правило, невелико.

Поскольку проанализированный черный калишпат не загрязнен частичками кальциевых минералов, некоторое повышенное содержание в нем FeO, CaO, MgO, а также P_2O_5 , видимо, следует рассматривать как результат их присутствия в графите. Как известно, графит нередко содержит механические примеси (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO, MgO, CaO, P_2O_5) до 10—20%, которые при сжигании полностью или частично сохраняются.

ТАБЛИЦА 10

Химический состав черного порфиробласта калишпата (1)
и вмещающей его породы (2)

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	65,43	0,05	16,70	0,26	0,45	0,03	0,42
2	71,44	0,52	13,22	0,70	0,90	Следы	0,80

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛИЦЫ 10

Порода	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	P ₂ O ₅	Сумма
1	0,94	1,60	12,50	Нет	1,26	0,09	99,73
2	1,90	2,40	6,00	0,37	1,23	0,23	99,71

Минералы кремнезема

Известно много структурных модификаций порообразующих минералов кремнезема (кварц, тридимит, кристобалит, коэсит, стишовит, опал, халцедон, лютецит, кварцит и др.). Все они относятся к группе каркасных силикатов без добавочных анионов. Существующие высокотемпературных форм и форм высокого давления обусловлено фазовыми переходами (рис. 27). Из минералов кремнезема в магматических породах ведущую роль играет кварц, а тридимит, кристаллит и другие модификации — подчиненную.

Кварц [возможно, от нем. «кверерц» — поперечный, секущий в отношении жилы] по оптическим свойствам легко отличается от других минералов кремнезема. Сингония гексагональная (тригональная). Оптически положителен, одноосный, нередко слабо двуосный, спайность отсутствует, $N_g = 1,553$, $N_p = 1,544$, $N_g - N_p = 0,009$. В кислых вулканитах встречаются идиоморфные зерна высокотемпературного, неустойчивого β -кварца, в кислых интрузивах — низкотемпературный (ниже $575-600^\circ\text{C}$) — ксеноморфный α -кварц. Кристаллы кварца обычно представляют собой удлиненные призмы.

Кварц — весьма распространенный минерал в кислых магматических, метаморфических и метасоматических породах.

Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили и И. И. Хмаладзе [1960] в верхнемеловой вулканогенно-осадочной свите юго-восточной Грузии описали наряду с явлениями натриевого явления кремниевого метасоматоза. Вулканогенные образования первоначально имели здесь преимущественно среднекремнекислотный и основной состав. Мнение других исследователей о преимущественно кремнекислотном составе извергавшейся здесь магмы основывается на содержании в вулканогенах кварца и кислого плагиоклаза в большом количестве. Интенсивный же кремниевый и натриевый метасоматоз ими не принимается во внимание. В верхней части вулканогенной свиты имеются кремнекислотные вулканиты центрального типа (кварцевые альбитофиры, дациты), продолжающие трещинный вулканизм основного состава, продукты которого наблюдаются в низах верхнего мела. Следует отметить также, что в восточной части распространения этих вулканогенов в Армении широко развиты базальты и андезиты.

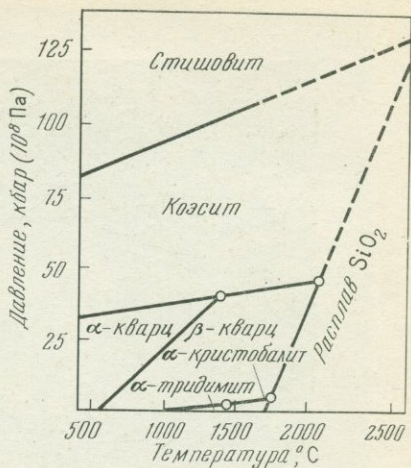


Рис. 27. Полиморфные превращения окиси кремния в зависимости от температуры и давления

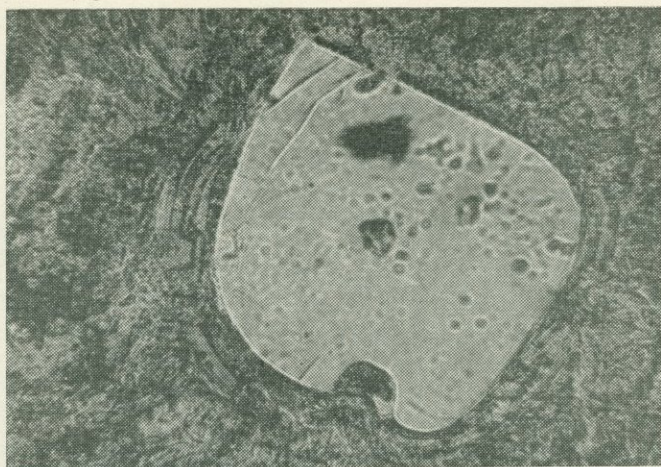


Рис. 28. Кварцевый альбитофир. Ник. +, увел. 40×

Вокруг кварца видны тонкие концентрические зоны, состоящие из чередующихся между собой полос частично раскристаллизованного стекла и мельчайших зернышек кварца



Рис. 29. Пропитывание и метасоматическое замещение основной массы порфирита с привнесенным кварцем с зарождением кварцевого порфиробласта. Ник. +, увел. 40×

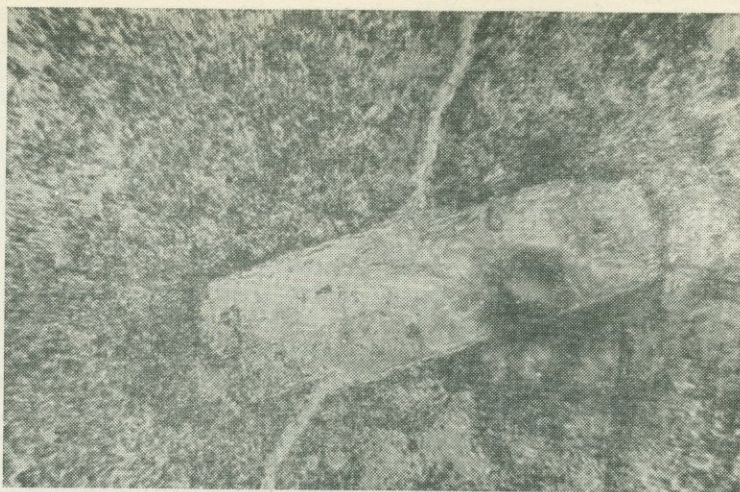


Рис. 30. Псевдоморфоза кварца по плагиоклазу порфирита. Ник. +,
увел. 40×

Видна жилка (подводящий канал) кварца

Относительно более кремнекислотные исходные вулканиты (андезиты и, возможно, часть дацитов) образовались из магмы, которая перед извержением ассимилировала горные породы кислого кристаллического субстрата. В пользу глубинной ассимиляции горных пород субстрата свидетельствует наличие в порфиритах зерен ксенолитовых кварцевых вкрапленников, вокруг которых развиты чередующиеся концентрические полосы, состоящие из стекла (впоследствии несколько раскристаллизованного) и мелких зерен кварца, являющихся отторженцами от крупных ксенолитовых зерен и представляющих собой не затронутые ассимиляцией реликты (рис. 28). Что касается кремниевого метасоматоза (окварцевания), то этот процесс здесь, наряду с натриевым метасоматозом, носит региональный характер. Окварцеванию подвергаются как основная масса исходных вулканитов (рис. 29), так и некоторые минералы, в частности плагиоклаз (рис. 30), в результате чего возникают монокристаллы, порой похожие на порфириновые вкрапленники кислых вулканитов, так часто вводящие в заблуждение непрофессиональный глаз.

Т р и д и м и т [греч. «тридимос» — тройной, вследствие часто встречающихся тройников] встречается в двух модификациях. Сингония α -тридимита ромбическая, β -тридимита — гексагональная. Ромбический тридимит оптически двуосный минерал, $N_p = 1,471 - 1,479$; $N_m = 1,472 - 1,480$; $N_g = 1,474 - 1,483$, дву-преломление низкое (0,002—0,004). Образуется α -тридимит главным образом в кислых вулканитах (липаритах, дацитах), а также в трахитах и андезитах. Пневматолитовый тридимит порой

встречается в базальтовых пустотах в ассоциации с фаялитом или авгитом. В приповерхностных интрузивах очень редко содержатся кварцевые формы тридимита. К таким интрузивам относятся гранофиры о. Скай, феррогаббро и андезиты Скаергаарда в Гренландии.

К р и с т о б а л и т, который нередко замещает тридимит, встречается в аналогичных горных породах. Габитус его кристаллов октаэдрический; в шлифах он одноосный, $N_g = 1,484$, $N_p = 1,487$.

К о э с и т описан в штате Аризона (США), где он вместе с кварцевым стеклом и кварцем содержится в деформированных пористых песчаниках, образующих кратер метеорита. Здесь же был обнаружен **с т и ш о в и т**. Естественно допущение о возникновении этих минералов под воздействием ударной силы метеорита при его падении на Землю, в условиях давления выше 100 кбар (см. рис. 27). Стишовит и коэсит встречены также в Попигайском кратере (Восточная Сибирь) и кратере Рисс (ФРГ).

О п а л является аморфной разновидностью минералов кремнезема; встречается в виде неправильных отдельных зерен и их агрегатов, псевдоморфоз (по пироксенам, амфиболам, туфам — в Армении) и заполняет пустоты в горных породах. Будучи аморфным, спайностью не обладает; в шлифе обычно бесцветен; показатель преломления низкий (от 1,406 до 1,46), вследствие чего в стыке с канадским бальзамом и другими минералами дает отчетливый золотисто-желтоватый дисперсионный эффект; как и все аморфные вещества, двупреломления не проявляет. Часто опал переходит в халцедон или мелкозернистый кварц.

Обычно он выделяется из гидротермальных растворов (ниже 100—150° С), в частности, встречается в отложениях гейзеров в вулканических районах, образуется опал также при выветривании, осадконакоплении и биогенным путем.

Х а л ц е д о н [по-видимому, по назв. древнего города на побережье Мраморного моря, через который вывозились ювелирные камни] является волокнистой скрытокристаллической разновидностью кварца. Агрегаты — сферокристаллы, волокна, удлиненные листовидные формы в разрезах и т. д. Спайности не имеет, двойники отсутствуют, в шлифе бесцветен, знак удлинения отрицательный. Халцедон гидротермального происхождения бывает слабо окрашенным окислами железа в желтоватый и буроватый цвета, в шлифах же он слегка голубоватый. Показатель преломления 1,531—1,539, двупреломление 0,008. Угол между оптическими осями положительный. Как отмечалось, халцедон может образоваться путем раскристаллизации опала, поэтому встречается в опаловых песчаниках. Известна разновидность халцедонового минерала — **л ю т е ц и т**, имеющая погасание относительно удлинения до 20°. Другой скрытокристаллической модификацией кремнезема является **к в а р ц и н**, отличающийся от халцедона в основном положительным знаком удлинения.

Халцедон может выделяться из водных гидротермальных растворов в низкотемпературных условиях (100—150° С), а также при раскristализации коллоидных растворов.

Нефелин и кальсилит

Эти минералы образуют ограниченный ряд твердых растворов в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (нефелин) — KAlSi_3O_8 (кальсилит) до температуры ~1050° С. При более высокой температуре смесимость (растворимость) полная, но широко развит полиморфизм. Существовавшее ранее мнение о наличии непрерывной серии твердых растворов нефелина и кальсилита было опровергнуто кристаллохимическими и рентгенометрическими данными, показавшими сложную картину изоморфизма в нефелинах. Было установлено возрастание смесимости SiO_2 (точнее $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), а также анортовой молекулы в натриевой части системы. Кроме того, при составе $X_{\text{KAlSi}_3\text{O}_8}^{\text{Ne}} = 0,25$ происходит некоторая перестройка структуры нефелина, что особенно четко фиксируется на диаграмме (рис. 31) зависимости величины угла отражения рентгеновского параметра $2\theta = (\text{CuK}\alpha)$ на плоскостях $21\bar{3}0$ и $20\bar{2}2$.

Т. Ф. Барт считал, что структурная ячейка нефелина основана на 32 атомах кислорода. Дефектность структуры вызвана четким числом полостей (вакантных позиций) при вхождении в него атомов Са, либо избыточных атомов кремния. Согласно названному автору, изоморфизм обусловлен смешением четырех структурных молекул: нефелина $\text{Na}_4\text{Na}_4\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$, кальсилита $\square_4\text{K}_4\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$, анортита $\square_4\text{Ca}_4\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$, кварца $\square_4\square_4\text{Si}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$, где \square обозначает пустоты (вакантные позиции.) М. Дж. Бюргер считал нефелин состава $\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ «идеальным» с точки зрения структуры. По Т. Ф. Барту, этот нефелин имеет кристаллохимическую формулу $\text{Na}_{5,5}\text{K}_{1,3}\text{Ca}_{0,4}\square_{0,8}\text{Al}_{7,6}\text{Si}_{8,4}\text{O}_{32}$. Область распада в системе нефелин — кальсилит определяется температурой, но при участии щелочного полевого шпата образуется твердый раствор $\text{Ne}-\text{Fsp}$, отраженный в кристаллохимической формуле нефелина.

Рассматриваемые минералы являются типичными для недосыщенных кремнеземом щелочных магматических пород. Вместе

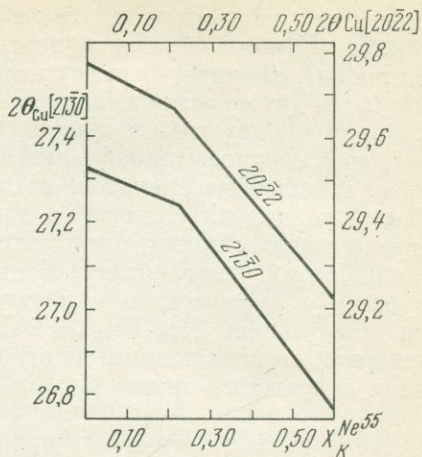


Рис. 31. Зависимость величины угла отражения рентгеновского пучка 2θ ($\text{CuK}\alpha$) на плоскостях $21\bar{3}0$ и $20\bar{2}2$ от состава природных нефелинов. Обобщение В. Н. Зырянова. По Л. Л. Перчуку, И. Д. Рябчикову [1976]

с полевыми шпатами они входят в состав сиенитов, а вместе с пироксенами нефелин образует уртиты, якупирангиты, мельтейгиты, малиньиты, ийолиты. В присутствии лейцита нефелин и калишпат иногда входят в состав щелочных вулканитов. Структуры распада нефелина обнаружены в лавах Центральной Африки. На хребте Сынныр (Северное Прибайкалье) недавно открыт крупный интрузив калишпатовых сиенитов, которые получили название сынныритов; эта порода состоит из зерен сосуществующих Fsp и Ks и шестигранных призм, представляющих собой сростки ортоклаза и калишпата (псевдолейцита). Составы сосуществующих минералов по данным химического и рентгеновского анализов двух образцов, следующие: $Ne_{6,4}Ks_{93,6} + Ab_{1,5}Or_{98,5}$; $Ne_{11,2}Ks_{88,8} + Ab_2Or_{98}$. Главными составляющими минералами являются Ks и Or . В породах содержатся также биотит и клинопироксен.

Лейцит

Лейцит является сравнительно редким минералом. Он входит в состав некоторых богатых калием и относительно бедных кремнеземом вулканических и субвулканических пород. В шлифе образует шестигранные разрезы, вблизи краев которых сосредоточены непрозрачные «точки» обычно магнетита, часты включения пироксена, бесцветный. Сингония тетрагональная — псевдокубическая.

Светопреломление лейцита сравнительно высокое ($N = 1,508—1,511$) $Ng - Np = 0,001$, плотность = $2,47—2,50$, твердость $5,5—6$, дисперсия умеренная, спайность по $\{110\}$ очень слабая, двойникование по $\{110\}$ полисинтетическое. Твердый раствор в системе $KAlSi_2O_6$ (лейцит) — $NaAlSi_2O_6$ (жадеит) не образуется. Это объясняется тем, что максимальная концентрация $NaAlSi_2O_6$, где Al находится в координации VI, в природных лейцитах не превышает $15—20\%$. Из диаграммы рис. 32 видно, что при понижении температуры, а также возрастании давления воды и относительной концентрации натрия поле

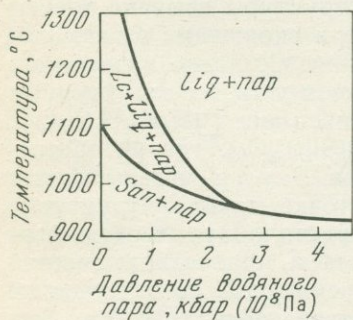


Рис. 32. Влияние T и P на устойчивость лейцита в системе $KAlSi_3O_8 - H_2O$

устойчивости лейцита быстро выклинивается. Этим объясняют подчиненное развитие лейцита в горных породах, вместо которого развивается псевдолейцит (агрегат нефелина или кальсилита и калишпата). Минералотермометрический анализ включений в лейците из фергуситпорфиоров Восточного Памира выявил температуру его кристаллизации $1350—1670^\circ C$. Экспериментально установлено, что повышение давления вызывает переход лейцита в санидин и гексагональный каль-

силит. При атмосферном давлении лейцит плавится конгруэнтно при $1686 \pm 50^\circ \text{C}$. Таким образом, кристаллизация лейцита допустима в условиях высокой температуры и относительно невысокого давления. Эти условия, по-видимому, имелись при кристаллизации некоторых калийсодержащих основных вулканитов, в частности, лав Везувия (Италия) и Мурио (Центральная Ява), вулканических бомб и туфов Кари (Уганда), базальтов Центральной Франции, вулканитов Западного Кимберли (Австралия), Армении, Восточного Памира, Саян. Во всех перечисленных горных породах содержатся лейциты и продукт его преобразования — псевдолейцит. Почти чисто лейцитовая порода, называемая италитом, описана в вулканитах вблизи Рима.

Мусковит

Мусковит [от «Муска» — старинного итал. назв. Москвы] по сравнению с биотитом в магматических породах встречается ограничено. Обычно этот минерал входит в пегматиты, аплиты, реже гранитоиды (в двухслюдяных гранитах) и в метаморфиты. В последних породах он, видимо, образуется по биотиту либо по плагиоклазу в послемагматическую стадию формирования гранитоидов.

Химический состав мусковита $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$. Сингония моноклинная. По составу близкие к идеальному мусковиты встречаются редко. Обычно в них 6—10% калия замещено натрием. Редко это замещение достигает 25%. Твердый раствор мусковит $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ — парагонит $\text{NaAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ в магматических породах ограничен, наблюдается разрыв в смесиности. Предел растворимости мусковита в парагоните 1—3%. В некоторых мусковитах отмечается изоморфная примесь кальция (до 2—3 ат. %), в редких случаях — Rb, Li, Cs. В мусковитах содержится также фтор в количестве 0,6—1,28 ат. %. Примеси распределены неравномерно. Мусковит в тонких спайных пластинках бесцветен; в более толстых листах окрашен в серый, темно-серый или розовый цвет, часто с желтоватым, сероватым, зеленоватым или красноватым оттенком.

Кристаллы мусковита короткостолбчатые, пластинчатые, ромбического или псевдогексагонального сечения, размером от микроскопических до нескольких метров в поперечнике. В некоторых местах описаны иглоподобные кристаллы мусковита. Мусковит также образует листовато-зернистые, чешуйчатые, иногда скорлуповато-чешуйчатые («барбатов глаз») агрегаты. Чешуйчатая до мелкочешуйчатой разновидности мусковита называется серицитом. Описаны также плотный скрытокристаллический и коллоидный мусковиты. В кристаллы мусковита часто включены зерна магнетита, гематита, ильменита, вольфрамиты, титанита и пирротина, а также неправильные образования бурого органического вещества.

Распространены псевдоморфные мусковиты по полевым шпатам, биотиту, андалузиту, кианиту, сподумену, скаполиту, турмалину, топазу и др.

Оптические характеристики мусковита следующие: $N_p = 1,552-1,577$; $N_m = 1,582-1,610$; $N_g = 1,587-1,616$; $N_g - N_p = 0,036-0,048$; $-2V = 30-47^\circ$; $N_p : Z = 0-5^\circ$; $N_m : x = 1-3^\circ$; плоскость оптических осей $\perp (010)$, дисперсия $r > V$, спайность по (001) совершенная; плоскость двойникового срастания (001); двойниковая ось [310]; плеохроизм слабый; большая абсорбция для направления колебаний в плоскости спайности.

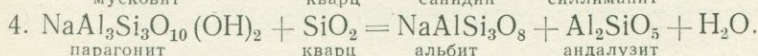
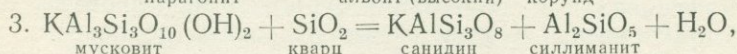
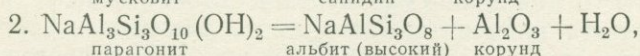
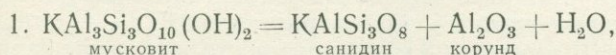
Крупные кристаллы мусковита, имеющие промышленное значение, обычны для гранитных пегматитов. Таковы пегматиты Северной Карелии и Мамского района Иркутской области, где отдельные кристаллы мусковита занимают площадь до 4—7 м². Температура образования их 530—290° С.

На поздней гидротермальной стадии формирования пегматитов образуется серицит. Последний минерал обычен для грейзенов и березитов. Гидротермальные кварц-серицитовые породы, в которых серицит содержится до 30% объема даек мощностью 12—20 м и протяженностью до 8 км, известны на о. Кюсю в Японии. Здесь эти породы разрабатываются в качестве «фарфорового камня». Значительные скопления низкотемпературного гидротермального серицита имеются в баритовом месторождении Дуброва в Боснии (СФРЮ) и др.

При низкотемпературном прогрессивном метаморфизме по соответствующим осадочным отложениям возникают серицит и мусковит. Метаморфические породы, образованные в этих условиях, относятся к слюдяным сланцам, содержащим также кварц, хлорит и кальцит. В условиях более высокой температуры возникают сосуществующие с мусковитом ортоклаз, биотит, альмандин, силлиманит, богатый анортитом плагиоклаз и другие минералы, обычные для кристаллических сланцев.

Парагонит образуется в условиях низких температур, но относительно повышенного давления. Таково, например, образование парагонит-фенгитовых метаморфитов Пьемонтских Альп в Италии. В Уфалейских метаморфитах Урала в линзах розовато-красного гранита парагонит образовался путем натриевого метасоматоза по амфиболу (амфибол → биотит → мусковит). Парагонит входит в состав эклогитов и глаукофеновых сланцев. Вообще он встречается реже мусковита и фенгита.

Экспериментально хорошо изучены реакции по стабильности мусковита и парагонита при разных температурах и давлении воды.



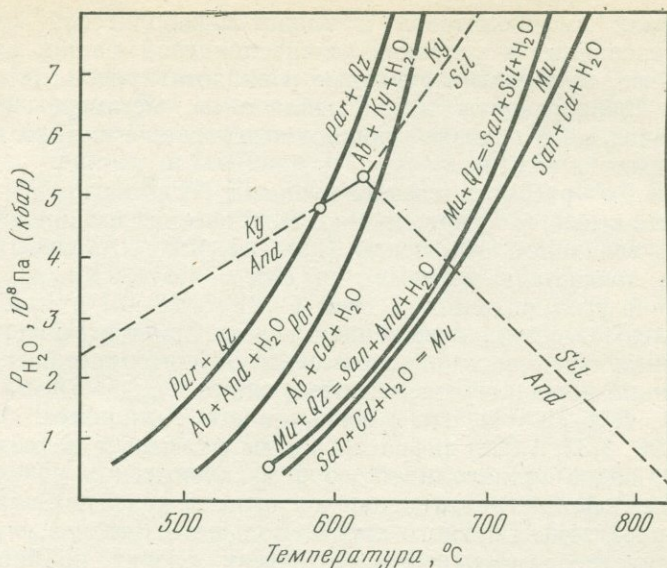


Рис. 33. Зависимость устойчивости белых слюд и их парагенезисов с кварцем от T и P по экспериментальным данным И. П. Иванова, В. И. Фонарева, В. Ф. Гусынина, Е. Алтхауза, Н. Д. Чаттерджи и др. По Л. Л. Перчуку, И. Д. Рябчикову [1976].

Ky — кианит; *And* — андрадит; *Par* — парагонит; *Qz* — кварц; *Ab* — альбит; *Sil* — силлиманит; *Mu* — мусковит; *San* — сандин; *Cd* — корунд

На диаграмме (рис. 33) приводятся поля устойчивости мусковита и парагонита и их парагенезисов в зависимости от температуры и давления. Термодинамические данные всех участков химических реакций определены, в частности, известны молекулярные объемы, энтропии, свободные энергии образования и т. п., по которым можно рассчитать водноизобарические сечения диаграммы $P_S - P_{H_2O} - t$, используя формулу

$$\Delta G_T^0 + \int_{P=P_{H_2O}}^{P_S} \Delta V_S dP_S + \int_1^{P_{H_2O}} V_{H_2O} dP_{H_2O} = 0,$$

где ΔV_S — объемный эффект по твердым фазам реакции типа 1—4.

Зеленоватый и зеленовато-бурый высокожелезистый мусковит Д. М. Шенгелиа [1973] обнаружил на Северном Кавказе в порфиروبластических альбит-кварц-кальцит-мусковитовых сланцах. В районе распространения высокожелезистого мусковита развиты кристаллические и метаморфические сланцы (слюдяные, гранат-слюдяные, амфиболовые, амфибол-слюдяные, гранат-амфиболовые, эпидотовые, хлоритовые), регионально метаморфизованные

в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и диафторизованные в условиях зеленосланцевой фации, альбитизированные, мусковитизированные и эпидотизированные плагиогнейсы, плагиограниты и плагиоаляскиты, метаморфизованные ультраосновные и основные породы и небольшие выходы диафторизованных эклогитов.

Кроме Fe^{3+} рассматриваемый мусковит богат магнием и характеризуется высоким содержанием октаэдрических катионов и очень большой величиной отношения $(Y - Al_{Vi})/Al_{Vi}$. Зеленый цвет, высокий показатель преломления ($Ng = 1,618$; $Np = 1,576$) и небольшой угол оптических осей ($-2V = 28-31^\circ$) этой слюды обусловлены высоким содержанием железа. Параметры элементарной ячейки мусковита в гексагональной интерпретации, определенные по порошкограммам, следующие: $C_{гекс} = 29,77 \cdot 10^{-10}$ м и $a_{гекс} = 5,16 \cdot 10^{-10}$ м, это в совокупности с основными линиями (9,91; 4,96; 3,32; 1,986) дифрактограммы указывает на модификацию 3Т, редко устанавливаемую в мусковитах.

В палеозойских гранитоидах и пегматитах, развитых в пределах структурной зоны Главного хребта Большого Кавказа, мусковит в большинстве случаев метасоматически развит по биотиту и кислому плагиоклазу, реже — по калиевому полевоому шпату и силлиманиту (фибrolиту), и в единичных случаях — по андалузиту, гранату и кордиериту. Кроме того, в этом районе значительное распространение имели неоднократно повторявшиеся процессы собирательной перекристаллизации мусковитов ранней генерации [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1967, 1974].

Закономерности распределения фтора в мусковитах из гранитоидов и пегматитов мало освещены в литературе. В табл. 11 приводятся данные о содержании фтора в мусковитах разных генетических типов из палеозойских гранитоидов и пегматитов Северного Кавказа.

ТАБЛИЦА 11

Среднее содержание (X) и стандартное отклонение (S) фтора в мусковитах из палеозойских гранитоидов и пегматитов зоны Главного хребта Большого Кавказа, %

Параметры	Генерации мусковитов в гранитоидах						Генерации мусковитов в пегматитах		
	I(10)*	II(6)	III(17)	IV(8)	V(12)	VI(1)	I(9)	II(2)	III(6)
X	0,18	0,23	0,13	0,10	0,195	0,40	0,23	0,19	0,375
S	0,04	0,09	0,09	0,02	0,066	—	0,07	0,01	0,171

* В скобках всех граф — число определений.

Алмаз [древнегреч. «адамос» — первоначальное назв. стали] представляет собой кристаллы углерода, после сжигания дает 0,02—0,05% золы. Содержит, особенно в наружной части кристаллов, примеси, в том числе Si, Al, Ca, Mg, Fe, Ti, Sr, Ba, Na, Sc, Cr, Mn, Co, Cu, Zr, TR, Pt, Au, Ag, Pb, а также H, B, O и N. Полупроводниковые свойства алмаза обусловлены содержанием в нем N, B, Al, что позволяет считать последние изоморфными примесями. Примесь азота в некоторых алмазах достигает 0,23%.

Сингония кубическая, однако установлен и гексагональный политип алмаза (лонсуэлит); встречается в виде хорошо ограненных октаэдров, реже кубов. Двойники по шпинелевому закону. Бесцветный или окрашен в зеленый, желтый, вишнево-дымчатый и черный цвета.

Размеры кристаллов обычно небольшие. Крупными считаются кристаллы в 5—10 карат (1 карат = 200 мг = 0,2 г). Алмазы в тысячи и даже сотни карат являются уникальными: «Куллинан» — 3025; «Эксцельсиор» — 969,5; «Виктория» — 457; «Орлов» — 189,62 (хранится в СССР); «Звезда Сьерра-Леоне» — 969,8 (найден весной 1972 г., хранится в крупнейшем банке США и оценен в 1 млн. фунтов стерлингов); «50 лет Аэрофлота» — 232 (найден на обогатительной фабрике г. Мирного в Якутии); «Шах» — 88,70 (хранится в СССР); «Злата Прага» — 38,72, «Токтогул» — 37,56, «Горняк» — 44,62 и «Летний» — 46,36 (все четыре найдены в трупке «Мир» и хранятся в СССР).

Алмазы образуются в условиях верхней мантии земли под давлением 5 МПа (50 кгс/см²), т. е. на глубине 150 км, при температуре выше 1200° С. С больших глубин алмаз выносится взрывными процессами, в связи с образованием кимберлитов. Богаты алмазами аллювиальные россыпи, образованные в результате разрушения кимберлитов. Кроме кимберлитов, алмаз встречается в платиноносных хромитовых телах (провинции Онтарио и Квебек, Канада), в перидотитах и дунитах (пров. Британская Колумбия, Канада), в миндалекаменных гипабиссальных диабазах трапповых формаций (Конго) и других базитах (штат Новый Южный Уэльс, Австралия), в алмазонасных эклогитах, включенных в кимберлитах. Кроме того, алмаз содержится в некоторых метеоритах совместно с графитом и муассанитом (штат Аризона, США).

Начиная с 1955 г. в США алмаз получают искусственным путем, для чего обычно используют не графит, а углерод — чаще растворенный в расплавленном металле. Удалось осуществить прямой переход графита в алмаз лишь при давлении $\approx 20\,000$ МПа (200 000 кгс/см²) и температуре 3000° С, в то время когда обратный процесс происходит относительно легко в условиях обычного давления и температуры 1500° С. В последующие годы алмаз на-

чали синтезировать в СССР и других странах. Процесс был несколько усовершенствован: снижены температура (до 1200—1500°С) и давление (до 3000 МПа) синтеза алмаза.

ЦВЕТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Биотит

Биотит [по фамилии франц. минералога и физика Ж. Б. Биота] весьма распространенный минерал как магматических, так и метаморфических пород. Сингония моноклинная. Химический состав различный; к теоретической формуле конкретный биотит приближается редко. Последняя имеет следующий вид: $K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$. Количество фтора в биотитах колеблется от 0 до 5,2%, например, в перекристаллизованном в низкотемпературных условиях биотите из гранитоидов Северного Кавказа оно составляет 0,19—0,38% (табл. 12).

Для полиморфных модификаций биотита установлены следующие параметры элементарных ячеек (табл. 13).

В отличие от мусковита, полиморфные его модификации (3Т и 1М) по порошковым рентгенограммам различить не удастся. Некоторые различия устанавливаются по вейссенбергограммам.

ТАБЛИЦА 12

Среднее содержание (\bar{X}) и стандартное отклонение (S) фтора в биотитах из палеозойских гранитоидов Северного Кавказа, %

Параметры	Типы гранитоидов							
	I (23) *	II (28)	III (4)	IV (17)	V (3)	VI (5)	VII (6)	VIII (3)
\bar{X}	0,34	0,26	0,215	0,38	0,19	0,36	0,20	0,26
S	0,112	0,075	0,021	0,134	0,019	0,171	0,041	0,078

* В скобках всех граф — число определений.

ТАБЛИЦА 13

Параметры элементарных ячеек биотита

Элементарные ячейки	a	b	c	β	Пространственная группа
1М	5,3	9,2	$10,2 \cdot 10^{-10}$ м	100°	Cm
2М	5,3	9,2	$20,2 \cdot 10^{-10}$ м	95°	$C2/c$
3Т	5,3		$30,0 \cdot 10^{-10}$ м		$C3_112$ или $C3_212$

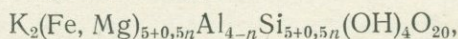
Не удается также установить ориентировку монокристалла чешуек биотита ввиду небольшого угла между оптическими осями и значениями двупреломления. Более надежным является построение лауэграмм, позволяющих установить кристаллографические направления, которые, однако, следует уточнить другими рентгеновскими методами. Соотношения между структурными модификациями биотитов и их химическим составом с полной уверенностью пока еще не установлены.

Биотиты нередко обнаруживают изоморфные замещения, в частности, калий может заместиться натрием, кальцием, барием, рубидием, цезием. Кроме того, двухвалентное железо может заместиться марганцем в количествах, обычно не превышающих 0,2 атома на формульную единицу, а алюминий — литием.

В биотитах установлено два типа изоморфизма: изовалентный ($\text{Fe}^{2+} = \text{Mg}$; $\text{Fe}^{2+} = \text{Mn}^{2+}$; $\text{Fe}^{3+} = \text{Al}$; $\text{K} = \text{Na}$ и т. п.) и гетеровалентный ($3[\text{Fe}, \text{Mg}]^{2+} = 2\text{Al}$ или $4\text{Al} = 3\text{Si}$). В слюдах большей частью наблюдается изоморфизм $\text{Fe}^{2+} = \text{Mg}$ и $\text{Al} = (\text{Mg}, \text{Fe})$, что вызвано смесимостью четырех миналов, играющих ведущую роль. Эти миналы следующие:

сидерофиллит (<i>Sid</i>)	$\text{K}_2\text{Fe}_5\text{Al}_4\text{Si}_5(\text{OH})_4\text{O}_{20}$,
истонит (<i>Ist</i>)	$\text{K}_2\text{Mg}_5\text{Al}_4\text{Si}_5(\text{OH})_4\text{O}_{20}$,
аннит (<i>Ann</i>)	$\text{K}_2\text{Fe}_6\text{Al}_2\text{Si}_6(\text{OH})_4\text{O}_{20}$,
флогопит (<i>Phl</i>)	$\text{K}_2\text{Mg}_6\text{Al}_2\text{Si}_6(\text{OH})_4\text{O}_{20}$.

Исходя из этого кристаллохимическая формула теоретического биотита в системе $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ представляется в следующем виде:



где n варьирует в пределах 0—2.

В биотитах гранитоидов с повышением температуры намечается тенденция к возрастанию содержания титана (TiO_2) от 0,78 до 3,35% [Бушляков И. Н., Соболев И. Д., 1976], т. е. высокотемпературные биотиты метаморфитов являются наиболее титанистыми. Однако в биотитах, образованных на одинаковом температурном уровне, содержание TiO_2 зависит от их железистости. Например, для биотитов биотитовой, гранатовой и ставролитовой зон содержание TiO_2 (в вес. %) = 1,5—2,1, для дистеновой и андалузитовой зон — 1,7—2,7, для силлиманитовой зоны, мигматитов и роговиков 2,4—3,5 [Кориковский С. П., 1967].

Зависимость показателей преломления (N_g) биотитов от их общей железистости приведена на диаграмме рис. 34 [Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л., 1966]. Как видно из диаграммы, биотиты характеризуются высокой степенью окисления железа. По мере увеличения значений отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ возрастает показатель преломления биотитов.

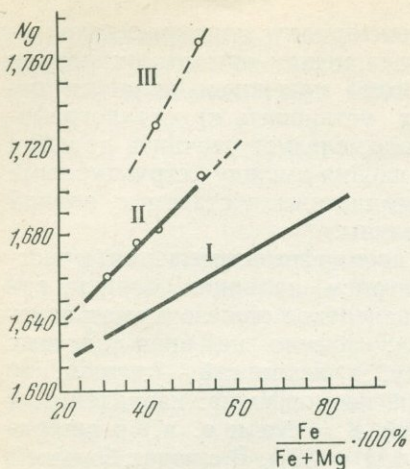


Рис. 34. Диаграмма зависимости показателя преломления (N_g) биотитов от их общей железистости.

I — биотиты из гранитов (по В. С. Соболеву, 1950); II и III — биотиты из кремнекислотных эффузивных и экструзивных пород:

$$\text{II} - c \frac{\text{FeO}_{3/2}}{\text{FeO}_{3/2} + \text{FeO}} = 0,35 - 0,75;$$

$$\text{III} - c \frac{\text{FeO}_{3/2}}{\text{FeO}_{3/2} + \text{FeO}} = 0,89 - 0,97.$$

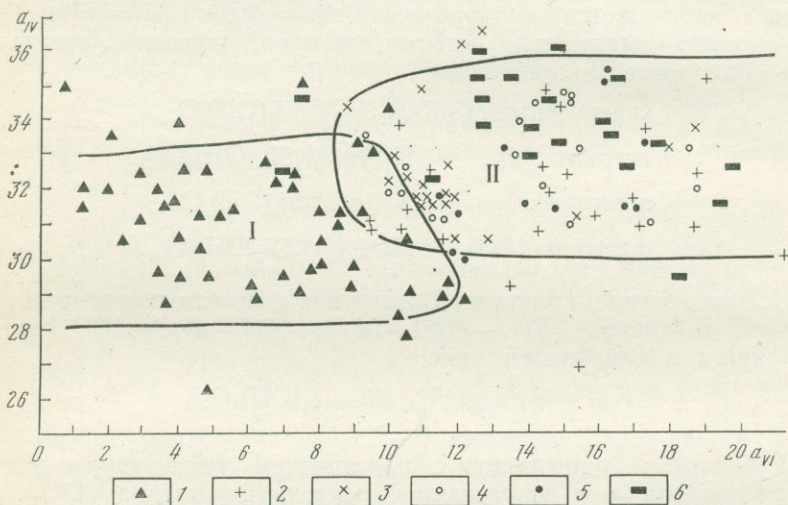


Рис. 35. Сравнительная глиноземистость биотитов из бедных и богатых CaO пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

I — поле биотитов в богатых CaO породах; II — поле биотитов в бедных CaO породах. 1 — биотиты из основных, богатых CaO, пород; 2—6 — биотиты из бедных CaO (глиноземистых) пород (2 — зона биотита и граната, 3 — зона ставролита, 4 — зона дистена, 5 — зона андалузита, 6 — зона силлиманита (силлиманитовые роговики)

Одним из важных свойств биотитов является их глиноземистость. На рис. 35 приведена диаграмма a_{IV} (a_{Si})— a_{VI} (Al_{IV} — Al_{VI}) для биотита метаморфитов от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. Здесь наблюдаются два различных поля (I и II). Биотиты из богатых CaO метаморфитов (биотит-амфиболовые и биотит-эпидот-амфиболовые сланцы), плеохроирующие в бурозеленых тонах, бедны глиноземом, особенно в шестерной координате

нации ($Al_{VI} = 1-10$, $Al_{IV} = 28-33$), что указывает на близость слюды к флогопит-аннитовой серии. Биотиты из бедных CaO пород (биотит-гранатовые и биотит-кордиеритовые гнейсы и сланцы, обычно с силлиманитом, андалузитом или дистеном), содержат алюминий в повышенных количествах ($Al_{VI} = 10-20\%$, $Al_{IV} = 30-35$), что указывает на их близость к истонит-сидерофиллитам.

Из приведенной диаграммы видно, что для биотитов из метаморфитов, образованных по пелитовым исходным породам в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, связь Al_{IV} с температурой отсутствует; она проявляется в гранулитовой фации метаморфизма. В данном случае биотиты обнаруживают некоторое понижение Al_{IV} до 30—32,5%, обычно же для биотитов из гранулитов глиноземистость снижается за счет Al_{VI} . Одновременное возрастание содержания титана (TiO_2) в биотитах следует объяснить изоморфизмом с катионами шестерной координации [Кориковский С. П., 1967].

А. А. Маракушев установил, что в гранитоидах и нефелиновых сиенитах глиноземистость биотитов обусловлена температурными условиями становления этих пород и общей щелочностью расплава. В гранитах связь между биотитами различной глиноземистости, согласно названному автору, осуществляется по уравнению: $(5 + 0,5n)H_4K_2(Fe, Mg)_5Al_4Si_5O_{24} + 2InSiO_2 + (3nK_2O) = 5H_4K_2(Fe, Mg)_{5+0,5n}Al_{4-n}Si_{5+0,5n}O_{24} + 7nKAlSi_3O_8 + (nH_2O)$.

Из этой реакции видно, что по мере возрастания температуры и щелочности глиноземистость биотитов снижается за счет образования щелочного полевого шпата и уменьшения количества кварца. При содержании в горной породе магнетита глиноземистость биотита можно определить окислительным потенциалом (μ_{O_2}).

Аналогичные соотношения выводятся для парагенезисов биотита с щелочным полевым шпатом и ортопироксеном из чарнокитов и гиперстеновых гранитов, а также биотита с щелочными полевыми шпатами и нефелином из нефелиновых сланцев и других щелочных пород.

Минералы, относящиеся к группе низкой кремнекислотности, какими являются флогопит, аннит, хлориты, паргасит, ферропаргасит, анальцим и др., при метаморфизме реагируют с кварцем при температуре на 200—350° С ниже верхнего предела их устойчивости при $P_{H_2O} = 10$ МПа (100 ат). Например, аннит ($T_1 = 765^\circ$, $T_2 = 545^\circ$, $T = 220^\circ$), анальцим ($T_1 = 543^\circ$, $T_2 = 278^\circ$, $T = 265^\circ$) и т. д.

Водные слюдястые минералы изменчивого состава, в частности иллит, возникают при наиболее низкотемпературном метаморфизме на границе с зоной диагенеза в глинистых осадках путем реакции каолинита с щелочными соединениями. Дальнейший процесс приводит к преобразованию гидрослюд в серицит, фенгит, стильпномелан, устойчивых при температурах около 400° С. Затем возникает биотит, по составу близкий к флогопит-анниту в парагенезисе с глиноземистым хлоритом.

Оптические свойства биотита следующие: $Np = 1,565-1,625$; $Nm = 1,605-1,696$; $Ng = 1,605-1,696$; $Ng - Np = 0,04-0,08$; $-2V = 0-25^\circ$. У флогопита оптические показатели несколько иные: $Np = 1,530-1,590$; $Nm = 1,557-1,637$; $Ng = 1,558-1,637$; $Ng - Np = 0,028-0,049$; $-2V = 0-15^\circ$.

Флогопит встречается в щелочных лавах западной Австралии, центральной Африки, штата Вайоминг (США). Он является обычным минералом якутских кимберлитов; обнаружен он также в эклогитовом включении в кимберлитовой трубке в южной Африке. Биотит широко распространен в гранодиоритах, гранитах, сиенитах, горных породах, возникших путем контаминации кислой магмой базитов. Фенокристаллы биотита описаны в кислых лавах, иногда они расположены в пустотах кислых вулканитов (Монте-Сомма, Албанские горы, Италия). Биотит вулканического происхождения иногда имеет буро-красный цвет, вследствие окисления Fe^{2+} в Fe^{3+} .

В гранитных и щелочных пегматитах встречаются крупные кристаллы биотита. Такие биотиты известны в пегматитах северной Карелии, в Ильменских и Вишневых горах на Урале, в Гренландии, Скандинавии (в Евье была встречена пластина биотита в 7 м^2). В гидротермальных рудных жилах биотит содержится весьма редко.

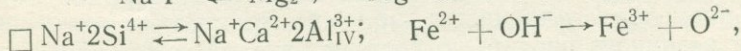
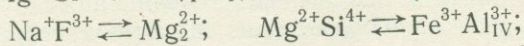
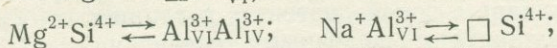
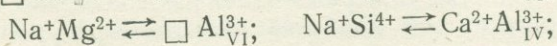
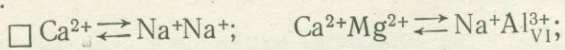
Широко распространены биотиты в метаморфических породах. К наиболее типичным метаморфитам, в которых биотиты являются ведущими минералами, относятся слюдяные сланцы и гнейсы — биотитовые, биотит-серицитовые, биотит-хлоритовые, биотит-кварцевые и др. В них могут входить также гранат, кианит, иногда жедрит, плагиоклаз и др.

Амфиболы

Амфиболы [от греч. «амфиболос» — двусмысленный, неясный (из-за сложного, переменного состава)], или роговые обманки, относятся к ленточным метасиликатам, т. е. являются солями гипотетической метакремниевой кислоты $H_{16}Si_8O_{24}$. Общая химическая формула амфиболов $A_{1-0} X_2 Y_{3-5} Y'_{2-0} Z_8 O_{22} (OH, F, O, Cl)_2$, где $A = Na(K), H_3O^+$; $X = Ca, Na, Mg, Fe^{2+}, Li$; $Y = MgFe^{2+}, Mn$; $Y' = Al_{IV}, Fe^{3+}, Ti(?)$; $Z = SiAl_{IV}, Ti(?)$.

Амфиболам свойственны как извилистые, так и гетеровалентные изоморфные замещения.

Среди гетеровалентных замещений более важными являются следующие:

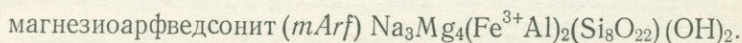
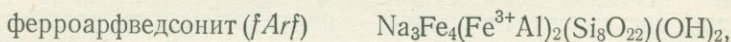
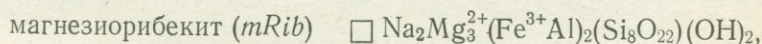
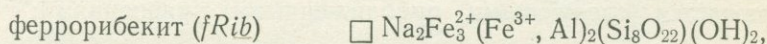


где \square обозначает вакансию.

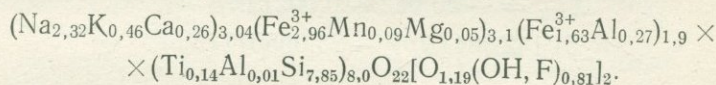
Поэтому химические формулы большинства амфиболов идеализированы; они отражают преимущественное содержание в определенных их представителях какого-нибудь элемента и ограниченность изоморфизма, главным образом между калиевыми и натриевыми амфиболами. Разрывы смесимости, особенно в условиях низкой температуры, установлены в следующих рядах: антофиллит — куммингтонит, куммингтонит—актинолит, актинолит—роговая обманка, роговая обманка—кроссит, актинолит—паргасит.

Для магматических пород характерны моноклинные амфиболы, среди которых различают две подгруппы: бедные кальцием (содержание $\text{CaO} < 5,0$ вес. %) и кальциево-натриевые (содержание $\text{CaO} > 5,0$ вес. %).

Амфиболы первой подгруппы содержатся главным образом в щелочных (натриевых) гранитах, некоторых нефелиновых сиенитах и карбонатитах, в парагенных ассоциациях со щелочным пироксеном, альбитом и т. п. Эта подгруппа представлена рибекит-арфведсонитовым рядом с широкой вариацией магнезиальности, т. е. отношения MgO/FeO . Описываемые амфиболы представляют собой смесь четырех миналов, являющихся идеализированными конечными членами твердых растворов. Эти миналы следующие:



Природные минералы имеют более сложный состав. Например, кристаллохимическая формула рибекита щелочных гранитов, выведенная из 50 химических анализов, имеет вид



Оптические свойства щелочных амфиболов изучены недостаточно. Однако для этих целей рекомендуются соответственно следующие соотношения для рядов рибекит—магнезиорибекит (Rib — $mRib$) и ферроарфведсонит—магнезиоарфведсонит, или экерманит ($fArf$ — $mArf$):

$$Ng = 1,64 + 0,07(1 - X_{Mg}); \quad Np = 1,628 + 0,073(1 - X_{Mg}) \text{ и}$$

$$Ng = 1,630 + 0,075(1 - X_{Mg}); \quad Np = 1,610 - 0,088(1 - X_{Mg}),$$

где $X_{Mg} = \text{Mg} : (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$.

Вторая подгруппа роговых обманок встречается в богатых K_2O магматических породах как нормальной, так и повышенной ще-

лочности. Эти амфиболы образуют смесь восьми теоретических миналов, к которым относятся:

тремолит (<i>Trm</i>)	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$,
ферроактинолит (<i>fAct</i>)	$\text{Ca}_2\text{Fe}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$,
чермакит (<i>Tcher</i>)	$\text{Ca}_2\text{Mg}_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$,
феррочермакит (<i>fTcher</i>)	$\text{Ca}_2\text{Fe}_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$,
эденит (<i>Ed</i>)	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$,
ферроэденит (<i>fEd</i>)	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_5[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$,
гастингсит или паргасит (<i>Gas</i> или <i>Parg</i>)	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$,
феррогастингсит (<i>fGas</i>)	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$.

Полагают, что в процессе кристаллизации условного перидитового расплава при понижающейся температуре железистость роговых обманок должна возрастать. Связь показателей преломления с магниальностью в ряду чермакит — феррочермакит выражается следующими приближенными уравнениями:

$$Ng = 1,64 + 0,075(1 - X_{\text{Mg}}); \quad Np = 1,625 + 0,010(1 - X_{\text{Mg}}),$$

где $X_{\text{Mg}} = \text{Mg} : (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Fe}^{3+})$.

В ряду гастингсит (паргасит) — феррогастингсит уравнения имеют гораздо более сложный вид. Для Ng и Np значения $X_{\text{Mg}}^{\text{Gas}}$ соответственно выразятся:

$$X_{\text{Mg}}^{\text{Gas}} = -67,7585 + 57,16785Ng + 10\,693\,854(Ng)^2 - \\ - 12,198013067(Ng)^3;$$

$$X_{\text{Mg}}^{\text{Gas}} = -50,022 + 0,00212Np + \\ + 51\,142\,384(Np)^2 - 23,005672(Np)^3.$$

Рис. 36 иллюстрирует зависимость оптических свойств и плотности от химического состава в амфиболах серии паргасит — феррогастингсит.

Для всех породообразующих обыкновенных роговых обманок связь между составом и показателями преломления выражают следующими уравнениями:

$$X_{\text{Mg}}^{\text{Hb}} = 35,100966 - 63,0157695Ng + \\ + 44,130848(Ng)^2 - 11,227779746(Ng)^3;$$

$$X_{\text{Mg}}^{\text{Hb}} = -27,235255 - 10,09832Np + \\ + 48,9678535(Np)^2 - 19,765050172(Np)^3.$$

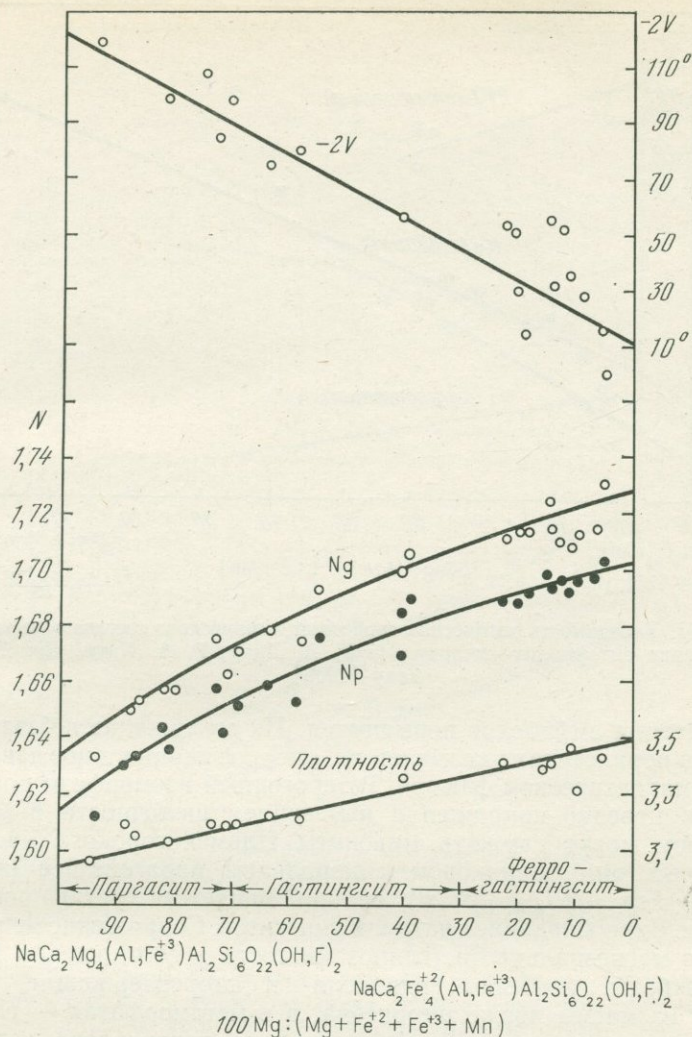


Рис. 36. Зависимость оптических свойств и плотности от химического состава в амфиболах серии паргасит—феррогастингсит. По У. А. Диру, Р. А. Хауи, Дж. Зусману [1966]

Установлена закономерность изменения состава роговых обманок от щелочных габбро до гранитов и диоритов. В ряду щелочное габбро—диорит—гранит снижаются глиноземистость и титанистость роговых обманок, а также относительная щелочность $(Na + K) : (Na + K + Ca)$.

Влияние давления воды и щелочности на стабильность роговых обманок выражается в следующем. С повышением давления воды

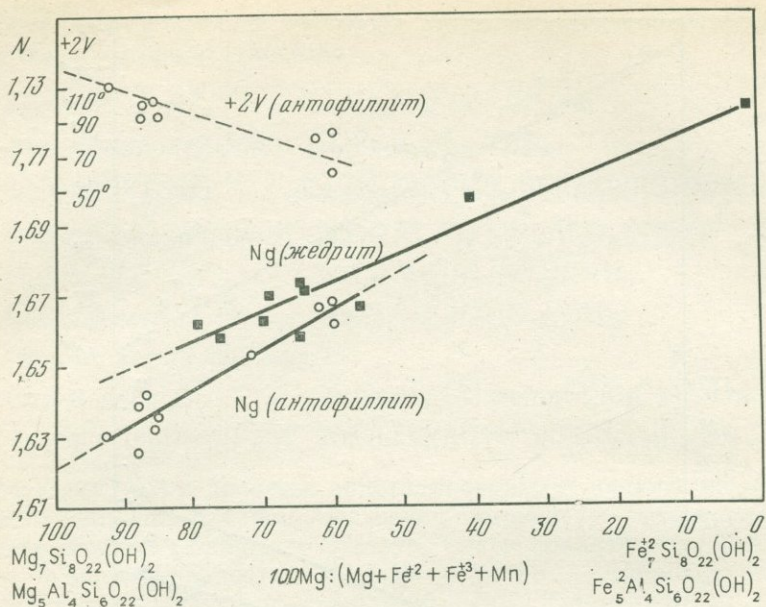


Рис. 37. Зависимость оптических свойств от химического состава в амфиболах серии антофиллит—жедрит. По У. А. Диру, Р. А. Хауи, Дж. Зусману [1966]

дегидратация амфиболов повышается. Их содержание в базальтах габбро и перидотитах указывает на высокое парциальное давление воды в магматическом флюиде. Гетерогенный изоморфизм роговых обманок нередко сопряжен с изменением щелочности в магме. Примером могут служить миаскиты Ильменогорского массива, в которых при одинаковом минеральном парагенезисе ($Am + Ne + Fsp + Pl_{8-31} + Cal$) сильно меняется состав роговых обманок, с преобладанием натрогастингситов. Сопряжение меняется также в магниальности, глиноземистости и соотношении Na/K .

Амфиболы, особенно гидроксил- и фторсодержащие, выделяются из магмы позже пироксена, а в метаморфитах — раньше некоторых минералов. Экспериментально установлена устойчивость различных амфиболов до $700-1000^\circ C$, выше которых они распадаются с выделением H_2O . При этом возникают пироксены и обособляется свободный кремнезем.

Среди амфиболов метаморфических пород особую группу составляют водные разновидности высокой кремнекислотности, в частности, тремолит, ферротремолит, антофиллит, куммингтонит и др. На рис. 37, 38 приводятся диаграммы зависимости оптических свойств антофиллита—жедрита и куммингтонита—грюнерита от химического состава.

Изоморфные замещения в группе амфиболов сложны и многообразны [Маракушев А. А., 1973]. Экспериментально изучен

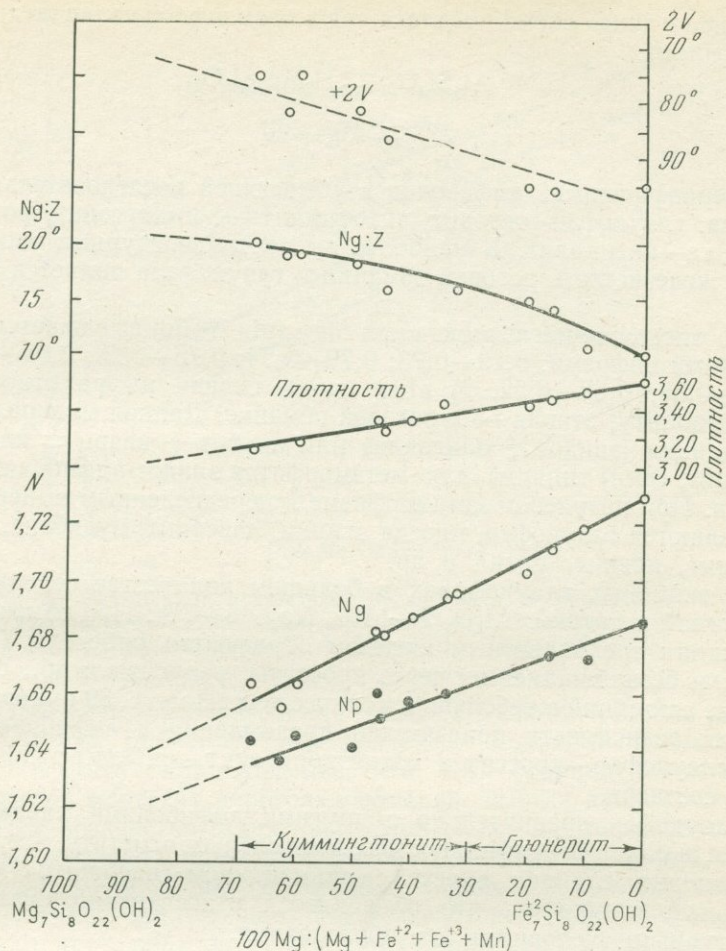
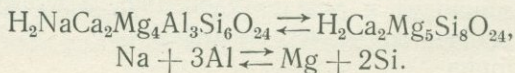
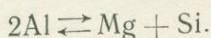
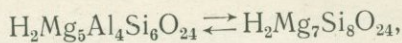


Рис. 38. Зависимость оптических свойств и плотности от химического состава в амфиболах серии куммингтонит—грюнерит. По У. А. Диру, Р. А. Хауи, Дж. Зусману [1966]

переход магнезиального паргасита $H_2NaCa_2Mg_4Al_3Si_6O_{24}$ (наиболее высокотемпературный амфибол) в глаукофан $H_2Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{24}$. Здесь схема гетеровалентного изоморфизма выражается в следующем виде: $(2Ca + Mg + Al) \rightleftharpoons (Na + 2Si)$. При полном замещении по этой схеме происходит снижение температуры примерно на $200^\circ C$, при $P_s = P_{H_2O} = 10^8$ Па (1000 атм). Важным является повышение кремнекислотности амфибола, сопровождающееся переходом высокотемпературных роговых обманок в среднетемпературные амфиболы группы тремолита:



Аналогичная схема предлагается в изоморфной серии жедрит—антофиллит:



Феррофильность амфиболов в убывающей последовательности такова: глаукофан—жедрит, антофиллит—куммингтонит, роговая обманка—актинолит. В наиболее высокотемпературных ассоциациях железистость роговой обманки и глаукофана является близкой.

Соотношение магнезиальности Mg : (Mg + Fe) выражается следующими цифрами: 0,79—0,73; 0,79—0,74; 0,76—0,52; 0,69—0,55; 0,69—0,58; 0,62—0,52. В этих парах первая цифра относится к актинолиту, вторая — к роговой обманке. Данная минеральная ассоциация (эпидот + олигоклаз или альбит + кварц ± хлорит, кальцит, сфен) типична для метаморфитов эпидот-амфиболитовой фации. При натриевом метаморфизме к перечисленным минералам добавляются глаукофан, иногда эгирин, лавсонит, мусковит, пумпеллит, пренит, рутил и др.

В типичных глаукофанах в большом количестве содержатся алюминий и натрий: Al_2O_3 9—13%, Na_2O 5—7%. При замещении алюминия трехвалентным железом образуются рибекиты (практически безалюминиевые) через кросситы, родуситы и др., содержащие алюминий в небольших количествах. На рис. 39 приводится график зависимости показателей преломления в амфиболах серии глаукофан—кроссит и магнезиорибекит—рибекит от химических составов.

Глаукофан сравнительно с другими амфиболами характеризуется высокой феррофильностью, хотя следует отметить, что в глаукофановых сланцах вместе с альмандином содержится магнезиальный глаукофан, что объясняется относительно низкотемпературными условиями их образования.

Бескальциевые магнезиально-железистые амфиболы ромбической сингонии образуют ряд антофиллит $\text{H}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_7\text{Si}_8\text{O}_{24}$ —жедрит $\text{H}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Al}_4\text{Si}_6\text{O}_{24}$ по изоморфной схеме: $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{SiO}_3 \rightarrow \text{Al}_2\text{O}_3$.

В метаморфизованных магнезиальных известняках и доломитах содержится тремолит, иногда рихтерит и паргасит. По осадочным породам, богатым железосодержащими минералами, какими являются карбонаты, хлориты, гидроокислы и окислы, образуется актинолит, по породам, богатым магнием, — даннеморит и баркевикит. С увеличением степени метаморфизма возрастает содержание Na и K в позиции А (вакантной) и увеличивается отношение $(\text{Na} + \text{K}) : (\text{Na} + \text{K} + \text{Ca})$, возрастает рибекитовый и уменьшается глаукофановый миналы. При метаморфизме повышение температуры приводит к разупорядочению, а повышение давления — к упорядочению структуры амфиболов, т. е. к перераспределению катионов.

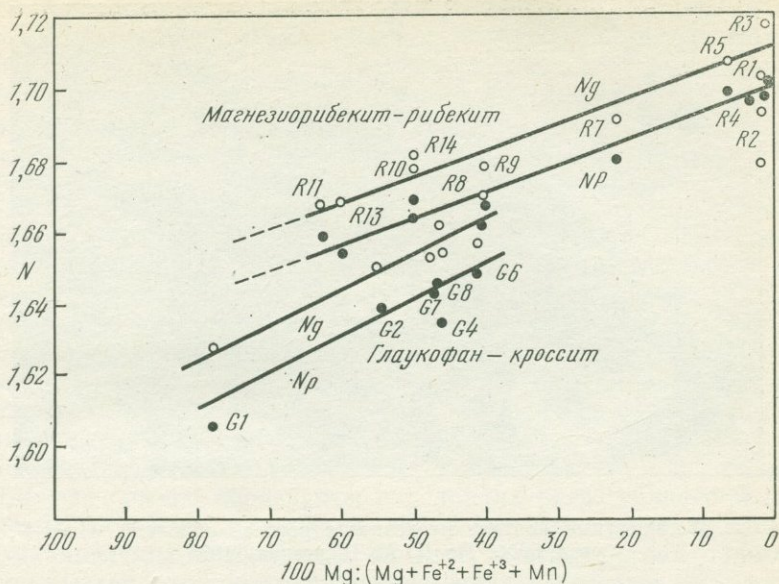


Рис. 39. Зависимость показателей преломления от химического состава в амфиболах серии глаукофан—кроссит и магнезиорибекит—рибекит. По У. А. Диру, Р. А. Хауи, Дж. Зусману [1966]

При пегматитообразовании иногда создаются условия для возникновения рибекита, а в контактах литиевых пегматитов — холмквистита и клинохолмквистита. Для скарнов характерными являются паргасит и роговая обманка, иногда дашкесанит.

Под воздействием послемагматических гидротермальных процессов амфиболы могут преобразоваться в биотит, хлорит, серпентин, эпидот, карбонат, в том числе кальцит. В приповерхностных и поверхностных условиях под воздействием гидротерм амфиболы переходят в нонтронит, монтмориллонит, галлуазит, карбонаты, лимонит с опалом и др.

Синий и голубоватый оттенки амфиболов обусловлены повышенным содержанием железистых компонентов; по некоторым данным эти оттенки связаны с их щелочностью или с обоими указанными факторами. Сине-зеленая роговая обманка обычно встречается в метаморфитах эпидот-амфиболитовой фации. В парагенезисе с ней присутствуют эпидот, плагиоклаз (Pl_{0-43}), кварц, биотит, гранат, кальцит и сфен. На Северном Кавказе она наблюдается в метаморфитах основного и среднего состава; возможен ее переход в низкотемпературную часть амфиболитовой фации. Сине-зеленая роговая обманка в парагенезисе с хлоритом и актинолитом не фиксируется. По исчезновению хлорита и актинолита и появлению сине-зеленой роговой обманки определяется нижняя температурная граница эпидот-амфиболитовой фации. Парагене-



Рис. 40. Инертный контакт мусковита с роговой обманкой. Ник. +, увел. 50×. По Д. М. Шенгелиа [1975₁]

зис высокотемпературной части этой фации — $Hb + Fr + Pl_{15-30}$, парагенезис $Hb (Bl - Gr) + Pl_{>30}$, в котором эпидот и диопсид неустойчивы, показывает переход к амфиболитовой фации.

На Северном Кавказе в структурных зонах Передового и Главного хребтов в палеозойских диафторитах установлен «запрещенный» парагенезис — $Hb + Ми$.

В сосуществующих с мусковитом амфиболах значительно больше Mg и Si и меньше Al, чем в синезеленой роговой обманке, что свидетельствует о вытеснении кремнием тетраэдрического алюминия, а магнием — железа при замещении синезеленой роговой обманки маложелезистой разновидностью, устойчивой в ассоциации с мусковитом. На рис. 40 приводится микрофотография инертного контакта мусковита с роговой обманкой.

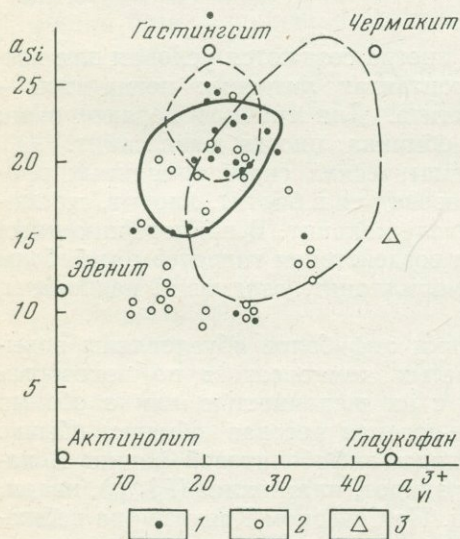


Рис. 41. Диаграмма $a_{Si} - a_{VI}^{3+}$ роговых обманок амфиболитов Большого Кавказа. По Н. Ф. Татришвили [1975].

1 — амфиболитовая фация; 2 — эпидот-амфиболитовая фация; 3 — эклогиты

Н. Ф. Татришвили [1975, 1976] изучила кристаллохимические особенности амфиболов в амфиболитах амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций андалузитового типа метаморфизма, развитых в тектонических зонах Главного и Передового хребтов и Бечасынской Большого Кавказа.

При построении диаграммы $a_{Si}-a_{V}^{3+}$ и $a_{Ca}-a_{V}^{3+}$ (рис. 41, 42) выяснилось, что амфиболы амфиболитовой фации хорошо укладываются в поле «гастингсит—чермакит—актинолит», и их состав можно выразить с помощью этих трех миналов. Что касается амфиболов эпидот-амфиболитовой фации, то часть их, как и амфиболы амфиболитовой фации, укладывается в поле «гастингсит—чермакит—актинолит». Все они в основном сине-зеленые. Что касается части сине-зеленых амфиболов эпидот-амфиболитовой фации, то они обогащены глаукофановым компонентом, и их состав изображается с помощью четырех миналов (табл. 14) — чермакит — актинолит — глаукофан.

Сине-зеленые и голубовато-зеленые роговые обманки Большого Кавказа обычно образуются в условиях регрессивного метаморфизма за счет клинопироксенов и зеленых роговых обманок. Сопоставление содержания окислов в этих роговых обманках показывает, что существенного изменения в составе этих минералов не наблюдается, за исключением содержания натрия и отчасти железа (табл. 15).

ТАБЛИЦА 14

Состав амфиболов актинолит-тремолитового ряда и сине-зеленых роговых обманок

Минералы	Число анализов	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	f
Актинолит—тремолит	10	6,88	2,95	13,39	0,75	41,20
Сине-зеленая роговая обманка	10	13,29	4,45	12,26	1,58	48,14

ТАБЛИЦА 15

Состав зеленых и сине-зеленых роговых обманок

Минералы	Число анализов	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	f
Сине-зеленая роговая обманка	10	13,29	4,45	12,26	1,58	48,14
Зеленая роговая обманка	10	13,61	4,49	12,96	1,83	46,00



Рис. 42. Диаграмма $a_{Ca} - a_{VI}^{3+}$ роговых обманок амфиболитов Большого Кавказа. По Н. Ф. Татришвили [1975].
Условные обозначения те же, что на рис. 41

Голубовато-зеленые или синезеленые роговые обманки амфиболитов эклогитов и их диафторитов зоны Передового хребта Большого Кавказа также размещаются в поле «гастингсит—чермакит—актинолит» вместе с зелеными роговыми обманками амфиболитовой фации: синезеленые роговые обманки умеренных давлений и эпидот-амфиболитовой фации обогащены глаукофановой составляющей, и их состав изображается с помощью следующих миналов: гастингсит—чермакит—актинолит—глаукофан.

В породах амфиболитовой фации Северного Кавказа общее количество алюминия повышено, особенно это видно в гранатсодержащих породах. Это повышение происходит в основ-

ном за счет Al_{IV} . Особенностью амфиболов из амфиболитов амфиболитовой фации является повышенное содержание щелочей, в основном натрия, что характерно для амфиболов из диафторитованных эклогитов. В более высокотемпературных разновидностях фиксируется возрастание количества титана и, наоборот, понижение железистости (в гранатсодержащих амфиболитах). Железистость амфиболов в амфиболитах амфиболитовой фации ниже железистости амфиболов эпидот-амфиболитовой фации, т. е. с понижением температуры в основном повышается железистость амфиболов. Повышение железистости происходит за счет Fe^{2+} (см. рис. 42).

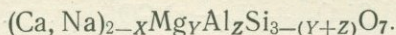
Амфиболы андалузитового типа метаморфизма не всегда обнаруживают четкие закономерные колебания состава с изменением степени метаморфизма.

В. В. Закруткин [1968], изучавший эволюцию амфиболов в различных метаморфитах, делает заключение о повышении количества титана в амфиболах параллельно с повышением степени метаморфизма и о приспособлении амфиболов по титану на прогрессивном и регрессивном этапах метаморфизма различно.

Мелилиты

В состав группы мелилита входят сложные по структуре алюмосиликаты кальция и изоморфно замещающего его натрия и, кроме того, силикаты кальция с Ве и Zn.

Общая формула минералов рассматриваемой группы



В этой формуле $0 > X > 0,3$; $0 > Y > 1$; $0 > Z > 2$; $0 > (Y + Z) > 2$. Из приведенной формулы видно, что конечные члены (миналы) твердого раствора следующие: геленит $Cel—Ca_2Al_2SiO_7$, акерманит $Ak—Ca_2MgSi_2O_7$ и натромелилит $NaMel—NaCaAlSi_2O_7$.

Особенно широко распространен изоморфизм в ряду галенит — акерманит с числом атомов алюминия в кристаллохимической формуле, варьирующим в интервале 0,27—0,7.

Мелилиты геленит-акерманитового ряда образуются в карбонатных породах на контакте с базитами и ультрабазитами. В мелилитах из магматических пород на натромелилитовую составляющую приходится более 30% (обычно 32—52%).

Из-за недостаточного числа данных возможно лишь приближенное определение состава природных мелилитов оптическими методами. Хорошо изучены синтетические мелилиты.

Теплота растворения H (в Дж/моль или ккал/моль) мелилитов в ряду геленит — акерманит для стекол выражается уравнением

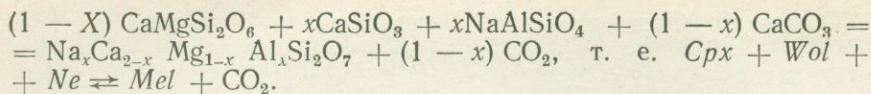
$$H = 165,1X_{Ak} + 195(1 - X_{Ak}) + 10X_{Ak}(1 - X_{Ak}).$$

Для кристаллического твердого раствора концентрационная зависимость H знакопеременная: при 75% акерманитового компонента знак меняется с положительного (+) на отрицательный (—). Величина отклонения не превышает $1,2 \cdot 4,18 \cdot 10^3$ Дж/моль (1,2 ккал/моль).

В магматических породах мелилит может сосуществовать с оливином, клинопироксеном, нефелином, биотитом, а также с кальцитом, перовскитом, магнетитом, лейцитом и т. п.

Одна из наиболее распространенных горных пород, содержащих рассматриваемый минерал — мелилитовый базальт, в котором мелилит содержится главным образом в основной массе. Здесь мелилит характеризуется повышенным содержанием Na и Fe и легко диагностируется по пегматитоподобной структуре, свидетельствующей о более позднем выделении сравнительно с оливином и пироксеном. Кроме того, мелилит встречается в нефелин-мелилитовых базальтах, мелилитовых лейцититах, альнеитах, турьяитах. Содержится он также в карбонатитах, связанных с платформенными щелочными интрузиями. Примером может служить комплекс Ока (пров. Квебек, Канада), сложенный породами, богатыми мелилитом (окаит), и волластонитовыми ийолитуртитами ($Cpx + Ne + Wol$). Компонентный состав данного мелилита следующий: $Ak_{0,53}Gel_{0,11}NaMel_{0,36}$. Возникновение окаита объясняется реакцией между карбонатом и ийолитом.

Авторы учебника петрографии [1976] уточняют реакцию образования окаита: ийолит + карбонатит = окаит + CO_2 . Схематически эту реакцию можно выразить следующим уравнением



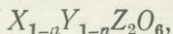
В грубом приближении намечена зависимость P_{CO_2} от $T^\circ \text{K}$ и общего давления флюида: $\ln P_{\text{CO}_2} = f(T, P)$; $\ln P_{\text{CO}_2} = 22,11 + 17\,219/T + 0,150(\varphi - 1/T)$.

Экспериментально мелилиты изучены хорошо. В ряде Ak — NaMel для составов, близких к природным, поле устойчивости мелилитов на TP -диаграмме весьма значительно. Мелилиты с 30% натромелилита практически не разлагаются в условиях давления до 20 кбар и температуры до 1000°C . Следовательно, мелилиты могут кристаллизоваться на любых глубинах, вплоть до верхней мантии.

Пироксены

Минералы группы пироксенов [Греч. «пиро» — огонь, «ксенос» — чуждый] весьма распространены как в магматических, так и метаморфических породах.

Общая кристаллохимическая формула пироксенов следующая:

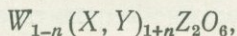


где $X = \text{Ca}, \text{Na}, \text{K}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}$; $Y = \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Ni}, \text{Li}, \text{Fe}^{3+}, \text{Cr}, \text{Al}, \text{Ti}$; $Z = \text{Al}, \text{Si}$.

В зависимости от состава выделяют различные крайние члены твердых растворов. Пироксены редко отвечают какому-либо из крайних членов. Характерны изоморфные замещения как изовалентные, так и гетеровалентные. Установлены неполные ряды: энстатит—гиперстен, диопсид—геденбергит; намечается ряд эгирин—авгит; установлен разрыв смешесности между эгирином и жадеитом, жадеитом и диопсидом, клиноэнстатитом $\text{Mg}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$ и диопсидом, клиноферросилитом $\text{Fe}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$ и геденбергитом.

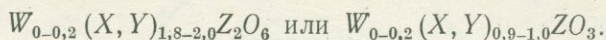
Среди пироксенов выделяют ромбические (ортопироксен-ферросилит) и моноклинные (клинопироксен-клиноферросилит). К первым относятся Mg — Fe -пироксены, в частности, энстатит и ферросилит, ко вторым — не очень распространенные Mg — Fe -пироксены (клиноэнстатит и клиноферросилит), а также большое количество кальциевых и натриевых пироксенов. В магматических породах преобладают орто- и клинопироксены трехкомпонентной системы CaSiO_3 — MgSiO_3 — FeSiO_3 .

Ромбические пироксены встречаются как в магматических, так и метаморфических породах, в частности, они являются обычными породообразующими минералами чарнокитов, гиперстеновых гранитов, габбро-норитов, норитов, эклогитов, пироксенитов, двупироксеновых гнейсов, различных метаморфитов, кордиеритовых и сапфириновых гнейсов, гиперстен-кварц-силлиманитовых гнейсов и т. п. Общая формула ромбических пироксенов следующая:



где W —Ca, Na; X —Mg, Fe^{2+} , Mn, Ni, Li; Y —Al, Fe^{3+} , Gr, Ti; Z —Al, Si.

Исходя из этого выводят приближенную среднюю формулу для ортопироксенов:



В ортопироксенах полная смесимость (изоморфизм) происходит в системах $FeSiO_3$ — $MgSiO_3$; $MnSiO_3$ — $FeSiO_3$; $MgSiO_3$ — $MnSiO_3$, а ограниченная смесимость — в системах $MgSiO_3$ — Al_2O_3 ; $(Fe, Mg)SiO_3$ — $CaSiO_3$. Полная смесимость обуславливается составом горных пород. В частности, в дунитах, пироксенитах, нодулях лав, а также метасоматитах, возникших по ультрабазитам, содержатся наиболее магнезиальные ортопироксены (например, в флогопит-форстеритовых скарнах юго-западного Памира); в состав эвлизитов входит наиболее железистый ортопироксен — ферросилит; в богатых марганцем метаморфитах и метасоматитах встречается марганцовистый ортопироксен—родонит в парагенезисе с марганцевыми минералами — родохрозитом, спессартином и др.

Моноклинные пироксены или кальциево-натриевые клинопироксены образуют систему твердых растворов: $Ca(Mg, Fe, Mn)Si_2O_6$ — $CaAl_2Si_2O_6$ — $NaAlSi_2O_6$ — $NaFeSi_2O_6$. В них допустимы примеси Li, Ti, Mn, Ni, Co. Состав клинопироксенов определяется составом содержащих их горных пород и РТ-условиями образования. Например, для скарнов характерен твердый раствор: геденберgit ($CaFeSi_2O_6$) — диопсид ($CaMgSi_2O_6$)—йохансенит ($CaMnSi_2O_6$), а для щелочных интрузивов: диопсид ($CaMgSi_2O_6$) — геденберgit ($CaFeSi_2O_6$) — эгирин ($NaFeSi_2O_6$). Состав клинопироксенов системы $CaMgSi_2O_6$ — $NaAlSi_2O_6$ в парагенезисе с полевыми шпатами системы $CaAl_2Si_2O_8$ — $NaAlSi_3O_8$ зависит от температуры и давления. Следовательно, содержание жадеитового компонента в омфацитах в определенных парагенезисах указывает на РТ-условия их образования.

В пироксенах возможна смесимость следующих компонентов, образующих твердые растворы:

энстатит—ферросилит	$(Mg, Fe^{+2})_2Si_2O_6$
диопсид—геденберgit	$Ca(Mg, Fe^{+2})Si_2O_6$
йохансенит	$CaMnSi_2O_6$;
эгирин	$NaFe^{+3}Si_2O_6$
сподумен	$LiAlSi_2O_6$
жадеит	$NaAlSi_2O_6$
авгит	$(Ca, Mg, Fe^{+2}, Al)_2(Si, Al)_2O_6$
пижонит	$(Mg, Fe^{+2}, Ca)(Mg, Fe^{+2})Si_2O_6$
омфацит	$(Ca, Na)(Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Al)Si_2O_6$
фассаит	$Ca(Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Al)(Si, Al)_2O_6$

Ромбические пироксены. Наиболее характерные представители этой группы энстатит [греч. «энстатес» — супротивный, что связано с устойчивостью энстатита к плавлению] и ферросилит оптически положительны. Разновидности промежуточ-

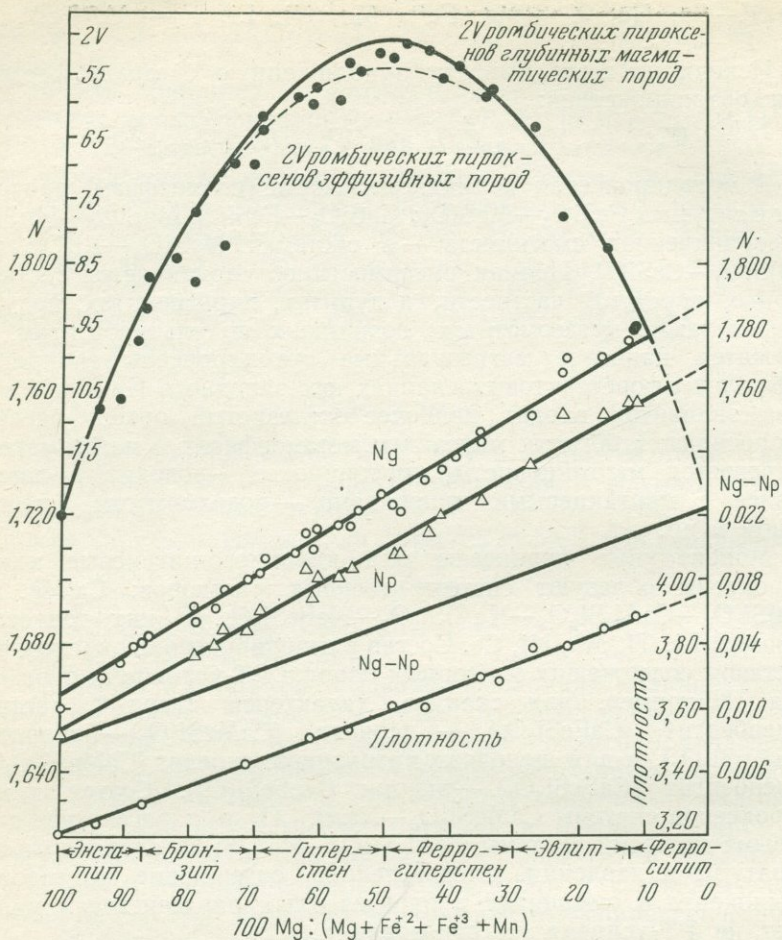


Рис. 43. Зависимость оптических и физических свойств ромбических пироксенов от их химического состава. По У. А. Диру, Р. А. Хауи, Дж. Зусману [1966]

ного состава оптически отрицательны. Ниже приведены некоторые оптические свойства энстатита и ферросилита:

	Энстатит	Ферросилит
Np	1,650—1,662	1,755—1,768
Nm	1,653—1,671	1,763—1,770
Ng	1,658—1,680	1,772—1,788
Ng-Np	0,007—0,011	0,018—0,020
+2V	55—90°	55—90°

Зависимость оптических и физических свойств ромбических пироксенов от химического состава показана на диаграмме рис. 43.

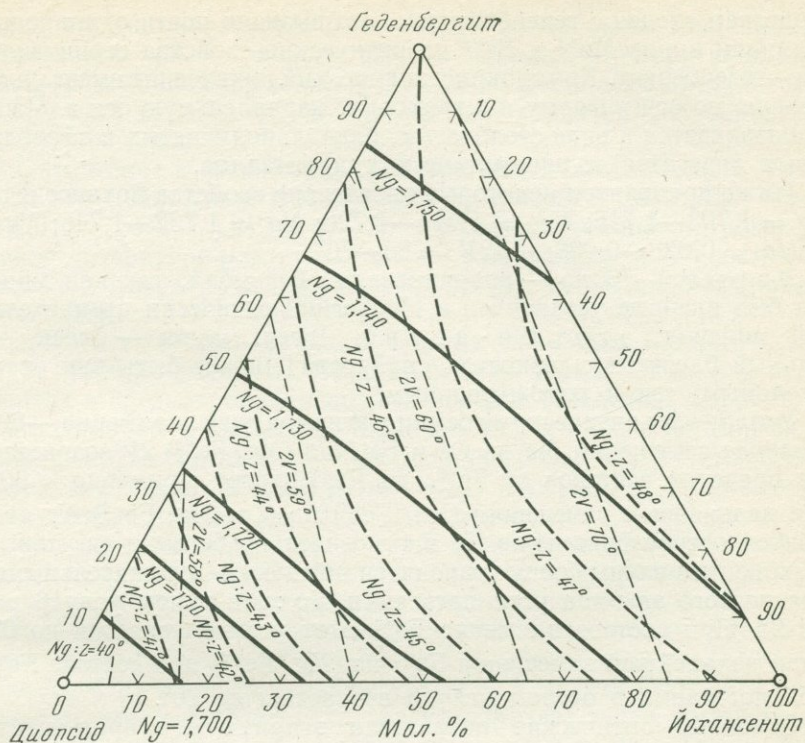


Рис. 44. Зависимость светопреломления в серии диопсид—геденбергит—йохансенит от химического состава. По У. А. Диру, Р. А. Хаун, Дж. Зусману [1966]

Моноклинные пироксены. Одними из наиболее распространенных в этой группе минералов являются диопсид и геденбергит. Их оптические особенности следующие:

	Диопсид		Геденбергит	
N_p	(1,664)	1,664—1,695	1,716—1,726	(1,732)
N_m	(1,671)	1,672—1,701	1,723—1,730	
N_g	(1,694)	1,695—1,721	1,741—1,751	(1,757)
$N_g - N_p$	(0,030)	0,024—0,031	0,025—0,029	(0,025)
+2V	(59,3°)	50—60°	52—62°	

Оба эти минерала оптически положительны. Зависимость оптических свойств от химического состава в серии диопсид — геденбергит показана на диаграмме рис. 44.

Йохансенит [по фамилии амер. геолога А. Йохансена] представляет собой марганцовистый аналог диопсида и геденбергита. Оптически положителен. Образуется главным образом в известняках в результате метасоматического процесса, относительно реже встречается как жильный минерал. Железистую разновидность называют железистым йохансенитом. По оптическим

свойствам сходен с геденбергитом, что вызвано почти одинаковым влиянием ионов Mn^{+2} и Fe^{+2} на оптические свойства серии диопсид—геденбергит. Крупнокристаллический йохансенит имеет уплощенную по оси y форму и штриховку, параллельную оси z . Чаще он развивается в виде столбчатых, радиальнолучистых и сферолитовых агрегатов и призматических кристаллов.

Ниже приводятся некоторые оптические свойства йохансенита: $Np = 1,703-1,716$; $Nm = 1,711-1,728$; $Ng = 1,732-1,745$; $Ng - Np = 0,028-0,029$; $+2V = 68-70^\circ$.

Э г и р и н [Эгир — скандинавский бог моря, так как минерал был впервые установлен в Норвегии] оптически отрицательный минерал, **э г и р и н - а в г и т** [греч. «ауге» — блеск, за сильный блеск на плоскостях спайности] может быть как отрицательным, так и положительным.

Угол между оптическими осями у эгирина равен примерно -60° . В случае замещения Na на Ca и Fe^{+3} на (Mg, Fe^{+2}) $2V$ возрастает и в пределах составов от $Fe_{0,40}^{+3}$ до $Fe_{0,45}^{+3}$ равен примерно $+90^\circ$. При дальнейшем замещении (Na, Fe^{+3}) на (Ca, Mg, Fe^{+2}) Ng становится острой биссектрисой, и относительно богатые авгитовым компонентом члены серии становятся оптически положительными. Для чистого эгирина угол погасания $Np : z$ в тупом углу β равен 9° . При составе примерно $Fe_{0,7}^{+3}$ этот угол опускается до 0° , а при дальнейшем замещении Fe^{+3} на (Mg, Fe^{+2}) при составе $Fe_{0,2}^{+3}$ угол погасания в остром углу β возрастает до 20° .

Основные оптические показатели эгирина и эгирина-авгита следующие:

	Э г и р и н	Э г и р и н - а в г и т
Np	1,750—1,776	1,700—1,750
Nm	1,780—1,820	1,710—1,780
Ng	1,800—1,836	1,730—1,800
$Ng-Np$	0,040—1,060	0,030—0,050
$-2V$	60—70°	70—110°

С п о д у м е н [греч. «сподоуменос» — превращенный в пепел, в связи с обычной серовато-белой окраской минерала] характерен для литийсодержащих гранитных пегматитов; встречается также в аплитах и гнейсах. Размер кристаллов сподумена из гранитных пегматитов в штате Южная Дакота (США) достигает приблизительно 12×2 Γ^2 .

Оптические свойства сподуменов (показатели преломления, углы между оптическими осями, углы погасания) варьируют незначительно, что связано с небольшими колебаниями химического состава. Основные оптические параметры сподуменов следующие: $Np = 1,648-1,663$; $Nm = 1,655-1,669$; $Ng = 1,662-1,679$; $Ng - Np = 0,014-0,027$; $+2V = 58-68^\circ$.

Ж а д е и т [исп. «пидра де жада» — коликочный камень, в связи с суеверием, что он может предотвратить почечные колики] по сравнению с другими разновидностями пироксенов встречается

редко. Обычно образуется в метаморфитах высокого давления, но встречается как устойчивая фаза в породах, претерпевших метаморфизм низкой ступени. Жадеитовый компонент присутствует в заметном количестве в омфациите — характерном пироксене эклогитовой породы.

Оптические и физические свойства жадеита следующие: $Np = 1,640-1,658$; $Nm = 1,645-1,663$; $Ng = 1,652-1,673$; $Ng-Np = 0,012-0,013$; $+2V = 67-70^\circ$. В отечественной петрографической литературе различают две его разновидности — собственно жадеит и нефрит; последний представляет собой либо тремолит, либо актинолит.

А в г и т входит в состав многих основных магматических пород (габбро, долериты, базальты), встречается также в ультрабазитах и среднекремнекислотных породах (сиениты). Ферроавгит констатирован в кислых вулканических стеклах, в метаморфических породах он играет подчиненную роль. Из метаморфитов высокой ступени метаморфизма авгит содержится в некоторых гранулитах, чарнокитах и других породах.

На основании оптических свойств не всегда удается отличить друг от друга диопсид, геденбергит, авгит и ферроавгит по причине непрерывных переходов их химических составов. У авгита двупреломление меньше и дисперсия сильнее, чем у диопсида. Авгит и ферроавгит, по сравнению с салитом и ферросалитом, богаче Mg и Fe и имеют меньшие углы $2V$. У авгита углы погасания меньше, чем у геденбергита. Авгит обладает менее интенсивной окраской, меньшим двупреломлением, меньшими углами погасания $Ng : z$ и меньшим $2V$, чем эгирин и эгирин-авгит. Оптически положителен.

Ниже приводятся некоторые оптические показатели авгита: $Np = 1,671-1,735$; $Nm = 1,672-1,741$; $Ng = 1,703-1,741$; $Ng - Np = 0,018-0,033$; $+2V = 25-60^\circ$.

П и ж о н и т [по назв. местности Пижон-Пойнт в штате Миннесота, США] — минерал, бедный кальцием; содержание $CaSiO_3$ от 5 до 15%. От других пироксенов отличается малым углом между оптическими осями ($< 25^\circ-30^\circ$). Плоскость $2V$ перпендикулярна, либо параллельна (010). Оптически положителен. Пижонит встречается в лавах, порой в виде вкрапленников. Наблюдается также в гипабиссальных интрузиях, в метаморфитах не известен. Кроме того, пижонит может выкристаллизоваться и в глубинных условиях, однако при этом он неизменно переходит в ромбический пироксен. Здесь происходит распад избыточного диопсид-геденбергитового компонента и образуются пластинки авгита, параллельные плоскости (001) исходного пижонита.

Точное определение положения Np , Nm и Ng в пижоните затруднено, особенно когда он одноосен. Двойникование для пижонитов — обычное явление; оно может быть простым или полисинтетическим. Плоскость двойникового срастания {100}. Наблюдающаяся часто хорошо выраженная отдельность развивается

по {001}. Плеохроизм не наблюдается или слабо выражен, иногда умеренный в светло-зеленых и зеленовато-бурых тонах. На о. Малл установлен четко плеохроирующий пижонит: по Np и Nm — дымчато-бурый, по Ng — светло-желтый. Пижонит характеризуется зональностью: пижонит из долеритового силла горы Веллингтон в центральной зоне показывает $+2V = 7^\circ$ и плоскость $2V \perp (010)$; в краевой зоне $+2V = 5^\circ$ и плоскость $2V \parallel (010)$.

Основные оптические показатели следующие: $Np = 1,682 - 1,722$; $Nm = 1,684 - 1,722$; $Ng = 1,705 - 1,751$; $Ng - Np = 0,023 - 0,029$.

О м ф а ц и т [по сходству с незрелым виноградом, по греч. «омфас»] минерал зеленого цвета, встречается в эклогитах и близких к ним горных породах. Главной особенностью химического состава омфацита является высокое содержание Si и Al и относительно высокое Na (содержание Na_2O может достигать 8%). В условиях ретроградного метаморфизма омфацит испытывает амфиболизацию, начинающуюся с развития в краевой части минерала зеленой роговой обманки и одноосных ее волокон. Описано замещение омфацита мелкозернистыми симплектитовыми прорастаниями диопсида и плагиоклаза, замещающимися в последующем амфиболом и др.

Оптически положительн. Линейная связь между оптическими свойствами омфацита (показатели преломления, $2V$) и химическим составом не устанавливается. Плотность омфацита высокая, отвечающая кристаллизации в условиях высокого давления.

Омфацит от фассаита (см. ниже) отличается большим углом $2V$, меньшим светопреломлением и большим удельным весом, от диопсида и диопсид-авгита — большим углом $2V$, от жадеита — более интенсивной окраской, большим светопреломлением, дву-преломлением и углом погасания. Оптические показатели омфацита следующие: $Np = 1,662 - 1,691$; $Nm = 1,670 - 1,700$; $Ng = 1,688 - 1,718$; $Ng - Np = 0,018 - 0,027$; $+2V = 58 - 83^\circ$.

Ф а с с а и т [по назв. долины Фасса в обл. Трентино-Альто-Адидже (Италия), где этот пироксен впервые был установлен в контакте авгитовых сиенитов с известняками] характеризуется высоким содержанием кальция CaO ($\approx 25\%$), что приблизительно соответствует одному иону кальция на формульную единицу. Другой особенностью химического состава фассаита является высокое содержание алюминия и высокое отношение окисного железа к закисному. В общем можно констатировать, что в фассаите $Al + Fe^{+3}$ содержится меньше, чем в омфаците, но в последнем минерале кремния и натрия больше и кальция меньше. Предполагается, что в фассаите изоморфизм осуществляется по схеме $(Mg, Fe^{+2}) Si \rightleftharpoons (Al, Fe^{+3}) Al$.

Данных для выявления точной зависимости между химическим составом и оптическими свойствами фассаита пока нет.

В общем видна тенденция возрастания показателей преломления с повышением содержания Al и Fe⁺³, что не позволяет по оптическим свойствам определить относительные количества Al и Fe⁺³.

Фассаит характеризуется более низким двупреломлением, порой более высоким углом погасания и более интенсивной дисперсией, чем диопсид с умеренным содержанием железа. Фассаит трудно отличить также от омфацита, сравнительно с последним минералом он имеет меньший угол 2*V*, более высокое светопреломление, больший угол погасания и двупреломление. Основные оптические показатели фассаита следующие: $N_p = 1,676-1,712$; $N_m = 1,683-1,719$; $N_g = 1,702-1,736$; $N_g - N_p = 0,018-0,028$; $+2V = 41-47^\circ$.

Оливины

Оливины [по оливково-зеленому цвету] представляют собой смесь двух минералов (катионов) — форстерита Mg_2SiO_4 [по фамилии англ. коллекционера минералов Дж. Форстера] и фаялита Fe_2SiO_4 [по месту находки на о. Фаяль, входящего в группу Азорских островов]. В оливинах возможны примеси CaO обычно меньше 1%, реже до 4,5—6%, NiO до 0,6%, CoO до 0,1%, изредка Al_2O_3 до 9,95%, Cr до 0,1%; известны титанооливины, содержащие до 2% TiO_2 и цинкосодержащие оливины (реперит) с ZnO до 10,7%. Все оливины относятся к ромбической сингонии.

Физические методы исследования показали, что твердый раствор оливина незначительно отклоняется от идеального состава.

Оливины являются обычными минералами ультраосновных пород (перидотиты, кимберлиты). В меньших количествах они содержатся в определенных типах основных (оливиновые габбро и нориты, оливиновые базальты) и щелочных пород. В кислых породах оливины играют роль акцессорного минерала. Железистые оливины (фаялиты, гортонолиты) известны в гранитах рапакиви.

Параметры оливинов (оптические, рентгеновские, термодинамические) находятся в линейной зависимости от их состава:

$$X_{Mg_2SiO_4} = 4,23391 - 1,49459d_{130};$$

$$N_g = 1,670 + 0,197(1 - X_{Mg_2SiO_4}),$$

$$N_m = 1,650 + 0,212(1 - X_{Mg_2SiO_4}),$$

$$N_p = 1,637 + 0,186(1 - X_{Mg_2SiO_4}).$$

Температура плавления форстерита и фаялита соответственно составляет 1890° и 1205° С. Известно, что при плавлении фаялита поглощается теплота в количестве 22 030·4,18·10³ Дж/моль (22030 ккал/моль). Принимая в расчет эти данные по уравнению Ван-Лаара, А. А. Маракушев вывел теплоту плавления форстерита $H^{пл}$, используя следующие исходные данные:

T °К	X_{Mg}^{lig}	X_{Mg}^{ol}	\bar{K}	$-RT \ln \bar{K}$
1573	0,07	0,25	0,28	1728
1673	0,16	0,45	0,356	1200
1873	0,395	0,725	0,545	949
2073	0,75	0,93	0,806	294

$$\ln \bar{K} = \ln (X_{Mg}^{lig}/X_{Mg}^{ol}) \Delta G^{пл}/RT.$$

Дифференцируя это равенство по температуре, будем иметь:

$$\frac{1,987 d \ln \bar{K}}{d(1/T)} = - \Delta H^{пл}.$$

График с координатами $10^3/T - R \ln \bar{K}$ обнаруживает зависимость, близкую к линейной, позволяющей по приведенной выше производной найти значение $\Delta H^{пл} = 13,700$ ккал/моль ($13,700 \times 4,18 \cdot 10^3$ Дж/моль).

Температура кристаллизации оливинсодержащих пород (ультрабазитов и базитов) изменяется в пределах 1400—890° С.

В синтетических оливинах установлена линейная зависимость между $2V$ и светопреломлением, изменяющаяся по мере изменения состава от Mg_2SiO_4 до Fe_2SiO_4 . Величина $2V$ для чистых форстерита и фаялита соответственно будет 82° и 134°; изменение оптического знака происходит приблизительно при составе с 12 мол. % Fe_2SiO_4 . На рис. 45 показана линейная зависимость показателей преломления и углов между оптическими осями от состава. Наблюдающиеся небольшие отклонения у природных оливинов вызваны содержанием в малых количествах ионов Mn , Ti , Fe^{+3} и т. д., изоморфно замещающих Mg и Fe^{+2} . Измерения большого числа $2V$ оливинов из базитов и ультрабазитов показали, что зависимость этой величины от состава в вулканитах выражена хуже, чем в интрузивах. При нагревании до 1100° С $2V$ оливинов из интрузивных пород уменьшается с 3 до 4° С.

У чистого синтетического форстерита определена дисперсия светопреломления для света с длиной волны 431 м μ и 688 м μ , в результате соответственно получены: $N_p = 1,6492$; $N_m = 1,6645$, $N_g = 1,6829$ и $N_p = 1,6324$, $N_m = 1,6470$, $N_g = 1,6650$.

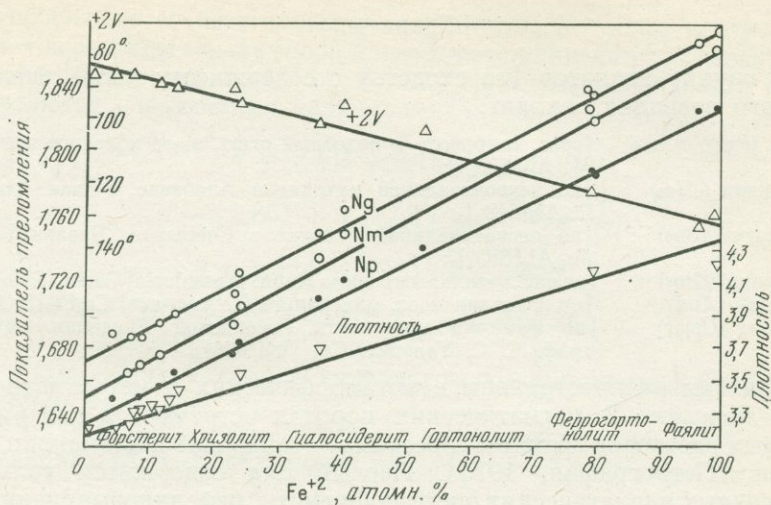


Рис. 45. Зависимость оптических свойств и плотности магнезиально-железистых оливинов от их химического состава. По У. А. Диру, Р. А Хауи, Дж. Зусману [1966]

Плохую спайность по {010} и {100} имеют магнезиальные оливины, различимую — по {010} железистые оливины. Спайность по {010} и {100} оливинов из дунитов совершенная. В этих оливинах проявляется двойникование по (100) с субпараллельным расположением плоскостей срастания, которые деформированы.

Окраска оливина в шлифе меняется в зависимости от состава: магнезиальные оливины бесцветные, либо слегка зеленоватые, железистые — лимонно-желтые, фаялиты часто янтарно-желтые и плеохроирующие со схемой абсорбции. Ниже приводятся характерные оптические показатели форстерита и фаялита.

	Форстерит	Фаялит			
<i>N_p</i>	1,635	1,827	<i>Ng-N_p</i>	0,035	0,052
<i>N_m</i>	1,651	1,869	+2 <i>V</i>	82°	134°
<i>Ng</i>	1,670	1,879			

Оливинсодержащие горные породы (ультрабазиты) могут быть использованы в качестве строительного камня и сырья для производства технического стекла. Тефройты — $Mn_2[SiO_4]$ и кнебелиты — $(Mn, Fe)_2[SiO_4]$ иногда образуют марганцевые руды (например, в Японии). По ультрабазитам возникают месторождения нерудного сырья, в частности, талька и асбеста, металлические месторождения никеля и кобальта (кора выветривания силикатно-никелевого типа) и месторождения марганца (марганцевые коры выветривания по тефроитам и кнебелитам).

Гранаты

В группу гранатов [по сходству с содержимым плода аналогичного названия] входят:

пироп (<i>Pyr</i>)	[греч. «пиропос» — подобный огню, из-за красного цвета] $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$;
альмандин (<i>Alm</i>)	[по первоначальной находке в Алабанде, Малая Азия] $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$;
спессартин (<i>Sps</i>)	[по первоначальной находке в Спессарте, Бавария] $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$;
гроссуляр (<i>Gros</i>)	[от лат. назв. крыжовника <i>Rubus grossularia</i>] $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$;
андрадит (<i>And</i>)	[по фамилии порт. минералога Д. Андрада] $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$;
уваровит (<i>Uwar</i>)	[по фамилии президента Российской Академии наук; графа С. С. Уварова] $Ca_3Gr_2[SiO_4]_3$.

Гранаты распространены в метаморфических и метасоматических породах. В магматических породах встречаются два ряда твердых растворов граната: гроссуляр — андрадит и альмандин — пироп [Петрография, 1976]. Первый ряд содержится только в щелочных магматических породах (сиениты, нефелиновые сиениты и т. п.). Альмандины известны в некоторых гранитах, в гранитных же пегматитах — спессартини, обогащенные альмандиновым компонентом. Гранаты второго ряда содержатся в перидотитах, вебстеритах, кимберлитах и эклогитах. Но кристаллизовался ли гранат в этих породах из расплава, пока еще нельзя считать доказанным, однако А. А. Маракушев утверждает, что «во многих случаях образование граната из расплава не вызывает сомнения» [там же, с. 69]. По экспериментальным данным, горная порода, содержащая гранат, должна была начать кристаллизацию при высоком давлении, как первой фазы ликвидуса, особенно в случае $X_{Mg}^{Gr} = Mg : (Mg + Fe) > 0,5$.

По Л. Л. Перчуку и И. Д. Рябчикову [1976], в гнейсах и кристаллических сланцах разных ступеней метаморфизма гранат содержится в виде твердого раствора альмандин — пироп с небольшой примесью спессартина, гроссуляра и андрадита. В этих породах соотношение *Alm/Pyr* обусловлено *TP*-условиями их образования. В гранулитах магнезиальность граната обычно не превышает 0,6, а в метаморфитах амфиболитовой и зеленосланцевой фаций определяется пределами 0,2—0,3 и 0,05—0,2. Гранаты твердого раствора андрадит — гроссуляр содержатся в скарнах и некоторых щелочных породах. Обогащенный спессартином гранат содержится в марганцовистых метаморфитах и большинстве пегматитов. В гроспидитах и кианитовых эклогитах гроссуляровый компонент вытесняет в гранате пироп и альмандин.

По данным В. С. Соболева, в наиболее глубоких кианитовых эклогитах в гранате возрастает содержание кноррингита $(Fe, Mg)_3 \times Cr_2Si_3O_{12}$, а в кианите — хромового компонента Cr_2SiO_5 . Отсюда делается заключение, что в хромсодержащих породах мантии следует ожидать хромовых гранатов и кианитов (А. А. Перчук, И. Д. Рябчиков, 1976).

Оптические и рентгеновские параметры, а также плотность гранатов связаны между собой и изменяются линейно с изменением состава [Петрография, 1976]. В ряду гроссуляр — андрадит они измеряются следующими величинами:

$$N = 1,734 + 0,153X_{Andr};$$

$$\alpha = 11,851 + 0,197X_{Andr}, 10^{-10} \text{ м (Å)};$$

$$\rho = 3,594 + 0,265X_{Andr}, \text{ г/см}^3;$$

$$V = 125,3 + 6,35X_{Andr}, \text{ см}^3/\text{моль},$$

где X_{Andr} — мольная доля андрадитового компонента в рассматриваемом ряду граната.

В ряду пироп — альмандин эти зависимости от мольной доли альмандина (X_{Alm}) следующие:

$$N = 1,714 + 0,116X_{Alm};$$

$$\alpha = 11,459 + 0,067X_{Alm}, 10^{-10} \text{ м (Å)};$$

$$\rho = 3,582 + 0,736X_{Alm}, \text{ г/см}^3;$$

$$V = 113,27 + 2X_{Alm}, \text{ см}^3/\text{моль}.$$

В приведенных двух сериях твердых растворов могут присутствовать примеси спессартина, либо уваровита. Определение состава таких гранатов путем имеющихся диаграмм не дает однозначного результата.

Гранат крайне феррофильный минерал; он проявляет наибольшее химическое сродство к железу относительно магнезия и имеет очень плотную структуру. В безводных железомagneзиальных минералах это сродство понижается по следующему ряду: гранат → ортопироксен (гиперстен) → сапфирин → клинопироксен (кальциевая разновидность) → кордиерит. Последний минерал — магнезиофильный и имеет очень большой молекулярный объем. В связи с этим с возрастанием давления железистые кордиериты легко разрушаются, замещаясь альмандиновым гранатом. В отличие от них крайне магнезиальные кордиериты сохраняются до относительно высокого давления (более 10 кбар или 10^8 Па). Далее они распадаются на глиноземистый энстатит и силлиманит или кианит. Пироповые (магнезиальные) гранаты устойчивы в условиях очень высокого давления.

В породах гранат-кордиеритовых минеральных ассоциаций с ростом давления происходит понижение железистости, что видно в гранат- и кордиеритсодержащих силлиманитовых (андалузитовых) гнейсах (для $Cr f = 45$, для $Cor f = 15$) и роговиках (для $Gr f = 95$, для $Cor f = 80$).

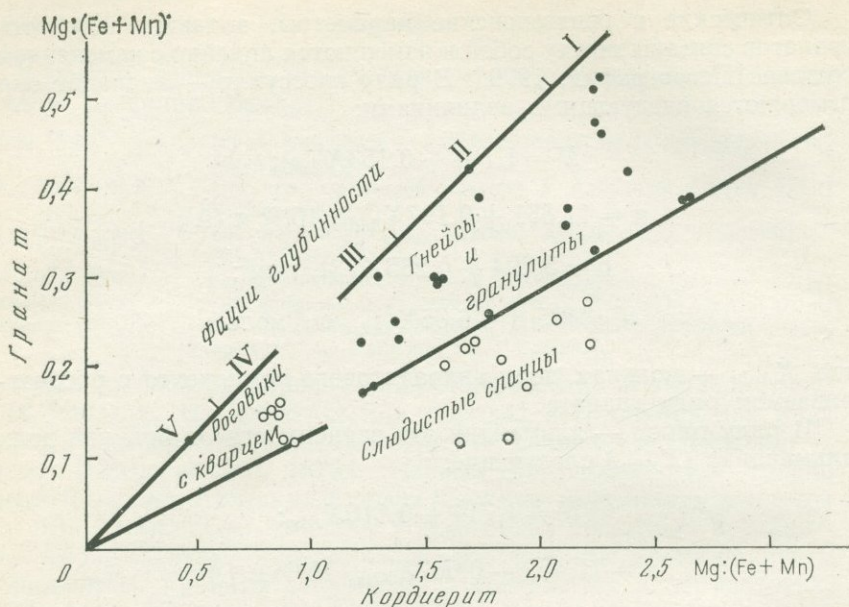


Рис. 46. Соотношение состава граната и кордиерита в роговиках, гнейсах и слюдястых сланцах различных фациальных серий глубинности — сута́мской (I), алданской (II), ханкайской (III), намдеченской (IV) и приморской (V), намеченных по высокотемпературным ассоциациям. По А. А. Маракушеву [1973₁]

А. А. Маракушев [1973₁] по давлению (глубинности) для кордиерит-гранатовых кварцсодержащих метаморфитов, характеризующихся разными соотношениями железистости минералов, выделяет пять фациальных серий (рис. 46): сута́мскую (I), алданскую (II), ханкайскую (III), намдеченскую (IV) и приморскую (V).

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Под термином «акцессорные минералы» [лат. «акцессориус» — дополнительный], введенном в 1915 г. Р. Раstellом и В. Вилькоксоном, подразумевались минералы, входящие в состав всех трех главных генетических групп горных пород (магматических, метаморфических, метасоматических) в незначительных количествах. В 1920 г. А. Хольмс расширил это понятие: акцессорными он называл такие минералы, которые в горных породах содержатся в незначительных количествах и присутствие которых не определяет их название. По О. М. Матковскому, акцессорные минералы — это минералы, которые, хотя и входят в состав горной породы в незначительных количествах, но являются характерным ее компонентом.

В настоящее время известно более 100 акцессорных минералов, из которых более 80 встречаются в составе эндогенных пород. Все

они содержат акцессорные элементы, которые не рассеялись в решетках главных минералов, а сконцентрировались в определенных местах, образовав самостоятельные минеральные виды — акцессорные минералы.

Некоторые акцессорные минералы встречаются в больших количествах и образуют месторождения. Например, хромит, являющийся акцессорным минералом ультрамафитов, образует хромитовое месторождение, связанное с названными породами; ильменит и магнетит, весьма часто встречающиеся в различных магматитах, особенно пироксенитах в качестве акцессорного минерала, могут образовать титаномагнетитовые месторождения; апатит, весьма обычный акцессорный минерал в кремнекислотных и щелочных породах, в нефелиновых сиенитах становится главным породообразующим минералом; циркон как акцессорный минерал, развит в тех же горных породах, что и апатит, в то же время в некоторых щелочных породах он является важным породообразующим минералом, и т. д.

Обычными акцессорными минералами магматических пород являются циркон, апатит, ортит, кальцит, турмалин, рутил, сфен, шпинель, а также ряд рудных минералов — магнетит, гематит, хромит, ильменит, монацит, ксенотим, паризит, анатаз, мартит и др. Например, в качестве ведущих акцессорных минералов в шмаковских биотитовых гранитах Приханкайского района содержатся [Руб М. Г., 1960]: циркон, пирит, ильменит, ортит, анатаз и окислы железа, а в аляскитовых гранитах — циркон, пирит, турмалин и окислы железа. В породах гродековского интрузивного комплекса присутствуют следующие акцессорные минералы: циркон, апатит, касситерит, флюорит, топаз, арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит, молибденит, анатаз, брукит, рутил, шеелит, ортит, турмалин, эпидот, цоизит, хлорит, ильменит, сфен, монацит, гранат, пироксен, ставролит.

В Западной Сибири известны гранитоиды с большим количеством акцессорных минералов, содержащих редкие элементы: торит-оранжит, монацит, ксенотим, тантало-ниобаты, ортит. Часто обнаруживаются в них турмалин, флюорит, встречается такой редкий акцессорий, как муассанит. В значительных количествах содержатся магнетит, сфен и апатит, особенно в породах повышенной основности (гранодиориты, диориты). В гранитоидах сфен-apatит-магнетитового типа установлены характерные для гранитов акцессорные минералы: ильменит, монацит, ортит, ксенотим, торит, тантало-ниобаты, рутил, муассанит, молибденит. Встречается также андалузит, характерный акцессорный минерал метаморфитов. Известны массивы, где акцессорные минералы в основном приурочены к биотитам, образуя в нем включения или нарастания на гранях. Здесь широко развиты магнетит, ильменит, сфен, циркон, апатит, ортит и оранжит, сфалерит, галенит и пирит, титаномагнетит, мартит; менее распространены поликраз, флюорит, халькопирит и монацит (встречается весьма редко). В распределе-

ний акцессорных минералов в теле этих интрузивов устанавливается вертикальная зональность — на глубине и в эндоконтактовых частях массива фиксируется максимальное содержание магнетита и сфена.

Согласно Р. В. Путаловой, по условиям и времени образования можно выделить два типа акцессорных минералов эндогенного происхождения. Первый тип (циркон, апатит, магнетит, сфен, ортит, ильменит) выделяется на раннемагматической стадии минералообразования, второй — после полного окончания кристаллизации магмы и развития наложенных послемагматических процессов с участием восходящих растворов (флюидов), т. е. акцессорные минералы второго типа относятся к наложенным (вторичным) образованиям. В это время происходит разрушение части ранее выделившихся из магмы минералов и образование новых минеральных видов, в том числе акцессорных минералов, что было отмечено еще в 1952 г. Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили.

В послемагматическую стадию становления гранитоидов образуются частично те же акцессорные минералы, что и в магматическую стадию, а также новые. Например, к гранитоидным акцессорным минералам хребта Чингиз, возникшим в постмагматическую стадию, относятся циркон, апатит, магнетит, сфен, ортит, торит, монацит, ксенотим, флюорит, рутил, анатаз, шеелит, гематит, молибденит, галенит, пирит, маргит, паризит, лейкоксен, марказит.

Начиная с Г. Розенбуша, в петрографии утвердилось мнение, что при кристаллизации магмы наиболее ранними выделениями являются некоторые второстепенные минералы горной породы, такие как циркон, апатит, сфен, рутил, рудный минерал и др. За ними следует выделение железомagneзиальных минералов и т. д. Определение порядка выделения породообразующих минералов производилось по степени относительного идиоморфизма. В. Н. Лодочников в предисловии к русскому переводу книги Г. Розенбуша [1934] возразил против использования относительного идиоморфизма в качестве критерия порядка выделения минералов, приводя факты, противоречащие этому положению. Это подтвердилось и многими позднейшими исследованиями.

Так, в результате изучения гранитоидов (магматических, метасоматических и контаминированных) Грузии Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [1952] пришли к заключению, что роговая обманка, содержащаяся в меланократовых гранитоидах, образованных под воздействием привнесенного лейкократового материала (лейкократовой магмы) на базиты, является преобразованным реликтовым минералом исходных горных пород, если даже она идиоморфная; биотит, распространенный в обычных гранитоидах, возник путем дальнейшего изменения роговой обманки под воздействием привнесенных кремния и калия; мусковит образовался в результате последующей стадии процесса. В указанной работе впервые было отмечено, что акцессорные минералы гранитоидов возникают в процессе постепенного становления этих пород, а не

только в начале кристаллизации гранитной магмы. В дальнейшем это положение получило широкое признание.

Акцессорные минералы привлекают внимание петрологов, так как они являются индикаторами генезиса и рудоносности магматических пород [Руб М. Г., 1964; Руб М. Г., Ашихмина Н. А., Магидович Т. С., 1965]. По присутствию определенных ассоциаций акцессорных минералов можно делать заключение о комагматичности плутонитов и вулканитов, включая субвулканиты, процессах гибридизма при становлении магматических тел, типе метаморфизма и метасоматизма, составе исходных пород метаморфитов и характере связи оруденения с определенными магматитами, метаморфитами и метасоматитами.

Ц и р к о н представляет собой ортосиликат циркония ($ZrSiO_4$) образует лепешкообразные агрегаты, радиальнолучистые, колломорфные выделения (аршиновит). Сингония обычно тетрагональная. Габитус зерен от призматического до дипирамидального. Известны различные двойники срастания и прорастания, часто коленчатые и крестообразные. Показатели преломления: $N_g = 1,968-2,01$; $N_m = 1,923-1,96$; двупреломление от 0,044 до 0,062. Оптически одноосный и положительный. Наблюдаются включения циркона в биотит, роговую обманку, плагиоклаз и др.

Циркон — обычный акцессорный минерал гранитоидов (Большой Кавказ, хр. Чингиз, Якутия, Приханкайский район и др.), сиенитов, нефелиновых сиенитов (Кольский полуостров; Ильменские и Вишневые горы на Урале, Тува, Алтай и др.). Известен он также в гнейсах, кристаллических сланцах, кварцитах, железистых кварцитах, в некоторых мраморах и других метаморфитах.

Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [1952] было отмечено, что циркон в метасоматических гранитоидах возникает в процессе биотитизации роговой обманки. Амфибол исходных базитов под воздействием привнесенных Si и K постепенно переходит в биотит. Привнесенный Zr, вследствие резкого отличия радиуса его иона от ионных радиусов сопровождающих его элементов (Si, K), выпадает в виде самостоятельного минерала — циркона, будучи не в состоянии замещать их.

А п а т и т [Греч. «апатао» — обманываю, так как по внешнему виду его часто путали с бериллом, оливином, турмалином и другими минералами]. Состав апатита значительно сложнее, чем принятая его формула — $Ca^{IX}_2 Ca^{VII}_3 [PO_4]_3(F, OH)_2$. В нем постоянно присутствуют изоморфные примеси Mn, Fe, иногда Sr, Mg, щелочей, Al и др. Сингония гексагональная. Преломление по $N_m = 1,633-1,655$; $N_p = 1,630-1,651$; двупреломление от 0,002—0,005, одноосный, иногда $2V = 20^\circ$. Представляет смесь следующих минералов:

фторапатит	$Ca_5(PO_4)_3F$;
хлорапатит	$Ca_5(PO_4)_3Cl$;
гидроксилапатит	$Ca_5(PO_4)_3OH$;
карбонатапатит	$Ca_5(PO_4, CO_3OH)_3(F, OH)$.

Апатит в качестве акцессорного минерала широко распространен в кремнекислотных, среднекремнекислотных и основных интрузивах, иногда в эффузивах, а также карбонатитах (Кольский полуостров, Восточная Сибирь). С щелочными интрузивами связаны огромные скопления апатита, содержащие до 90—95% зернистого апатита, в ассоциации с нефелином, эгирином, полевым шпатом, титаномагнетитом, титанитом и другими минералами. Ярким примером такой концентрации апатита является Хибинское месторождение. Мнения по поводу генезиса этого месторождения противоречивы. Одни считают его метасоматическим, другие — магматическим. В пользу первой точки зрения приводятся петрологические данные, а в пользу второй — экспериментальные. Апатит-виллиомитовая (NaF) эвтектика, содержащая NaF 57%, плавится при 770° С, хотя в горных породах столь высокого содержания NaF не имеется, но виллиомит является одним из акцессорных минералов апатитовых пород в Хибинах [А. А. Годовиков, 1975]. Здесь отмечается устойчивый парагенезис апатита с нефелином (апанеиты, неапиты).

По данным Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [1952], акцессорный апатит в метасоматических и контаминированных гранитоидах Грузии встречается в ассоциации с железомagneзиальными минералами. Значительные его скопления связаны с меланократовыми разновидностями гранитоидов. В отдельных случаях апатит включен в подвергшихся частичной деанортитизации плагиоклазах.

А. Е. Ферсман [1939] отмечает, что «с одной стороны, фосфор идет в основные породы и избирательно (при любой дифференциации) избегает кислотную (диоритовую или гранитную) фацию, с другой стороны, он идет в сторону летучих компонентов, которые между тем идут по преимуществу с кремнекислотными остаточными магмами гранитного типа. Именно для накопления фосфора нужно одновременное и притом весьма редкое сочетание природных факторов — меланократности магматического расплава и летучести». По мнению А. Е. Ферсмана, это достигается: 1) когда основные породы обогащаются летучими компонентами и в пневматолитах своих накапливают фосфор (норвежский тип габброидных месторождений); 2) в соответствии с агпаитовым характером процесса, когда фосфор естественно накапливается в остаточных продуктах вместе с летучими компонентами (хибинский тип) и, наконец, 3) при воздвигании избыточного иона кальция, что особенно характерно в контакте с известняками.

Акцессорный апатит в метасоматических гранитоидах Грузии выделяется при распаде и преобразовании кальцийсодержащих минералов исходных базитов. Значительное скопление этого минерала, как отмечено, приурочено к более меланократовым разновидностям, подвергшимся относительно слабому преобразованию горных пород. Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [1952] было высказано мнение о том, что кальций, содержащийся в апатите, заимствован из преобразованных кальцийсодержащих минералов, главным

образом из деанортитизированного плагиоклаза. Что касается фосфора, то не исключена возможность, что он тоже извлечен из преобразованных базитов. Фтор заимствован также из вмещающих гранитоиды базитов.

Апатит является ценным сырьем для производства удобрений, соединений фосфора, а иногда для извлечения редких земель и стронция.

О р т и т [Греч. «ортос» — прямой, по очертанию кристаллов], или алланит, является цериевым эпидотом. Количество редких земель в нем 20—25%. Входит в группу эпидота — цоизита. Химическая формула ортита $\text{Ce}_2\text{Fe}_2\text{A}[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{Ю}(\text{OH})$.

Сингония моноклинная. Удлинение наблюдается по третьей и второй осям. Кристаллы пластинчатые, обычно хорошо ограненные. Спайность по третьему, реже по первому пинакоидам, двойники, наоборот, чаще развиваются по первому и редко по третьему пинакоидам. Цвет бурый с примесью красного и желтого цветов. Характерна изменчивость оптических свойств даже в одном кристалле, в частности $N_p = 1,64—1,77$; $N_g = 1,66—1,80$. Очень изменчиво также двупреломление, что видимо вызвано саморазложением, обусловленным содержанием ториевой молекулы. Колебание двупреломления составляет 0—0,036, обычно 0,01—0,015. Угол оптических осей большей и отрицательный.

Ортит — минерал магматический (образует вкрапленники), однако может выделиться при контактовом и региональном метаморфизме. В метасоматических гранитоидах в ортите явно привнесенными являются кремний и группа церия, остальные элементы заимствованы из базитов [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1952]. Согласно Д. М. Кецховели, в Цейском массиве (Северный Кавказ) редкие ксеноморфные зерна ортита приурочены к скоплениям чешуек биотита, замещающих зеленую роговую обманку. Идиоморфные зерна ортита содержатся в кварце и плагиоклазе.

К а л ь ц и т [Греч. «кальс» — известь] — минерал с химической формулой CaCO_3 обычно является чистым, иногда же содержит примеси MnO и FeO . Встречается в качестве первично магматического минерала в щелочных породах, где его магматическое происхождение доказывается существованием вокруг его зерен каемок клинопироксена, амфибола и граната [Петрография, 1976, с. 73]. Чаще же кальцит встречается в качестве вторичного постмагматического минерала, выделившегося в результате разрушения кальцийсодержащих минералов — пироксенов, амфиболов и плагиоклазов. Кальцит большей частью образует зерна, шестики и шестоватые агрегаты, почти никогда не дает ромбоэдров (ромбов — в разрезе шлифа).

Если в горной породе количество кальцита больше количества силикатных минералов, то образуются карбонатиты, магматическое происхождение которых в ряде случаев не вызывает сомнений. В настоящее время известны излияния карбонатитовых лав в Центральной Африке и в срединных океанических хребтах.

При метаморфизме кальцитсодержащие седиментогенные породы (известняки, мергели) перекристаллизовываются в различные мраморы. В соответствующих условиях метаморфизма по кальциту могут образоваться силикатные минералы, и прежде всего волластонит.

Кальцит (известняки, мергели) является хорошим материалом для производства извести и цемента. Исландский шпат представляет собой ценное сырье для оптической промышленности. В связи с большой потребностью последнего в настоящее время его получают и искусственным путем.

Т у р м а л и н [сингалез. «турмали»; под этим названием он был привезен вместе с другими драгоценными камнями с о. Шри-Ланка в Голландию]. Сингония гексагональная (тригональная). Минералы группы турмалина представляют собой типичные боратосиликаты (количество B_2O_3 9—11,5%). Они образуют сложные по составу изоморфные смеси с главными конечными членами в виде дравита, шерлита, альбита и гипотетического тсилаизита: дравит [по назв. каринфского

района Драв) . . .	$NaMg_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH, F)_{3+1}$,
шерлит . . .	$(Na, Ca)Fe_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH, F)_{3+1}$,
эльбаит [по о. Эльба] . . .	$Na(Li, Al)_3Al_8[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH, F)_{3+1}$,
тсилаизит . . .	$NaMn_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH, Fe)_{3+1}$.

В основе структуры турмалина лежат двуслойные кольцевые элементы. В дравите они состоят из шестерных колец SiO_4 — тетраэдров Si_6O_{18} , ниже которых располагается фрагмент бруситового слоя из трех $MgO_4(OH)_2$ — октаэдров.

Все турмалины разделяются на магниево-железистые и литиево-железистые, имеющие соответственно следующие химические формулы и оптические параметры:

$H_5NaMg_4Al_8Si_8B_4O_{41}$	} $Nm = 1,6351; \quad Np = 1,6144;$ $Nm - Np = 0,021;$
$H_5NaFe_4Al_8B_4O_{41}$	
$H_5Na(Li, Al)_4Al_8Si_8B_4O_{41}$	} $Nm = 1,6401; \quad Np = 1,6202;$ $Nm - Np = 0,020;$
$H_5NaFe_4Al_8Si_8B_4O_{41}$	
	} $Nm = 1,698; \quad Np = 1,658;$ $Nm - Np = 0,040.$

Для турмалина характерны призматически удлинённые зерна. Чем больше в минерале Mg и Fe, тем больше обычно длина кристаллов. Плоскости симметрии по поперечному и удлинённому разрезах призм отсутствуют. Двойников не образует.

Цвет турмалина зеленый, бурый, синий и розовый; бывают бесцветные турмалины в шлифе, в плеохроизме турмалина наблю-

дается схема абсорбции, обратная по сравнению с биотитовой. Иногда турмалин имеет зональность и различную окраску в одном и том же зерне (кристалле). Угол оптических осей равен 0° , очень редко $2V = 5^\circ$; турмалин одноосный и отрицательный минерал. Следует отметить, что турмалин является стойким минералом: хорошо противостоит экзогенным процессам и поэтому встречается практически в неизменном виде в осадках. По его содержанию в осадочных породах можно судить о размере и расположении области сноса материала в бассейн седиментации.

Турмалины образуются в условиях высокой активности бора, накапливающегося в постмагматических продуктах гранитной магмы, так что турмалины в гранитах, гранитных пегматитах, грейзенах, скарнах, вторичных кварцитах и других породах имеют постмагматическое (наложенное) происхождение. Наличие турмалина в метаморфитах объясняется либо его привнесом вместе с метаморфизирующими растворами, либо унаследованием из исходных осадочных пород.

Слюдяные гранитные пегматиты Мамского района содержат хорошие кристаллы шерлита, редкометалльные и литиевые гранитные пегматиты Забайкалья, Урала и Казахстана — полихромные турмалины и рубеллиты. Превосходные кристаллы турмалина описаны в пегматитах острова Мадагаскар, рубеллита — в пегматитах района Палы в Калифорнии (США); грейзеновые и гидротермальные турмалины распространены в оловорудных месторождениях Приамурья и других районов.

В Дарьяльском ущелье (Большой Кавказ) в слабо метаморфизованных песчаниково-глинистых осадочных породах лейаса (мощность 3500 м) обнаружен турмалин [Шенгелиа Д. М., 1963], количество которого в поле зрения микроскопа составляет от единичных зерен до 40—50 микропризмочек (размер зерен 0,05—0,005 мм). Нередко в верхней части призм развиты ромбоэдры, в нижней — пинакоиды, либо ромбоэдры с пинакоидами. Призматические кристаллы турмалина часто образуют хорошо развитые тригональные призмы. Нередко в нем наблюдаются включения углисто-глинистого вещества и рудного минерала. Местами мельчайшие пелитовые частицы, расположенные линейно и порой образующие плейчатость, сохраняют свою ориентировку и в турмалине.

Приуроченность указанных кристалликов турмалина к слабо метаморфизованным глинистым участкам, его отсутствие, либо слабое проявление вблизи кварц-альбитовых жил, а также в окварцованных, альбитизированных и карбонатизированных участках, наличие в свежих турмалинах включений материала вмещающих пород — глинистого, углистого, пелитового и рудного, порой с ясно выраженной гелицитовой структурой, указывают на метаморфическое происхождение турмалина в условиях начальной стадии преобразовательного процесса (низкие T и P) и заимствование бора из исходных осадочных пород.

Р у т и л [от лат. «рутилус» — красный, красноватый] имеет формулу TiO_2 ; обычно содержание TiO_2 составляет 96—99% и лишь иногда снижается до 92%. Наиболее обычными примесями являются FeO , Nb_2O_5 и Fe_2O_3 . Сингония тетрагональная. Кристаллы столбчатые, удлиненные от короткостолбчатых до игольчатых. Образует коленчатые двойники, сетчатые тройники (сагенитовые). Известны волосовидные включения рутила в кварце. Удлинение кристалла всегда положительное, что редко наблюдается вследствие очень высокого двупреломления. Спайность наблюдается редко. Цвет обычно буровато-желтый, красный, красновато-бурый, буро-желтый.

Рутил двусный, оптически положительный минерал, с показателями преломления: $N_g = 2,889—2,903$; $N_m = 2,603—2,616$; двупреломление около 0,290.

Рутил является самой высокотемпературной формой окиси титана. Образует ограниченные твердые растворы с FeO и Nb_2O_5 . Очень распространенный аксессуар в гранитоидах, гранитных и нефелинсиенитовых пегматитах, но в основном в метаморфических и метасоматических породах. Содержится также в гнейсах, кварцитах, эколгитах, наждаках. В некоторых метаморфитах он образует промышленные скопления, в частности в полевошпатово-сланцевых и кварц-сланцевых сланцах Центрального Урала (Башкирия) имеются линзы и гнездообразные участки горных пород (рутилиты), содержащие до 50—60% рутила с мусковитом, полевым шпатом, кварцем и турмалином.

С ф е н, или **т и т а н и т** [греч. «сфен» — клин, по клиновидным зернам], представляет собой кальциевый титаноортосиликат $Ca\{Ti[SiO_4]O\}$ или $CaTiSiO_5(O, OH, F)$. Кристаллизуется в моноклинной сингонии. Кристаллы часто конвертовидные с характерным клиновидным сечением, иногда столбчатые до игольчатых. Спайность обычно незаметна. Чаще всего сфен бесцветен, в шлифе сероватый, иногда буроватый.

Оптические свойства следующие: $N_p = 1,887—1,950$; $N_m = 1,870—2,034$; $N_g = 1,943—2,009$; $+2V = 17—32^\circ$. Вариации оптических параметров обусловлены составом минерала — содержанием примесей Al , Fe , Mg , TR и изменчивостью отношения F/OH . Сфен является стойким минералом.

Сфен обычный аксессуарный минерал гранитоидов. В гранитных пегматитах Восточной Сибири кристаллы сфена достигают 20—25 см в поперечнике. Сфен содержится также в гнейсах и кристаллических сланцах, а также в жилах альпийского типа. В последних иногда высококачественные кристаллы сфена достигают размеров $8 \times 3 \times 2$ см (Восточные Альпы) и $12 \times 4 \times 5$ см (Минас-Жерайс, Бразилия). Эти сфены используются в качестве полудрагоценных камней.

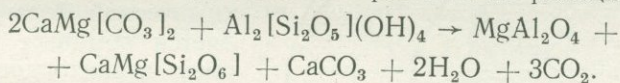
Сфен в значительных количествах известен в щелочных породах Хибинских и Ловозерских тундр (Кольский полуостров). Здесь некоторые горные породы — сфениты — состоят на 80—90% из сфена.

Акцессорный сфен был описан в меланократовых гранитоидах Грузии [Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили, 1952], где он содержится в большом количестве и всегда приурочен к железомagneзиальным минералам; возникает вследствие распада темноцветных составляющих основных пород. В гранитоидах, подвергнувшихся глубокому метасоматизму акцессорный сфен содержится в виде единичных мелких зерен.

Согласно Д. М. Кецховели, в Цейском интрузиве (Северный Кавказ) гранодиорит-кварц-диоритового состава акцессорный сфен содержится в контаминированных и метасоматически гранитизированных останцах (ксенолитах) меланократовых пород. Здесь сфен четко замещает титанистый рудный минерал, роговую обманку, плагиоклаз и биотит. Местами наблюдаются крупные зерна (порфиробласты), возникшие в результате собирательной кристаллизации мелких зерен лейкоксена и сфена. В окварцованных и гранитизированных останцах (ксенолитах) сфен целиком вытесняет рудный минерал. В крупных выделениях сфена иногда включены плагиоклаз и роговая обманка (рис. 47, 48).

Ш п и н е л ь — окисный минерал состава $MgAl_2O_4$. Реальный его состав никогда не отвечает химической формуле. Сингония кубическая. Образует изометрические зерна, зернистые агрегаты, кристаллы октаэдрического, реже ромбододэкаэдрического габитуса (в шлифах квадраты, четырехугольники и треугольники). Спайность не характерна; двойники срастания по шпинелевому закону {111} наблюдаются редко. Известны закономерные сростки в шпинели рутила и сфена. Кристаллы зеленоватые, чаще ясно зеленые, буроватые, иногда красно-бурые, едва просвечивающие, редко бесцветные. Очень стойкий минерал. Показатель преломления от 1,750 до 2,005.

Шпинель обычно встречается в метаморфитах и скарнах. По А. А. Годовикову [1975] его образование с диопсидом за счет седиментогенных доломита и каолинита протекает по реакции



Здесь среди ассоциирующих со шпинелью минералов, помимо диопсида, присутствуют форстерит, минералы группы хондрита, флогопит, иногда кордиерит.

В магматических породах распространены хромшпинелиды, магнезиально-железистые глиноземистые шпинели и титаномagneтиты. Твердые растворы группы шпинелевых минералов сложены, по А. А. Маракушеву и др., из следующих минералов:

шпинель $MgAl_2O_4$;	магнезиоферрит $MgFe_2O_4$;
герцинит $FeAl_2O_4$;	хрemit $FeCr_2O_4$;
магнетит $FeFe_2O_4$;	магнезиохромит $MgCr_2O_4$;
якобсит $MnFe_2O_4$;	ульвошпинель Fe_2TiO_4 .



Рис. 47. Полная псевдоморфоза сфена по роговой обманке в загрязненных и метасоматических гранитоидах Цейского интрузива, Северный Кавказ. Увел. 30X. По Д. Н. Кецховели, 1972 г.

Глиноземистые шпинели распространены в базитах и ультрабазитах; шпинель в парагенезисе с клино- и ортопироксеном и оливином встречается в нодулях щелочных базальтов. Хромшпинелиды типичны для ультрабазитов, где они порой образуют крупные скопления, имеющие промышленное значение; в этом случае шпинель представляет собой уже главный породообразующий минерал.

Магнетит никогда не отвечает стандартной химической формуле. Является обычным аксессуаром гранитоидов, липаритов, дацитов, габбро, норитов, базальтов, кимберлитов (Якутия) и других горных пород.

Сингония кубическая; характерны октаэдры и додекаэдры; двойники по типу шпинели (в шлифе — прямоугольники с восходящими по коротким сторонам углами); зерна иногда совершенно неправильные, нередко скелетные.

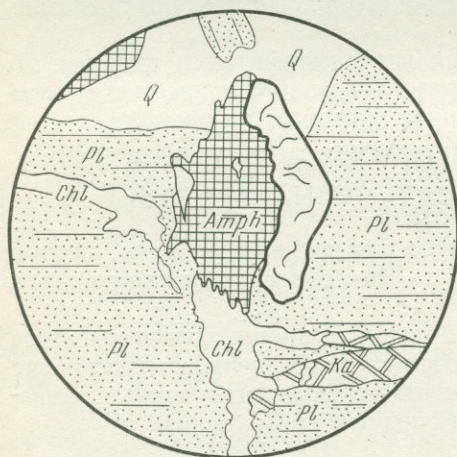


Рис. 48. Замещение роговой обманки сфеном в загрязненных и метасоматических гранитоидах Цейского интрузива, Северный Кавказ. Зарисовка в шлифе. По Д. Н. Кецховели, 1972 г.

В магматических породах магнетит включает в себя апатит, циркон и образует неправильные сростания с ильменитом.

В метасоматических гранитоидах и других преобразованных магматических породах магнетит выделяется в связи с распадом темноцветных минералов, большие скопления его наблюдаются при интенсивных наложенных процессах в исходных базитах [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1952]. С габброидами связаны громадные массы магнетита в ассоциации с ильменитом, хромитом (Куба, Урал, Бушвельдский массив в ЮАР; Адирондак в США). С кислыми и щелочными породами (сиенитами) связаны магнетитовые месторождения Кирунаваара и Люссаваара (Швеция), представляющие собой крупные концентрации железа. Рудное тело на этих месторождениях расположено между сиенитами и кварцевыми порфирами. Мощность тела 70 м, прослеживается на 15 км и до глубины 800 м.

Громадные скопления магнетита имеют контактово-метасоматический генезис и часто приурочены к контакту известняков с гранитоидами и сиенитами (горы Магнитная, Высокая, Благодать на Урале; район Дашкесана в Азербайджане; Железный кряж в Читинской области и др.). В этих месторождениях магнетит тесно ассоциирует с гранатом, эпидотом, пироксенами, хромитом, сульфидами, кальцитом. Магнетит может образоваться и в условиях гидротермального процесса.

Акцессорные магнетиты являются хорошим показателем генезиса содержащих их магматических пород. В. А. Вахрушев в результате изучения алтае-саянских гранитоидных акцессорных магнетитов, исходя из содержания в них элементов группы железа, выделил два генетических типа гранитоидов. В магнетитах гранитоидов, которые, по мнению названного автора, образовались путем дифференциации основной магмы, содержится много Ti, V, Cr, Co, Ni ($TiO_2 = 2,36$; $V_2O_5 = 0,30$; $Cr_2O_3 = 0,097$; $Co = 0,0032$; $Ni = 0,013\%$) и мало Sn ($0,0020\%$), а магнетиты сиалических гранитоидов обеднены элементами группы железа и обогащены Pb, Ge и особенно Sn ($TiO_2 = 0,62$; $V_2O_5 = 0,13$; $Cr_2O_3 = 0,069$; $Co = 0,0008$; $Ni = 0,002$; $Sn = 0,0050\%$). В. Г. Фоминых и Д. С. Штейнберг [1961], а также другие исследователи, изучавшие акцессорные титаномагнетиты гранитоидов и щелочных пород Урала, отметили, что в титаномагнетитах гранитоидов, возникших путем дифференциации базальтовой магмы, содержатся TiO_2 3,67—5,30%; V_2O_5 0,57—0,93%, а в титаномагнетитах палингенных гранитоидов титана и ванадия значительно меньше: TiO_2 0,58—0,87%; V_2O_5 0,18—0,23% [Акцессорные магнетиты..., 1975]. К аналогичным результатам пришли М. Г. Руб, Н. Г. Гладков, В. А. Павлов и др. в результате изучения акцессорных магнетитов из гранитоидов западной части Кавалеровского района (Приморье), представляющего собой главный синклинирий Сихотэ-Алинской складчатой области. Здесь развиты две возрастные группы магматических пород — верхнемеловые (возраст 80—93 млн. лет) и пале-

огеновые (возраст 48—62 млн. лет). Характерной особенностью аксессуарных магнетитов обеих возрастных групп является повышенное количество титана, ванадия, марганца и хрома, близкое к содержанию этих элементов в магнетитах гранитоидов, образованных путем глубинной дифференциации базальтовой магмы.

Гематит [греч. «эмаститос» — кровавый камень, по цвету кристаллов в тонких осколках и цвету черты] обычно содержит 98—99% Fe_2O_3 . Из примесей, измеряемых десятками долями процента, отмечены FeO , Al_2O_3 , TiO_2 , SiO_2 , в еще меньшем количестве содержатся Na_2O , MgO , CaO , MnO , V_2O_5 и др. Сингония тригональная. Кристаллы таблитчатые, пластинчатые, реже удлиненные, обычны грани пинакоида, ромбоэдров, дитригонального скаленоэдра и др.; часто исстрихованы из-за полисинтетического двойникования по {1011}. Преломление около 3,00, двупреломление более 0,200, аномальное. Образует псевдоморфозы по магнетиту (мартит). Октаэдры магнетита в этом случае искривляются, становятся кривогранными. Известны псевдоморфозы по пириту, ярозиту и кальциту.

Гематит в качестве аксессуарного минерала встречается в виде мельчайших зерен в кремнекислотных интрузивных и эффузивных породах. Значительные скопления магматического гематита с ильменитом, образующие рудные залежи в анортозитах, известны в районе Аллард-Лейк (провинция Квебек, Канада), в сростаниях с магнетитом гематит содержится в магнетит-апатитовых рудах Кируны (Швеция). А. Брейтгаупту предоставилась возможность наблюдать, как из вулканических эксгаляций Везувия в течение 10 дней образовались отложения гематита мощностью 1 м.

Гематит — обычный минерал метаморфических пород. Является ведущим минералом железистых кварцитов, в которых наблюдается чередование прослоев гематита, кварца, магнетита, иногда с рутилом. Крупные месторождения подобного типа следующие: Кривой Рог, КМА, озеро Верхнее (США), район Итабира в Минас-Жерайс (Бразилия), районы Бахар и Ориса (Индия).

В качестве примера метаморфического (метасоматического) гематитового месторождения можно привести Поладаурское месторождение, расположенное в юго-восточной Грузии. Это месторождение залегает в верхнемеловой вулканогенной свите. Исходными породами являлись плагиоклазовые, роговообманковые и пироксеновые порфириды, диабаз-порфириды и их туфы. После формирования этих пород имел место интенсивный наложенный процесс окварцевания (кремниевый метасоматоз) и альбитизация (натриевый метасоматоз). В результате горные породы приобрели облик эффузивных кварцевых альбитофиридов и кварцевых порфиритов [Г. М. Заридзе, 1961].

Об интенсивном кремниевом метасоматозе здесь свидетельствует сильное окварцевание основной массы порфиритов. Местами кварц полностью замещает фенокристаллы плагиоклаза. Можно наблюдать, как псевдоморфозы кварца по плагиоклазу соединяются

(подводящим каналом) с жилкой кварца (см. рис. 29, 30). Привнос натрия вызвал постепенную деанортизацию плагиоклаза основного состава, который стал более кислым. Натриевый метасоматоз выражен иногда в цеолитизации, видимо, в участках повышенного P_{H_2O} .

В результате разрушения железомagneзиальных минералов и стекловатой основной массы порфириров высвобождаются кальций (он высвобождается также при разрушении основного плагиоклаза), железо и магний. Существенная часть кальция идет на образование больших скоплений кальцита (низкотемпературный метаморфизм в условиях высокого P_{CO_2}). Магний расходуется на возникновение хлорсерпентина и серпентина, железо — на образование рудных минералов (магнетита, ильменита, гематита), содержащихся в горных породах иногда в большом количестве. Они образуют псевдоморфозы, отдельные зерна, зернистые скопления вместе с кварцем и самостоятельные жилки. Имеются также сильно гематитизированные порфириды.

Хромит имеет состав $(Mg, Fe^{2+})(Cr_2O_4)$. Реальный состав никогда не отвечает химической формуле. Из изоморфных примесей главнейшими являются MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , кроме того, имеются примеси TiO_2 , MnO , NiO и др.; все примеси распределены неравномерно. Сингония кубическая, цвет от железно- до буро-черного.

Хромит является типичным минералом ультраосновных пород. В виде аксессуория встречается и в основных магматических породах, а также в некоторых других глубинных породах метасоматического происхождения. Кроме того, в качестве аксессуарного минерала содержится в железных и каменных метеоритах и в микрогаббро Луны (по материалам, полученным в результате полетов американских космических аппаратов «Аполлон»-11 и -12 на Луну).

В верхнемеловых березовских гранитоидах и палеогеновых дайках гранодиоритов и липаритовых порфириров [Аксессуарные магнетиты..., 1975] впервые обнаружены хромшпинелиды. В этих хромшпинелидах по сравнению с хромшпинелидами ультрамафитов отмечается более высокое содержание железа (51—70%) и более низкое — хрома (18—33%), магния (2—7%) и алюминия (1,8—9%). Среди этих хромшпинелидов встречены высокотитанистые разновидности (TiO_2 8—15%), которые близки к хромшпинелидам лунных базальтов.

Ильменит [по месту первой находки в Ильменских горах] имеет химическую формулу $FeTiO_3$, однако реальный состав минерала никогда ей не отвечает. Среди изоморфных примесей наиболее важными являются: MgO (до 20%), MnO (до 14,6%), Fe_2O_3 (до 15,4%) и др. Формы кристаллов неправильные, часто с округлыми (оплавленными) краями, реже встречаются мелкозернистые скопления. Цвет ильменита железно-черный, иногда со сталью-серым или буроватым оттенком. От магнетита и титаномагнетита (ильменита, входящего в состав магнетита в виде твердого раствора) ильменит отличается меньшей магнитностью, от гематита — фор-

мой кристаллов и чертой. На ильмените часто развиваются ржавые налеты гидроокислов железа, корки и каймы лейкоксена (смесь вторичных продуктов, от темно- до светло-желтого цвета).

Акцессорный ильменит встречается в ультрабазитах (пикроильменит в кимберлитах), основных, среднекремнекислотных, кремнекислотных и щелочных магматитах. Крупные (до 15 см в длину) кристаллы ильменита описаны в пегматитах нефелиновых сиенитов Ильменских гор. Ильменит обнаружен в метеоритах (хондриты и ахондриты) и лунном грунте, доставленном космическим аппаратом «Луна-16».

Глава 5.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Как уже указывалось, многие породообразующие минералы магматических пород могут образовываться также при метаморфических и метасоматических процессах, в частности все или почти все железомagneзиальные минералы (они описаны в разделе «Породообразующие минералы магматических пород»), однако имеется значительное число минералов, возникновение которых обычно связано только с метаморфическими процессами. Ниже приводится краткая характеристика таких минералов, в основном по А. А. Маракушеву [1973], А. А. Годовикову [1975] и материалам грузинских петрологов.

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Неметаллическим самородным элементом, встречающимся в метаморфитах, является графит [греч. «графо» — пишу] — химический эквивалент алмаза (см. раздел «Породообразующие минералы магматических пород»). Графит всегда содержит примеси как неорганических, так и органических веществ (обычно Н, СО, СО₂, СН₄) (Н₂S, NH₃ и др.). Структура слоистая. Формы выделения: пластинчатые кристаллы, чешуйчатые, пластинчатые агрегаты, округлые зерна, мельчайшие частички, вплоть до пылевидных и коллоидальных.

Графит возникает различными путями:

1) в результате разложения газообразных соединений углерода:
 $2\text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{CO}_2 + \text{C}$; $\text{CO} + \text{H}_2 \rightleftharpoons \text{H}_2\text{O} + \text{C}$; $\text{CH}_4 \rightleftharpoons 2\text{H}_2\text{O} + \text{C}$;

2) в результате разложения карбонатов: $6\text{FeCO}_3 \rightleftharpoons 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 5\text{CO}_2 + \text{C}$; $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2 + 2\text{SiO}_2 \rightleftharpoons \text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6] + 2\text{O}_2 + 2\text{C}$;

3) в результате пиролиза каменного угля при сухой его перегонке.

В магматических породах графит может образоваться по CO , CH_4 и карбонатным соединениям путем выделения из магмы и разложения карбонатов, обычно ассимилированных. При давлении порядка $20\text{--}40 \cdot 10^8$ Па ($20\text{--}40$ кбар) в мантии Земли графит неустойчив и переходит в алмаз.

В Ботогольском (Бурятская АССР) месторождении графит образует линзы, штоки, гнезда, жилы, вкрапленники в нефелиновых сиенитах и находится в ассоциации с породообразующими минералами этой горной породы. Совместно с самородным железом магматический графит содержится в базальтах западной Гренландии.

Широко распространен графит в кристаллических сланцах, гнейсах и мраморах. Большой частью, особенно в гнейсах, графит распределен более или менее равномерно в виде чешуек, линз, гнезд, прожилков, жил, обычно в зальбандах мигматитовых и пегматоидных инъекций. В перечисленных горных породах графит возникает по органическим остаткам и карбонатам исходных седиментогенных горных пород. Промышленные скопления графита известны в гнейсах Мариупольского, Криворожского и Прибугского районов (УССР), районов Мурзинки и Алабашки (Урал), Шахтаминского района (Читинская область); графитовые сланцы имеются в Ферганском районе (Узбекская ССР) и Хабаровском крае; черные чешуйки графита обнаружены в белых мраморах Слюдянского района (южное Прибайкалье). Из зарубежных крупных месторождений графита, связанных с метаморфитами, основные находятся в КНДР, на о. Мадагаскар, в провинции Квебек (Канада), в штате Монтана (США) и др.

Графит в качестве акцессорного минерала содержится в железных метеоритах, в каменных метеоритах обнаружен мелкочешуйчатый графит. В метеоритном кратере Рис (Бавария, ФРГ) в графитовых гнейсах установлена новая разновидность белого углерода гексагональной сингонии — чаоит.

С целью изучения структурного состояния углисто-графитового вещества в условиях регионального метаморфизма Д. М. Шенгелиа, Р. А. Ахвледиани и Д. Н. Кецховели [1977] был проведен эксперимент в температурном интервале $300\text{--}850^\circ\text{C}$ и при давлении от нормального атмосферного до $6 \cdot 10^{11}$ Па (6000 бар). В качестве объектов исследования были выбраны: 1) слабографитизированные антрациты (с отражательной способностью $R_{\min} = 12,5\text{--}14,8$; $R_{\max}^a = 13,6\text{--}15,3$ и $R^a = 13,5\text{--}14,4$), отобранные из кварц-хлорит-серицит-углисто-графитовых сланцев, развитых в нижнепалеозойской чорчанской свите (нижняя часть палеозойского комплекса филлитов Дзирульского массива, Грузия); 2) кристаллические графиты, выделенные соответственно из рестита мигматита (парагенезис: диорит + силлиманит + плагиоклаз + кварц) и графит-гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевого сланца (парагенезис: биотит + гранит + плагиоклаз + кварц) палеозойской

гвандринской свиты, образовавшейся в бассейне р. Птыш (Горная Абхазия). Полученные данные показали, что давление в пределах 2—6 кбар не влияет существенно на структурное изменение графита, которое в основном зависит от температуры.

Таким образом, экспериментальные данные по эволюции параметра с гексагональной разновидностью углисто-графитового вещества показывают, что в условиях регионального метаморфизма углеродистое вещество представляет собой весьма чувствительный индикатор в отношении температуры минералообразования.

Как известно, минералогический геотермометр, основанный на распределении изоморфных компонентов между сосуществующими фазами, не всегда пригоден для установления максимальных температур прогрессивно регионально метаморфизованных пород, претерпевших диафторез. В этом отношении графитовый геотермометр является более надежным, так как величина параметра элементарной ячейки графита хорошо отражает наивысшие температуры, достигнутые в конкретной горной породе, не меняющейся при наложении регрессивного метаморфизма.

Самородные железо и никель образуют сплавы от почти чистого железа до Ni_3Fe (аварунит). В них иногда устанавливаются примеси Co , Mn , Cu , Pt и окклюзированные газы [лат. «окклюзус» — запертный], т. е. газы, содержащиеся в твердом теле (в металле) в скрытом виде. К ним относятся H_2 , CO , CO_2 . Другие примеси (C , S , As , Si) являются механическими включениями.

Выделяются два минеральных вида: феррит ($Ni < 2,9\%$) и никелистое железо (Ni до 25%). Ко второму минеральному виду относятся также железистый никель (Ni 35%) и аварунит (Ni_3Fe) со структурой плотнейшей кубической упаковки. Такую же структуру имеет чистый никель.

Перечисленные минеральные виды генетически связаны друг с другом. Они образуют дендриты, неправильные выделения, мельчайшие пылевидные частицы. Самородки до 1 кг и больше встречаются редко. Однако известны самородки колоссальных размеров, в некоторых случаях они достигают десятков (в базальтах о. Дisko, Гренландия) и даже сотен (в метеоритах) тонн. Почти чистое и никелистое железо, имеющее, по-видимому, метеорное происхождение, установлено в лунном грунте.

Цвет рассматриваемых минеральных видов стально-серый, блеск металлический; твердость 4—5; ковкие, спайность иногда по кубу (железистый вид) или октаэдру (никелистый вид); плотность 7—7,8; ферромагнитные.

Никелистое железо отмечено также в ассоциации с самородной медью, уайраунитом ($CoFe$), магнетитом, пентландитом (оз. Маскока, Канада). Аварунит встречен на асбестовом месторождении Баланджеро (Италия).

Никель и медь относительно более устойчивы, чем феррит и, частично, магнетит. Медь при низкой температуре обна-

руживает устойчивость даже в ассоциации с гематитом. Химическое же сродство меди и никеля с серой ограничивает их распространение в металлическом состоянии.

СУЛЬФИДЫ

Чаще других сульфидных минералов в метаморфитах содержатся пирит и пирротин. Пирит FeS_2 распространен в метаморфизованных седиментогенных породах, а также в метасоматических образованиях (углистые и графитовые сланцы, роговики, березиты, листовениты, серицитовые сланцы, руды). Кристаллизуется в кубической сингонии, диссоциирует и переходит в пирротин при повышении температуры более 700°C с высвобождением серы. Пирротин представляет собой твердый раствор $\text{Fe}_7\text{S}_8\text{—FeS}$ (троилит); кристаллизуется в моноклинной (псевдогексагональной) сингонии. Реакцией окисления пирротина определяется его устойчивость: $3\text{FeS} + \text{O}_2 = 0,5\text{Fe}_3\text{O}_4$ (магнетит) $+ 1,5\text{FeS}_2$ (пирит).

ОКИСЛЫ

Наиболее широко распространены в метаморфитах окислы железа и марганца. В ю с т и т образован двухвалентным железом и возникает при высокой температуре (выше 600°C). Понижение температуры вызывает распад вюстита на магнетит и феррит $4\text{FeO} = \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{Fe}$.

Магнетит (см. раздел «Акцессорные минералы») в метаморфитах содержит мало магния. Образование твердого раствора FeFe_2O_4 (магнетит) — MgFe_2O_4 (магнезиоферрит) осуществляется в высокотемпературных и сильноокислительных условиях. Слабое химическое сродство ферритов к магнию возрастает при замещении трехвалентного железа алюминием, хромом и титаном.

В связи с тем что железо и марганец имеют различное химическое сродство с кислородом, они образуют различные парагенезисы. Двухвалентный марганец в горных породах в металлическом состоянии не встречается, так как обнаруживает высокое сродство с кислородом. Низший окисел Mn — манганозит — индифферентен к кислороду и стабилен в широких пределах окислительно-восстановительных условий.

Парагенезис магнетит—гематит практически совмещен с верхней границей устойчивости. Устойчивы также парагенезисы: манганезит—феррит, вюстит—магнетит, а в сильноокислительных условиях гематит—гаусманит (Mn_3O_4), гематит—биксбуит (Mn_2O_3), гематит—пиролозит (MnO_2).

Рутил (см. раздел «Акцессорные минералы») — широко распространенный минерал во многих метаморфитах — в эклогитах, амфиболитах, гранулитах, мраморах и др. При понижении температуры рутил вытесняется анатазом. В аналогичных условиях образуется третья полиморфная модификация TiO_2 (брукит).

Ильменит (см. раздел «Акцессорные минералы») по распространению в метаморфитах среди окислов титана является вторым после рутила. Он входит в состав высокотемпературных гнейсов в ассоциации с магнетитом, гематитом или рутилом. В условиях высокой температуры образуются следующие твердые растворы: ильменит—магнетит и ильменит—гематит. Понижение температуры вызывает понижение смесимости минералов и в кристаллах ильменита обособляются пластинки магнетита, либо гематита.

Кварц (см. раздел «Бесцветные минералы») в низкотемпературной модификации (α -кварц) устойчив ниже 573°C , а высокотемпературной (β -кварц) — в интервале $573\text{—}870^\circ\text{C}$. В соответствующих температурных условиях при стандартном давлении $\approx 10^5$ Па (1 атм) эти модификации легко переходят друг в друга. При еще более высокой температуре стабильны тридимит (ниже 1470°C) и кристобалит (до точки плавления 1713°C). Последние две модификации кварца в метаморфитах практически не встречаются. Они отмечены лишь в контактолитах, возникших под воздействием крайне высокотемпературной базальтовой магмы. При повышении давления образуются устойчивые ассоциации кварца с магнезиальными минералами все более бедные кремнеземом: кварц + кордиерит \rightarrow кварц + энстатит + силлиманит (кианит) \rightarrow кварц + пироп. Если одновременно с давлением в системе происходит крайнее возрастание железистости, осуществляется реакция кварца с фаялитом и образуется ферросиликат. В условиях очень высокого давления кварц переходит в коэсит и стишовит — плотную его модификацию. Названные минералы в метаморфических породах не обнаружены, а установлены в метеоритных кратерах.

А. А. Маракушев [1973] условно относит к простым окислам более сложные породообразующие силикаты, в первом приближении подразделяя их на две группы. Первая группа представлена кордиеритом, нефелином, полевыми шпатами и другими, молярный (грамм-формульный) объем которых больше, чем объем составляющих их окислов (абиссофобные минералы); вторая группа — жадеитом, гранатами и другими, молярный объем которых меньше (они более плотные) объема входящих в них окислов (абиссофильные минералы). Реакции рассчитаны на 1 моль SiO_2 . По величине свободной энергии можно судить о химическом сродстве с SiO_2 других более основных окислов (минералов). Оно понижается (нарастает их кремнекислотность) в следующей последовательности: галенит \rightarrow нефелин \rightarrow ларнит \rightarrow мервинит \rightarrow сфен \rightarrow \rightarrow акерманит \rightarrow гроссуляр \rightarrow волластонит \rightarrow ортоклаз \rightarrow диопсид \rightarrow жадеит \rightarrow форстерит \rightarrow пироп \rightarrow анортит \rightarrow альбит \rightarrow тефроит \rightarrow энстатит \rightarrow родонит \rightarrow фаялит \rightarrow андалузит.

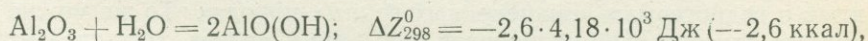
При нарастании степени метаморфизма химическое сродство с H_2O различных окислов понижается (сокращается процесс гидратации) в следующем порядке: $\text{CaO} \rightarrow \text{MgO} \rightarrow \text{Al}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{FeO} \rightarrow$

→ Fe₂O₃ → MnO → MnO₂ → TiO₂ → SiO₂. В случае двух последних окислов гидратация при метаморфизме вообще не происходит. Она может иметь место только в экзогенных процессах.

ГИДРООКИСЛЫ

Алюминий и магний в метаморфитах представлены окислами MgO, Al₂O₃ и гидроокислами Mg(OH)₂, HAlO₂, Al(OH)₃ и др. В условиях стандартного давления H₂O устойчивость б р у с и т а Mg(OH)₂ (тригональная сингония) и соответственно п е р и к л а з а MgO (кубическая сингония) ограничивается очень низкой температурой. С возрастанием P_{H₂O} температура равновесия быстро возрастает. Периклаз — типичный высокотемпературный минерал, который образуется по магнийсодержащим исходным породам — магнезитам, доломитам и др. Брусит возникает при серпентинизации ультрабазитов, образуя тонкую смесь в серпентине или жилки, и при контактовом метаморфизме магнезиальных мраморов.

К о р у н д (α-Al₂O₃) распространен в недосыщенных кремнием глиноземистых метаморфитах. Сингония тригональная. Цвет обычно белый. Гидратация корунда происходит при низкой температуре:



$$\Delta Z_{600}^0 = 4,2 \cdot 4,18 \cdot 10^3 \text{ Дж } (+4,2 \text{ ккал}).$$

При этом возникают диаспор и бемит, область устойчивости которых ограничивается (по расчету) температурой порядка 450° К. В нем обычно содержатся примеси хрома, железа и титана, а также SiO₂, MgO, CaO. Примеси железа и титана характерны для голубой и желтой разновидности корунда — сапфира. От примеси хрома он становится красным; такой корунд носит название рубина.

Корунд встречается в бедных кремнеземом роговиках и подвергшихся метаморфизму бокситах. С последними связаны месторождения наждака. Встречается также в глубоко метаморфизованных породах — гнейсах, гранатовых амфиболитах, гранулитах (южная Норвегия; Финская Лапландия; Полярный Урал и др.); районы развития корундовых пегматитов имеются в Шри-Ланка, Индии, Бирме).

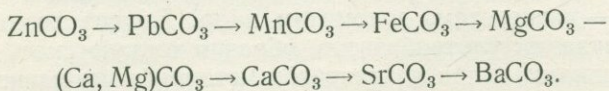
Акцессорный корунд наблюдается в бедных кремнеземом интрузивах типа сиенитов. Например, в овидах калишпата сиенитов содержатся кристаллы корунда длиной до 5 см (Ильменские горы на Урале; Краймонт, пров. Онтарио в Канаде) и др. Мельчайшие (<300 мкм) белые округлые и продолговатые зерна корунда установлены в реголите, доставленном с Луны «Аполлоном-11».

Корунды и наждаки применяются в качестве абразивов. Прозрачные цветные кристаллы используются как драгоценные камни первого класса. Рубинами украшены пять пятиконечных звезд

московского Кремля. Известны россыпные месторождения [рубины окрестностей г. Могон (Бирма), рубины и сапфиры Шри-Ланка, сапфиры Кашмира, Кампучии (окрестности Баттамбанга)]. Высококачественный корунд применяется в точной механике (опоры осей в часах и т. п.), в лазерах и других оптических устройствах, а также в ювелирном деле. В настоящее время корунд получают искусственным путем.

КАРБОНАТЫ

Карбонаты, согласно термодинамическим расчетам, характеризуются возрастанием предельной стабильности (по равновесиям с простыми окислами) в такой последовательности:



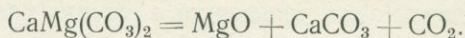
Соответственно происходит сокращение области стабильности окислов металлов в условиях данного режима CO_2 .

Карбонаты рудных металлов (смитсонит, церуссит и др.) для собственно метаморфических пород не характерны; они встречаются в гидротермальноизмененных горных породах. То же можно сказать относительно карбонатов марганца и железа, хотя следует отметить, что родохрозит (MnCO_3) содержится в слабометаморфизованных марганцевых рудах, образованных путем перекристаллизации коллоидных осадков MnCO_3 и глинистого материала. В породах, переживших более высокую степень метаморфизма, дополнительно выделяются спессартин, хлорит, родонит $\text{CaMn}_4[\text{Si}_5\text{O}_{15}]$.

Сидерит совместно с шамозитом представляет собой типичный минерал осадочных глинистых железных руд. Сидериты (олигониты) и анкериты $\text{Ca}(\text{Mg, Fe, Mn})(\text{CO}_3)_2$ развиты в гидротермальных жилах и гидротермальноизмененных горных породах. Сидерит устойчив лишь в условиях очень слабой степени метаморфизма. Область устойчивости сидерита при метаморфизме расширяется, при этом возрастает содержание магния и наблюдается переход к сидероплезиту и пистомезиту $(\text{Mg, Fe})\text{CO}_3$. В состав сидероплезитовых сланцев входят также гранат и куммингтонит. Еще большую устойчивость к метаморфизму обнаруживает анкерит, являющийся обычным [минералом карбонатных гранат-куммингтонитовых сланцев.

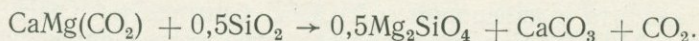
Магнезит входит в состав крупных тел магнезитовых мраморов. Они известны в докембрийских формациях Китая и Кореи. Их возникновение связывается с магнезиальным метасоматозом исходных карбонатных осадков, подвергшихся воздействию магнийсодержащих растворов глубинного происхождения. В контакте пересечения гранитоидами магнезитов образованы скарны с форстеритом, гиперстеном, шпинелью и магнетитом.

Значительно более широко развит в метаморфитах доломит. Верхний предел устойчивости доломита в метаморфитах определяется образованием периклаза и кальцита:

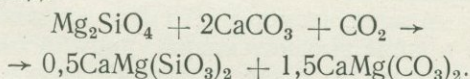


Кальцит в ассоциации с периклазом возникает при наиболее высокотемпературном (от 750 до 800° С) метаморфизме доломитовых осадков. Кальцит-периклазовые мраморы могут образоваться в контакте с гипабиссальными базитами (долеритами). При низкой температуре происходит перекристаллизация доломита с образованием доломитовых мраморов. Реакции с кремнисто-глинистым материалом обуславливают возникновение магнезиальных силикатов — форстерита, шпинели, диоксида и др.

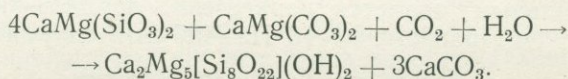
При метаморфизме в условиях высокой температуры по доломиту возникает форстерит в ассоциации с кальцитом по следующей реакции:



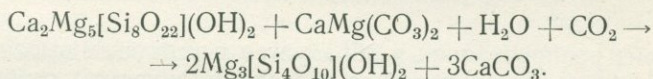
Регрессия в метаморфизме (понижение температуры) ведет к неустойчивости этого парагенезиса и возникновению ассоциации доломит—диопсид:



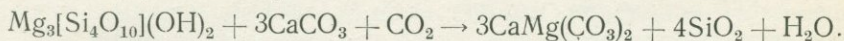
На следующей стадии понижения температуры (в среднетемпературных условиях) в доломитовых мраморах диопсид вытесняется тремолитом по реакции:



В результате дальнейшего понижения температуры появляется тальк:



По минеральному парагенезису кальцит—тальк возникает парагенезис доломит—кварц. Стехиометрическая реакция будет иметь следующий вид:



Таким образом, намечаются следующие пять фаций доломитовых мраморов (минеральных парагенезисов) в направлении понижающейся температуры: доломит-форстерит-кальцитовая, диопсид-доломитовая, тремолит-кальцит-доломитовая, доломит-тальк-кальцитовая и доломит-кварцевая.

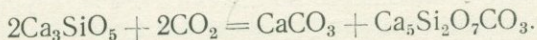
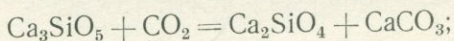
Из карбонатов наиболее распространен в осадочных и метаморфических породах кальцит. Высокотемпературный каль-

цит может включать в себя карбонат магния (до 30 мол. %) с образованием твердого раствора $\text{CaCO}_3\text{—MgCO}_3$. При понижении температуры происходит распад твердого раствора, что характерно для магнезиально-известковых мраморов, в зернах кальцита которых обособляются пластинки доломита.

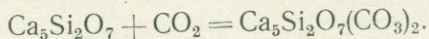
Для выяснения геохимического режима метаморфизма важным являются парагенезисы кальцита с алюминатами, алюмосиликатами и силикатами кальция. Ниже они рассматриваются по данным А. А. Маракушева [1973].

В системе $\text{CaO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ при различных условиях флюидного режима (P_{CO_2} , $P_{\text{H}_2\text{O}}$) собственно кальциевые минералы представлены кальцитом или арагонитом. При метаморфизме известь CaO и ее гидрат Ca(OH)_2 являются неустойчивыми. То же можно сказать относительно алюминатов кальция, подвергающихся карбонатизации, в результате чего образуется стабильная ассоциация кальцита с корундом, а в условиях низкой температуры — кальцита с диаспором $\alpha\text{-AlOOH}$, бемитом $\gamma\text{-AlOOH}$ или гиббситом $\alpha\text{-Al(OH)}_3$. Если в минералы входит железо, замещающее алюминий, появляются устойчивые алюминаты в парагенезисе с богатыми кальцием высокотемпературными минералами. К ним добавляется браунмиллерит $\text{Ca}_{12}(\text{Al, Fe})_2\text{O}_{15}$. Последний минерал и майенит (конечный член изоморфной смеси скаполита, см. ниже) образуются при крайне высокотемпературном метаморфизме известковых пород в контактах с долеритами в ассоциации с ларнитом Ca_2SiO_4 , мервинитом и спурритом $\text{Ca}_5\text{Si}_2\text{O}_7\text{CO}_3$.

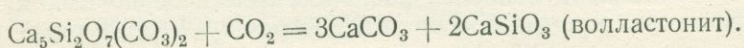
Аллит (Ca_3SiO_5) легко подвергается карбонатизации, обычно в метаморфических породах не встречается. При очень низком P_{CO_2} стабильным является парагенезис ларнит—кальцит или в условиях P_{CO_2} , равного $\approx 1 \cdot 10^5$ Па (400 атм) спуррит—кальцит:



Спуррит распространен и образуется в условиях высокой температуры в контакте известняков с базитами (долериты, габброиды). При падении температуры и повышении парциального давления P_{CO_2} спуррит переходит (замещается) в тиллеит:



При снижении температуры и возрастании P_{CO_2} происходит стабилизация тиллеита и расширение его парагенезисов с вытеснением ларнита до некоторого предела, после чего вместо тиллеита образуется распространенный в контактолитах парагенезис кальцит—волластонит по следующей реакции:



Последний минерал в свою очередь разлагается (приблизительно до 600° С) на кальцит и кварц, что характерно для областей регионального метаморфизма:



Выделяются следующие четыре метаморфические фации: спуритовая (ларнитовая), тиллеитовая, волластонит-кальцитовая и кварц-кальцитовая.

При равновесии кальцита с кальциево-магнезиальными силикатами выделяются следующие фации: мервинитовая $\text{Ca}_3\text{MgSi}_2\text{O}_8$ (выше 1000° С), кальцит-акерманитовая (монтичеллитовая) $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ (устойчивая до 900° С) и кальцит-диопсидовая $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (ниже 900° С).

Кальциевые алюмосиликаты и силикаты кальция и алюминия к процессу карбонатизации сравнительно устойчивы, за исключением геленита $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ и кальциевого пироксена $\text{CaAl}_2\text{SiO}_7$, которые ограничены областью очень высокой температуры и низкого давления P_{CO_2} . Устойчивость гроссуляра $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ограничивается карбонатными ассоциациями цоизит—кварц—кальцит, плагиоклаз—кварц—кальцит (при повышенном давлении на твердые фазы) и волластонит—плагиоклаз—кальцит (в области низкого давления), а при понижении температуры основной плагиоклаз ограничивается цоизит-кианитовым и кианит-кальцитовым равновесиями. В установлении устойчивости плагиоклаза важной является реакция распада анортита на глинистые минералы (каолин и др.) и кальцит или цоизит, в результате которой может возникнуть тонкий агрегат этих минералов (равновесные пары), называемый соссуритом — «соссуритовое равновесие». Понижение химической активности CO_2 вызывает расширение устойчивости основного плагиоклаза и при некоторых значениях P_{CO_2} она может совместиться с полем соссурита, что в природе часто наблюдается.

При довольно высоком давлении CO_2 многие богатые кальцием силикаты будут неустойчивыми. К ним относятся ломонтит $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$, вайрацит $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$, пренит $\text{H}_2\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ и лавсонит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\cdot 2\text{H}_2\text{O}$. На основании расчета при $P_{\text{CO}_2} = 10^5$ Па (1 бар) и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 10^8$ Па (1000 бар), устойчивость карбонатных парагенезисов оказывается очень ограниченной и соответственно высокую стабильность приобретают вышеназванные силикаты кальция, относимые к абиссофобным минералам. Понижение P_{CO_2} вызывает значительное расширение поля устойчивости гроссуляра и волластонита.

Влияние CO_2 во многом определяет соотношения минеральных парагенезисов. Метаморфизм, осуществляющийся при очень низком давлении CO_2 , видимо, имеет место на ранних стадиях развития эвгеосинклиналей, когда имеются условия легкой миграции CO_2 , в частности вдоль приповерхностных субвулканов, зон «открытых» разломов и т. д. В этой обстановке образуются такие

минералы, как ломонтит, вайрацит, лавсонит. В условиях зеленокаменного метаморфизма, когда возникают эпидотсодержащие горные породы с актинолитом, хлоритом и другими минералами, широко распространен пренит.

Скаполит [греч. «скапос» — стержень, дано по столбчатому облику кристаллов]. Сингония тригональная. Минералы этой группы распространены среди метаморфических пород; *PT*-условия их образования соответствуют условиям формирования фаций выше амфиболитовой. Считают, что скаполиты возникают также магматическим путем. Обычно они образуются по плагиоклазу. Представляют изоморфную смесь твердых растворов: $3\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] \cdot \text{NaCl}$ (мариалит) — $3\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]\text{CaCO}_3$ (мейонит). Химическая формула скаполита: $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_4[\text{Al}_3(\text{Al}, \text{Si})_3 \times \text{Si}_6\text{O}_{24}] \cdot (\text{Cl}, \text{F}, \text{OH}, \text{CO}_3, \text{SO}_4)$. Изоморфизм, аналогичный плагиоклазам, т. е. гетеровалентный. В зависимости от отношения Na к $\text{Na} + \text{Ca}$, т. е. от мольной доли Na , различают четыре разновидности скаполитов:

мариалит	$3\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]\text{NaCl}$ (Me_{0-25});	} $Ng = 1,540 - 1,541,$ $Np = 1,546 - 1,550.$
дипир	(Me_{25-50});	
мицзонит	(Me_{50-75});	
мейонит	$3\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]\text{CaCO}_3$ (Me_{75-100});	} $Ng = 1,556 - 1,562,$ $Np = 1,590 - 1,600.$

СИЛИКАТЫ АЛЮМИНИЯ И ПРОДУКТЫ ИХ ГИДРАТАЦИИ

При метаморфизме алюминий способен замещать кремний в кремнекислородных тетраэдрах с образованием алюмосиликатов или превращаться в силикаты алюминия с шестерной координацией, приобретая, подобно катионам, более основные свойства. Это превращение сопровождается экзотермическими эффектами, значительным уменьшением объема минералов и, следовательно, связано с понижением температуры и возрастанием давления. Таков характер превращений: альбита и нефелина — в жадеит, анортита и волластонита — в гроссуляр и кварц, анортита — в гроссуляр, кианит и кварц, плагиоклаза и ортопироксена — в пироп-альмандиновый гранат и клинопироксен, силлиманита и андалузита — в кианит и др.

Жадеит по расчетным данным в низкотемпературной области не имеет нижней границы по давлению, но парагенезис жадеит — кварц стабилен только лишь при давлении выше $7 \cdot 10^8$ Па (7 кбар). Изоморфизм компонентов в жадеите и продуктов его распада — полевых шпатов и фельдшпатинов дает возможность понять условия метаморфизма при возникновении этого минерала. Алюминий, который в полевых шпатах находится в четверной координации,

с переходом к шестерной координации (в жадеите) коренным образом меняет возможности изоморфизма с другими компонентами, но может замещаться с трехвалентным железом в виде ряда твердых растворов жадеит $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ — эгирин $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$. Поэтому железистые жадеиты встречаются в области натриевого (глаукофанового) метаморфизма.

При понижении давления последовательно формируются следующие минеральные фации: 1 — безальбитовая (теоретического состава жадеит—кварц), 2 — жадеит-кварц-альбитовая (например, францисканская формация в Калифорнии), 3 — жадеит-гематит-альбитовая (например, формация Пенжинской зоны на Камчатке), 4 — жадеит-нефелин-альбитовая, 5 — гематит-нефелин-альбитовая.

Силикаты алюминия, которые, как отмечено, при высоком давлении вытесняют алюмосиликаты, проявляют сильное химическое сродство к натрию и слабое — к калию. В этих условиях калий приобретает способность к миграции в верхние горизонты Земли вместе с соответствующим расплавом, либо в виде раствора, стимулирующего метасоматические процессы (калиевый метасоматоз).

В полевых шпатах при повышении температуры последовательно выделяются следующие структурные разновидности твердых растворов (в упрощенном виде): [микроклин — низкотемпературный (низкий) альбит] — [ортоклаз — низкий альбит] — [санидин — высокотемпературный (высокий) альбит] — [высокий санидин — высокий альбит].

Замещение жадеита полевыми шпатами, либо нефелином имеет ограниченное распространение. Примером может служить хорошо выраженный процесс нефелинизации жадеита в породе из Тибета. Здесь, по описанию С. Тилли, в уцелевших зернах жадеита наблюдаются тонкие секущие жилки нефелина.

Регрессивный метаморфизм (гидратация) жадеита, щелочного полевого шпата и нефелина осуществляется замещением этих минералов анальцитом, ограничивающегося, по расчетным данным, условиями низких температуры и давления, хотя имеется мнение о выделении анальцита из магмы в щелочных базальтах (тешенитах), что многими исследователями оспаривается; одновременно последние отмечают, что анальцит в магматических породах имеет вторичное происхождение, образуясь по лейциту, нефелину и другим минералам в результате их гидратации. Это хорошо видно по структурам замещения исходных минералов. В жадеитовых глаукофановых породах анальцит вместе с цеолитами имеет гидротермальное происхождение. В граувакковых пачках с пластами вулканических туфов обломки стекловатых пород замещаются анальцитом и гейландитом.

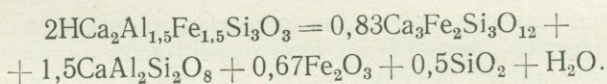
В а й р а к и т — кальциевый аналог анальцита, часто встречается в туфогенных песчаниках и брекчиях, стекловатых туфах, игнимбритах и андезитах, обнаруживающих гидротермальные

процессы. Образуется также по основному плагиоклазу. Вайрацит и ломонтит с возрастанием давления переходят в лавсонит, иногда с образованием характерных псевдоморфоз.

На территории Грузии широко развиты мезозойские и неогеновые (южный склон Большого Кавказа), а также палеогеновые (Аджаро-Триалетский хребет) анальцимовые породы, которые обычно считаются первично магматическими. Однако внимательное изучение структур замещения анальцима в этих породах указывает на их вторичное (наложенно-метаморфическое) происхождение [Заридзе Г. М., 1961].

Эпидот обычно образуется в низкотемпературных условиях (регрессивный метаморфизм) по основному плагиоклазу. По последнему минералу может образоваться также сосюрит, представляющий собой тонкозернистый агрегат эпидота или цоизита, карбоната, пренита, глинистых минералов.

В условиях низкотемпературного метаморфизма ($\approx 200^\circ\text{C}$) в ассоциации с эпидотовыми минералами входит кислый плагиоклаз вплоть до альбита. Изоморфное замещение алюминия на железо ($\text{Al} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}$) в ряду цоизит — эпидот расширяет область устойчивости последнего минерала. По данным эксперимента, железистый эпидот, в отличие от цоизита, устойчив до 580°C при $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 100$ МПа (1000 атм). При дегидратации эпидотовых минералов возникает более феррофильный минерал — андрадит — гроссуляровый гранат. Наиболее высокая температура вызывает распад железистого эпидота на андрадит, плагиоклаз, гематит и кварц:



Понижение температуры вызывает расширение поля устойчивости эпидотовых минералов. При температуре более 400°C и повышении давления разложение плагиоклаза на безводные минералы приводит к образованию силикатов алюминия, а именно — гранатов. Гроссуляр при умеренном давлении образуется вследствие реакции анортита с волластонитом. Он является распространённым минералом в известково-силикатных роговиках и скарнах, а также вместе с эпидотом и пренитом в базальтовых миндалинах. В условиях высокого давления устойчив парагенезис гроссуляр — кианит, возникающий при полном разрушении анортита. Этот парагенезис характерен для редких горссуляр-пироксендистеновых пород (гроспидитов), содержащихся в кимберлитах в качестве ксенолитов. С возрастанием в гроссуляре содержания андрадитового компонента, типичного минерала скарнов и контактометаморфитов, поля устойчивости гроссуляра расширяются.

В петрологии метаморфических пород большое значение имеют условия устойчивости полиморфных модификаций Al_2SiO_5 — силлиманита, андалузита и кианита, имеющих в своей атомной структуре различные координационные числа

алюминия — соответственно четверную, пятерную и шестерную. Превращения перечисленных минералов одного в другой совершаются с изменением структурной позиции алюминия. Гидратация кианита и андалузита с образованием пирофиллита, каолинита и других минералов происходит при температуре менее 400°C в такой последовательности: 1) кианит (андалузит) + кварц = = пирофиллит; 2) кианит (андалузит) + пирофиллит = каолинит; 3) кианит (андалузит) = каолинит + корунд (диаспор).

Дальнейшее понижение температуры вызывает полное вытеснение пирофиллита каолинитом и кварцем. Наличие андалузита и кианита с кварцем в ассоциации с хлоритом, хлоритоидом и серицитом указывает на их устойчивость до температуры около 350°C . Это не распространяется на силлиманит, устойчивость которого выше 500°C .

На самых ранних стадиях метаморфизма глинистых осадков в условиях низкой температуры образуются водные слюдяные силикаты, а именно, хлориты, гидрослюды, стильпноелан, серицит, фенгит и др. При некотором возрастании температуры по кианиту путем реакции с едким калием (KOH) выделяются мусковиты, все с меньшим содержанием фенгитового составляющего, затем образуется биотит.

Ставролит [греч. «ставрос» — крест, «литос» — камень, из-за характерных крестообразных двойников] относится к субслоистым ортосиликатам. Химическая формула $2\text{Al}[\text{SiO}_4]\text{OFe}(\text{OH})_2$, которая всегда отклоняется от состава конкретного ставролита вследствие изоморфных примесей Mg, Fe и Ti. Установлено, что изменение состава в кристалле ставролита происходит секториально. Сингония ромбическая, кристаллы обычно имеют вид коротких и толстых призм; у призматических кристаллов удлинение положительное, длинные призмы встречаются редко. Спайность по второму пинакоиду в шлифах не всегда хорошо выражена. Характерны крестовидные двойники. По призматической грани (032) двойники образуют прямой крест, а по косой грани (232) — косой крест. Цвет ставролита оранжево-желтый или золотисто-желтый по *Ng*, почти бесцветный или слабо желтоватый по *Np*. Показатель преломления *Np* от 1,736 до 1,747, *Ng* от 1,746 до 1,762. Ось *Ng* совмещена с третьей кристаллографической осью, а ось *Nm* — с первой. $2V = +80^{\circ} - (-87^{\circ})$. Плоскость оптических осей представляет первый пинакоид, являясь перпендикулярной к плоскости спайности. Дисперсия оптических осей порой заметная.

Ставролит довольно стойкий минерал. В метаморфитах, богатых кремнеземом и железом, он часто встречается в ассоциации с гранатом, андалузитом, дистеном, хлоритоидом, кордиеритом, слюдой, магнетитом, брукитом и др. Образуется в условиях средних ступеней регионального метаморфизма.

Хлоритоид [из-за сходства по цвету и внешнему виду с хлоритом] является субслоистым ортосиликатом. Химическая

формула $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}_3[\text{SiO}_4]_2\text{O}_2(\text{OH})_4$. Состав хлоритоидов колеблется вследствие изоморфных примесей, а именно $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg}$ (от 10—25 до 42 ат. %), $\text{Al} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ (от 5 до 14 ат. %), иногда $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mn}$ (от 5—10 до 17 ат. % в оттрелите). Сингония моноклинная или триклинная, кристаллы пластинчато-гексагональные, хорошо ограненные кристаллы редки. Порфиروبласты хлоритоида в метаморфитах плохо огранены. Плеохроирует в голубоватых тонах. По коэффициенту преломления хрупкие слюды (хлоритоид, оттрелит, маргарит) четко отличаются от похожих на них хлоритов большим коэффициентом преломления ($>1,72$), большим $2V$ и относительно большим, хотя изменчивым, углом погасания, достигающим до 30° . По этой причине они проявляют три цвета плеохроизма (трихроничны), в отличие от хлоритов, имеющих два цвета плеохроизма (дихроничны). Хрупкие слюды образуют полисинтетические двойники (подобно клинохлорам), в частности, в хлоритоиде они выражены намного лучше, чем в хлорите. Хлоритоид оптически положителен.

Хлоритоид иногда в существенных количествах (хлоритоидные сланцы) встречается в слюдяных и глинистых сланцах, сформировавшихся в условиях низких и средних ступеней метаморфизма.

К о р д и е р и т [по фамилии франц. геолога Кордье] представляет собой каркасный алюмосиликат. Химическая формула $[\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}]_2[\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}]$. Сингония ромбическая. Установлены твердые растворы от почти чисто магниевых минералов (Mg-кордиерит) до почти чисто железистых (секанинит). Минералы промежуточного состава называются кордиеритами. Кроме того, фиксируются примеси MnO (до 1—2%), Fe_2O_3 (до 1—1,5%) и незначительное количество CaO , Na_2O , K_2O , редко BeO ; обычно отмечается также H_2O , иногда в количестве до 1,5—2,0%, удаляющаяся лишь при $850\text{—}1000^\circ\text{C}$.

Кордиерит в метаморфитах образует порфиروبласты. Очень характерны для него тройники и шестерники, хотя встречаются они не очень часто; их называют секториальными вследствие расхождения индивидов двойника наподобие секторов окружности из центра. Нередко кордиерит образует полисинтетические двойники, подобные во всех отношениях двойникам плагиоклаза.

В шлифе бесцветен; двупреломление обычно в пределах 0,009—0,010, в редких случаях эти значения могут опуститься ниже (до 0,003) и подняться несколько выше. $2V$ сильно колеблется (от 40 до $80\text{—}90^\circ$). Обычно $2V$ отрицательный, но иногда положительный, поэтому не может служить диагностирующим признаком. Показатель преломления кордиерита изменяется от 1,532 до 1,562. Удлинение отрицательное, но обычно этот признак не играет существенной роли при диагностике рассматриваемого минерала, так как удлиненные кристаллы встречаются редко. Для кордиерита очень характерны лимонно-желтые плеохроничные дворники вокруг мелких включений других минералов, наблюдающиеся при вращении столика микроскопа в проходящем свете.

Характерными продуктами распада кордиерита являются серицит с игольчатыми разрезами (пинит, состоящий в основном из серицита и хлорита), нередко образующий полные псевдоморфозы и, кроме того, высокодвупреломляющий чешуйчатый минерал (тальк); железо, входящее в кордиерит, окрашивает эти чешуйки в желтоватый или желтовато-зеленоватый цвет.

Кордиерит входит в состав роговиков, возникших по глинисто-песчаным породам в контакте с интрузиями, реже встречается в гранитных пегматитах. Наблюдается он также в гнейсах, кристаллических сланцах и метаморфизованных магматитах в ассоциации с магнезиальными и глиноземистыми минералами, в частности с гиперстеном, ромбическим амфиболом, биотитом, силлиманитом, основным плагиоклазом, тальком и др. Фиксируется в вулканитах, где содержит включения вулканического стекла, что указывает на высокотемпературные условия образования минерала.

По данным Г. Л. Чичинадзе, кордиерит с секториальными двойниками — самый распространенный минерал ксенолитов метатерригенных пород в палеозойском Джаловчатском габброидном интрузиве (Большой Кавказ), местами составляющий до 90% породы, где он встречается в виде изометричных зерен размером от десятых долей до 2—3 мм. В указанном кордиерите много включений шпинели, ильменита, магнетита, плагиоклаза и циркона. Вокруг последнего часто наблюдаются плеохроичные дворники в лимонно-желтых тонах. Двойникование простое, полисинтетическое и секториальное. Последнее представлено тройниками и шестерниками, осложненными полисинтетическими двойниками.

Глава 6

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ, ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ ЭНДОГЕННЫХ ПОРОД

ТРЕЩИНЫ И ОТДЕЛЬНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В магматических телах (интрузивных и эффузивных) обычно наблюдаются трещины (разрывы), т. е. плоскости, вдоль которых цельность (сплошность) тела горной породы нарушена; трещинами порода может быть разбита либо на небольшие блоки, либо на куски, либо на глыбы. Формы этих блоков и глыб называют отдельностью. Изучение трещин имеет большое теоретическое и практическое значение. Например, известно, что жильные месторождения полезных ископаемых залегают в трещинах определенного типа, что обычно играет решающую роль в оценке перспективности месторождения.

Выделяют два главных генетических типа трещин, или, как их часто называют, трещин отдельности: эндосинкинематические, и охлаждения.

Эндосинкинематические трещины отдельности характерны для интрузивов и имеют важное значение при их структурном анализе. Они зарождаются в стадии становления интрузивных тел — внедрения магмы и ее постепенного передвижения (течения) во вмещающие горные породы — и закономерно расположены по отношению к текстурам течения.

Г. Клоос в начале 30-х годов текущего столетия выделил следующие виды эндосинкинематических трещин: поперечные, продольные, пластовые и диагональные.

Поперечные трещины Q (Querklufte) расположены перпендикулярно или почти перпендикулярно к линиям течения (линейности). Это трещины крутые, сравнительно с другими трещинами более протяженные, ровные и раскрытые. На раннее их образование в формирующемся (охлаждающемся) интрузиве указывают жильные заполнения аплита, пегматита, кварца и руд.

Продольные трещины S (Spaltseite) расположены параллельно линейности и перпендикулярно поперечным трещинам и слоям течения, связанным с пластовыми трещинами. Продольные трещины закрытые и грубые. Иногда они заполнены жильным материалом.

Пластовые трещины L (Lagerfläche) параллельны слоям течения (первичной слоистости, полосчатости). Они пологие, субгоризонтальные, перпендикулярны к трещинам Q и S , нередко заполнены аплитом, пегматитом, кварцем и рудой. Трещины данного типа хорошо выражены в полого- и горизонтальнозалегающих интрузивах — пластовых интрузивах и лакколитах.

Диагональные трещины D и D_1 образуют две системы трещин, расположенных под углом друг к другу, поперечным трещинам и направлению тектонических сил, обусловивших их возникновение в завершающей стадии формирования интрузива. Поэтому диагональные трещины — это наложенные, сколовые трещины. В интрузивах они встречаются редко, более распространены в метаморфитах. На плоскостях диагональных трещин иногда наблюдаются зеркала и борозды скольжения, указывающие на существование тектонических движений (подвижек) уже в затвердевшем интрузиве (рис. 49). В массе, обладающей способностью течения, возникают поперечные и продольные трещины, в твердом теле — диагональные трещины. Диагональное трещинообразование вызывает перемещение твердых масс в том же направлении, какое имело место в жидкой массе (магме).

Совокупность рассмотренных трещин создает различные типы отдельности. Трещины Q , S и L обуславливают параллелепипедальную отдельность. Все они наглядно выражены на блок-диаграмме рис. 50.

При преимущественном развитии пластовых трещин возникает пластовая отдельность. Если интрузив с пластовой отдельностью подвергается процессу выветривания, ребра и углы в плитах и параллелепипедах сглаживаются и появляется матрацевидная отдельность (рис. 51).

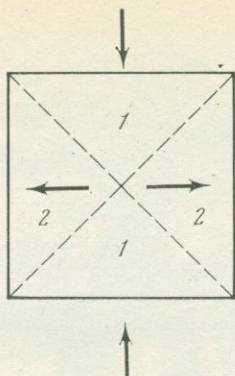
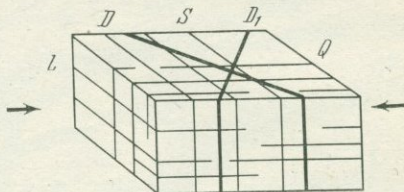


Рис. 49. Схема образования диагональных трещин

1 и 1 — квадранты сжатия, 2 и 2 — квадранты растяжения

Рис. 50. Блок-диаграмма пространственного расположения трещин разного направления: Q, S, L, D и D₁



Трещины охлаждения возникают в процессе остывания магмы и связанным с этим изменением объема (усадкой, уплотнением) охлаждающегося магматического тела. Возникновение текстур течения, вызванного тектоническими напряжениями, в этом случае не происходит.

Трещины охлаждения обычно располагаются либо перпендикулярно или параллельно к плоской поверхности охлаждения магмы, либо вдоль концентрических шаровых поверхностей. Они имеют закономерный характер, обуславливая появление разнообразной отдельности в магматическом теле — столбчатой, плитчатой, шаровой, перлитовой и др.

Столбчатая (призматическая, базальтовая) отдельность хорошо выражена в вулканических телах (потоках или покровах), сложенных обычно из базальта, либо андезит-базальта. Это обычно отдельные столбы, часто представляющие собой шестиугольные призмы, расположенные перпендикулярно к поверхности охлаждения тела. В соответствии с изменением подстилающей вулканит поверхности меняется расположение призм. Если эта поверхность горизонтальная, призмы стоят вертикально. При наклонном либо изогнутом расположении подстилающей лавы поверхности соответственно меняется расположение призм (рис. 52).

Плитчатая отдельность в лавах может образоваться, как отмечено, при развитии трещин, параллельных плоской поверхности охлаждения.

Шаровая, или подушечная, отдельность возникает в случае распада расплавленной лавы на гигантские капли — шары или близкие к ним формы тел («подушки»). Формирование каждого отдельного шара происходит по собственной поверхности охлаждения в центростремительном направлении, обуславливая возникновение концентрических слоев. Шаровые лавы (pillow lava) свойственны главным образом подводным излияниям основной магмы в эвгеосинклиналиях, которые затем подвергаются процессу преимущественной альбитизации плагиоклаза (спилитизации) с обра-

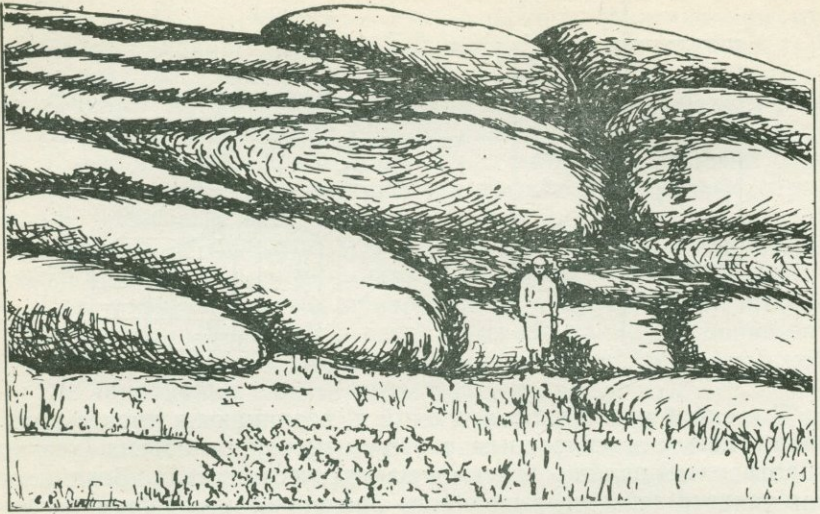


Рис. 51. Матрацевидная отдельность в гранитоиде. Гора Аркат, к югу от Семипалатинска. По В. А. Обручеву, 1947 г.

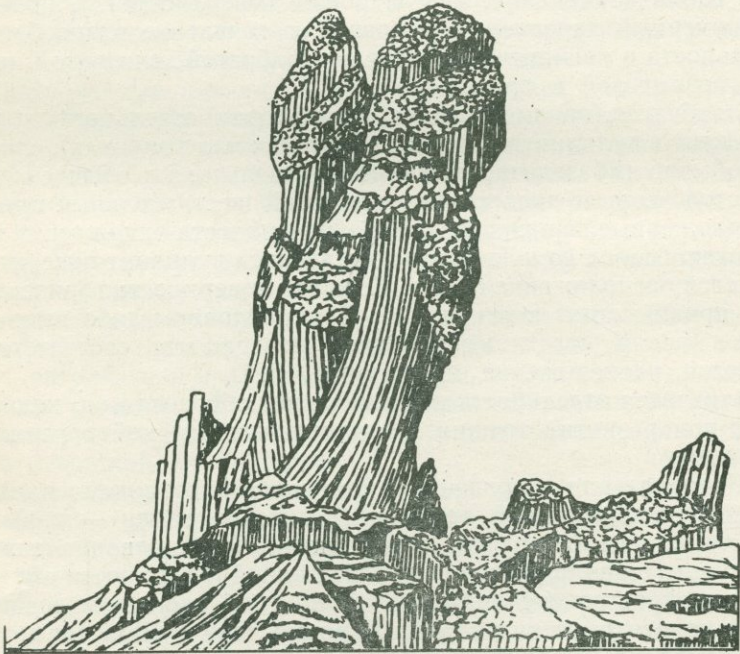


Рис. 52. Столбчатая отдельность в базальтах. Остров Св. Елены



Рис. 53. Шаровая (подушечная) лава в спилитах. Блява, Южный Урал.
По В. А. Заварицкому [1946].

Размер отдельных «подушек» достигает 0,5 м в поперечнике

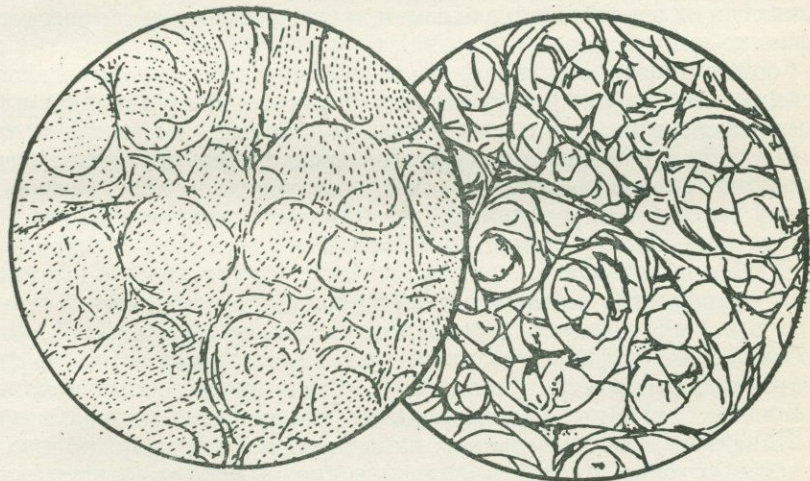


Рис. 54. Перлитовая (концентрически-скорлуповатая) отдельность (текстура)
в обсидиан-перлите.

Слева — Хемниц, Венгрия. По А. Харкеру, 1935 г.: справа — Скомер-Айленд, Пembroк-
шир, Великобритания. По М. Хатчу, 1926 г.

зованием спилитов, особенно характерных для нижних частей лавовых покровов (рис. 53). Иногда шаровые лавы возникают в субаэральных условиях.

Перлитовая отдельность характерна для кислых вулканических стекол, содержащих до 3—5% конституционной (связанной) воды. Такие стекла состоят из мелких сферических образований (шариков) размером с грецкий орех (5—7 мм в диаметре). Перлитовая отдельность образуется вследствие уменьшения объема вулканиита при быстром застывании кислой (вязкой) магмы (рис. 54). Особенно она характерна для горной породы (вулканического стекла), носящей название перлит [нем. «перле» — жемчуг].

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Текстура [лат. «текстура» — ткань, сплетение, сложение] — это совокупность признаков строения горной породы, выраженная: 1) определенным расположением слагающих ее составных частей (например, ориентированное или кучное расположение минералов); 2) формой отдельности, обусловленной проникновением магмы или метаморфизирующих растворов вдоль определенно ориентированных плоскостей (ориентированное течение), избирательно протекающими метасоматическими минералообразовательными процессами, собирательной перекристаллизацией, неполной гомогенизацией ксенолитов магмой включающей горной породы и др.

Текстуры магматических пород. Образование текстур магматических пород обусловлено влиянием двух факторов: механического и физико-химического.

Горные породы с полнокристаллическими и неполнокристаллическими структурами могут иметь следующие основные текстуры: однородные, директивные, такситовые, шаровые, пористые и др.

Однородная текстура свидетельствует об одинаковых условиях кристаллизации магмы во всех участках тела. В породе данной текстуры минеральный состав всюду одинаков и не наблюдается какой-либо ориентации порообразующих минералов.

Директивная текстура [лат. «директор» — выпрямлять, направлять] в магматических породах проявляется в определенном расположении (ориентировке) минеральных зерен, что особенно хорошо фиксируется в породах, состоящих из призматических или таблитчатых минералов. Среди директивных текстур различают: линейные, трахитоидные, полосчатые, флюидальные.

Линейная текстура может наблюдаться в горных породах, в состав которых входят призматические минералы (в частности пироксены и амфиболы), в случае когда последние обнаруживают линейную ориентировку, обусловленную направленным движением магмы во время кристаллизации.

Трахитоидная текстура в полнокристаллических горных породах проявляется в расположении таблитчатых и упрощенно-призматических минералов в субпараллельных плоскостях, назы-

ваемых плоскостями трахитоидности. Особенно хорошо она выражена в случае ориентированного расположения в горных породах таблитчатых полевых шпатов, вызванного направленным движением кристаллизующейся магмы.

Полосчатая текстура характеризуется чередованием в горной породе относительно субпараллельно расположенных полос или слоев различного состава (двух или трех различных составов) и структуры, образованных направленным движением охлаждающейся магмы (эвтакситовая текстура, см. ниже). Например, в нефелиновом сиените одного массива чередуются полосы белого (альбит, калишпат), розоватого (нефелин, полевой шпат + цветной минерал в незначительном количестве) и темно-зеленого (нефелиновый сиенит, содержащий около 30% эгирина и арфведсонита) цвета.

Флюидальная текстура [лат. «флуидус» — текучий] характерна для неполнокристаллических и стекловатых горных пород. Микролиты, включенные в стекло, ориентированы длинной стороной вдоль направления движения лавы и при наличии интрателлурических вкрапленников огибают последние. В некоторых стекловатых горных породах флюидальность выражается наличием чередующихся полос различной окраски и строения, а также вытянутостью пор вдоль движения лавы.

Такситовая текстура [греч. «таксис» — расположение, порядок] характеризуется неоднородностью структуры или состава отдельных участков горной породы, либо того и другого одновременно. Если различие отдельных участков горной породы структурное, а состав этих участков одинаковый, порода называется структурным такситом, в случае же, когда отдельные участки отличаются друг от друга составом, а структуры одинаковые — конституционным такситом [лат. «конституцио» — составной, построение] и, наконец, при наличии в горной породе участков различных как по структуре, так и по составу, породу называют структурно-конституционным такситом.

Когда неоднородность горной породы участковая (пятнистая), текстуру называют атакситовой, а при полосчатой неоднородности — эвтакситовой, соответственно породы называются атакситами и эвтакситами.

Атакситы могут возникнуть путем интенсивного преобразования попавших в магму многочисленных обломков (ксенолитов), например базитовых ксенолитов, в гранитную магму. В начальной стадии этого процесса образуется магматическая брекчия, а при интенсивной переработке ксенолитов (их частичного преобразования и растворения) — атакситы. При почти полной переработке и растворении ксенолитов в светлых горных породах выделяются неравномерно расположенные темноцветные минералы — биотит, роговая обманка, и текстура носит название теневой.

Шаровая текстура является общим термином для всех центральных текстур полнокристаллических горных пород, т. е.

всех случаев концентрической и радиальной группировки минералов вокруг некоторых центров, в результате чего возникают шаровые или эллипсоидальные образования, наблюдаемые в некоторых гранитоидах, диоритах, габбро и других породах (см. рис. 53). Сферолитовая и вариолитовая текстуры также принадлежат к категории шаровых, но они обычно используются применительно к неполнокристаллическим (вулканическим) породам.

Возникновение шаровых текстур одни исследователи объясняют повторным пересыщением расплава соответствующими составными частями и его ритмической кристаллизацией вокруг определенных центров, другие считают, что эти текстуры образованы метасоматической переработкой некоторых исходных пород. Например, по мнению Н. Г. Судовикова, шаровые ийолиты северной Карелии возникли метасоматическим путем по конгломератам.

П о р и с т ы е текстуры характерны для неполнокристаллических (вулканических) пород. Поры могут быть разного размера и формы (сферические, эллипсоидальные, неправильные). Кроме того, количественная их роль в вулканитах может быть весьма различной. По этим признакам выделяются: собственно пористая текстура — количество пор (пустот) с диаметром не более 2 мм небольшое; пузыристая текстура — количество пор с диаметром более 2 мм значительное; пемзовая текстура [лат. «пемекс» — пена] — пор больше, чем материала перегородок; шлаковая текстура — по преобладанию пор над материалом перегородок напоминает пемзовую текстуру, но отличается крупностью неправильных, сильно вытянутых пустот и большей толщиной перегородок между пустотами, а также в некоторой степени происхождением. Породы (шлаки), которые всегда тяжелее пемз, имеют шлаковую текстуру. Они представляют собой выброшенные при взрыве кратера вулкана и застывшие при полете обрывки жидких пузыристых лав, из которых легко выделяются газы.

При выполнении пор вторичными поствулканическими гидротермальными низкотемпературными минералами возникают мандельштейновые (миндалекаменные) текстуры; встречаются диабазовые, порфиритовые, диабаз-порфиритовые и другие мандельштейны.

Пустоты для глубинных (интрузивных) пород не характерны, однако в некоторых случаях они наблюдаются в гранитоидах и гранитных пегматитах и носят название миароловых; текстура таких пород называется миароловой. Возникновение этой текстуры скорее всего вторичное — метасоматическое, особенно в тех случаях, когда пустоты выполнены минеральными зернами близкого вмещающей породе состава, но отличающимися крупностью зерна и структурой. Некоторые исследователи считают, что пустоты горной породы с миароловой текстурой являются первичными и образованы в условиях временной консервации газов в окружении закристаллизованной, но еще не полностью остывшей горной породы.

Структуры магматических пород. Структура (лат. «структура» — строение, расположение) — это особенности строения горной породы, обусловленные формой минеральных зерен, абсолютными и относительными их размерами и взаимными отношениями минералов и вулканического стекла.

Структурные признаки эндогенных (магматических и метаморфических) пород зависят от степени их кристалличности и связаны с условиями кристаллизации магмы и перекристаллизации исходных горных пород в твердом состоянии. Структурные признаки горных пород обычно определяются в шлифе с помощью поляризационного микроскопа.

Различают две основные группы структур магматических пород: неполнокристаллические, состоящие из кристаллов и стекла в различных количественных соотношениях, вплоть до почти чисто стекловатых пород (стекловатые структуры), и полнокристаллические, сложенные исключительно кристаллами различных минералов. Первая группа структур характерна для эффузивных (вулканических) пород, вторая — для глубинных (интрузивных). В виде исключения, среди интрузивных (гипабиссальных, жильных) пород, образованных на глубине порядка десятков — первых сотен метров, могут встретиться неполнокристаллические структуры и, наоборот, среди мощных эффузивов — полнокристаллические структуры.

Можно считать доказанным, что излившаяся на поверхность Земли магма (лава) в виде стекла застывает в результате быстрого охлаждения (переохлаждения) и резкой потери летучих. Следовательно, стекло вулканических пород — это переохлажденная лава.

В основную массу неполнокристаллических горных пород обычно вкраплены гораздо более крупные идиоморфные кристаллы различных минералов, называемые порфиrowыми или интрателлурическими вкрапленниками (фенокристаллами). Они развиваются в глубинных условиях при медленном подъеме магмы к поверхности Земли. Порфиrowые выделения (см. рис. 68, 73, 79, 86) могут образоваться и в магматической камере, если остывающая магма временно задержалась там.

В стекловатых породах содержатся различной формы мельчайшие образования — кристаллиты, представляющие собой зачатки кристаллов. Они не реагируют на поляризованный свет, являясь по характеру переходными образованиями между аморфным и кристаллическим веществом. Форма кристаллитов весьма разнообразна (рис. 55): глобулиты [лат. «глобулус» — шарик] — сферические кристаллы в форме капель; маргариты — цепочкообразно расположенные глобулиты; лонгулиты [англ. «лонг» — длинный] — удлиненной формы цилиндрические образования с закругленными концами, возможно, возникшие в результате слияния ряда глобулитов через прохождение стадии маргаритообразования; трихиты [греч. «трихома» — волосы] — черные тоненькие кристаллиты в виде непрозрачных, сильно изогнутых



Рис. 55. Кристаллиты и микролиты. По Г. В. Тиррелю, 1932 г.

1 — глобулиты, 2 — маргариты, 3 — лонгулиты, 4 — трихиты, 5 — скопулиты, 6 — микролиты

волосков; скопулиты [лат. «скопула» — кисточка] — кристаллиты, состоящие из прутиков и стебельков, сросшихся попарно концами и оканчивающихся расходящимися кисточками и перышками. Кроме того, в стекле могут быть включены также мелкие кристаллики в форме иголок или столбиков, в отличие от кристаллитов, определяемых в шлифе под микроскопом, — микролиты. Отмечаются также в стекле различные сферолиты — радиальнолучистые и др., возникшие в результате последующей полной либо частичной раскристаллизации стекла.

В зависимости от соотношения стекла и микролитов (С : М) в группе магматических неполнокристаллических структур выделяют следующие их разновидности.

А ф и р о в а я структура представлена только лишь основной массой вулканической породы без интрателлурических вкрапленников. Эта структура возникает в случае относительно быстрого и безостановочного подъема магмы к поверхности.

В и т р о ф и р о в а я структура [лат. «витрум» — стекло] представляет собой характерную структуру эффузивов (вулканигов), при которой стекло резко преобладает над плагиоклазовыми микролитами, разъедаемыми им (С : М \geq 75 : 25).

Г и а л о п и л и т о в а я структура — микролиты плагиоклаза погружены в стекло, в котором они образуют как бы беспорядочный войлок. Разъедание микролитов стеклом не всегда наблюдается (С : М \approx 50 : 50). Эта структура чаще наблюдается у андезитов, поэтому ее называют также андезитовой.

И н т е р с е р т а л ь н а я структура характеризуется большим количеством относительно крупных микролитов и лейт основного плагиоклаза, образующих как бы решетку горной породы, в промежутках (интерстициях) между которыми заключены стекло или продукты его девитрофикации и некоторые другие ми-

нералы, в частности, авгит и магнетит (С : М = 25 : 75). При отсутствии стекла структуру можно назвать микродолеритовой (микррофитовой). Рассматриваемая структура характерна для базальтов и андезит-базальтов, поэтому ее называют также базальтовой. Разновидностью интерсертальной структуры является толеитовая структура, в «которой сочетаются довольно крупные, заметные невооруженным глазом кристаллы, составляющие большую часть породы, и стекло, выполняющее промежуточные функции между кристаллами» [Петрография, 1976, с. 140].

Пилотакситовая структура стекла не содержит, либо содержит его в весьма незначительном количестве. Микролиты плагиоклаза расположены субпараллельно, между ними возможно наличие фемического минерала, в частности пироксена, а также рудного минерала. Характерна для некоторых андезитов, базальтов, порфиринов, спилитов.

Трахитовую структуру имеют породы, сложенные главным образом из микролитов санидина, ортоклаза и иногда также плагиоклаза в подчиненном количестве, часто имеющих ориентированное расположение. Стекло не содержится, либо играет незначительную роль. Данная структура особенно характерна для трахитов, реже трахиандезитов, трахибазальтов и фонолитов.

Фонолитовая структура [греч. «фоне» — звук, «литос» — камень] характеризуется наличием микролитов нефелина, имеющих квадратные и шестиугольные сечения; кроме того, содержатся микролиты фемических минералов и стекло в незначительном количестве. Характерна исключительно для нефелиновых вулканитов. Эта структура называется также нефелинитоидной.

Оцеллярная, или глазковая, структура [франц. «оцелли» — глазок] встречается в лейцитовых породах, в которых идиоморфные кристаллы лейцита и, возможно, анальцима имеют изометрические, близкие округлым, очертания. Они окаймлены радиально или тангенциально расположенными цветными минералами (эгирин, эгирин-авгит), в результате чего образуются глазки — оцелли.

Фельзитовая структура характерна для пород, сложенных из не диагностируемых в шлифе скрыто (крипто-) кристаллических зернышек, реагирующих на поляризованный свет и при скрещенных николях имеющих серый цвет. Возникает в условиях быстрого остывания вязкой лавы, либо девитрофикации стекла — превращения его в скрытокристаллический агрегат минеральных зерен, измеряемых тысячными и сотыми долями миллиметра. Для данной структуры наиболее обычны скрытокристаллические агрегаты кварца и полевого шпата. Встречается в горных породах, отвечающих кварцевым порфирам и кварцевым порфиритам, реже порфирам и порфиритам.

Сферолитовая структура [греч. «сферия» — шар, сфера] состоит из сферолитов диаметром 0,1—0,3 мм. Они сложены из радиальных волокон калиевого полевого шпата, иногда с при-

месью кварца. В некоторых разновидностях горных пород сферолиты погружены в фельзитовую основную массу. Встречается в кислых вулканитах, в частности, липаритах и трахитовых порфирах.

Вариолитовая структура [франц. «вариоле» — оспа] похожа на сферолитовую, но характерна для базальтовых вулканитов, поэтому в сложении структуры калишпат не участвует. Вариолиты, диаметр которых достигает нескольких миллиметров, имеют сероватый, либо лиловатый цвет. Они погружены в темно-серую массу. Вариолиты сложены из радиальных волокон плагиоклаза и пироксена или нераскристаллизованного вещества. Данная структура встречается в базальтовых лавах (см. рис. 75).

Сферолитовая структура может сформироваться сразу после затвердевания лавы в виде стекла под воздействием выделяющихся горячих газов по трещинам, либо много позднее в поствулканическую стадию, в условиях зеленокаменного (зеленосланцевого) метаморфизма. В обоих случаях произойдет девитрофикация стекла, а в соответствующих благоприятных условиях — возникновение сферолитовой структуры. Сферолиты представляют собой «продукты быстрой одновременной кристаллизации в виде тончайших игл из одного центра одного или двух минералов. Двухминеральные сферолиты — результат кристаллизации с минимумом диффузии вещества, и их валовой состав одинаков с составом окружающего стекла. Диффузия ограничивается расстоянием между смежными кристаллами различных минералов, измеряемым микронами. Это главный принцип сферолитообразования при кристаллизации стекла: обмена веществом между сферолитом в целом и окружающей средой не происходит. В вулканитах обычны кварц-полевошпатовые сферолиты, отвечающие котектике этих минералов и распространенные в кислых лавах, и пироксен-плагиоклазовые, также котектического состава, встречающиеся в базальтовых лавах (вариолиты). В одноминеральных сферолитах, например сложенных щелочным полевым шпатом, между кристаллами остается стекло иного состава, нежели окружающее сферолиты, в связи с чем основное условие — равенство состава сферолита и окружающей массы — соблюдается [Петрография, 1976, с. 145, 146].

Стекловатая, или гиалиновая, структура полностью, либо почти полностью состоит из стекла, поэтому особых разновидностей не имеет. Стекло может включать кристаллиты, тогда эту структуру называют кристаллитовой. Могут быть включены в стекло и единичные микролиты. Стекловатая структура характерна для пород кислого состава (обсидиан и др.), редко она встречается и в базальтовых вулканитах (тахилиты).

Переходя к характеристике главных структур полнокристаллических магматических пород, следует отметить, что некоторые минералы полнокристаллических пород образуют закономерные сростания друг с другом (структуры сростания), носящие различ-

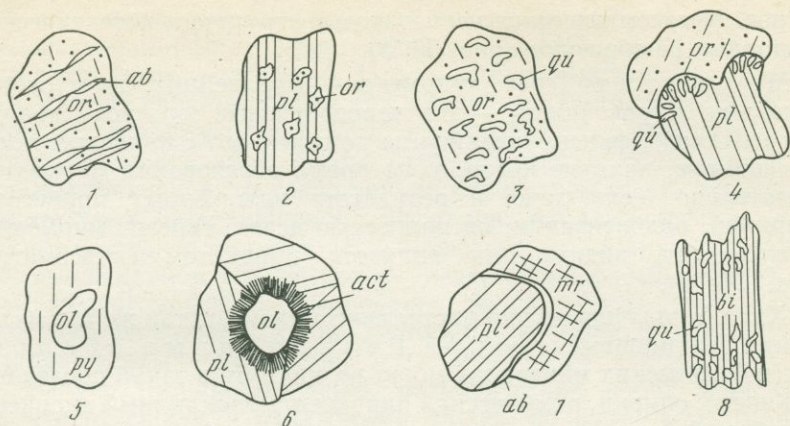


Рис. 56. Схематическое изображение различных форм прорастания (срастания) породообразующих минералов магматических и метаморфических пород

1 — пертит (пертитовое прорастание); 2 — антипертит (антипертитовое прорастание); 3 — пегматит (пегматитовое прорастание); 4 — мирмекит; 5—7 — некоторые реакционные оболочки или каймы (5 — вокруг оливина оболочка пироксена, 6 — келифит, 7 — вокруг основного плагиоклаза альбитовая кайма); 8 — симплектит.
 or — ортоклаз; ab — альбит; pl — плагиоклаз; qu — кварц; ol — оливин; py — пироксен; act — актинолит; bi — биотит

ные названия — пертит, антипертит, пегматит, мирмекит; различные реакционные оболочки и каймы (например, реакционная оболочка пироксена или амфибола вокруг оливина, келифит, альбитовая оболочка вокруг плагиоклаза); симплектит (рис. 56).

Пертит представляет собой закономерные срастания калиевого полевого шпата и альбита (рис. 56, 1). Альбиты включены в кристаллы калишпата. По размеру альбитовых включений выделяют: собственно пертиты, микропертиты и криптопертиты, а по их форме — волокнистые, пленчатые, пятнистые и др. По происхождению различают: пертиты распада и пертиты замещения. Последние образуются путем метасоматического замещения предварительно альбитизированного плагиоклаза калишпатом (калиметасоматоз) [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1958, 1959₁, 1959₂].

Антипертит, наоборот, представляет включения калишпата в кислый плагиоклаз (рис. 56, 2).

К числу своеобразных структур относятся пегматиты — пегматитовые срастания [греч. «пегматос» — крепкая связь]; среди них выделяют графические («письменные») и микрографические, или микропегматитовые (гранофирные). Пегматиты — это закономерные срастания двух минералов в условиях быстрой кристаллизации магмы, отвечающей строго определенному составу этих минералов, т. е. котектике. Вростки кварца имеют своеобразные формы, напоминающие древние письма («еврейский камень»). Погасание сросшихся одноименных минеральных зерен одновре-

менное. Метасоматические пегматитовые структуры котектической пропорции не образуют (рис. 56, 3).

М и р м е к и т [греч. «мирмекс» — муравейник; по сходству с ходами муравейника] — это червообразный росток кварца в плагиоклазе, фиксирующийся на контакте его с калиевым полевым шпатом, наличие которого во время образования мирмекита обязательно, если даже в результате наложенных процессов, например, альбитизации, он полностью исчез. Генезис мирмекита дискусионен, видимо, он является продуктом метасоматоза (рис. 56, 4).

Характерны для полнокристаллических пород так же так называемые реакционные оболочки в фемических минералах могут возникнуть в такой последовательности: оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен, амфибол, биотит. Каждая реакционная оболочка — монокристалл, включающий ранее выделившееся минеральное зерно (реликт). Например, к е л и ф и т, или келифитовая кайма [греч. «келифос» — ореховая скорлупа], имеет форму пучков, либо радиально-лучистых агрегатов. По плагиоклазу развивается альбитовая кайма вдоль контакта с микроклином. Келифит нередко наблюдается вокруг граната в перидотитах, который иногда полностью замещается минералами, образующими келифит. Взаимные прорастания двух минералов или включения неправильных зерен одного минерала в другое, например кварца в слюде, называют с и м п л е к т и т о м (рис. 56, 8).

Как правило, зерна минералов в горных породах имеют характерные формы, хорошо проявляющиеся в полировках и шлифах, т. е. в двумерных сечениях. Однако по этим очертаниям не всегда можно судить о сингонии минерала, так как кристаллы различной сингонии в плоских сечениях могут дать одинаковые формы, а одной и той же сингонии — различные формы. Для реконструкции пространственных фигур кристаллов прибегают к статистическому методу (замеру большого числа сечений), и по теории вероятности подсчитывают вероятный процент плоскостных форм минералов для разных пространственных фигур: кубов, тетраэдров, октаэдров, ромбоэдров и т. д. Более подробно данный метод рассматривается в учебнике петрографии [Петрография, 1976].

Формы кристаллов и их размеры обусловлены в первую очередь скоростью кристаллизации (охлаждения) магмы. По морфологическим особенностям различают следующие виды минералов: изометрические — одинаково развитые в трех направлениях, пластинчатые — развитые хорошо в двух, и слабо — в одном направлении, призматические, игольчатые и волокнистые — вытянутые в одном направлении.

В условиях свободной кристаллизации у минералов развиваются характерные для них грани, в стесненных же условиях они наследуют грани ранее закристаллизованных минералов. По этому

признаку выделяются следующие виды порообразующих минералов: идиоморфные [греч. «идиос» — характерный], или автоморфные [греч. «аутос» — сам], — минеральные зерна, которые ограничены свойственными для них кристаллографическими гранями, аллотриоморфные, или ксеноморфные [греч. «ксенос» — чуждый] — минералы, форма кристаллографических граней которых обусловлена оставшимся пространством после кристаллизации ранее выделившихся минералов; гипидиоморфные [греч. «гипо» — под; приставка, указывающая на понижение против нормы; в данном случае подразумевается неполный, частичный] или гипавтоморфные — минералы, зерна которых ограничены частично свойственными им гранями и частично гранями рядом расположенных минералов.

Размер (крупность) зерен магматических пород зависит не только от скорости охлаждения магмы, но и от скорости роста кристаллов. По абсолютной величине (крупности) зерен полнокристаллические структуры (и соответственно породы) делятся на пять групп: гигантозернистые (размер зерен более 1 см; зерна размером 5—10 см образуются путем собирательной, пегматоидной, перекристаллизации); крупнозернистые (5—10 мм); среднезернистые (2—5 мм), обычно наиболее распространены; мелкозернистые (0,5—2 мм), образованы в результате быстрого охлаждения магмы и слагают периферические части даек; тонкозернистые (0,1—0,5 мм), возникают путем закалки магмы.

По относительной величине порообразующих минералов выделяют равнозернистые (равномернозернистые), неравнозернистые (неравномернозернистые), порфировидные и порфировые структуры.

Понятие равномерности магматической породы условно, так как порообразующие минералы обычно имеют в той или иной мере разные размеры; особенно это относится к различным минеральным видам. Поэтому при определении относительной зернистости магматической породы следует принимать во внимание величину зерен преобладающего минерала. Если зерна последнего минерала в целом имеют одинаковые размеры, то горная порода является равнозернистой, в противном случае она будет неравнозернистой. В таком понимании порфировидная и порфировая структуры будут представлять разновидности резко выраженных неравнозернистых структур с двумя поколениями минералов. Одно из них — крупные порфировые выделения, представленные одним или более минералами, другое поколение — угнетенные, мелкие и мельчайшие минералы и стекло, слагающие так называемую основную массу. В магматической порфировидной структуре, которая стекла обычно не содержит, основная масса может быть от мелко- до среднезернистой. Порфировые выделения (вкрапленники, фенокристаллы) [греч. «фэно» — делаю явным] могут быть значительно крупнее зерен основной массы. Порфировая струк-

тура от порфирированной отличается главным образом большей мелкозернистостью основной массы и содержанием стекла.

В группе магматических полнокристаллических структур по степени идиоморфизма выделяют следующие главные структуры: панидиоморфнозернистую, аллотриоморфнозернистую и гипидиоморфнозернистую.

Панидиоморфнозернистая структура [Греч. «пан» — все] характеризуется идиоморфизмом порообразующих минералов, образующих в целом присущие им кристаллографические формы. Эта структура обычно встречается в пироксенитах, дунитах и аплитах (см. рис. 72).

Аллотриоморфнозернистая структура является как бы противоположной панидиоморфнозернистой. Большинство порообразующих минералов лишены идиоморфизма. Она встречается в некоторых аплитах, габбро и др. Разновидностями данной структуры считаются аплитовая и габбровая структуры.

Аплитовая структура свойственна большей частью аплитам, образующим жилы, дайки и обособленные участки в гранитоидных массивах, и состоящим главным образом из кварца и полевого шпата, зерна которых проявляют слабо выраженный одинаковый идиоморфизм, либо даже местами кварц более идиоморфен.

Габбровая структура встречается в глубинных основных магматических породах — габбро и габбро-диоритах, состоящих из основного плагиоклаза и фемических (железосиликатных) минералов, характеризующихся частичным и слабым идиоморфизмом, либо аллотриоморфизмом (см. рис. 69).

Гипидиоморфнозернистая структура характеризуется различной степенью идиоморфизма порообразующих минералов. Она является наиболее распространенной структурой интрузивных пород, в частности, гранитоидов, диабазов, монзонитов и др. Гипидиоморфнозернистая структура порой наблюдается и в метасоматических гранитоидах (см. рис. 80). К разновидностям гипидиоморфнозернистой структуры относятся: гранитовая, агпайтовая, сидеронитовая, офитовая, пойкилитовая, пойкилоофитовая и монзонитовая структуры.

Гранитовая структура характерна для кварцсодержащих интрузивных пород (гранитоидов), в которых степень идиоморфизма главных минералов уменьшается в такой последовательности: фемический минерал, полевой шпат (плагиоклаз, калиевый полевой шпат), кварц (редко ксеноморфен).

Агпайтовая структура встречается в щелочных интрузивных породах (нефелиновых сиенитах). В этой структуре, в отличие от гранитовой, салические минералы по отношению к фемическим обнаруживают большую степень идиоморфизма. В данной структуре наиболее идиоморфным является нефелин, затем полевой шпат и, наконец, эгирин, эгирин-авгит, щелочной амфибол — арфведсонит.

Сидеронитовая структура наблюдается в интрузивных ультрабазитах и базитах. Здесь идиоморфен силикатовый минерал и аллотриоморфен (ксеноморфен) рудный, который заполняет пространство между кристаллами силикатового минерала. Например, в рудных пироксенитах и перидотитах рудный минерал заполняет промежутки между зернами пироксена, оливина или амфибола (см. рис. 66, 67).

Офитовая структура (диабазовая, долеритовая) [греч. «офис» — змея; в древности греки так называли пятнистые горные породы, с виду напоминающие змеиную кожу] характерна для основных магматических пород — для приконтактных частей габбровых интрузий, даек и внутренних частей мощных базальтовых эффузивных (вулканических) тел. Главные минералы породы данной структуры представлены идиоморфными пластинами основного плагиоклаза и расположенными между ними аллотриоморфными зернами пироксена (см. рис. 74, 77).

Пойкилитовая структура характеризуется включениями одного минерала (минералов) в другой, более крупный, без определенной ориентации. Минерал, содержащий включения, называется ойкокриталлом [греч. «ойкос» — дом], т. е. кристаллом-хозяином, а включенный, ранее выкристаллизованный минерал — хадакриталлом [греч. «хадео» — включение], т. е. кристаллом-гостем. В случае очень большой мелкозернистости горной породы структуру данного типа называют микропойкилитовой.

Пойкилоофитовая структура представляет собой такое сочетание офитовой и пойкилитовой структур, когда относительно мелкие идиоморфные плагиоклазы основного состава включены в крупные зерна пироксена.

Монцонитовая структура является разновидностью пойкилитовой и характерна для калишпатсодержащих горных пород, в первую очередь для монцонитов и отчасти сиенитов. Она выражена резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату, включающему плагиоклаз, зерна которого располагаются без какой-либо ориентации. Монцонитовая структура относится к типу пойкилитовой.

Порфировидная (гранит-порфировая) структура характеризуется мелко- и среднезернистой основной массой, имеющей гранитовую структуру; в нее погружены крупные идиоморфные выделения (вкрапленники) одного или нескольких минералов. От порфировой структуры отличается большей степенью кристалличности. Порфировидная структура обычно встречается в гранитоидах (порфировидные гранитоиды). Вкрапленники (фенокристаллы) являются более ранними образованиями, нежели минералы основной массы, чем они и отличаются от вкрапленников порфиробластов метаморфических пород, в которых они выделяются последними метасоматическим путем.

Гранофировая структура основной массы характеризуется закономерным срастанием полевого шпата и кварца, обус-

ловленным эвтектической кристаллизацией, либо метасоматозом. Вкрапленники представлены главным образом полевым шпатом. Порода содержит также фемический минерал в малом количестве (см. рис. 81).

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Текстуры метаморфических пород. В отдельных случаях трудно отделить текстуру метаморфической породы от ее структуры. Текстуры метаморфических пород можно объединить в три группы: 1) массивные, или однородные; 2) такситовые, или неоднородные; 3) остаточные, или реликтовые (унаследованные).

М а с с и в н ы е, или о д н о р о д н ы е, текстуры образуются в условиях, когда метаморфизм на всех участках исходной горной породы был одинаковым, не сопровождался кристаллизационной сланцеватостью и когда исходные горные породы обладали однородными текстурами. Массивные текстуры встречаются в известковистых скарнах, роговиках, метабазитах, метасоматических гранитоидах и в некоторых других породах.

Т а к с и т о в ы е, или н е о д н о р о д н ы е, текстуры можно подразделить на пятнистые (узловатые), полосчатые, сланцеватые и плейчатые. Первая из них возникает при перекристаллизации пелитовых пород. В мелкозернистой массе выделяются относительно крупные, иногда расплывчатые образования углистографитового материала, кордиерита и некоторых других минералов. Когда крупные выделения образуют более или менее хорошо ограненные кристаллы, текстуру (структуру) можно определить как порфиробластовую (см. рис. 88, 89, 90).

Полосчатые и сланцеватые текстуры образуются при перекристаллизации исходной породы в условиях одностороннего или стрессового давления, обуславливающего кристаллизационную сланцеватость. Эти текстуры наиболее типичны для метаморфических пород (см. рис. 90, 91, 92).

В полосчатых и сланцеватых текстурах различают планпараллельные или плоскопараллельные и линейнопараллельные разновидности (см. рис. 92). Первые наблюдаются в горных породах, содержащих чешуйчатые, листоватые или пластинчатые минералы, т. е. в горных породах лепидобластовой структуры (см. выше), в частности, в полосчатых мигматитах, некоторых гнейсах, слюдяных сланцах и др. Линейнопараллельные текстуры обусловлены наличием в метаморфитах субпараллельно расположенных удлиненных минералов, таких, как волокнистая роговая обманка, силлиманит, дистен и др.

Плейчатая (волнистая, зигзаговая) текстура возникает по сланцеватой текстуре, когда в последней развивается мелкая складчатость (рис. 57). Иногда вдоль сланцеватости породы (сланца) располагаются крупные кристаллы или агрегаты кристаллов, например, полевого шпата и кварца, облекаемые материалом



Рис. 57. Плойчатая текстура в мигматите макерской серии нижнего палеозоя. Верховье р. Гвандра, Кавказ. Фото Г. Д. Думбадзе

сланца. Такую текстуру называют очковой, или линзовидной (см. рис. 57). При дифференциальных скользящих деформациях высоко пластичных сланцев очковой текстуры может произойти разрыв линз, даек и жил, имеющих низкую пластичность, отдельные части которых располагаются в одной плоскости, плотно облекаемые сланцеватостью. Эти текстуры получили название текстур (структур) будинаж [франц. «будин» — валик, колбаса].

Нередко наблюдаются в метаморфических породах остаточные, или реликтовые (унаследованные) текстуры. Это в первую очередь касается полосчатых и сланцеватых текстур, которые часто развиваются вдоль видимой и скрытой первичной слоистости. В таких случаях метаморфизм вызывает усиление остаточных текстур эффузивных пород, например, миндалекаменной, флюидаальной и др.

Структуры метаморфических пород. Среди структур метаморфических пород прежде всего следует выделить катакlastическую [греч. «катаклазо» — разрушаю], возникшую в результате тектонических натяжений (динамометаморфизма). Под длительным механическим воздействием тектонических сил (давления), проявляющемся в верхних структурных этажах (разломных зонах) горных пород, происходят изгибание, растрескивание, раздробление и даже истирание породообразующих минералов, не сопровождающиеся перекристаллизацией и минералообразованием. Нередко возникает мелкогранулированная связующая масса (цемент), сложенная смесью всех содержащихся в катаклазированной горной породе минералов.

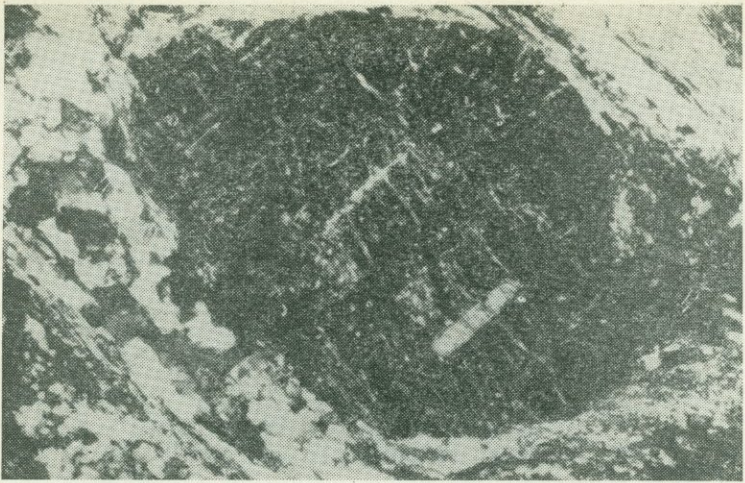


Рис. 58. Порфиробластовая (очковая) текстура. Виден порфиробласт граната, включающий кристалл турмалина. Северный Кавказ. Ник. +, увел. 80X

Важная группа структур метаморфических пород, формирующаяся при самых разнообразных значениях температуры и давления с участием растворов, носит название бластовых, или бластических [греч. «бластос» — росток], указывающих на процесс перекристаллизации исходной горной породы в твердом состоянии, с возникновением новой структуры. Если приставка «бласто» поставлена в конце слова, то это указывает на то, что возникла полностью новая структура, если же она находится в начале слова (названия структуры), то подразумевается, что следы исходной (реликтовой, унаследованной) структуры сохранены. Эти два типа структур метаморфических пород соответственно называются кристаллобластовыми и бластокристаллическими.

Среди кристаллобластовых структур в порядке возрастания величины зерен различают: 1) криптобластовые (скрытокристаллобластовые), 2) микробластовые, 3) мелкобластовые, 4) крупнобластовые, 5) гигантобластовые.

Кроме того, выделяются также гомеобластовые [греч. «гомеос» — подобный, сходный] и гетеробластовые [греч. «гетерос» — другой, различный] структуры метаморфических пород. В первом случае минеральные зерна характеризуются примерно одинаковыми, во втором — неодинаковыми размерами. Особую разновидность гетеробластовой структуры представляют порфиробластовая и очковая структуры (рис. 58 и др.), в которых по размерам зерен выделяются два поколения минеральных зерен — относительно

мелкозернистая масса, называемая в отличие от основной массы эффузивных пород основной тканью, и крупные зерна (вкрапленники), называемые порфиробластами, в отличие опять-таки от порфировых вкрапленников магматических пород.

Метаморфические структуры классифицируются также по формам минеральных зерен (без учета их размеров). Такими структурами являются гранобластовая, лепидобластовая и нема-тобластовая.

Г р а н о б л а с т о в а я [лат. «гранум» — зерно] структура — это когда порода сложена преимущественно из зернистых, более или менее изометричных минералов, например: кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и др. Мелкозернистой разновидностью гранобластовой структуры является роговиковая структура.

Л е п и д о б л а с т о в а я [греч. «лепидос» — чешуя] структура свойственна породе, состоящей в основном из чешуйчатых (листоватых) минералов, какими, в частности, являются: слюда, хлорит, тальк и др. (см. рис. 91).

Н е м а т о б л а с т о в о й [греч. «нема» — нитка] и фибробластовой [лат. «фибра» — волокно] структурой обладает порода, состоящая из стебельчатых, игольчатых, волокнистых и других удлинённых минеральных зерен — роговой обманки, актинолита, тремолита, силлиманита (фибrolита) и др. (см. рис. 90, 93, 94).

Среди бластокристаллических структур выделяют бластоофитовую, бластопанидиоморфную, бластопорфировую, бластопсефитовую, бластопсамитовую, бластоалевролитовую, бластопелитовую и др.

СТРУКТУРНЫЙ И МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Методы структурного и микроструктурного анализа магматических пород и сложенных ими тел применяются при изучении анизотропных (директивных) и эндосинкинematических (первичных) текстур, формирующихся в процессе застывания движущейся магмы. В это время, как отмечалось, минералы приобретают в различной мере четко выраженную закономерную ориентировку в пространстве, зависящую от относительной скорости течения магмы определенного состава, интенсивности тектонических сил, формы рамы вмещающих горных пород, габитуса минералов (удлинённые, таблитчатые и др.) и т. д.

Следует отметить, что закономерное расположение минералов может произойти и в различных твердых горных породах (вторичная или наложенная ориентировка) под воздействием направленных тектонических сил, а также при процессах осадконакопления в водных бассейнах, моренах и т. д. в результате ориентированного дифференциального движения частиц. При наложении нового ориентированного движения на осадочные породы с любой исходной пространственной ориентацией частиц формируется

новая текстура (новая текстурная анизотропия), видимая микроскопически, либо под микроскопом.

Изучение макротекстурных особенностей магматических пород производится методом структурного, микротекстурных — методом микроструктурного анализа.

Основы микроструктурного анализа были заложены Г. Ф. Беккером в 1893 г. Позднее этот метод развили Б. Зандер и В. Шмидт, которые и считаются его основоположниками. При разработке микроструктурного анализа указанные исследователи, так же как в свое время и Г. Ф. Беккер, широко использовали метод выдающегося русского ученого Е. С. Федорова, опубликованный им на русском и немецком языках в работе «Теодолитный метод в минералогии и петрографии», что сыграло решающую роль в становлении микроструктурного анализа.

Приведенное ниже описание структурного анализа магматических пород дается по Г. М. Саранчиной и Н. Ф. Шинкаревой [1973], микроструктурного — по Н. А. Елисееву [1953], Г. Д. Ажгирею [1966] и Р. Болку [1946].

Структурный анализ горных пород и сложенных ими тел осуществляется в полевых условиях при помощи горного компаса. При этом определяется положение плоскостей отдельности и (или) линий течения в пространстве, которое затем наносится на карту так же, как это делается при изучении осадочных пород.

Для измерения линий течения (линейных текстур течения), фиксирующихся в магматических породах в линейном расположении минералов и различной степени переработанных ксенолитов, следует установить азимут погружения и угол падения линейности, которая в различных конкретных случаях может иметь различное положение в пространстве — от вертикального и горизонтального до наклонного под любым углом (рис. 59, 1).

С целью определения первичных плоскостных текстур течения (полосчатости, трахитоидности, эндосинкинематических трещин отдельности и др.) следует измерить простирание наблюдаемой в теле горной породы плоскостной текстуры, азимут ее падения и угол падения. Как и линии течения, слои течения могут иметь различное положение в пространстве — вертикальное, горизонтальное и наклонное (рис. 59, 2).

Линии течения в большинстве случаев располагаются в плоскостях течения, однако нередко наблюдаются различные пространственные взаимоотношения между линиями и слоями течения — вертикальное, горизонтальное и в различной мере наклонное, что показано на рис. 59, 3.

Микроструктурный анализ является несколько более сложным, особенно по характеру лабораторной обработки материала. Большое значение при этом имеет правильный сбор каменного материала в полевых условиях. Цель микроструктурного анализа — определение микроанизотропии горных пород, т. е. изучение микротекстурных их особенностей.

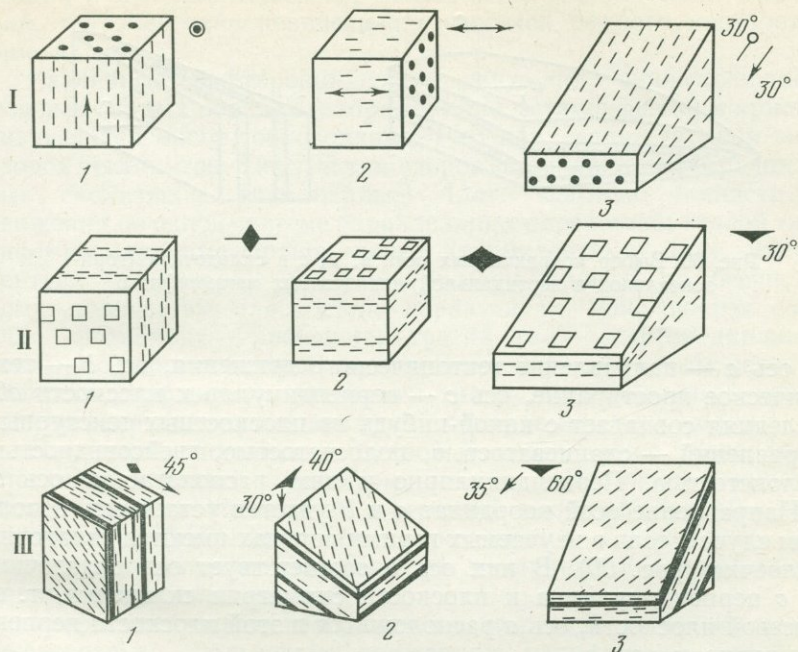


Рис. 59. Блок-диаграммы текстур течения (и их условные обозначения):

I — линейности, II — слоев течения, III — полос и линий течения.
 Расположение: 1 — вертикальное, 2 — горизонтальное, 3 — наклонное. По Г. М. Саранчиной, Н. Ф. Шинкареву [1973]

В анизотропных горных породах породообразующие минералы обнаруживают закономерную пространственную ориентировку. К таким породам относятся многие метаморфиты и магматиты — кристаллические сланцы, мигматиты, гнейсы, гнейсовидные гранитоиды, массивные гранитоиды и др., в которых изометрические зерна кварца имеют закономерную ориентировку оптических осей — расположены в одном и том же направлении. Это устанавливается посредством федоровского столика в шлифах образцов горных пород, взятых в поле ориентированно по отношению к странам света. Для определения ориентированности используются также удобные для измерения спайность, ребро или кристаллографическая ось минералов. Положение элементов наносится на равноплощадную сетку, причем при измерении ориентировки плоскостей спайности на сетку наносятся их полюсы. При закономерном анизотропном строении горной породы точки, отвечающие замерам одинаковых элементов различных зерен одного и того же минерала, расположатся близко друг от друга, образуя кучное скопление.

Для ориентированных по отношению к странам света образцов используется прямоугольная система координат с осями a , b , c ,

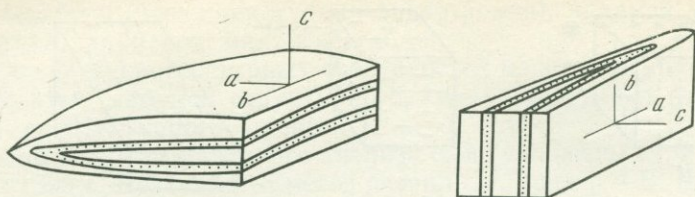


Рис. 60. Выбор координатных осей a , b , c в складочках (горизонтальной и вертикальной) сланцеватых метаморфитов

где ось a — направление тектонического движения, ось b — тектоническое простирание, ось c — перпендикуляр к плоскости ab . Последняя совпадает с какой-нибудь из плоскостных текстурных направлений — сланцеватостью, полосчатостью, гнейсовидностью и слоистостью. Перпендикулярно к ним располагается ось c .

Направление осей координат a и b удается установить в поле в том случае, если в изучаемых горных породах имеются складочки и пюльчки (рис. 60). В них ось b соответствует оси складочки, ось c перпендикулярна к плоскости симметрии складочки, т. е. ее осевой плоскости, ось a расположится в этой плоскости перпендикулярно к оси b .

Если складочки и пюльчки в обнажениях отсутствуют, то для установления осей a и b следует выяснить, не наблюдается ли линейность на плоскости ab (плоскости сланцеватости или отдельности), которая совпадает с одной из осей — a или b , что удастся установить при микроскопическом изучении ориентированных образцов и выяснении тектонического узора (см. ниже). Если этот узор относится к S -тектониту, то наблюдаемая линейность параллельна оси a (линейность продольная), в случае же R -тектонита линейность совпадает с осью b (линейность поперечная).

Для взятия ориентированного образца в коренном обнажении горной породы выбирается участок с четкой сланцеватостью или пюльчатостью. На одной из хорошо выраженных плоскостей сланцеватости или отдельности карандашом прочерчиваются две взаимоперпендикулярные линии — соответствующая простиранию и параллельная падению данной плоскости; расположение простирания и падения по отношению к странам света определяется горным компасом и записывается в полевом дневнике. Готовые для изготовления шлифов ориентированные образцы (плитки толщиной ~ 2 — 3 мм и площадью 2×2 см) выбиваются небольшим молотком перпендикулярно к координатным осям a и b , реже c (параллельно сланцеватости).

Микроструктурный анализ позволяет установить исходную тектоническую структуру (складчатую и разрывную) метаморфической формации, возникшую по геосинклинальным образованиям, внутреннее строение (анизотропию) интрузивов (магмати-

ческих и метасоматических), направление тектонических натяжений, тектонические перемещения участков рудного месторождения и др.

Различные дифференциальные движения, происходящие в твердых горных породах (например, при метаморфизме) и кристаллизующейся магме, обуславливают возникновение четырех типов узоров тектонитов. Первый тип узоров составляют дифференциальные скользящие (ламинарные) [лат. «ламина» — пластинка] движения по одной системе параллельных плоскостей; второй тип — дифференциальные вращательные (турбулентные) [лат. «турбулентус» — вихревой] движения, совершающиеся по бесчисленному количеству плоскостей, образующих пояс вокруг оси R [лат. «ротацион» — вращение]; третий тип — дифференциальные движения, происходящие параллельно двум круговым сечениям эллипсоида вращения, четвертый тип — это комбинация первых трех дифференциальных движений попарно или всех вместе.

Латинской прописной буквой S обозначается поверхность плоскопараллельной текстуры, т. е. поверхность кристаллизационной сланцеватости, а строчной латинской буквой s — поверхность дифференциальных перемещений. Буквами s_1, s_2, s_3 и т. д. соответственно обозначаются различные плоскости дифференциальных перемещений.

Узоры тектонитов, изображенные на рис. 61, отвечают дифференциальным скользящим движениям параллельно одной системе плоскостей $S = s$. Полосы пластинок слюды, располагающиеся параллельно S , дают отчетливый максимум, совпадающий с осью s . S совпадает с плоскостью ab . На диаграмме максимумы дают также кварцевые зерна, имеющие одинаково ориентированные оптические оси. Такие тектониты получили название S -тектонитов.

На рис. 62 показан второй тип тектонита — R -тектонит (R — поясовый узор), полученный как бы в результате вращения эллипсоида деформации, вместе с которым происходит вращение круговых сечений.

B -тектонит характеризуется третьим типом узоров. На рис. 63 показаны узоры B -тектонита, образующегося при скользящих дифференциальных движениях зерен кварца (a — по граням призм, c — по граням базопинакоида) и пластинок слюды (b — по полюсам спайности).

Узор смешанного тектонита, как отмечено, получается при различных комбинациях первых трех тектонитов. Комбинации могут быть следующие: $S + R + B$ -тектонит, $S + R$ -тектонит, $S + B$ -тектонит и $R + B$ -тектонит. На рис. 64 показаны три типа смешанных тектонитов.

Примеров структурных и микроструктурных исследований горных пород и сложенных ими тел описано много как в зарубежной, так и в отечественной литературе [Елисеев Н. А., 1953, Ажгирей Г. Д., 1966 и др.].

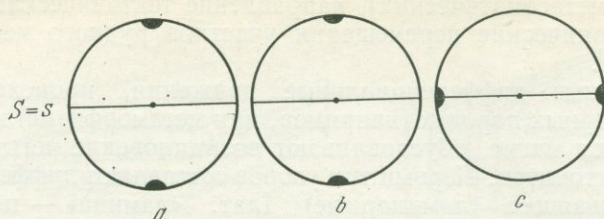


Рис. 61. Диаграмма ориентировки слюды и кварца в S-тектонитах:

a — ориентировка полюсов спайности слюды; *b* — ориентировка оптических солей зерен кварца (дифференциальные движения в зернах кварца совершались параллельно плоскости базопинакоида); *c* — ориентировка оптических осей зерен кварца (дифференциальные движения совершались параллельно граням призмы в направлении оптических осей)



Рис. 62. Поясовые узоры в R-тектоните для слюды, кварца и других минералов

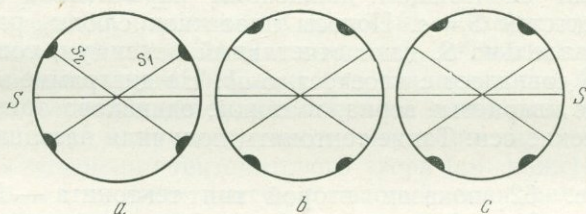


Рис. 63. Узоры сплющивания в B-тектоните:

a — узор по кварцу (скользящие дифференциальные движения зерен кварца совершались параллельно граням призмы); *b* — узор по полюсам спайности пластинок слюды; *c* — узор по кварцу (скользящие дифференциальные движения зерен кварца происходили параллельно граням базопинакоида)

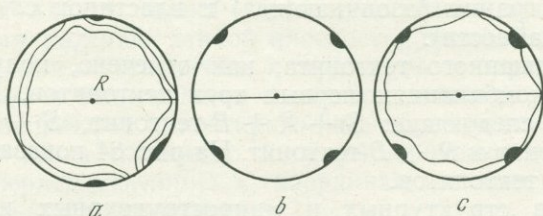


Рис. 64. Узоры смешанных тектонитов:

a — тектонита $S + R$; *b* — тектонита $S + B$; *c* — тектонита $R + B$

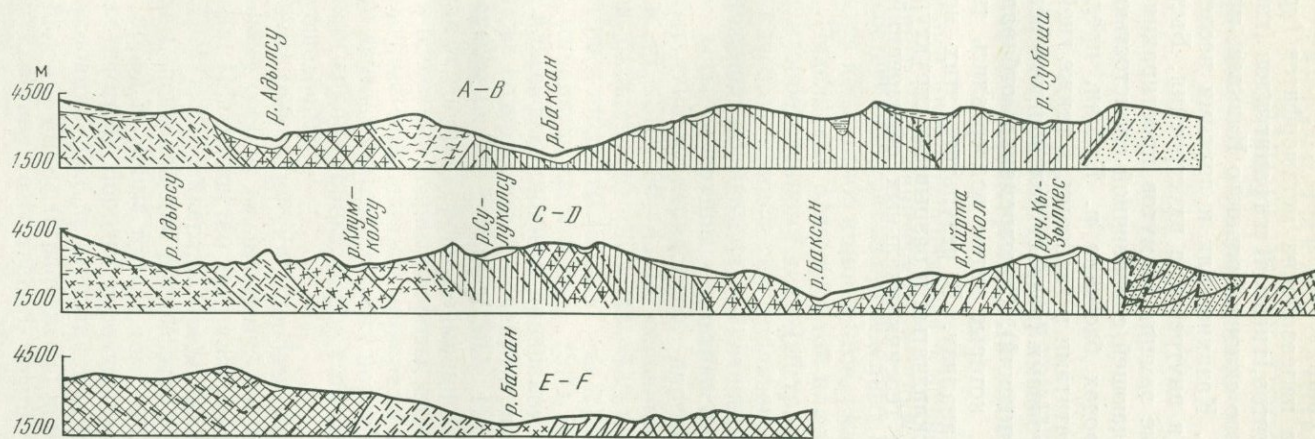


Рис. 65. Геологические разрезы кристаллического субстрата Большого Кавказа (участок бассейна р. Баксан), представленного кристаллическими сланцами, гнейсами, мигматитами и гранитоидами. Различно наклоненные пунктирные линии фиксируют унаследованные складчатые структуры исходных осадочных пород и осадочно-вулканогенных пород

Ниже приводится один из примеров структурного и микро-структурного анализа палеозойских метаморфитов (кристаллических сланцев, мигматитов, гнейсов) и гранитоидов (гнейсовидных и массивных) северного склона Большого Кавказа, проведенного Г. М. Заридзе, Т. Г. Казахишвили и другими исследователями с целью установления внутреннего их строения. Были осуществлены многочисленные замеры азимутов простирания и падения сланцеватости, совпадающей с первичной слоистостью в древних кристаллических породах бассейна р. Баксан, представленных чередующимися мигматитами и гнейсами, а также гнейсовидными и массивными гранитоидами (возраст наложенного регрессивного метаморфизма — герцинский). Одновременно отбирались ориентированные образцы, которые затем подвергались тщательному микроструктурному анализу. В результате этих исследований был установлен ряд складчатых и разрывных структур, унаследованных от исходных геосинклинальных образований (рис. 65).

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ ТИПОВ
ЭНДОГЕННЫХ ПОРОД

Глава 7

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ ТИПОВ
МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В настоящее время генеральная классификация всех магматических пород — вулканических и плутонических — основана на весовом составе окислов, не приведенных к 100%, без ограничений количества каких-либо компонентов, включая летучие и окисное железо. Надежность отнесения той или иной конкретной горной породы к определенному типу (абстрактному, обобщенному) зависит от качества химических анализов.

По содержанию кремнезема магматические породы подразделяются на четыре группы: ультраосновные (ультрамафиты, ультрабазиты) дуниты, перидотиты, пироксениты, кимберлиты, меймечиты и др. (SiO_2 30—44%); основные (мафиты, базиты) — габброиды и базальтоиды (SiO_2 44—53%), среднекремнекислотные — диориты и андезиты (SiO_2 53—64%) и кремнекислотные — гранитоиды, липариты, дациты и др. (SiO_2 64—78%).

Важным классификационным признаком магматических пород является также содержание щелочей; выражают его посредством отношения суммы ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) к SiO_2 . По величине этого отношения выделяют горные породы нормальной щелочности (сиениты и трахиты) и щелочные (горные породы, содержащие фельдшпатоидные и щелочные темноцветные минералы вместе или порознь). Между этими двумя группами горных пород может быть выделена промежуточная группа горных пород с повышенным содержанием щелочей (субщелочная).

Интрузивные (плутонические) породы обычно классифицируют по минеральному составу (модальному, действительному) в объемных процентах. Преимущество этой классификации состоит в том, что породообразующие минералы представляют собой геологические индивиды, позволяющие расшифровать условия формирования горных пород и, кроме того, в том, что минеральный состав полнокристаллической породы нередко может быть определен в полевых условиях, без применения поляризационного микроскопа. Для вулканических (стекловатых) пород классификация по минеральному составу, естественно, непригодна.

Для классификации полнокристаллических пород используют содержание следующих минералов и минеральных групп (Классификация..., 1975), в об. %:

Q — кварц;

A — щелочные полевые шпаты (ортоклаз, микроклин, пертит, анортоклаз, альбит An_{0-5} ;

P — плагиоклаз An_{5-10} , скаполит;

F — фельдшпатоиды или фойды (лейцит и псевдолейцит, нефелин, содалит, нозеан, гаюин, канкринит, анальцит и др.);

M — мафические и близкие к ним минералы (слюды, амфиболы, пироксены, оливины, рудные минералы, акцессории — циркон, апатит, титанит и др., эпидот, ортит, гранаты, мелалиты, монтичemit, первичные карбонаты и т. д.).

Q, *A*, *P* и *F* представляют собой фельзические минералы, мафические же минералы даются под одним общим индексом — *M*.

Горные породы, содержащие $M < 90\%$, классифицируются по содержанию фельзических, а породы с *M*, равным 90—100%, — по содержанию мафических минералов.

Для обозначения фельзических и мафических типов горных пород применяются приставки «лейко» [греч. «лейкос» — светлый] и «мелано» [греч. — темный], которые ставятся перед корневой частью слова, например биотитовый лейкогранит, роговообманково-биотитовый меланогранодиорит, биотитовый кварцевый лейкодиорит, оливиновое меланогаббро, нефелиновый меланодиорит, нефелинсодержащий меланосиенит и т. д. Эти приставки характеризуют величину цветового индекса M^1 (суммарного содержания мафических минералов в горной породе). Определяют его на полированной поверхности штуфа крупнозернистой интрузивной породы по уравнению: $M^1 = M - (\text{мусковит} + \text{апатит} + \text{первичные карбонаты и т. д.})$, так как перечисленные в скобках минералы обычно рассматриваются как фельзические. По мере уменьшения размеров зерен определение цветового индекса затруднено. Для тонкозернистых и стекловатых пород прибегают к нормативному цветовому индексу, представляющему собой разность между 100 и суммой *q*, *or*, *ab*, *an*, *ne* (в об. %).

По цветовому индексу горные породы группируют следующим образом: ультрамафитовые ($M^1 = 100 \div 90\%$), меланократовые ($M^1 = 90 \div 65\%$), мезократовые ($M^1 = 65 \div 35\%$), лейкократовые ($M^1 = 35 \div 0\%$).

УЛЬТРАМАФИТЫ

Ультрамафиты (ультрабазиты) или ультраосновные магматические породы представляют собой бесполовошпатовые породы, состоящие из железомagneзиальных минералов. Количественная роль этих пород в земной коре небольшая. Среди них интрузивные представители пользуются гораздо большим распространением, чем вулканические их аналоги. Для этих пород обычным является процесс серпентинизации. Серпентин представлен лизардитом, хризотилом и антигоритом и, как правило, сопровождается вто-

ричным магнетитом. Лизардит и хризотил имеют тонковолокнистое, игольчатое строение, антигорит пластинчатый или листоватый. Кроме того, оливин, а также ортопироксен замещаются антофиллитом, тальком и карбонатом. В ультрамафитах встречаются еще следующие вторичные минералы: брусит, цоизит, гидрогранат, везувиан и др.

Ультрамафиты щелочноземельного ряда (дунит-гарцбургитовые интрузии) развиты в эвгеосинклиналях и на платформах в ассоциации с другими горными породами. В эвгеосинклиналях в парагенезисе с ультрамафитами наблюдаются габброиды и бедные К, Ti и Fe базальты (толеитовые базальты), нередко подвергшиеся спилитизации и зеленокаменным изменениям и объединяемые под названием офиолитовой формации, в состав которой входят также граувакки, глинистые (аспидные) и кремнистые сланцы.

Дунит-гарцбургитовые интрузии обычно однородны, редко расслоены, что выражено в повышении железистости и в смене дунитов гарцбургитами и лерцолитами, иногда плагиоклазовыми перидотитами в направлении от подошвы к кровле.

Офиолитовые формации образуют весьма протяженные пояса, в частности, палеозойский офиолитовый пояс западного обрамления Тихого океана простирается более чем на 15 тыс. км, раннемезозойский пояс протягивается через Карякское нагорье, Сахалин, Японию, Приморье, позднемезозойский пояс охватывает Камчатку, Японию, о. Тайвань, Филиппины, Соломоновы острова, Новую Зеландию.

Ультрамафиты офиолитовой формации наиболее магнезиальны, богаты хромом и никелем. В Сихотэ-Алине с дунит-гарцбургитовыми интрузиями ранней стадии развития ассоциируются бедные железом толеит-базальты, а с дунит(оливинит)-верлитовыми интрузиями относительно поздней стадии — сравнительно более железистые андезит-базальты. Одновременно наблюдается смена хромитового и силикатно-никелевого оруденения железо-титановым. Аналогичные соотношения характерны и для других офиолитовых формаций.

Ультрамафиты щелочноземельного ряда, развитые на платформах, ассоциируются с габброидами и щелочными ультрамафитами. Для них характерна тенденция к расслоенности в вертикальном направлении. Примерами таких интрузий являются Бушвелдский, Стилутерский массивы и др.

Дунит [по горе Дун в Новой Зеландии] — почти мономинеральная оливиновая порода. Оливин содержит до 6—13% фаялитового компонента. Акцессорно присутствует хромшпинелид (хромит). Оливин обычно в какой-то мере серпентинизирован. Структура дунита панидиоморфнозернистая.

Дуниты встречаются как в складчатых областях, где широко представлены габбро-перидотитовая и дунит-пироксенит-габбровая формации, так и на платформах, где велика роль перидотит-пироксенит-норитовой и щелочно-ультрамафитовой формаций.

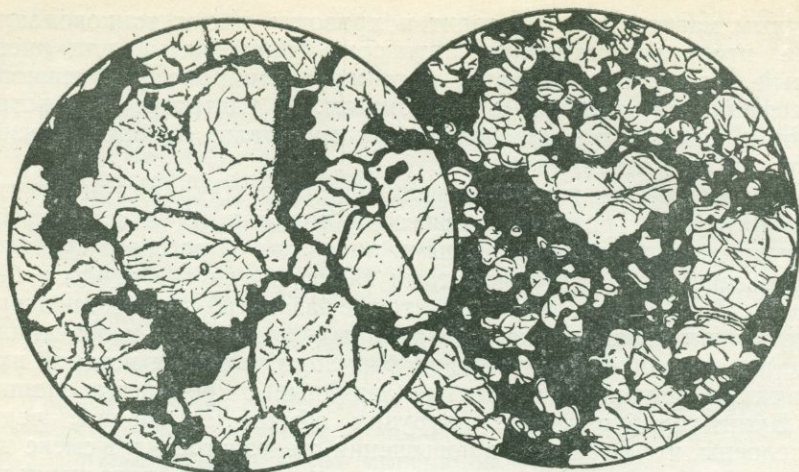


Рис. 66. Оливинит магнетитовый.

Левое микрофото — Павдинский район, Северный Урал. Структура сидеронитовая. Титаномагнетит как бы цементирует зерна оливина. По Л. Дюпарку и А. Гроссе, 1916 г.; *правое микрофото* — Исовский район, Урал. По Н. К. Высоцкому, 1913 г.

Существует мнение о генетическом единстве всех дунитов, представляющих собой вещество верхней мантии.

Оливинит — также почти мономинеральная горная порода, состоящая из оливина, обычно хризотила (частично серпентинизированного), содержащего 12—18% фаялитовой составляющей, и акцессорного магнетита вместо хромшпинелида (хромита), присутствующего в дуните. Структура оливинита сидеронитовая (рис. 66).

Перидотит [франц. «перидоте» — устаревшее название оливина] — групповое название ультрамафитов, состоящих главным образом из оливина, обычно частично серпентинизированного, и пироксена с примесью зерен хромшпинелида (твердого раствора ряда компонентов: $MgCr_2O_4$, $FeCr_2O_4$, $MgAl_2O_4$, Fe_3O_4) или магнетита, реже сульфидов. Железистость ортопироксена колеблется в пределах 9—15% ферросиликатовой составляющей. Ортопироксены замещаются баститом, представляющим собой псевдоморфозу антигорита или хризотила по энстатиту. Структура перидотитов обычно панидоморфнозернистая.

Выделяются следующие разновидности перидотита: **верлит** [по фам. Верле], состоящий из оливина и клинопироксена, встречается среди альпинотипных офиолитовых интрузий габбро-перидотитовой формации геосинклинальной стадии развития складчатых областей; **гарцбургит** [по назв. г. Гарцбург], сложенный оливином и ортопироксеном, представляет собой наиболее типичную породу габбро-перидотитовой формации.

Лерцолит [по назв. р. Лерс в Пиринеях] состоит из оливина, ортопироксена (иногда замещающегося актинолитом и хло-

ритом) и клинопироксена. Развита в габбро-перидотитовой формации складчатых областей, в частности, послепалеозойские лерцолиты описаны на Малом Кавказе, Сахалине, Сихотэ-Алине, Карпатах и Камчатке.

Перидотит гранатовый относится также к главной разновидности перидотитов; его называют еще гортонолитовым дунитом [по назв. долины Гортун в Швейцарии], содержит наряду с оливином (62%) и диопсидом (26%) гранат (10%) со значительным количеством пиропового компонента и рудный минерал.

Гриквалит [по назв. местности Гриквалендвест в южной Африке] представляет собой разновидность гранатового (пиропового) перидотита, в состав которого входят наряду с оливином и диопсидом пироповый гранат, а также шпинель, перовскит, иногда флогопит.

Гранатовые перидотиты встречаются главным образом в виде «родственных» включений в кимберлитовых трубках алмазоносных провинций и исключительно редко обнажаются на поверхности в виде массивов в докембрийских образованиях.

Перидотит роговообманковый представляет собой ультрамафит, который наряду с оливином, в той или иной степени серпентинизированным, и пироксеном (гиперстен, клинопироксен) содержит также роговую обманку.

Роговообманковые перидотиты являются редкими породами; они описаны под названием кортлендит в кортлендском комплексе (шт. Нью-Йорк, США).

Перидотит слюдяной характеризуется относительно высоким содержанием калия и алюминия, так как в его состав, помимо оливина, в значительном количестве входит слюда, обычно флогопит.

Пироксенит — бесполевошпатовая, почти мономинеральная (пироксеновая) горная порода, по минеральному составу отвечающая ультрамафитам, а по химическому (кремнекислотности) — мафитам. Пироксен представлен как моноклинной, так и ромбической разновидностями, или той и другой вместе; иногда присутствует роговая обманка (эпимагматическая). Из минералов-примесей и аксессуарных минералов в пироксените могут присутствовать: оливин, биотит, плагиоклаз, гранат, шпинель и рудный минерал — магнетит, ильменит, иногда хромит и сульфиды. По присутствию различных пироксенов различают следующие типы пироксенитов и оливиновых пироксенитов: гиперстениит, бронзитит и энстатитит (все сортопироксеном); вебстерит [по фам. Вебстер] (с орто-и клинопироксеном), диопсидит, диаллагит (рис. 67), жадеитит и др. (все с клинопироксеном). По такому же принципу выделяются оливиновые пироксениты, но с добавлением перед названием породы слова „оливиновый“, например, оливиновый энстатитит, оливиновый диопсидит, оливиновый вебстерит и т. д. Структура панидиоморфнозернистая.

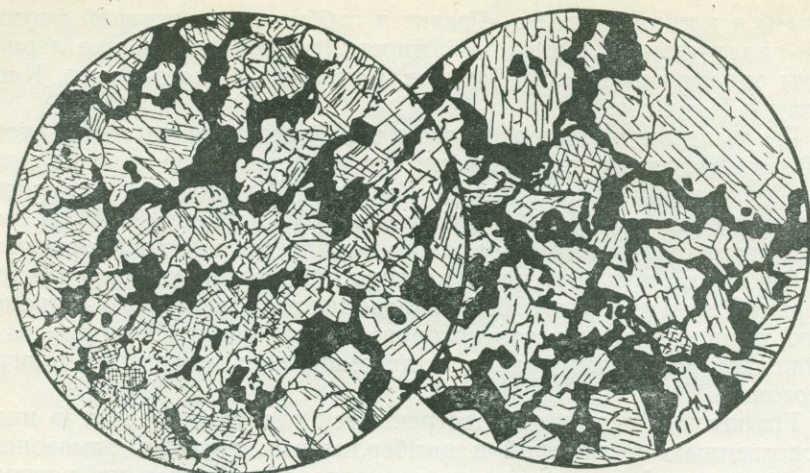


Рис. 67. Магнетитовый диаллагит или косьвит

Левое микрофото — гора Качканар, Урал. Структура сидеронитовая. Порода состоит из моноклинного пироксена (диаллага) и титаномagnetита, расположенного между кристаллами диаллага. По Высоцкому [1913]; *правое микрофото* — гора Косьвинский камень, Северный Урал. Структура сидеронитовая. Magnetит заполняет промежутки между зернами пироксена и проникает в них по трещинам. По Л. Дюпарку и А. Гроссэ, 1916 г.

Различные типы пироксенитов являются характерными для различных ультрамафитовых и мафитовых формаций. В частности, диаллагиты являются наиболее характерными для дунит-пироксенит-габбровой формации, плагиоклазовые пироксениты, представляющие собой переходные горные породы к габбро и норитам, распространены в расслоенных интрузивах перидотит-пироксенит-норитовой формации, биотитовые и гранатовые пироксениты характерны для щелочно-ультрамафитовых формаций и т. д.

Г о р н б л е н д и т [нем. «горнбленде» — роговая обманка] является мономинеральной или почти мономинеральной горной породой, сложенной почти одной роговой обманкой. Многие исследователи считают, что мафитовые мономинеральные горные породы, в том числе и горнблендиты, образуются в дифференцированных интрузивах путем аккумуляции (накопления) ранее выделившихся кристаллов в определенных участках магматической камеры. Однако существуют горнблендиты, возникшие другим путем. В частности, горнблендиты массива Гарабел-Хилл (Шотландия) образованы путем метасоматического, вернее, изометаморфического процесса, для осуществления которого было необходимо лишь присутствие паров воды, из которых заимствовалась группа ОН для перехода пироксена в роговую обманку. Здесь авгитовые перидотиты постепенно преобразуются в роговообманковые пироксениты, состоящие из авгита, ортопироксена и роговой обманки, в свою очередь переходящие в горнблендиты с бурой

призматической роговой обманкой, кристаллы которых достигают длины 5 см [Hatch F., Wells A., Wells M., 1972].

В результате полной серпентинизации оливиновых пород образуются так называемые с е р п е н т и н и т ы. Они состоят из смеси минералов группы серпентина: хризотила (волоконистого), антигорита (пластинчатого), лизардита (сплошного) и бастита в различных количественных соотношениях. Присутствие в некоторых серпентинитах реликтов исходных минералов позволяет судить о первичной породе. В случае наличия реликтов оливина и хромита, породу можно назвать дунитовым серпентинитом.

Ультрамафиты различных формаций характеризуются различным значением отношения Mg/Fe . С повышением кремнекислотности происходит понижение Mg в ряду дунит — гарцбургит — лерцолит — верлит. Отношение $Fe/Mg + Fe$ в дунитах и перидотитах не превышает 0,12. Повышенную железистость обычно выявляют оливиниты (0,14) и пироксениты (0,16—0,24), что связано со значительным понижением в них количества MgO при том же количестве окислов Fe . Среди пироксенитов встречаются наиболее железистые разновидности (косьвиты), богатые титаномagnetитом (около 15%).

К и м б е р л и т [по г. Кимберли в южной Африке] среди слюдяных перидотитов имеет наибольшее распространение. По среднему химическому составу он сходен с меймечитом (см. ниже). Структура порфировая. Порода представляет собой магматическую брекчию, в которой среди различных включений присутствуют недоплавленные реликты мантийного материала — пиропсодержащие ультрамафиты и эклогиты и в гораздо большем количестве их отдельные минералы, — оливин, пироп, ильменит, хромдиоксид, флогопит, карбонаты, иногда алмаз. По количеству пирокластов различают следующие разновидности кимберлитов: массивные, брекчиевидные, а также кимберлитовые брекчии и туфы. Минеральный состав цементирующего материала кимберлитов характеризуется наличием фенокристаллов оливина (9—11% фаялитового компонента) и флогопита, а также основной массы, сложенной из мелких зерен измененного оливина, микролитов пироксена (содержатся только в основной массе), флогопита, перовскита, магнетита, иногда монтичеллита и апатита, а также серпентинизированного и карбонатизированного стекловатого базиса.

Кимберлиты представляют собой магнезиальные вулканиты, бедные щелочами, с железистостью оливина ниже 10%. Типичные кимберлиты являются источником алмаза. Алмазоносность кимберлитов понижается с повышением в них содержания алюминия, щелочных металлов, титана и общей железистости. Отсутствие пироксена среди ранних (порфириновых) выделений является одним из признаков отличия этих пород от сходных с ними кимберлитоподобных горных пород, называемых ингилитами (см. ниже).

Формы залегания кимберлитов — трубки взрыва и дайки. Кимберлиты распространены в СССР (Сибирь), Африке, Индии

и Чехословакии. Кимберлитовые трубки известны в восточной части Канадского щита, где они прорывают лавы киватинской толщи. Недалеко от них в ледниковых отложениях изредка обнаруживаются алмазы. Карбонатсодержащие кимберлитовые дайки обнаружены в карбонатитовых кольцевых комплексах в районе о. Альнё (Швеция).

Химический состав кимберлитов характеризуется низким содержанием SiO_2 (25—30%), высоким — MgO (30—35%), TiO_2 (3—4%) и CO_2 (10%).

Ингилит [по назв. р. Ингили на Сибирской платформе] аналогично кимберлиту, относится к калиевому ряду пород (содержит K_2O 1,04%, Na_2O 0,45%) и встречается также в виде трубок взрыва. Отличается от кимберлита содержанием как в основной массе, так и среди порфировых выделений моноклинного пироксена и отсутствием пиропового граната. Другие главные породообразующие минералы (оливин, слюда) ингилитов обнаруживают значительно большую железистость, чем те же минералы кимберлитов. В частности, содержание фаялитового компонента в оливине ингилита составляет 12—18%, а в кимберлите обычно 9—10%. Обычными аксессуориями ингилитов, отсутствующими в типичных кимберлитах, являются: лушит, пирохлор, бадделейт, монацит, гатчеттолит, колумбит.

В ингилитах не встречаются такие характерные для кимберлитов включения, как пиропсодержащие ультрамафиты и эклогиты. В ингилитах включены: пироксениты и эклогитоподобные породы с плагиоклазом. Сравнительно с кимберлитами ингилиты содержат вдвое меньше магния и больше титана, алюминия, железа и щелочей. Хром в них отсутствует. Ингилиты практически неалмазосны.

Встречаются они в ряде районов Сибирской платформы — в северо-западной ее части в Меймеча-Котуйском районе, в бассейне р. Куонамка, на Чадобецком поднятии и Енисейском кряже, в Присяянье, на Алданском щите.

Меймечит [по назв. р. Меймеча в северной части Сибирской платформы] представляет собой жильную или излившуюся ультрамафитовую горную породу повышенной щелочности. Основная масса меймечитов полустекловатая, в различной степени серпентинизированная. Наряду со стеклом в основной массе содержатся микролиты и призмочки фиолетового титанавгита — типичного минерала горных пород с повышенной щелочностью. Текстура меймечита миндалекаменная. Округлые мелкие поры заполнены карбонатом или серпентином. Порфировые вкрапленники представлены зернами часто серпентинизированного оливина различной величины (от 2 до 15 мм) в большом количестве (от 40 до 50% объема горной породы), содержащего от 8 до 11% фаялитового компонента, и пироксеном, также нередко серпентинизированным. Аксессуарные минералы следующие: кальцит, магнетит, титаномagnetит, хромит, апатит, биотит (рис. 68).

Меймечиты входят в состав серии щелочных пород. Для них характерна резкая недосыщенность SiO_2 . Петрохимически отличаются от дунитов соотношением кремнезема и щелочей и повышенным содержанием титана (TiO_2 1,26%). В меймечитах содержание SiO_2 35—38%, а $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 0,3—0,5%. Типичные дуниты и перидотиты бедны титаном (TiO_2 0,1—0,2%). С меймечитами по химическому составу сходны кимберлитовые горные породы.

Очень близкой к перидотиту породой является пикрит, с той разницей, что в пикрите содержится основной плагиоклаз

в подчиненном количестве. Пикрит [греч. «пикрос» — горький] — гипабиссальная кайнотипная порода. Минеральный состав: оливин, титанавгит или зеленый хромдиопсид; примеси: роговая обманка, ромбический пироксен, основной плагиоклаз, замещенный анальцимом, флогопит, замещенный хлоритом, апатит, рудный минерал. В породе часто наблюдается мелкая вкрапленность сульфидов (пирротина, пентландита). Структура пикрита зернистая, иногда пойкилитовая, переходящая в порфировидную.

Пикриты расчленяются на две группы — щелочноземельные и щелочные (натриевого и калиевого ряда). Это отражает и их минеральный состав, и геологические условия их нахождения, и ассоциации с другими горными породами.

Пикриты могут образоваться в близповерхностных (субвулканических) условиях остывания магмы, в частности в магмоподводящих каналах и во внутренних частях мощных вулканических покровов.

Базальт пикритовый [базальт эфиопский — железосодержащий камень] — черная кайнотипная порода. Минеральный состав: основной плагиоклаз (микролиты и вкрапленники) — в пределах 20%, авгит — около 30%, оливин — до 40%, магнетит или ильменит в большом количестве и др. Кроме того, стекловатая основная масса. Структура пикритового базальта интерсертальная (базальтовая).

Порфирит пикритовый представляет собой палеотипный аналог пикритовых базальтов. Входящие в горную породу

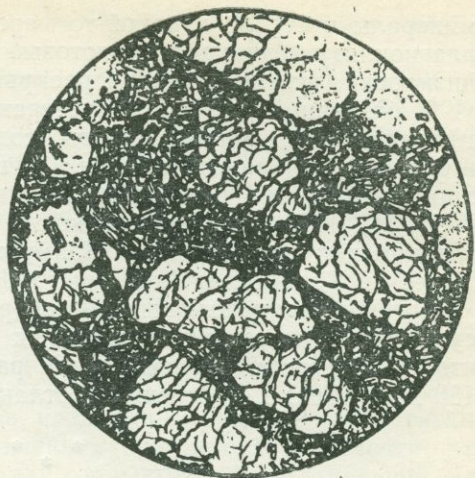


Рис. 68. Меймечит.

Река Меймеч, Сибирь. Структура порфировая. Основная масса состоит из пироксена, магнетита и небольшого количества стекла. Порфирные выделения — частично серпентинизированный оливин. По А. Н. Заварицкому [1955]

минералы и стекло в какой-то мере разрушены — по основному плагиоклазу возникают эпидотовые минералы. Оливин серпентинизирован, стекло частично раскристаллизовано и т. д.

В базальной части Стиллоутерского массива среди бронзитов встречаются горные породы, содержащие наряду с оливином и бронзитом хромовый авгит и плагиоклаз, отвечающие названию хромсодержащего бронзитового пикрита [Hatch F., Wells A., Wells M., 1972]. Роговообманковые пикриты описаны на Корнуэллском полуострове близ Плимута (Великобритания, Северный Уэльс), в Колонсей и Глен-Орчи (Шотландия).

Отличить пикриты от меланогаббро трудно, так как между ними существуют постепенные переходы по количеству плагиоклаза, что, в частности, наблюдается в расслоенном силле мощностью 150 м (о. Шиани, побережье Шотландии).

* * *

С различными магматическими породами связаны мафитовые дайковые горные породы, называемые лампрофирами. Впервые это название было употреблено Гюмбелем в 1887 г. для слюдяных траппов горы Фихтель.

В общем лампрофиры — это преимущественно жильные порфировые горные породы, основная масса которых, как правило, состоит из полевого шпата. Вкрапленники наиболее ярко выражены в слюдястых лампрофирах. Структура лампрофиров обычно порфировая, реже панидиоморфнозернистая.

Лампрофиры, связанные с ультрамафитами и имеющие ультрамафитовый химический состав, встречаются сравнительно редко. Наиболее распространены лампрофиры, имеющие состав щелочных габброидов.

По данным 384 химических анализов лампрофиров, собранных в свое время В. Брёгером, установлено следующее их распределение по типам: 1% — приходится на группу пироксенитов и горнблендитов; 15% — на группу диоритов и габбро, 11% — на группу сиенитов и монцонитов; 67% — на группу щелочных габброидов.

Из лампрофиров, геологически связанных с ультрамафитами, следует назвать с и т [по г. Исовск на Урале]. Тонкие жилки исита секут дуниты и перидотиты. По составу это преимущественно роговообманково-плагиоклазовая порода, переходящая в бесполевошпатовую разновидность, отвечающую горнблендиту. В шлифе роговая обманка бурая. Плагиоклаз имеет основной состав, близкий анортиту. Присутствуют также магнетит и апатит. Структура панидиоморфнозернистая.

Петрохимия. Как уже отмечалось в разделе «Химический состав (петрохимия) магматических пород», все магматические породы, исходя из соотношения SiO_2 и $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, подразделяются на четыре ряда: 1) щелочноземельные; 2) щелочные кварц-

содержащие; 3) щелочные породы без кварца и фельдшпатоидов и 4) щелочные фельдшпатоидные.

Границы между выделенными рядами приближенные; они могут смещаться вследствие колебания содержаний в горных породах других окислов, в частности глинозема. Более важна линия раздела, отвечающая щелочноземельному (нормальному) и щелочному рядам горных пород, которая определяется соотношением дунитов и меймечитов, включая кимберлиты, пикритов и щелочных пикритов, базальтов и щелочных базальтов, андезит-базальтов и трахиандезит-базальтов, диоритов, включая андезиты, и сиенитов, включая трахиты, гранодиоритов вместе с дацитами и кварцевых сиенитов вместе с кварцевыми трахитами, гранитов, включая липариты, и щелочных гранитов, включая пантеллериты.

Дуниты и перидотиты бедны титаном (TiO_2 0,1—0,2%). Меймечиты отличаются от дунитов повышенным содержанием титана (TiO_2 1,26%) и иным соотношением кремнезема и щелочей, что определяет их положение в ряду горных пород с повышенной щелочностью.

Петрохимически с меймечитами сходны кимберлиты, но химический состав последних широко варьирует, что побудило некоторых исследователей расчленить их на собственно кимберлиты — магнезиальные разновидности с железистостью оливина ниже 10% и на бедные щелочами кимберлиты, содержащие акцессорный пироп и включения пиропсодержащих ультрамафитов и эклогитов, свидетельствующих о глубинной генерации магмы, давшей вторую разновидность кимберлитов, характеризующуюся алмазонасностью.

В отношении алмазонасности более перспективны кимберлиты с относительно низким содержанием алюминия. Кимберлиты Сибирской платформы практически не алмазонасны. В них среднее содержание (в %): TiO_2 3,13; Al_2O_3 5,01; $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 11,0; MgO 18,76; CaO 14,06; Na_2O 0,31; K_2O 0,76; Cr_2O_3 0,07. В кимберлитах, в отличие от сходных с ними кимберлитоподобных пород, называемых ингилитами, клинопироксен играет подчиненную роль и совсем не встречается в порфириковых выделениях.

Пироп в ингилитах отсутствует; железистость оливина 12—18%; как уже отмечалось, по сравнению с кимберлитами ингилит содержит вдвое меньше Mg, но больше Fe, Ti, Al, Na + K; практически в нем отсутствует хром. По соотношению кремнезема и щелочей ингилиты и кимберлиты разграничиваются нечетко; их составы перекрывают друг друга, особенно это относится к магнезиальным (обогащенным флогопитом) кимберлитам.

Некоторые петрологи рассматривают ингилиты в качестве промежуточного образования между кимберлитами и пикритами. Ингилиты и кимберлиты представляют собой горные породы калиевого ряда, в частности ингилиты ингилийского комплекса содержат K_2O 1,04% и Na_2O 0,45%, а в типичных пикритах содержания этих окислов дают обратные значения, т. е. Na_2O преоб-

ладает над K_2O (K_2O 0,39%, Na_2O 1,20% — средние величины по Р. О. Дэли; K_2O 0,73%, Na_2O 1,25% — пикриты Меймеча-Котуйского района). Следовательно, петрохимическое сопоставление кимберлитов и ингилитов с типичными пикритами вообще не оправдано, оно допустимо лишь с их калиевыми разновидностями. Например, в Норильском районе среди калиевых интрузий, по составу отвечающих переходным типам от базальтов к ультрамафитам, встречаются калиевые разновидности пикритов. Интересно отметить, что с подобными интрузиями связано сульфидное оруденение никеля в Норильском районе.

По петрохимическим особенностям ингилит представляет собой промежуточную породу между кимберлитами и калиевыми пикритами. В связи с калиевыми интрузиями обнаруживаются такие своеобразные и весьма редкие минералы, как карбиды металлов, указывающие на мантийное происхождение магмы, давшей эти горные породы.

МАФИТЫ (ГАББРОИДЫ И БАЗАЛЬТОИДЫ)

Интрузивные породы, объединенные под названием габброиды, состоят из плагиоклаза, пироксена и оливина. Габброиды, содержащие как клинопироксен, так и ортопироксен, каждый в количестве более 5%, называются габбро-норитами. Главными минералами роговообманкового габбро являются основной плагиоклаз и роговая обманка (содержание пироксена <5%). Если в породе присутствуют гранат или шпинель в количестве $\leq 5\%$, горную породу соответственно называют гранатсодержащим габбро или шпинельсодержащим габбро. Если гранат или шпинель присутствуют в количестве более 5%, горную породу называют гранатовым габбро или шпинелевым габбро. Среди разновидностей габброидов известны: оливковое габбро, кварцевое габбро, габбро-пегматит и др. (рис. 69, 70).

Г а б б р о [по назв. местности в северной Италии] состоит главным образом из плагиоклаза (лабрадор или битовнит), клинопироксена и оливина (в оливковых разновидностях). Плагиоклаз имеет форму широких пластин и часто иризирует, что вызвано включениями мельчайших параллельно ориентированных стерженьков магнетита. Моноклинный пироксен представлен обычно диаллагом, в редких случаях — слабо плеохроирующим лиловатым титанавгитом. В габбро могут также входить амфибол, хлорит, серпентин и эпидотовые минералы, образованные в результате наложения начального метаморфизма. Из аксессуариев в габбро содержится рудный минерал, представленный обычно магнетитом, титаномagnetитом и ильменитом. Структура породы габбровая (ксеноморфнозернистая), реже офитовая.

Нормальным содержанием основного плагиоклаза для габбро считается 35—65%. Если габбро содержит плагиоклаза более 65%, его называют лейкогаббро, а при его содержании менее 35% — меланогаббро.

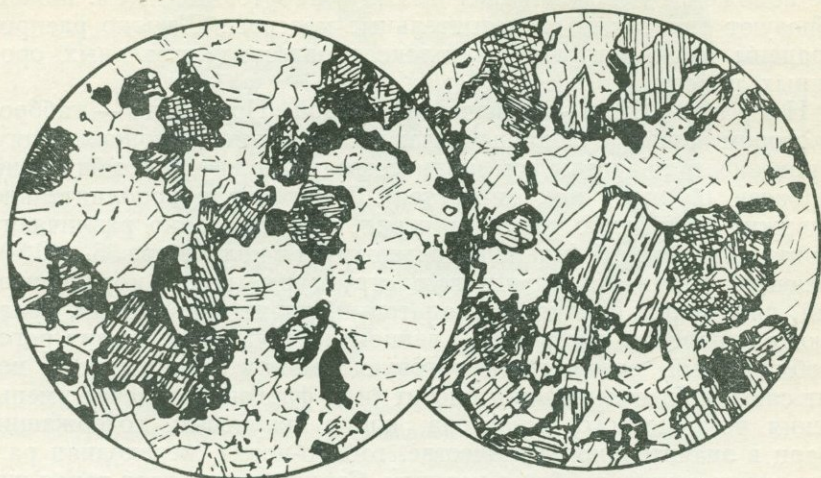


Рис. 69. Габбро нормальное.

Левое микрофото — гора Черная, Рай-Из, Урал; *правое микрофото* — гора Лиственная, Бисерский район, Урал. Структура габбровая. Порода состоит из основного плагиоклаза и моноклинного пироксена в изометрических зернах. Вокруг пироксена каемки роговой обманки. Акцессорно содержится магнетит. По Н. К. Высоцкому, 1913 г.



Рис. 70. Габбро-пегматит. Фото Г. Л. Чичинадзе.

Кристаллы роговой обманки (длина 10—30 см, ширина 2—5 см) прорастают в плагиоклазе. Южный склон Большого Кавказа.

В расслоенных интрузивах габброиды занимают промежуточное положение между пироксенитами и анортозитами (см. ниже). Образуют они также самостоятельные массивы. Широко распространены в офиолитовых комплексах эвгеосинклинальных орогенных поясов.

Н о р и т [Нор — мифический герой Норвегии] — габбро, в котором наряду с основным плагиоклазом вместо моноклинного пироксена в значительном количестве содержится ромбический пироксен (бронзит или гиперстен). Если норит дополнительно содержит какой-либо третий минерал, соответственно различают: норит ильменитовый (ильменит содержится в количестве 35—40%), имеющий обычно сидеронитовую структуру, норит кордиеритовый, либо норит кордиерит-гранатовый, норит оливинный, обладающий шаровой текстурой и венцовой структурой, норит роговообманковый, содержащий роговую обманку (первичную?), норит слюдяной, содержащий биотит (или флогопит) за счет уменьшения ромбического пироксена, норит кварцевый, содержащий кварц в значительном количестве, габбро-норит, переходная разновидность между габбро и норитом. Структура норитов такая же, как у габбро, т. е. габбровая (ксеноморфнозернистая), реже офитовая, однако для некоторых норитов (Секукуниленд, Южная Африка) характерно возникновение симплектитовых сростков на периферии кристаллов. Они представляют собой мирмекитоподобные колообразные выросты плагиоклаза, порой образующие двойники, содержащие червеобразные включения ромбического пироксена.

Т ы л а и т [по назв. горы Тылай на Урале] — меланократовая разновидность оливинного габбро, состоящая из моноклинного пироксена (диаллага более 60%), оливина и основного плагиоклаза (от битовнита до анортита). В виде незначительных примесей содержатся гиперстен, роговая обманка, биотит, шпинель, ильменит, магнетит. Структура породы порфириформная, фенокристаллы образуют пироксены, которых часто так много, что они соприкасаются друг с другом; в промежутках между ними включены мелкие зерна плагиоклаза, пироксена, оливина и магнетита.

Тылайты входят в состав дунит-пироксенит-габбровых платиновых массивов на Среднем и Северном Урале.

К о р с и т [по назв. о. Корсика в Средиземном море] — разновидность анортитового габбро, имеющая шаровую текстуру. В зернистой габбровой массе расположены концентрические зональные шары, состоящие из чередующихся слоев плагиоклаза и роговой обманки или моноклинного пироксена. Количество анортита порядка 80%, цветного минерала 20% (рис. 71).

Т р о к т о л и т [греч. «т р о к т о с» — изъеденный] — полнокристаллическая горная порода, состоящая главным образом из основного плагиоклаза (лабрадора или битовнита) и оливина. Пироксен содержится в незначительном количестве или отсутствует вовсе. Магнетит присутствует в качестве аксессуарного мине-



Рис. 71. Габбро шаровое (корсит). Остров Корсика.
Рисунок с приполированной поверхности образца.
По А. К. Заварицкому [1955].

Видно концентрически-зональное строение «шаров», состоящих из основного плагиоклаза (белое) и роговой обманки (темное)

рала, иногда же содержится в большом количестве, тогда породу называют магнетитовым троктолитом.

В слабо выветрелых образцах троктолита видны включенные в серый агрегат плагиоклаза черные, бурые или красноватые зерна оливина или его псевдоморфозы. Такой облик горной породы обусловил его второе название — форелленштейн [по сходству с окраской форели]. Нередко зерна оливина отделены от плагиоклаза очень тонкими, изредка относительно толстыми реакционными каемками ортопироксена. Если оливин серпентинизирован, включающий его плагиоклаз проявляет трещиноватость, видимо, вызванную расширением объема в результате серпентинизации.

Классическим местом развития троктолитов считается район Белхелви в Абердине (Великобритания). Здесь в комплексе слоистого конкордатного интрузива, частично сложенного ультрамафитами, широко развиты троктолиты, постепенно переходящие в нориты и гиперстеновые габбро. В образцах наблюдаются переходы троктолитов в анортозиты и оливиниты. Содержание плагиоклаза в троктолитах очень изменчиво; средний его состав — Ap_{70} ; состав оливина Fo_{76} . Количество битовнита 70,5%, оливина 28,4%, пироксена 0,6%.

В троктолитах Белхелви зерна оливина равномерно окаймлены реакционными каемками. Их внутренняя зона сложена в одних случаях бесцветным ортопироксеном, в других — опять-таки бесцветным амфиболом. Вторая внешняя зона реакционной оторочки представлена симплектитовыми сростками амфибола и шпинели. Другая структурная особенность рассматриваемых троктолитов — изменчивость идиоморфизма оливина и плагиоклаза в зави-

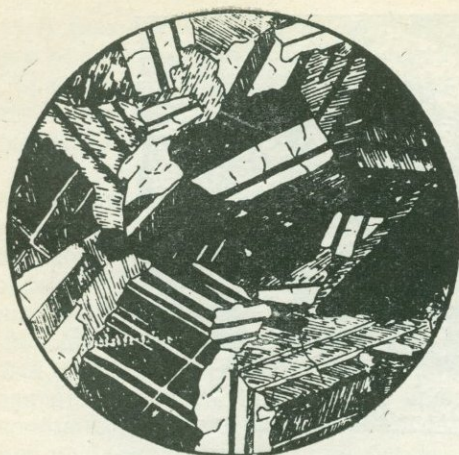


Рис. 72. Анортозит.

Нью-Глауго. Структура панидиоморфнозернистая. Порода мономинеральная, состоящая из одного основного плагиоклаза. Ник. +.
По Н. Хатчу, 1926 г.

симости от их количественной роли. Когда преобладает оливин, он является более ранним выделением, чем плагиоклаз, и более идиоморфен, в обратном случае, т. е. при преобладании плагиоклаза, он представляет собой более ранний минерал, нежели оливин, зерна которого располагаются в интерстициях идиоморфных кристаллов плагиоклаза. В случае равных количественных соотношений этих двух минералов они имеют одинаковый идиоморфизм вследствие одновременной кристаллизации. В Белхелви встречаются также пегматоидные троктолиты, в которых кристаллы оливина достигают величины 2 см.

Анортозит, или **плагиоклазит** [франц. «анортозе» — плагиоклаз] — почти мономинеральная лейкократовая горная порода габбровой группы, состоящая почти только из плагиоклаза (не менее 90%), обычно лабрадора или андезина, реже битовнита или олигоклаза. Исходя из ряда плагиоклаза, выделяют лабрадоровые плагиоклазиты, или лабрадориты, андезиновые плагиоклазиты, или андезиниты, олигоклазовые плагиоклазиты, или олигоклазиты. Структура анортозитов панидиоморфнозернистая; в гнездовидных обособлениях расслоенных интрузивов с несколько повышенным содержанием пироксена проявляется офитовая структура (рис. 72).

Анортозиты слагают толщи в расслоенных интрузивах (Бушвелд, Стиллуотер, Мончегорском и др.): в нижних толщах состав плагиоклаза обычно более кальциевый. В самостоятельных анортозитовых интрузивах значительных размеров плагиоклаз представлен андезином.

Анортозиты во многих случаях имеют светлую окраску, однако по причине иризации плагиоклаза они часто очень темные (например, ньюфаундлендские лабрадориты, норвежские анортозиты и др.).

Разновидности анортозитов, содержащие около 10% других породообразующих минералов, называют либо лейкогаббро, либо лейконоритом, либо лейкотроктолитом; в них природа мафического минерала зависит от состава плагиоклаза. Если плагиоклаз имеет битовнитовый состав, темноцветный минерал представлен оливином; с лабрадором ассоциируют авгит и бронзит вместе или

порознь. Роговая обманка встречается в андезитовых анортозитах (андезинитах). Из аксессуарных минералов в анортозитах содержатся магнетит и ильменит в виде сростшихся друг с другом образований, которые иногда образуют отдельные слои в расслоенных интрузивах, имеющих промышленное значение.

Анортозиты, кроме расслоенных интрузивов, образующих толщи мощностью от нескольких сантиметров до многих метров, встречаются также в докембрийских щитах в виде крупных самостоятельных батолитоподобных тел. Например, массив Сейгений (Канадский щит) занимает площадь около 15 000 км².

Вопрос происхождения анортозитов является пока еще дискуссионным. Считается, что в расслоенных интрузивах они образовались путем кристаллизационной дифференциации (сортировкой кристаллов плагиоклаза), но поскольку «удельный вес основных плагиоклазов мало отличается от удельного веса базальтовой магмы, трудно предполагать, чтобы выпадающие кристаллы «тоннули» в расплаве. Скорее они могли всплывать в виде «плота плагиоклазов» или поступать к кровле магматической камеры с восходящими конвекционными течениями. В общем же картина формирования «слоя», обогащенного кристаллами плагиоклаза, рисуется следующим образом: цветные силикаты из некоторого общего объема магмы оседают под влиянием гравитационных сил, тогда как интерстиционная магма поднимается или отжимается вверх» [Хэтч Ф., Уэллс Л., Уэллс М., 1975, с. 477].

Существование такого процесса, по нашему мнению, маловероятно. Вряд ли можно допустить, что магма в занимаемом ею пространстве расположилась путем однократного внедрения, после чего имела бы место кристаллизация в спокойных условиях, т. е. без поступления новых ее порций. Неоднократное поступление новых порций магмы должно было нарушать гравитационную сортировку кристаллов, если такое происходило, и играть роль перемешивающего фактора. Особенно большие трудности возникают при приложении гипотезы гравитационной дифференциации к громадным телам докембрийских анортозитов. В случае допущения подобной дифференциации магмы габброидного (базальтового) состава должны были бы наблюдаться большие массы мафитов и ультрамафитов. Однако последние в ассоциации с докембрийскими анортозитами практически отсутствуют.

* * *

Из роговообманково-плагиоклазовых лампрофиров, по составу более близких к габбро, следует назвать одинит [по имени бога древних германцев — Один] — мелкозернистую, иногда порфиристую горную породу, основная масса которой состоит из плагиоклаза (лабрадора) и иголок зеленой или бурой роговой обманки (не менее 30%). Порфиновые выделения в порфиристых разновидностях представлены лабрадором и светлоокра-

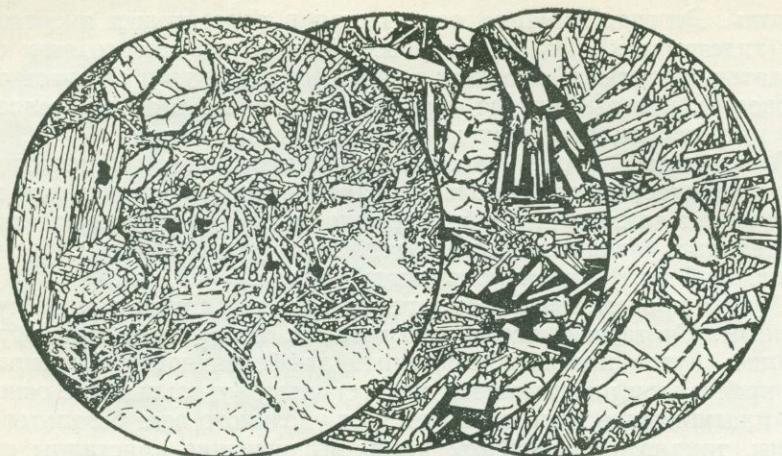


Рис. 73. Базальт оливиновый.

Левое микрофото — Сиерра-Невада, Калифорния, США. Структура порфировая. Основная масса полнокристаллическая. Фенокристаллы — плагиоклаз (внизу), пироксен (слева), оливин (вверху); *среднее микрофото* — Рио Пуэрто, Нью-Мексико, США. Структура порфировая. Основная масса — плагиоклаз, пироксен, стекло (темное). Порфировые выделения — оливин; *правое микрофото* — Флагштафф, Аризона, США. Структура порфировая. Основная масса полнокристаллическая, состоящая из плагиоклаза и пироксена. Вкрапленники — оливин. По А. Харкеру, 1935 г.

шенным, иногда уралитизированным авгитом, реже роговой обманкой. В виде случайной примеси попадает часто серпентинизированный оливин.

Вследствие содержания роговой обманки единиты относят также к группе диоритовых лампрофиров, хотя они обнаруживают более основной химический состав. Числовые характеристики единита следующие: $a = 13,3$; $c = 5,4$; $b = 26,3$; $s = 52,0$.

Базальтоиды — собирательное название тонкозернистых аналогов габброидов. Наиболее распространенная порода среди вулканитов. Базальтоиды образуют лавовые покровы, потоки, пласовые тела (силлы), дайки, конические слои и др.

Главными минералами базальта являются основной плагиоклаз (лабрадор, битовнит) и пироксен; в значительных количествах присутствуют магнетит и ильменит. Цветной индекс базальтов в интервале 40—50. Нередко в базальтах содержится оливин, иногда в значительном количестве. Такие разновидности называются оливиновыми базальтами (рис. 73). Присутствие оливина может служить одним из отличительных признаков базальтов от андезитов (см. ниже). Наличие оливина в базальтах объясняется недосыщенностью базальтовой магмы кремнеземом. В результате быстрого охлаждения (закалки), характерного для базальтовой магмы (ее температура в момент извержения 1100—1200° С), оливин может выделиться в условиях высокой температуры и сохраниться, не успев превратиться в пироксен, если даже магма

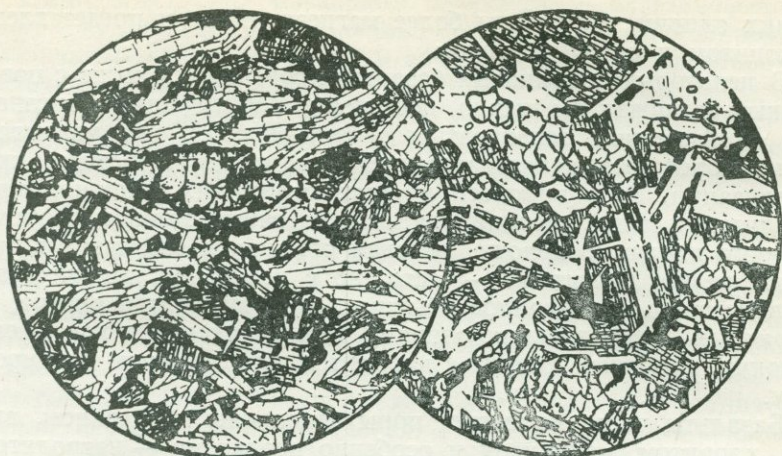


Рис. 74. Долерит.

Левое микрофото — Зибенгебирге, Центральная Европа. Структура долеритовая, заметна трахитонная текстура. Состав — оливин, авгит, основной плагиоклаз, магнетит; *правое микрофото* — Рейкьявик, Исландия. Структура офитовая. Состав — авгит, основной плагиоклаз, оливин (более идиоморфен, чем авгит), магнетит. По Р. Рейншу, 1920 г.

в некоторой мере пересыщена кремнеземом. В этом случае избыточный кремнезем остается в магматическом остатке в виде стекла, химический состав которого отвечает граниту (SiO_2 до 70%). Такие базальты по составу соответствуют тонкозернистым аналогам кварцевых долеритов, интерстиционный мезостазис которых сложен щелочным полевым шпатом и кварцем, образующими графические срастания. При медленной кристаллизации данной магмы оливин не смог бы выделиться. Структурной разновидностью базальтов и оливиновых базальтов являются долериты [греч. «долерос» — обманчивый] и оливиновые долериты (рис. 74).

В базальтах плагиоклаз содержится в двух генерациях — в основной массе в виде микролитов, относительно более богатых аортитовой составляющей, и в качестве порфириковых выделений (вкрапленников). В состав базальтов входят пироксены двух типов — с повышенным (авгит) и пониженным (пижонит или ортопироксен) содержанием кальция, что обусловлено температурными условиями кристаллизации. Август присутствует как в основной массе, так и во вкрапленниках; в последнем случае он имеет зональность и структуру песочных часов. Август основной массы образует многочисленные мельчайшие кристаллики. Пижонит для базальтов менее характерен; он иногда наблюдается в основной массе и трудно отличим от августа. По той причине, что значительная часть магния концентрируется в оливине, его недостаточно для образования пижонита. Ортопироксен также не является характерным минералом базальтов. В базальтах, не содер-

жащих оливин, пироксены более магнезиальные и представлены пижонитом и ортопироксеном.

В некоторых оливиновых базальтах содержится авгит с повышенным содержанием титана, постепенно переходящий в титанавгит, окаймленный зеленоватым эгирин-авгитом, что указывает на некоторое обогащение магмы щелочами на поздней стадии кристаллизации. Этот пироксен в соответствующих условиях кристаллизации может ассоциировать с остаточным стеклом, в состав которого входят и щелочи. Роговая обманка в базальтах встречается редко, биотит же — часто, но в небольших количествах. Из аксессуарных минералов обычны титаномагнетит и апатит, из вторичных — серпентин по оливину, тальк, идингсит, хлорофенит, лимонит, карбонат, хлорит с кальцитом или эпидотом по пироксену.

Базальты часто пористые; поры заполнены халцедоном, агатом, хлоритом, кальцитом и особенно цеолитами — натролитом, филлипситом, гейландитом и анальцимом.

Присутствующие в базальтах сильно корродированные зерна кварца представляют собой ксенокристаллы, часто окруженные реакционными каемками; они захвачены магмой из боковых горных пород при ее передвижении. В базальтах нередко содержатся ксенолиты, обычно ультрамафитов (перидотитов), состоящие из оливина, светло-зеленоватого энстатита, неотличимого от оливина, ярко-зеленого хромдиопсида и аксессуарного хромита.

Структура базальтов различная — от полнокристаллической (долерит) и порфировой (интерсертальной или базальтовой) до анхигиалиновой и гиалиновой (соответственно гиалобазальт и тахилит). В базальтах интерсертальной структуры в интерстиционном стекле, составляющем незначительную часть объема горной породы, включено множество мельчайших октаэдрических зернышек титаномагнетита в виде параллельных сростков и дендритообразных агрегатов, а также зернышки пироксена, свидетельствующие о высокой железистости этих стекол. Относительно высокое содержание железа уменьшает вязкость силикатных расплавов. По этой причине базальтовые стекла имеют подчиненное развитие. По содержанию стекла с низким показателем преломления можно судить о существенно кремнекислотном его составе. Более высокое содержание кремнезема и щелочей свойственно толеитовым базальтам [греч. «толос» — ил, грязь]. Базальтовое стекло (тахилит) может образоваться в краевых частях даек и силлов и в тонких инъекциях магмы в холодные вмещающие горные породы.

Муджерит [по назв. местности Мюгири в Шотландии] — вулканит, по химическому составу близкий базальту (трахибазальту), но содержащий олигоклаз вместо основного плагиоклаза и ортоклаз вместо санидина или анортоклаза; SiO_2 менее 50%. Муджерит содержит также базальтовые минералы — авгит, оливин и аксессуары — магнетит, апатит.

Гавайит [по Гавайским островам] — андезиновый базальт с повышенной щелочностью, состоящий из клинопироксена (титанавгита, реже диопсида) и андезина, а также из оливина и щелочного полевого шпата.

Глобазальт — базальт с большим количественным преобладанием в основной массе стекла, сравнительно с кристаллическими выделениями, представленными главным образом микролитами.

Тахилит — вулканическое стекло базальтового состава, похожее внешне на обсидиан (см. ниже), зеленого, бурого и черного цвета. Легко растворяется в кислотах. Под микроскопом видны скопления мельчайших скелетных образований пироксена. В тахилите могут содержаться единичные порфиновые выделения авгита и магнетита. Разновидностями вулканического стекла базальтового состава являются **гломелан** — черное вулканическое стекло, нерастворимое в кислотах; **сидеромелан** — оливково-зеленое до темно-бурого, почти черное вулканическое стекло из палагонитовых туфов (палагонит — хлоритоподобное вещество переменного состава, богатое водой и состоящее из минералов палагонит — хлорит — хлорофент, связанных между собой генетически, образованных в широком температурном интервале от наиболее ранней высокотемпературной до низкотемпературной гидротермальной); **сордавалит**, или **вихтизит** — девитрофицированное вулканическое стекло с кристаллитами и микролитами, образующее тонкие жилки и краевые части диабазовых жил, пересекающие древние породы в Сордавале.

Стекловатые базальтовые лавы известны на Гавайских островах. Здесь же были встречены так называемые «волосы Пеле», представляющие собой тонкие волокнистые скопления, имеющие коричневато-золотистую окраску и возникшие в результате распыления магмы при ее извержении.

В базальтах развиваются горные породы, называемые **вариолитами** (рис. 75), имеющие вариолитовую структуру; они особенно хорошо наблюдаются в корке подушечных (шаровых) лав.

По присутствию или отсутствию оливина базальты могут быть подразделены на пересыщенные (без оливина) и недосыщенные (со значительным содержанием оливина).

Оливиновые базальты в свою очередь разделяются на оливиновые толеиты и щелочные оливиновые базальты. Последние выделяются по содержанию в их химическом составе щелочей, особенно натрия, в количестве, потребном для образования нормативного нефелина. Как отмечалось, эти базальты недосыщены кремнеземом.

На тетраэдрической диаграмме (рис. 76) системы $Di-Fo-Ne-Q$ (диопсид—форстерит—нефелин—кварц) приводятся соотношения базальтовых вулканитов по четырем нормативным минералам, представляющим собой упрощенные аналоги реальных базальтовых минералов. На диаграмме показаны реакционные взаимоотно-

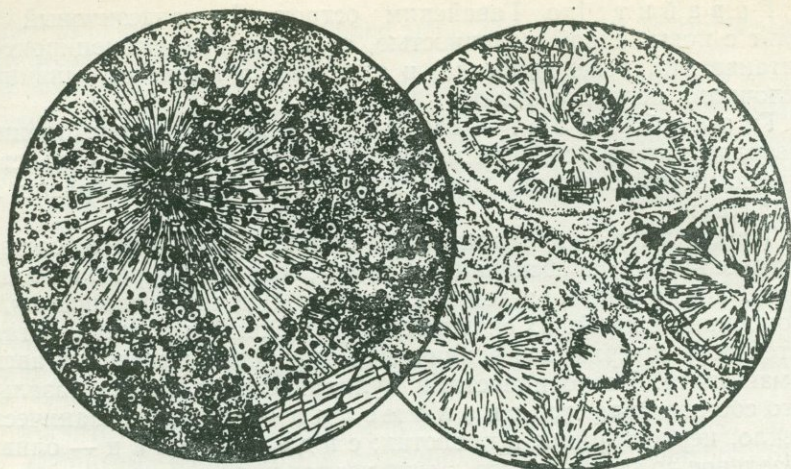


Рис. 75. Вариолит.

Левое микрофото — Ялгуба, северный берег Онежского озера. Структура вариолитовая (радиальноволокнистая). Зернышки моноклинного пироксена располагаются независимо от волокон альбита. В центре зернышек пироксена с включением разложившегося стекла. Внизу единичный фенокристалл пироксена. По А. Н. Заварицкому [1955]; правое микрофото — Дюранс, Франция. Вариолы волокон плагиоклаза и зажатых между ними зернышек пироксена и актинолита. У края вариолей псевдокристаллы. Вокруг вариолей хлоритовая оболочка. Между вариолами разложившееся стекло. Окружные мидалины и секущие жилки состоят из актинолита и эпидота. По Ю. Ир. Половинкиной и др. [1948]

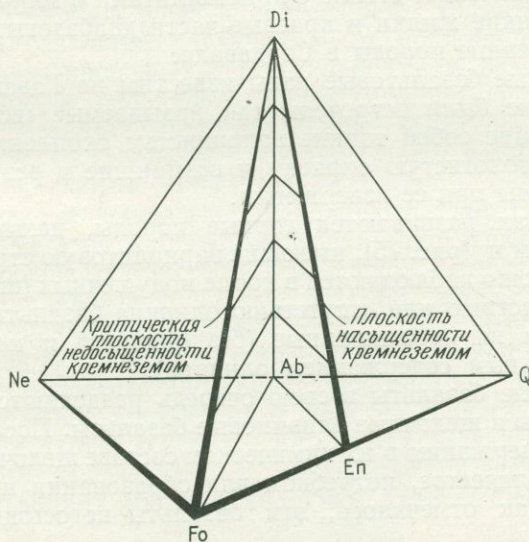


Рис. 76. Тетраэдрическая диаграмма системы $Di-Fo-Ne-Q$. По Г. С. Йодеру и К. Е. Тилли, 1962 г.

Критическая площадь насыщенности кремнеземом в тетраэдре состава базальтов отбивает четкую границу между щелочными оливиновыми базальтами (левая часть диаграммы) и толентовыми базальтами (правая часть диаграммы). Значение этой граничной плоскости заключается в том, что нефелиновый компонент одной группы несовместим с энстатитом другой группы

шения: $Fo + Q = En$ и $Q + Ne = Ab$. Клинопироксен Di здесь не указывается, так как он (обычно авгит) в том или ином количестве содержится почти во всех базальтах.

Из рис. 76 следует, что кристаллизация базальта в левой (нефелиновой) части тетраэдрической диаграммы происходит таким образом, что состав остаточной жидкости смещается в сторону обогащения ее нефелиновым компонентом, а кристаллизация в правой части базальта осуществляется с образованием остаточной жидкости, смещенной в направлении кварца. На этом основании можно полагать, что дифференциация щелочно-оливино-базальтовых магм должна протекать в сторону обогащения ее щелочами, а дифференциация толеитовой магмы — в направлении обогащения кремнеземом. Из этих остаточных жидкостей в процессе продолжающегося охлаждения системы выделяются более поздние кристаллы, либо они затвердевают в виде стекла. По этой причине нефелиновый компонент щелочных оливиновых базальтов, подобно кварцу для пересыщенных толеитовых базальтов, часто не входит в реальный минеральный состав. Он входит в стекло или, в случае его небольшого количества (1—2%), — в состав сложных клинопироксенов. Поэтому в случае отсутствия химических анализов характер клинопироксена можно использовать в качестве диагностического критерия.

На приведенной тетраэдрической диаграмме «плоскость насыщения кремнеземом» фиксирует границу, справа от которой находятся пересыщенные кремнеземом базальты, соответствующие большей части континентальных толеитов. В средней области диаграммы располагаются оливиновые базальты, отвечающие толеитам, обильно встречающимся на дне океанов.

По данным Дж. Р. Канна, состав базальтов океанического дна постепенно меняется от явно толеитового до состава щелочных базальтов. Полагают, что эти вариации отвечают кристаллизационной дифференциации с осаждением твердой фазы следующего состава: плагиоклаз (An_{75})—65%, оливин (Fo)—20% и авгит—15%.

Палеотипными представителями щелочноземельных базальтоидов являются базальтовый порфирит, диабаз и спилит.

П о р ф и р и т б а з а л ь т о в ы й — палеотипный базальт. Минеральный состав изменчивый, что зависит от интенсивности наложенных процессов — альбитизации основного плагиоклаза и хлоритизации железомagneзиальных минералов; наблюдаются также актинолитизация и серпентинизация. Стекло раскристаллизовано. Из новообразованных минералов, отвечающих зеленосланцевой (зеленокаменной) фации метаморфизма, содержатся: альбит, хлорит, актинолит, серпентин, соссурит, эпидотовые минералы, магнетит и др. Встречаются и реликты исходных минералов — пироксен, базальтическая роговая обманка, плагиоклаз разной основности и др.

Д и а б а з [греч. «диабас» — расщепляющийся] — палеотипный долерит. Минеральный состав: основной плагиоклаз,

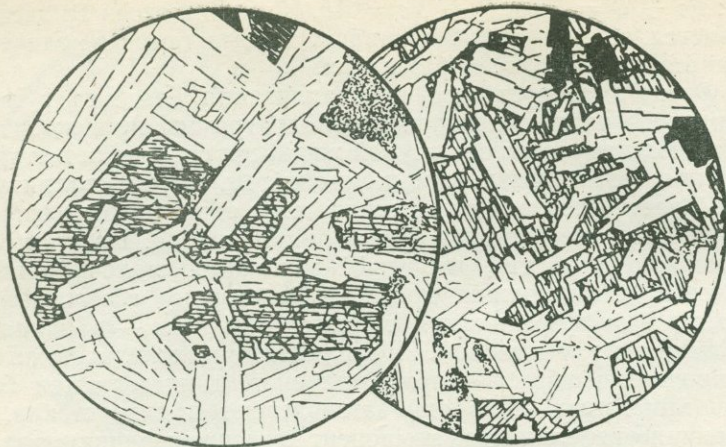


Рис. 77. Диабаз.

Левое микрофото — Бердяш, Урал. Структура офитовая. Призматические зерна основного плагиоклаза резко идиоморфны по отношению к моноклинному пироксену. Зерна плагиоклаза и пироксена имеют приблизительно одинаковые размеры. Справа сверху немного хлорита; *правое микрофото*. Там же. Структура пойкилоофитовая. Более мелкие изоморфные призматические зерна плагиоклаза пойкилитически включены в крупных зернах пироксена. Видны магнетит и отдельная чешуйка биотита (вверху) и хлорит (внизу). По А. Н. Заварицкому [1937]

часто измененный, авгит, амфибол, хлорит, серпентин, магнетит и др. Для диабазов характерны следующие наложенные (послемагматические) процессы: амфиболизация авгита, хлоритизация, сосюритизация, деанортитизация (альбитизация) основного плагиоклаза (рис. 77). Структура офитовая (диабазовая).

Большей частью диабазы слагают дайки и sillы или занимают внутренние части вулканических покровов.

С п и л и т [греч. «спилис» — скала, утёс] — палеотипный базальт или долерит, образовавшийся в результате подводного вулканизма, обычно в геосинклинальных условиях. Спилиты — тонкозернистые горные породы со средним содержанием SiO_2 около 50%, с высоким содержанием натрия и дефицитом калия. Основная масса спилитов состоит из узких длинных лейст альбита, промежутки между которыми заполнены хлоритом и рудным минералом, возникшим по стеклу. Иногда содержатся свежий или в различной степени разрушенный пироксен (авгит) и амфибол.

Для спилитов характерна шаровая (подушечная) отдельность. Полости между «подушками» выполнены голубовато-темным уплотненным (литифицированным) илом или кремнием, иногда слабо метаморфизованной горной породой, называемой уже спилитом (см. ниже). В некоторых районах оболочки «подушек» сложены спилитами, а внутренние части — главным образом карбонатом. Иногда видна четкая картина псевдоморфного замещения спилитов карбонатом с сохранением структуры метасоматически замещаемой исходной горной породы.

В тесной ассоциации со спилитами встречаются кремнистые радиолярии (радиоляриты). Кроме того, вместе со спилитами развиты среднекремнекислотные (кератофиры) и кремнекислотные (кварцевые кератофиры) лавы и гипабиссальные интрузивные тела тех же горных пород. Их силлы и дайки постепенно переходят в относительно крупнозернистые альбитовые долериты (альбитовые габбро). В этот же ряд горных пород входят пикриты. Примером таких образований являются авгитовый пикрит вблизи Менхениот

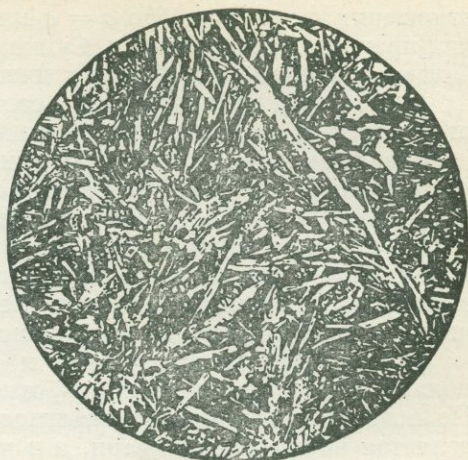


Рис. 78. Спилит.

Блява, Южный Урал. Исключительно удлиненные лейсты альбита, зернышки хорошо сохранившегося авгита и хлоритовый мезостазис по стеклу. По В. А. Заварицкой, 1946 г.

(Корнуэлл, Великобритания) и роговообманково-авгитовый пикрит (Плимутский горнорудный район, Великобритания).

Аллометаморфизм (метасоматизм), точнее, спилитизация интрузивных базальтов, нередко охватывает и вмещающие их глинистые сланцы, которые превращаются в существенно альбитовые горные породы, называемые адинолами, содержащими около 90% альбита.

Большинство петрологов считают, что альбит спилитов кристаллизовался не из магмы, а произошел в результате наложения на вулканические породы натрийсодержащих гидротермальных растворов, вызвавших постепенное преобразование исходного основного плагиоклаза в кислый плагиоклаз, обычно альбит, редко олигоклаз. Возможно, что натрий частично извлекался из морской воды. Вторичный характер альбита в спилитах подтверждается наблюдавшимися участковыми переходами спилитов в диабазы и порфириды, плагиоклаз которых не альбитизирован, либо альбитизирован в различной мере, а также наличием в спилитах реликтов слабо альбитизированных исходных плагиоклазов (см. раздел «Метаморфическое и метасоматическое породообразование»). Структура спилитов пилотакситовая и интерсертальная, текстура миндалекаменная (рис. 78).

Петрохимия. Для основных магматических пород (базитов или мафитов) характерно содержание SiO_2 около 50%. По числовым характеристикам А. Н. Заварицкого, габбровым породам свойственны небольшая величина s (обыкновенно от 50 до 60) и высокое b (до 25, иногда больше), c несколько больше a . Габбро от диорита отличается более высоким b и более низкой величиной

отношения $a : c$. В габбро $c = a$ или даже больше, а в диорите, как правило, только $2c = a$. Сумма $3a + 2c + b$ в обеих породах близка к s ; в габбро обычно s ниже, а в диоритах часто выше.

Анортозиты по химическому составу существенно отличаются от габбровых пород весьма высокой величиной c .

Базальты и габбро очень близки по химическому составу, отличаясь лишь величиной отношения $a : c$ — у базальтов оно больше, а у габбро несколько меньше единицы. Следовательно, базальты содержат более значительное количество щелочей. Это подтверждает общую для всех групп магматитов закономерность: интрузивные образования содержат меньшее количество щелочей, чем соответствующие им эффузивные породы.

Граница между щелочными и толеитовыми базальтами довольно четко проводится по отношению $\text{SiO}_2 : (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$. По подсчетам химических анализов в толеитовых базальтах выделяется нормативный кварц, а в щелочных базальтах — нормативный нефелин, которые в реальных горных породах отсутствуют.

В химическом составе спилитов естественно обнаруживается высокое содержание натрия, отношение $a : c = 2 - 2,5$. Однако следует учитывать, что спилиты не являются истинно магматическими породами; они образованы по андезит-базальтовым вулканитам в результате натриевого метасоматоза в поствулканическую стадию развития вулканической геосинклинали.

Муджиерит и гавайит по химическому составу близки базальтам (в муджиерите SiO_2 обычно несколько меньше 50%), но характеризуются повышенной щелочностью.

Основные магматические породы в повышенных количествах содержат следующие элементы-примеси (в %): $\text{Ni} = 0,03$; $\text{V} = 0,025$; $\text{Cr} = 0,02$; $\text{Sc} = 0,002 - 0,007$; $\text{Co} = 0,0048$; Cu , $\text{Zn} = 0,03 - 0,04$ и др. В рассматриваемых породах в целом никеля в 20, а хрома в 10 раз больше, чем в гранитоидах.

СРЕДНЕКРЕМНЕКИСЛОТНЫЕ ПОРОДЫ (ДИОРИТЫ И АНДЕЗИТЫ)

По качественному минеральному составу диориты сходны с габбро, однако существенно отличаются от них следующими тремя признаками: 1) составом плагиоклаза, 2) характером цветных минералов и их количественной ролью, т. е. цветовым индексом, и 3) парагенезисом.

Типичные диориты содержат олигоклаз или андезин, а типичные габбро (и базальты) — лабрадор или битовнит. Главными мафическими минералами диоритов являются роговая обманка и (или) биотит, в некоторых случаях — авгит и гиперстен; оливин, как правило, отсутствует. У диоритов цветной индекс обычно ниже, а у габбро — выше 40. Однако горную породу диоритового характера с плагиоклазом ряда олигоклаз — андезин и цветовым

индексом 43 будет неправильным относить к габбро. Ее следует назвать габбро-диоритом. Диориты парагенетически связаны с гранодиоритами, тоналитами и кварцевыми диоритами. Встречаются также небольшие самостоятельные их тела.

Диорит [Греч. «диорицо» — отделяю] — среднекремнекислотная полнокристаллическая магматическая порода, главными минералами которой являются плагиоклаз (An_{40-50}), составляющий не менее $2/3$ ($\approx 65\%$) суммы минералов и одного или более темноцветных минералов — роговой обманки, биотита, иногда авгита и редко ортопироксена (гиперстена), в весьма редких случаях присутствует оливин. Из аксессуаров входят сфен (обильно), магнетит, ильменит и др. Структура обычно гипидиоморфнозернистая.

Кварцевый диорит отличается от диорита присутствием кварца. В случае содержания биотита его называют слюдяным (биотитовым) кварцевым диоритом, легко диагностируемым даже в штуфе.

Меланодиорит характеризуется повышенным содержанием темноцветных минералов. Обширные выходы меланодиоритов имеются на юго-западном побережье о. Джерси и в восточной части о. Гернси в Ла-Манше. Особенностью этих горных пород является присутствие призматических зерен роговой обманки, часто с полой внутренней частью, ориентированных вдоль текстур течения магмы. Они были названы аппинитами. Породы более крупнозернистые, часто пегматоидные, образуют гнезда в диоритовых силлах.

Плюмазит [по назв. местности в Калифорнии] — горная порода, слагающая довольно мощную дайку, секущую перидотитовое тело в округе Плумас (Калифорния). Минеральный состав: олигоклаз и корунд. Олигоклаз образует связывающую массу, в которой расположены светло-голубые кристаллы корунда (размером до 2,5 см). В Натале и Трансваале (южная Африка) близкие плюмазиту дайковые горные породы имеют пегматоидный характер, в которых размер кристаллов корунда достигает 5 см и более. Краевые части даек иногда сложены олигоклазитами, в центральных же частях присутствует корунд в значительном количестве.

Плюмазиты на Урале (Кыштым, район Борзовки) связаны с кыштымитами (среднезернистая плагиоклазово-корундовая порода, залегающая в виде линз в контакте гранито-гнейсов), кое-где перемежающимися с актинолитами.

Дунганнонит [по назв. местности Дунганнон в пров. Онтарио, Канада] мало отличается от плюмазита. В отличие от последнего в дунганноните содержится более основной плагиоклаз (олигоклаз-андезин, андезин), слагающий примерно $3/4$ горной породы. Остальная четверть представлена наполовину крупными кристаллами корунда и светлой слюдой, обычно окаймляющей зерна корунда. В качестве второстепенных минералов содержатся биотит и нефелин. В некоторых фациях развиваются почти мономинеральные горные породы — андезиниты.

Корундсодержащие горные породы в петрологическом отношении весьма интересны, однако их происхождение является пока еще дискуссионным. Советские специалисты считают, что они образованы метасоматическим путем.

М и к р о д и о р и т — собирательное название горных пород, отличающихся от диоритов лишь среднезернистостью. Андезиты отличаются от микродиоритов еще меньшей зернистостью составных минералов и содержанием стекла в основной массе. Различают две структурные разновидности микродиоритов: порфиновые (более распространены) и афировые.

Некоторые из гипабиссальных порфиновых микродиоритов похожи на андезитовые порфириты (палеотипные андезиты). Стекло основной массы этих горных пород раскристаллизовано (девитрофицировано), и в него вкраплены многочисленные относительно крупные кристаллы роговой обманки и биотита. Такие горные породы называют роговообманково-биотитовыми андезитами, хотя правильнее было бы их именовать роговообманково-биотитовыми андезитовыми порфиритами, так как они имеют палеотипный облик.

По преобладающему содержанию каких-либо из темноцветных минералов выделяются слюдяные, роговообманковые, роговообманково-биотитовые и менее распространенные авгитовые и гипрстеневые микродиориты.

М а р к ф и л ь д и т [по назв. местности Маркфильд, Великобритания] представляет собой разновидность пересыщенных кремнеземом порфиновых микродиоритов. Основная масса состоит из кварца и красноватого щелочного полевого шпата, образующих графические сростания, в которую вкраплены плагиоклаз и роговая обманка. Такие горные породы описаны среди ордовикских малых интрузий, обнажающихся близ местности Пенмайнамр и Хардех-Доум (Великобритания).

П о р ф и р о в ы е и а ф и р о в ы е м и к р о д и о р и т ы описаны из даек, связанных с позднекаледонскими вулканическими центрами (Южная Шотландия). Вкрапленники в этих микродиоритах представлены биотитом, обыкновенной роговой обманкой и плагиоклазом (An_{25-35}), нередко присутствует и кварц (микротоналиты).

* * *

Из жильных пород, отличающихся по химическому составу от типичных диоритов, связанных геологически с более или менее кремнекислотными интрузивами и обладающих своеобразными чертами минерального состава и структуры, следует упомянуть следующие диасхистовые породы (лампрофиры) [греч. «диасхисто» — расщепляю]: малхит, павдит, керсантит и спессартит.

М а л х и т [по г. Меликобус (Мальхен), ФРГ; А. Андреа А. Озанн, 1892 г.] — типичная жильная тонкозернистая диори-

товая порода мезократового характера, существенно состоящая из зеленой роговой обманки и плагиоклаза (олигоклаза, андезина, реже лабрадора). Иногда к названным минералам добавляется биотит. В порфирировых разновидностях все эти минералы могут образовать фенокристаллы. В основной массе нередко содержится кварц в незначительном количестве. Числовые характеристики малхита $a = 10,4$; $C = 7,0$; $b = 15,6$; $s = 67,0$.

Павдит [по Николо-Павдинскому району на Урале; Л. Дюпарк А. Гроссэ, 1916 г.] — близкий к малхиту лампрофир. Плагиоклаз в павдите несколько более основной, чем в малхите (обычно лабрадор), а роговая обманка бурая. Эти признаки сближают его с роговообманковым габбро.

Керсантит [по назв. местности Керсантон, Франция] — темная, богатая слюдой жильная порфирировая горная порода, связанная генетически с диоритами. Особенностью минерального состава керсантитов является содержание в них плагиоклаза и биотита, иногда в небольшом количестве присутствуют калишпат, пироксен, оливин и амфибол. В сходных лампрофирах — **минеттах** — ведущую роль наряду с биотитом играет калиевый полевой шпат. Эти две разновидности лампрофиров бывают трудно отличимы, особенно когда их основная масса изменена вторичными процессами (например, массив Шэп, Великобритания). Вкрапленники в керсантитах в основном представлены биотитом, составляющим около 1/3 объема горной породы, реже авгитами и оливинами.

Спессартит [по назв. местности Спессарт] — в свежем виде темно-серая или почти черная порфирировидная или мелкозернистая жильная горная порода диоритового состава, главными минералами которой являются плагиоклаз (андезин, лабрадор) и обыкновенная зеленая, либо буро-зеленая роговая обманка, слагающая около 40% и больше объема горной породы. Иногда в незначительном количестве присутствует клинопироксен (диопсид) и, как случайный минерал, — оливин. Фенокристаллы образует главным образом роговая обманка. Спессартиты с малым количеством калиевого полевого шпата называются **вогезитами** (см. ниже).

Перейдем к характеристике вулканитов, представляющих собой химические аналоги диоритов.

Андезит [по назв. Анд — горной системы в Южной Америке] представляет собой кайнотипный вулканит; по химическому составу отвечает диориту. От микродиорита отличается меньшими размерами зерен и содержанием стекла в основной массе. Андезиты слагают лавовые потоки, реже покровы и гипабиссальные интрузии, особенно дайки. В зависимости от преобладания в составе того или иного мафического минерала выделяют роговообманковый андезит, гиперстеновый андезит и т. д.

В основной массе андезитов наряду с плагиоклазовыми микролитами андезинового, реже олигоклазового состава присутствуют

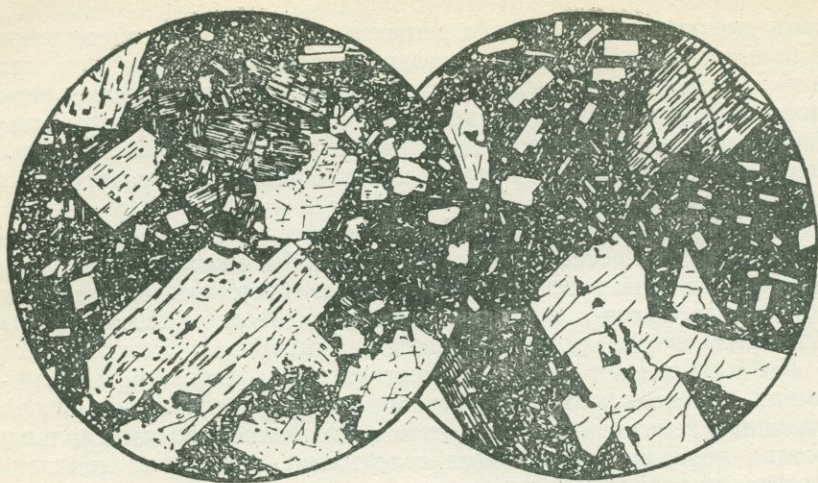


Рис. 79. Андезит авгит-гиперстеновый (левое микрофото).

Район Ключевой сопки, Камчатка. Структура гиалопилитовая (андезитовая). Фенокристаллы — гиперстен, авгит, зональный плагиоклаз, содержащий включения стекла. По А. Н. Заварицкому [1931]

Андезит гиперстеновый (правое микрофото).

Чевиотские горы, Англия. Структура порфировая. Основная масса гипокристаллическая с большим количеством стекла. Порфировые выделения — лабрадор и гиперстен. По А. Харкеру, 1935 г.

стекло, микролиты ортопироксена и зерна рудного минерала (магнетита, титаномагнетита) в небольшом количестве, что отличает их от базальтов. Минеральный состав: фенокристаллы зонального плагиоклаза (в ядре An_{65-95}), моноклинный пироксен (диопсид-авгит, реже пижонит), образующий сдвойникованные кристаллы, энстатит или гиперстен, встречающиеся только среди вкрапленников, базальтическая бурая роговая обманка, резко плеохроирующая (лампрофилит), и бурый биотит, встречающийся лишь среди вкрапленников. Для роговой обманки и биотита обычной является опацификация [«опакус» — темный, непрозрачный] (частичное или полное их замещение мелким, черным, непрозрачным агрегатом зерен магнетита). Наблюдаются все стадии магматической коррозии вкрапленников. Текстура андезитов массивная, пористая; структура гиалопилитовая (андезитовая), пилотакситовая, реже витрофирующая (рис. 79).

Особенностью химического состава андезитов является обогащенность алюминием ($Al_2O_3 = 16-18\%$), что обусловлено содержанием в их минеральном составе большого количества плагиоклаза и присутствием алюминсодержащих мафических минералов. Обнаруживается также содержание нормативного корунда (около 1,5%). Среднее содержание SiO_2 (58,17%) отвечает среднекремнекислотным щелочноземельным вулканитам. Содержание

нормативного кварца 13,6%, т. е. несколько больше величины 10%, разграничивающей андезиты от дацитов. Таким образом, средний андезит скорее отвечает кварцевому андезиту, тем более что согласно Ф. Чейсу, бескварцевые андезиты по нормативному составу являются редкими. Ввиду пересыщенности кремнеземом содержание нормативного оливина не более 1%.

В основной массе некоторых андезитов может присутствовать первичный кварц. Такая порода называется кварцевым андезитом. По мере возрастания количества свободного кремнезема в магме кварц может выделиться как в первой генерации в виде вкрапленников, так и во второй — в основной массе; когда кварц присутствует в обеих генерациях, породу относят к дацитам (см. ниже).

Андезиты, как и другие кайнотипные вулканиты, подвергаются наложенным поствулканическим процессам, вызывающим разрушение исходных составных частей и образование вторичных минералов (зеленокаменный или зеленосланцевый метаморфизм). Плаггиоклаз сначала замутняется, затем замещается альбитом, находящимся в ассоциации с цоизитом и эпидотом; темноцветные минералы постепенно замещаются хлоритом, эпидотом, кальцитом и т. д. В пористых андезитах поры заполняются кальцитом, хлоритом, пренитом, цеолитами и т. д. К таким породам было применено название порфирит. Более приемлемым представляется нам название андезитовый порфирит, введенное для палеотипных вулканитов А. Н. Заварицким.

П о р ф и р и т а н д е з и т о в ы й — палеотипный андезит с характерным изменением первичных минералов и стекла. Плаггиоклаз подвергается деанортитизации (альбитизации) и серицитизации, иногда хлоритизации. Продукты его распада выделяются в виде сосюрита, кальцита и эпидотовых минералов. Пироксен и базальтическая роговая обманка замещаются уралитом, хлоритом, кальцитом, рудным минералом (магнетитом, лейкоксеном). Стекло обычно превращается в хлорит. Вторичные минералы обуславливают зеленую окраску горной породы.

А л ь б и т о ф и р — палеотипная порфиновая существенно натриевая горная порода с раскристаллизованной основной массой, состоящей главным образом из микролитов и кристалликов альбита с примесью хлорита, кальцита, рудного минерала. Порфиновые выделения представлены в основном также альбитом. Порода образована по основным и среднекремнекислотным вулканитам в результате низкотемпературного метасоматического процесса.

И с л а н д и т [по о. Исландия] по содержанию кремнезема аналогичен известково-щелочным андезитам, имеет повышенную щелочность, но содержит мало Al_2O_3 (редко более 16%), и часто значительное количество железа. Исландиты характерны для орогенного вулканизма; полагают, что они образовались в результате гибридизма, связанного со смешением кремнекислотных

и основных магм. Содержание нормативного кварца в исландитах достигает 25%.

Андезиты обнаруживают тенденцию к изменению состава вкрест простирания главных геологических структур. На островных дугах у океанических желобов развиты андезиты с повышенным содержанием кальция и соответственно входящий в них плагиоклаз богаче аортитовой молекулой. На другом фланге орогенического пояса, прилегающем к континенту, андезиты характеризуются повышенным содержанием щелочей, особенно калия.

Дискуссионным является вопрос генерации андезитовых магм. Они могли образоваться в результате дифференциации исходной базальтовой магмы путем фракционирования в глубинных горизонтах земной коры или, возможно, в верхней мантии.

Если допустить возможность дифференциации материнских базальтовых магм путем фракционирования, то следует ожидать извержения из магматической камеры сначала значительных масс основной магмы с последовательным уменьшением количественной роли, а затем — более кислых магм, что в природе не наблюдается. Например, в центральной части Каскадных гор у западного побережья североамериканского континента из цепи вулканов Рейнир, Худ и Джеферсон извергалась магма однородного андезитового состава; по обе стороны от этой вулканической цепи из спутниковых вулканических конусов выбрасывалась на поверхность магма, образовавшая андезиты того же состава. «Можно привести многочисленные примеры вулканических регионов, в которых последовательность извержения и количественные соотношения различных лав не соответствуют представлениям о возникновении значительных количеств андезитов в результате дифференциации базальтовой магмы» [Hatch F., Wells A., Wells M., 1972].

Наблюдающиеся в природе соотношения удовлетворительно объясняются селективным выплавлением андезитовой магмы на глубине. Например, для Камчатки глубина, на которой выплавление происходит из однородной по составу перидотитов мантии, оценивается в 60—90 км.

Петрохимия. Химический состав диоритов и андезитов аналогичен. Содержание кремнезема в бескварцевых диоритах и андезитах варьирует в пределах 56—58%.

По Дэли состав среднего диорита и андезита в окислах выражается соответственно следующими величинами (в%): SiO_2 56,77; 59,59; Al_2O_3 16,67; 17,31; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 7,56; 6,46; MgO 4,17; 2,75; CaO 6,74; 5,80; Na_2O 3,39; 3,58; K_2O 2,12; 2,04.

Числовые характеристики тех же горных пород соответственно следующие: a — 10,7; 11,1; c — 31; 64; b — 16,7; 12,0; s — 66,5; 70,5; f — 42,9; 51,8; m' — 43,3; 40,6; c' — 38,7,6; n — 71,4; 75,3.

Анализ приведенных числовых характеристик подтверждает общую закономерность, что плутонические породы отличаются от соответствующих вулканических большей величиной a и меньшей b .

КРЕМНЕКИ СЛОТНЫЕ ПОРОДЫ (ГРАНИТОИДЫ, ЛИПАРИТЫ И ДАЦИТЫ)

Гранитоид — групповое понятие, объединяющее все кремнекислотные интрузивные (плутонические) горные породы, содержащие кварц (более 20% в сумме фельзических составных частей), полевые шпаты и темноцветные (мафические) минералы.

А. Н. Заварицкий [1955] по характеру полевого шпата различает две подгруппы интрузивных кварц-полевошпатовых пород (гранитоидов): а) граниты и гранодиориты и б) плагиограниты и кварцевые диориты.

Понятие «гранитоид» обычно объединяет следующие типы горных пород: кварцевый диорит (см. Диориты), плагиогранит или трондjemит, тоналит, гранодиорит, адамеллит, гранит нормальный или известково-щелочной и щелочной; сюда же относятся рапакиви, гельсинкит и чарнокит.

Петрологи Великобритании к адамеллитам [по горе Адамелло в Тироле] относят гранитоиды, в которых плагиоклаз и щелочной полевой шпат присутствуют примерно в равных количествах, не превышающих $2/3$ общей суммы полевых шпатов. Минеральный состав адамеллитов: кварц, щелочной полевой шпат, плагиоклаз (олигоклаз, реже андезин), в некоторых адамеллитах содержится биотит, иногда биотит и роговая обманка одновременно. В чарнокитовых адамеллитах наряду с преобладающим кварцем и примерно равным количеством калишпата и плагиоклаза присутствует плеохроичный гиперстен [Hatch F., Wells A., Wells M., 1972].

А. Н. Заварицкий [1955] рекомендует избегать названия «адамеллит», так как если придерживаться этого термина, то следует принимать во внимание, что в монцонитах калиевый полевой шпат присутствует в ассоциации с довольно основным плагиоклазом ($An_{10>}$). В таком случае к адамеллитам можно было бы отнести разновидности гранитов, в которых присутствует более основной плагиоклаз (андезин, лабрадор), чем это характерно для данных пород.

Гранит нормальный [греч. «гранум» — зерно] или известково-щелочной (вследствие содержания известково-натриевого полевого шпата — плагиоклаза) имеет следующий минеральный состав: кварц 25—30%; плагиоклаз (альбит, олигоклаз, реже более основной плагиоклаз; ядро зонального плагиоклаза может иметь андезиновый состав); калиевый или калиево-натриевый полевой шпат (микроклин, микроклин-пертит, ортоклаз — около $2/3$ всех породообразующих минералов; сюда (биотит, мусковит); цветные (мафические) минералы (роговая обманка, реже пироксен, обычно диопсид) — до 5—10%; аксессуарии (магнетит, ильменит, апатит, циркон, ортит, сфен, монацит, турмалин, топаз, флюорит и др.) (рис. 80). Гранит — полнокристаллическая и яснокристаллическая, равномернозернистая порода. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая (гранитовая,) аллотриоморфно-

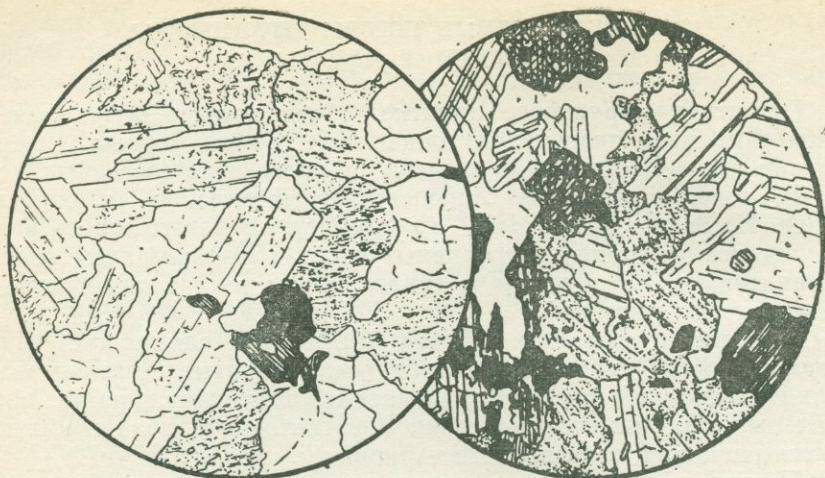


Рис. 80. Гранит нормальный биотитовый (левое микрофото).

Баян-Аульский район, Казахстан. Структура гипидиоморфнозернистая (гранитовая). Порода состоит из немного серицитизированного плагиоклаза (олигоклаз), пертитового калиевого полевого шпата, кварца, биотита и акцессорного магнетита

Монзонит кварцевый (правое микрофото).

Река Тава, Фергана, Средняя Азия. Структура гипидиоморфнозернистая. Порода сложена из плагиоклаза (олигоклаз-андезина), калиевого полевого шпата, кварца, биотита (справа внизу), авгита, одного зерна роговой обманки и акцессорного магнетита. По А. Н. Заварицкому [1955]

зернистая, порфириовидная либо порфиробластовая, так как в последнем случае фенокристаллы полевого шпата образуются метасоматическим путем в конце формирования гранитоидного плутона, приобретшего эту структуру в результате привноса восходящими растворами калия.

Различают следующие нормальные граниты: биотитовые, мусковитовые, биотит-мусковитовые или двуслюдяные, роговообманковые и др. В условиях гипабиссальной кристаллизации гранитной магмы могут возникнуть гранит-порфиры и гранофиры (рис. 81), имеющие соответственно гранит-порфировую и гранофиловую структуры.

Гранодиорит — полно- и яснокристаллический, богатый кварцем (около 15—20%) гранитоид, с полевым шпатом, преимущественно плагиоклазом (альбит-олигоклаз, олигоклаз), в меньшем количестве — калиевым или калинатриевым полевым шпатом (микроклин, микроклин-пертит, ортоклаз), количество последнего не должно превышать $1/3$ суммы полевых шпатов. Из фемических минералов присутствуют биотит и роговая обманка в переменных количествах, из аксессуариев — сфен, апатит и магнетит. Структура гранодиоритов гипидиоморфнозернистая.

В отличие от тоналита и кварц-слюдяного диорита, в которых главным минералом является плагиоклаз (альбит, олигоклаз),

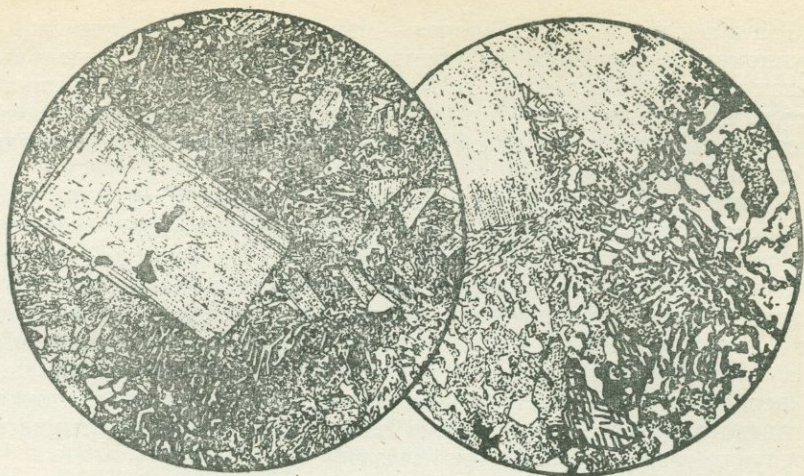


Рис. 81. Гранофир. *Левое микрофото.*

Ата-Су, Центральный Казахстан. Структура порфировая (гранофировая) с микрографической структурой основной массы, сложенной из калишпата и кварца. Вкрапленники — помутневший и серицитизированный плагиоклаз (олигоклаз, включающий акцессорный магнетит. По А. Н. Заварицкому [1955]

Гранофир *авгитовый (правое микрофото).*

Остров Скай, Шотландия. Структура гранофировая. Основная масса микрографическая, кварц-полевошпатовая. Вкрапленники — плагиоклаз, отдельные зерна авгита (внизу) и магнетита. По А. Харкеру, 1935 г.

а кварц играет второстепенную роль, в гранодиоритах и к числу главных минералов относится кварц. Содержание SiO_2 в гранодиоритах обычно 66—67%, что соответствует содержанию свободного кварца в пределах 22%. Гранодиориты постепенно переходят в тоналиты, что наблюдается во многих гранитоидных массивах, в частности, в батолитах горных цепей Северной Америки и в Южной Калифорнии.

Плагиогранит (трондьемит, лейкократовый тоналит) относится к семейству гранитоидов, содержащих незначительное количество щелочных полевых шпатов, либо вовсе их не содержащих. Минеральный состав: плагиоклаз (олигоклаз или андезин) 50—60%, кварц 20—30%, небольшое количество биотита и акцессории. Вместо биотита иногда присутствует роговая обманка или пироксен.

Тоналит [по назв. перевала Монте-Тонале в Тироле] по составу близок плагиограниту. В тоналите из Монте-Тонале темноцветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой. Тоналиты Лох-О (Великобритания) гранитного массива Бен-Крахан состоят из плагиоклаза (An_{30}) 72%, микропертита 11%, кварца 7%, темноцветных минералов и акцессориев 10%. Структура тоналита гипидиоморфнозернистая.

Рапакиви [фин. «рапа» — гнилой, «киви» — камень] — крупнокристаллическая разновидность гранитов. В отдельных местах развития этих пород наблюдается интенсивная их трещиноватость и разрушенность, в результате чего они легко распадаются на отдельные куски, откуда и произошло название горной породы — «гнилой камень».

Рапакиви характеризуется порфиroidной структурой. Полнокристаллическая основная масса горной породы имеет гранитовый состав: идиоморфный кварц, ортоклаз, железистый биотит, роговая обманка с включениями железистого оливина (гортонолит), диопсид и аксессуарные минералы (апатит, магнетит, флюорит, ортит, монацит и др.). Порфиroidные выделения представлены мясо-красными округлыми зёрнами (овоиды) ортоклаза размером до нескольких сантиметров в диаметре, окруженными оболочкой натриевого плагиоклаза, обычно олигоклаза, иногда ритмически чередующегося с зонами ортоклаза.

Вопрос об образовании таких сложных форм порфиroidных обособлений, заключенных в связующей массе, является дискуссионным. Овоиды могут быть либо первичными, выделившимися первыми при медленной кристаллизации магмы, либо вторичными, возникшими в результате метасоматоза. В последнем случае образование овоидов могло произойти в конечную стадию становления горной породы.

Большие массивы рапакиви известны на границе Финляндии и СССР (район Выборга). Он является прекрасным строительным материалом как по твердости, так и по внешнему виду. Многие известные архитектурные сооружения Ленинграда построены из этого камня, например колонны Исаакиевского собора, набережная р. Невы и др. Рапакиви имеются также в окрестностях Корсунь-Шевченко (Украина), на берегах Онежского озера и в некоторых других местах.

Гельсинкит, или **хельсинкит** [по назв. г. Хельсинки в Финляндии] — гранитоидная горная порода, состоящая на 2/3 из альбита (альбитизированного плагиоклаза), на 1/3 из эпидота с пеннином (продукта деанортитизации более основного плагиоклаза), небольшого количества (до 3%) кварца, микроклина и др. Образуется в результате наложенного натриевого метасоматоза по гранодиоритам, кварцевым диоритам и, возможно, даже по основным породам в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Пегматит гранитный [Греч. «пегматос» — крепкая связь] — разнородная, преимущественно крупнозернистая горная порода, сопутствующая гранитоидным телам. Образует обычно неправильные жилы, линзы, гнезда, штоки и обособления. Особенно распространены пегматиты в краевых частях материнских гранитоидных плутонов, реже — во вмещающих последние горных породах. Главные минералы пегматитов те же, что в соответствующих им материнских горных породах, т. е. породах,

с которыми они связаны парагенетически. Это гранитоиды (нормальные и щелочные), сиениты (нормальные, и нефелиновые), габбро и др. Пегматиты нормальных гранитов и сиенитов разделяются на керамические, мусковитовые, мусковит-редкометалльные и редкометалльные. Кроме главных породообразующих минералов (кварца, кислого плагиоклаза, калишпата, слюды), в пегматитах встречаются турмалин, берилл, флогопит, сподумен, редкометалльные минералы ниобия, тантала, фосфора, урана, тория, редких земель и др. Пегматиты щелочных сиенитов часто содержат соединения редкоземельных элементов, урана, тория и др. Пегматиты основных горных пород обогащены сульфидами никеля, железа и меди.

Существует две гипотезы образования пегматитов (и пегматитовых структур). Согласно одной из них (А. Е. Ферсман и многие др.), они образованы исключительно путем кристаллизации из особого пегматитового расплава, согласно другой (Е. Вашингтон, А. Н. Заварицкий, И. К. Никитин, Г. М. Заридзе и др.), возможно также их метасоматическое происхождение в результате воздействия на исходные горные породы восходящих растворов определенного состава.

Структура гранитных пегматитов графическая (пегматитовая) обусловлена срастаниями кварца и полевого шпата (микроклин—микропертит) при постоянном их соотношении соответственно 30 и 70%. Постоянство этого соотношения свидетельствует о том, что графическая структура пегматитов образована в результате эвтектической или котектической кристаллизации двухкомпонентной смеси (кварца и полевого шпата) при температуре несколько выше 575° С. В таких температурных пределах находится точка инверсии кварца [лат. «инверсио» — переворачивание]. Как отмечено, некоторые петрологи полагают, что графические структуры пегматитов могут образоваться также путем метасоматического замещения полевых шпатов кварцем в результате привноса кремнезема восходящими растворами.

Для пегматитов характерно наличие чрезвычайно крупных кристаллов. Например, вблизи Кейстоуна в Южной Дакоте (США) были встречены кристаллы берилла размером 6 м и сподумена длиной 14 м. Подобные примеры достаточно многочисленны. Рост таких гигантских кристаллов скорее всего мог быть вызван кристаллизацией постоянно циркулирующего пегматитового флюида с пониженной вязкостью, обусловленной присутствием фтора и воды.

А п л и т г р а н и т н ы й [греч. «геплѐс» — простой] (гранит-аплит) представляет собой равномерно мелкозернистую лейкократовую горную породу, сопутствующую гранитоидам. Минеральный состав: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз (обычно альбит), мусковит; темноцветные минералы (биотит, роговая обманка) отсутствуют или содержатся в ничтожном количестве,

Гранит-аплиты залегают в материнских гранитоидах или вмещающих последние горных породах. Порой аплиты ассоциируют с пегматитами, образуя сложные тела, в которых краевая часть может быть сложена пегматитом, а центральная — аплитом. В некоторых дайках наблюдается чередование аплитовых и пегматитовых полос, либо аплитовая дайка включает в себя неправильные обособления пегматита, указывающие на общность генезиса этих горных пород. Что касается различия в степени их кристалличности, то она объясняется сильной обогащенностью остаточной гранитной магмы фугитивными компонентами при кристаллизации пегматитов, а остаточная магма, давшая аплиты, является «сухой», резко обедненной флюидами, и по этой причине менее подвижной. Следует также отметить, что иногда взаимоотношения пегматитов и аплитов в естественных обнажениях и в шлифе указывают на метасоматический генезис этих горных пород, что было описано Б. Кингом [King B., 1948].

Г р а н и т щ е л о ч н о й — гранитоид, состоящий из щелочного полевого шпата (микроклин, микроклин-пертит, ортоклаз, анортоклаз, альбит), щелочного пироксена (эгирин, эгирин-авгит), щелочного амфибола (арфведсонит, рибекит), биотита, иногда, содержащего литий, кварца (около 30% объема породы), иногда диопсида и аксессуариев — апатита, циркона.

Преобладающим минералом является щелочной полевой шпат, по содержанию которого выделяют альбитовые (натриевые), ортоклазовые (калиевые) и альбит-ортоклазовые граниты. В первых из них содержатся микропертит, анортоклаз и альбит, из темноцветных минералов — натриевый пироксен и амфибол, реже биотит; в ортоклазовых гранитах полевой шпат почти исключительно калиевый с ничтожной примесью очень кислого плагиоклаза.

Кварцевые зерна в щелочных гранитах расположены между кристаллами полевого шпата, иногда вклиниваются в них, оставляя впечатление метасоматических образований. В микроклиновых (калиевых) гранитах с крупными кристаллами микроклина округлые, частично идиоморфные зерна кварца образуют в нем включения. Кроме того, кварц часто располагается на границе плагиоклаза и микроклина с образованием тонких прорастаний типа мирмекита. В шлифах некоторых щелочных гранитов в зернах кварца часто наблюдаются цепочки мельчайших пузырьков, расположенных вдоль залеченных трещинок. В кварце могут присутствовать также мельчайшие игольчатые кристаллы рутила, определяемые по аналогии с легко диагностируемыми более крупными его кристаллами, свидетельствующими об образовании данного кварца и горной породы в целом в условиях высокой температуры. В кварце могут быть включены также железорудные минералы, являющиеся единственными диагностируемыми в шлифе аксессуориями. Другие редкие аксессуарные минералы могут быть обнаружены в тяжелых фракциях крупных проб. Биотиты

щелочных гранитов характеризуются плеохроичными ореолами, обусловленными радиоактивным излучением включенных в них циркона и ксенотима. Иногда биотиты частично замещаются хлоритом.

Щелочные граниты бедны мафическими минералами, однако помимо биотитов, они содержат, как уже отмечено, щелочные пироксены и щелочные амфиболы. Встречаются разновидности, особенно бедные темноцветными минералами, например в Дартмурском гранитном массиве (Девоншир, Великобритания) развиты граниты, в которых щелочной полевой шпат и кварц составляют 97% объема горной породы, а мафические и акцессорные минералы 3%. Такие щелочные граниты называются лейкогранитами.

Альбитовые (натриевые) граниты встречаются редко. Например, в Нигерии и Судане развиты глубинные, гипабиссальные и эффузивные тела, сложенные гранитами, обогащенными натрием и обедненными кальцием, алюминием и магнием. Из мафических минералов эти граниты содержат эгирин и рибекит; плагиоклаз представлен почти чистым альбитом; вместо обычных биотитов и роговых обманок присутствуют безглиноземистые и бескальциевые эгирины и рибекиты, встречающиеся иногда в отдельности, чаще же вокруг эгирина рибекит образует оторочку.

В рассматриваемых гранитах содержится большое количество редких акцессориев, иногда имеющих практическое значение. В рибекитовых гранитах повышенное содержание фтора обуславливает возникновение как флюорита, так и криолита (фторида натрия) в промышленных концентрациях. В натриевых гранитах присутствуют торит, монацит и ксенотим. Кроме того, в них содержится радиоактивный пирохлор (источник ниобия), различимый даже в штуфах и образующий медово-желтые октаэдрические кристаллы. В краевых частях рибекитовых гранитов имеются скопления зерен астрофиллита, образующих в шлифе ярко-желтые слюдоподобные агрегаты.

М и к р о г р а н и т о и д ы (микрограниты, микрогранодиориты и др.) обычно слагают дайки. В связи с тем что в этих горных породах зерна минералов мельче (среднезернистые), чем в вышеописанных гранитоидах, относительное количество калиевых и натриевых полевых шпатов определить не удастся. Однако в этом и нет особой необходимости, так как в микрогранитах обычно содержится полевой шпат промежуточного состава и существенно калиевые или существенно натриевые их разновидности встречаются редко. Для выделения различных типов микрогранитоидов используются мафические минералы.

В некоторых микрогранитах, близких к липаритам (риолитам), присутствует биотит, пироксен (диопсид-авгит), геденбергит, ассоциирующиеся с железистым оливином, феррогортонолит, натриево-железистые пироксены и амфиболы (эгирин и рибекит).

По содержанию темноцветных минералов микрограниты называют эгириновым, рибекитовым и т. д. В первом из них содержа-

ние SiO_2 76%, в состав породы, кроме эгирина, входят ортоклаз, микропертит и кварц. Структура микрогранитоидов порфировая, афировая и микрографическая.

Микрогранитоиды, имеющие порфировую структуру, называются порфировыми микрогранитами. Соответственно выделяются афировые микрограниты и гранофиры.

Гранофиры характеризуются наличием порфировых выделений (вкрапленников) и основной массой, состоящей из сростков кварца и щелочного полевого шпата. Кварц в ней слагает обособленные ихтиоглипты, подобные пегматитовым образованиям, или волокна, расположенные под прямым углом к граням вкрапленников полевого шпата. Упомянутые образования кварца гаснут одновременно (см. рис. 81).

Происхождение гранофиров главным образом магматическое, однако метасоматический генезис некоторых из них не вызывает сомнений. Метасоматические гранофиры установлены в краевых частях долеритовых тел группы Карру (южная Африка), на Большом Кавказе [Г. М. Заридзе, 1961] и др.

Гранофиры описаны в массиве Милл-Дирг на острове Скай (Великобритания). Характерными компонентами их минерального состава являются геденбергит и феррогортонолит. Последние минералы встречаются и в верхних горизонтах Скергаардского комплекса (Гренландия), выделившихся из поздних магматических фракций. Названные минералы встречаются также в риолитовых стеклах. Трубочатые тела гранофиров Слив-Галион развиты в вулканических породах — в долеритах, а также в габбро.

Образование магмы, давшей гранофиры, по-видимому, происходило путем селективного плавления горных пород соответствующего состава, например аркозовых песчаников, под воздействием базальтовой магмы, имеющей высокую (1100—1200° С) температуру [Hatch F., Wells A., Wells M., 1972].

Липарит [по назв. о. Липари в Италии], или риолит [греч. «рео» — теку], по химическому составу представляет собой тонкозернистый аналог гранита, соответственно щелочной липарит (щелочной риолит) — это тонкозернистый аналог щелочного гранита. Размер зерен основной массы не превышает 0,05 мм. Липариты являются типичными кайнотипными вулканитами. Различают калиевые и натриевые липариты (риолиты), однако такое разграничение не всегда удается осуществить.

Санидиновые (калиевые) липариты содержат высокотемпературный калишпат в форме санидина, образующий прозрачные порфировые вкрапленники и микролиты, а также изометричные зерна в основной массе; санидин нередко содержит в значительном количестве альбит в виде твердого раствора или криптопертитовых вростков. Кварц первоначально выделяется в качестве высокотемпературной модификации, однако при последующем охлаждении превращается в низкотемпературную форму; реже свободный кремнезем кристаллизуется в виде тридимита и кристо-

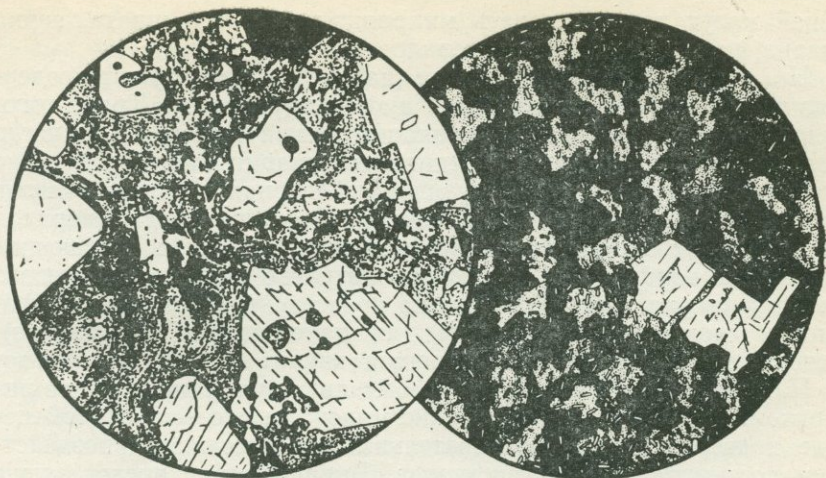


Рис. 82. Липарит, или риолит (левое микрофото).

Эйзенбах, Венгрия. Структура порфировая. Основная масса стекловатая, местами микрофельзитовая, имеющая флюидальную текстуру. Вкрапленники — кварц, санидин (справа внизу), плагиоклаз (справа вверху) и мелкие таблички биотита. По А. Н. Заварицкому [1955]

Альбитофир кварцевый (правое микрофото).

Район Омской ж. д., Западная Сибирь. Структура микропойкилитовая. Порфировые выделения — альбит (справа), отдельное зерно магнетита (в центре). Ник. +. По Ю. Ир. Половинкиной и др. [1948]

балита. Обычно же эти минералы заполняют поры вулканитов. Биотит (почти черный) и пироксен (бесцветный), представленный диопсид-авгитом, в липарите эти два минерала встречаются чаще, чем роговая обманка, что объясняется кристаллизацией липаритов в условиях более высокой температуры, чем нормальных гранитов, и удалением летучих из лавы, благоприятствующих выделению безводного пироксена. В основной массе и среди порфировых выделений содержится плагиоклаз, обычно ряда олигоклаза. Из аксессуаров встречаются магнетит, циркон, апатит (рис. 82). Текстура липаритов флюидальная, полосчатая, вызванная вязкостью кремнекислотных лав; структура фельзитовая, сферолитовая, микропойкилитовая, гранофировая, микрогранитовая.

Пантеллерит кварцевый [по назв. о. Пантеллери близ Сицилии] отвечает натриево-калиевым липаритам, обогащенным кремнеземом. В кварцевых пантеллеритах содержатся вкрапленники высокотемпературного кварца и анортоклаз ($Or_{50}Ab_{50}$) и, кроме того, обогащенные железом мафические минералы — геденбергит и фаялит, а также натриево-железистые амфиболы. Среди вкрапленников могут присутствовать диопсид или эгирин-авгит и кроссит. Основная масса зеленая, зеленоваточерная до черной, плотная, стекловатая или близкая трахитовой,

в ней могут присутствовать микролиты полевого шпата, зерна кварца и темноцветных минералов.

Натриевый липарит (натриевый риолит) часто содержит пироксен (обычно эгирин) и амфибол (рибекит). Кроме того, присутствуют кварц и существенно натриевый полевой шпат, часто анортклаз. Эгириновые и рибекитовые липариты, ассоциирующие с крупными щелочными интрузивами (Северная Нигерия), имеют близкий с ними минеральный состав. Текстура этих липаритов сферолитовая; сферолиты представлены рибекитом, включающим небольшие порфиновые выделения натриево-калиевого полевого шпата и кварца. Связующая масса представлена раскристаллизованным стеклом (характерным для палеотипных вулканитов), состоящим из фельзитового агрегата кварца и полевого шпата.

Порфир липаритовый является палеотипным липаритом. Исходные магматические минералы и стекло в этой породе подвергнуты преобразовательным процессам под воздействием постмагматических растворов. Вкрапленники представлены кварцем или кварцем и полевым шпатом (альбит, ортоклаз, микропертит). Из вторичных минералов для липаритового порфира характерны серицит, каолинит, хлорит, карбонат и др. Вместо санидина, присутствующего в липарите, в рассматриваемой горной породе развивается ортоклаз, реже микропертит. Из мафических минералов встречается роговая обманка. Структура порфировая (фельзитовая), пойкилитовая.

Кератофир кварцевый [греч. «керас» — рог] в отличие от бескварцевого содержит кварц, который частично, возможно, является поствулканическим. Кварцевый кератофир, будучи палеотипным вулканитом, представляет собой натриевый аналог липарита. Основная масса кератофиров фельзитовая, сферолитовая, пойкилитовая, реже трахитовая. Вкрапленники представлены альбитом и кварцем, редко калиевым полевым шпатом. Цветные минералы превращены в хлорит, имеются примеси кальция и рудного минерала.

В зеленокаменных формациях кератофиры ассоциируют со спилитами, диабазами, порфиритами и их пирокластолитами, а также с морскими кремнистыми осадками, образуя соответствующие конкретные эндогенные формации. Кератофиры в значительной степени преобразованы (метаморфизованы).

Исходные горные породы всех названных вулканитов образованы в собственно геосинклинальную стадию развития тектономагматического цикла. Зеленокаменный метаморфизм с привнесением преимущественно натрия и весьма подчиненного количества кремния и калия осуществляется после полного прекращения вулканизма. Кератофиры, возможно, могут образоваться также по трахитам, а кварцевые кератофиры — по липаритам.

Дациит [по древнеримскому названию Румынии и части Венгрии — Дация] — представляет собой известково-щелочную кайнотипную вулканическую, жильную или дайковую горную

породу. По химическому составу отвечает гранодиориту. Порфиновые выделения — зональный плагиоклаз (олигоклаз — андезин), кварц, биотит, в меньшей мере роговая обманка и пироксен, представленный диопсид-авгитом и гиперстеном. Калиевый и калиево-натриевый полевой шпат в даците играют подчиненную роль. Структура гиалопилитовая, пилотакситовая, реже витрофировая.

Дациты встречаются в ассоциации с андезитами, в которые они переходят по мере уменьшения содержания SiO_2 . Разграничивают эти два вулканита по содержанию кремнезема. Содержание SiO_2 у дацитов от 63 до 68%. Цветовой индекс у них ниже, чем у андезитов. Существенными при разграничении являются количество и форма кварца; в дацитах он выделяется раньше в виде вкрапленников и в большом количестве, вследствие избытка его в нормативном составе.

По содержанию кремнезема дациты несколько уступают липаритам (риолитам), что вызвано более высокой величиной отношения щелочных полевых шпатов к плагиоклазу в липаритах.

Дациты широко распространены в орогенных поясах, однако их значение в строении какого-либо района не всегда возможно оценить из-за нечеткости терминологии, так как во многих случаях дациты определяются как андезиты или кварцевые андезиты.

Порфиридацитовый представляет собой палеотипный аналог дацита. Характерной особенностью этой горной породы, как и других палеотипных пород, является разрушенность в той или иной мере исходных минералов и стекла и образование за их счет соответствующих вторичных минералов. Стекло основной массы обычно раскристаллизовано, состоит из кварца, плагиоклаза (обычно олигоклаза—андезина), роговой обманки, биотита, хлорита, магнетита и акцессориев. Фенокристаллы представлены кислым плагиоклазом, кварцем, роговой обманкой. Щелочной полевой шпат не характерен для данных горных пород. Структура порфировая.

Альбитофиркварцевый (см. рис. 82) — кремнекислотная кварцсодержащая палеотипная порода содержит кварц как в основной массе, так и среди фенокристаллов. В виде примеси могут присутствовать и другие минералы. Альбитофиры, по-видимому, являются вторичными, т. е. метаморфическими (метасоматическими) породами, возникшими по существу плагиоклазовым вулканитам под воздействием послемагматических натрий- и кремнийсодержащих растворов.

Фельзит [англ. «фельспат» — полевой шпат] — кремнекислотная скрытокристаллическая вулканическая порода, местами переходящая в микрокристаллическую основную массу. Впервые была определена Р. Гергарцем (R. Gerhartz) в 1814—1815 гг. По А. Н. Заварицкому, это афанитовый эффузивный нормальный риолит (афанит — это тонкозернистая порода, в которой отдельные минералы неразличимы невооруженным глазом). В микроскопе

структура афанита может оказаться микрокристаллической, крип-токристаллической и даже стекловатой. Таким образом, афанитом порода может быть названа при визуальном наблюдении в полевых условиях. Фельзит отличается полным или почти полным отсутствием фенокристаллов, хотя он иногда может содержать микропорфировые выделения, наблюдаемые под микроскопом. В палеотипных вулканитах фельзиты не сохраняются, они раскристаллизовываются.

Ввиду высокой вязкости кремнекислотных лав, приобретающих это свойство в близповерхностных условиях вследствие потери летучих составляющих, они затвердевают в виде стекла. В зависимости от окраски, структуры и характера излома, т. е. физических свойств, а не химического состава, среди кислых вулканических стекол различают: обсидиан, пехштейн, перлит и пемзу. Обсидианы и пемзы сложены главным образом из стекла, иногда содержат кристаллиты, микролиты и сферолиты, а обсидианы — также литофизы. В вулканических стеклах sporadически встречаются микропорфировые выделения, представленные теми же минералами, которые содержатся в соответствующих кайнотипных вулканитах. Полевые шпаты обычно обладают стекловатым блеском. В пехштейнах попадают авгит и ромбический пироксен, изредка оливин.

Обсидиан [по имени римлянина Обсиуса, привезшего этот камень из Эфиопии] — обычно темного (черного) цвета со стекловатым блеском и раковистым изломом вулканическое стекло, просвечивающее в краях. Иногда обнаруживает пятнистую или струйчатую окраску вследствие присутствия рассеянного пепловидного гематита. В шлифе он бесцветен, реже слабо окрашен в буроватый цвет. По химическому составу обсидианы очень разнообразны, но обычно соответствуют кремнекислотным горным породам — липаритами и др. Содержание воды не превышает 1%. Хотя обсидианы являются обычными разновидностями вулканических стекол, они не очень широко распространены. В СССР обсидианы развиты на Камчатке, в Армении, Грузии и Азербайджане. Известны они в Йеллоустонском национальном парке в США, на горе Гекла в Исландии и на Липарских островах. Обсидианы часто содержат кристаллиты или сферолиты. Мельчайшие кристаллические образования располагаются либо обособленно, либо образуют неправильные скопления или цепочки, порой они приурочены к отдельным полосам. Текстура перлитовая.

Смоляной камень, или пехштейн [нем. «пех» — смола, «штейн» — камень], — бурое до черного вулканическое стекло со смоляным (восковым) блеском и занозистым изломом, содержащее 10% воды. По составу отвечает чаще кремнекислотным (липариты, дациты) вулканикам. Используется для получения вспученного облегченного кирпича, наполнителя бетона, теплоизоляционного и огнеупорного цемента, как основа для стеновых блоков. В этом вулканическом стекле содержится больше крис-

таллического вещества, нежели в обсидиане, что обуславливает его более тусклый (смоляной) блеск. Кристаллические выделения могут быть представлены вкрапленниками санидина, олигоклаза, светло-зеленого пироксена, которые могут присутствовать также в качестве микролитов и кварца. Для липаритовых пехштейнов характерны текстуры течения (флюидальная — полосчатая текстура), отражающие течение вязкой лавы, иногда наблюдается перлитовая текстура.

Перлит [нем. «перле» — жемчуг] — серая, голубовато-или желтовато-серая, чаще с восковым или эмалевидным блеском горная порода. Обладает перлитовой (концентрически-скорлуповатой) отдельностью (см. рис. 54), вследствие чего представляется состоящей из небольших размеров, от зерна до ореха, скорлуповатых, наподобие луковиц, шариков, которые находятся изолированно среди стекловатой массы, или сплошь слагают всю горную породу и тогда, соприкасаясь друг с другом, принимают полиэдрические очертания. Содержание конституционной (связанной) воды в перлите составляет 3—5%.

Раздробленный и подвергнутый тепловой обработке при температуре 1000—1200° С перлит сильно вспучивается, образуя легковесный материал с замкнутыми порами. Вспученный перлит используется в качестве легких звуко- и теплоизоляционных наполнителей в бетоне, штукатурке, теплоизоляционном и огнеупорном цементах, красках, пластмассах, асфальтовых, вермикулит-перлитовых и других смесях.

Пемза [лат. «пемекс» — пена] — вспенившееся стекло. Белая или серая, сильно пористая порода, представляющая собой крупнопузыристое или длинноволокнистое, волосоподобное кремнекислотное вулканическое стекло. Содержание воды часто значительное, обычно пемза гигроскопична. Образуется в результате понижения давления при излиянии насыщенной газами вязкой лавы на земную поверхность. Здесь газы резко расширяются, и лава превращается в застывшую твердую губчатую массу — горную породу.

Игнимбрит [«игнис» — огонь, «имбер» — ливень] — вулканит липаритового состава, впервые выделенный П. Маршаллом в 1935 г. в Новой Зеландии. По мнению названного исследователя, игнимбриты возникли путем выпадения из вулканических туч в виде ливня нагретых мельчайших обломков вулканитов.

Из-за высокой вязкости и содержания летучих газов вулканические извержения кремнекислотных лав происходят взрывами, порой имеющими катастрофический характер, особенно при малых размерах лавовыводящих каналов (жерла) сравнительно с накопившимся под жерлом раскаленным материалом, обладающим гигантской энергией. Извержения таких лав липаритового состава, имеющих температуру до 900° С, происходят с огромной силой. Часть материала выбрасывается в воздух на большую высоту, распыляется ветром, закаляется и начинает оседать на поверхность

в виде пепла. Другая, значительно большая часть лавы, вытекает из жерла, переполненного раскаленными вулканическими обломками самой различной величины. Такие потоки быстро текут и покрывают большие площади. Например, скорость движения лавы («палящей тучи») катастрофического извержения вулкана Мон-Пеле на Мартинике достигала 118 км/ч, а вулкана Ламингтон (Центральная Америка) — 160 км/ч. Лава сnivelировала неровности рельефа и образовала обширные плоские покровы с ровной поверхностью. Такие лавы называются пепловыми потоками, туфолавами или игнимбритами. Следовательно, игнимбриты извергаются в виде турбулентной [лат. «турбулентус» — вихревой] смеси расширяющихся газов и выделяющих газ обломков лавы [Hatch F., Wells A., Wells M., 1972].

В разрезе игнимбритовых потоков по направлению от подошвы к кровле обнаруживается некоторое различие. Базальный слой загрязнен материалом, захваченным при движении лавы по поверхности. Сваривания здесь почти не замечается. Средняя часть потоков обычно относительно плотная, вследствие интенсивного сваривания. Верхняя часть не сваренная, менее плотная: состоит из пор слабо уплотненного материала.

Отличие игнимбритов от настоящих пирокластических горных пород (пирокластолитов) заключается в отсутствии в них признаков седиментации (слоистости) и сортированности материала. В игнимбритах обломки и блоки по мощности потока распределены весьма беспорядочно.

Средняя мощность отдельных игнимбритовых потоков около 10 м, а иногда достигает 100 м. Общий объем игнимбритовых потоков иногда огромен. Таковы потоки игнимбритов южной части Суматры, где занимаемый ими объем порядка 2000 км³, а площадь равна 30 000 км². На о. Северный (Новая Зеландия) площадь, занимаемая игнимбритами, — 1500 км².

* *
*

Из лампрофинов, связанных с гранитоидами, важнейшими являются два типа — минетта и вогезит.

М и н е т т а [термин рудокопов Эльзаса] — известково-щелочной лампрофир, в состав которого входят калиевый полевой шпат и биотит; в некоторых разновидностях содержатся авгит и (или) оливин. Порфиновые выделения могут быть представлены густоокрашенными зональными биотитами, реже небольшим количеством корродированных амфиболов, вероятно, представляющих собой ксенокристаллаы.

В Великобритании описаны многочисленные полевошпатовые лампрофиры (минетты, керсантиты), образующие маломощные дайки, радиально расположенные к гранитоидному массиву Шэп, с которым рассматриваемые горные породы связаны генетически. На о. Джерси (Шотландия) большинство лампрофинов представ-

лено маломощными вертикальными дайками минетт; весьма подчиненную роль играют камptonиты и мончикиты.

Вогезит [по хр. Вогезы] — известково-щелочной полевошпатовый лампрофир, связанный с гранитоидами и состоящий главным образом из калиевого полевого шпата, иногда плагиоклаза и амфибола, реже пироксена. Порфиновые вкрапленники образуют мафические минералы.

В каледонском комплексе южной Шотландии присутствуют роговообманковые лампрофиры (вогезиты и спессартиты) в ассоциации с более редкими керсантитами.

Петрохимия. Гранитоиды представляют большую группу плутоноидов. Химический состав (по окислам) средних типов гранитоидов (I — гранит щелочноземельный, II — гранодиорит, III — кварцевый диорит, IV — гранит щелочной), по Дэли, имеет следующий вид (в %):

Т и п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
I	69,21	0,41	14,41	1,98	1,67	0,12
II	65,01	0,57	15,94	1,74	2,65	0,07
III	61,59	0,66	16,21	2,54	3,77	0,10
IV	73,30	0,11	12,33	2,58	1,28	0,02
Т и п	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
I	1,15	2,19	3,48	4,23	0,85	0,30
II	1,91	4,42	3,70	2,75	1,04	0,20
III	2,80	5,38	3,37	2,10	1,22	0,26
IV	0,26	0,46	4,55	4,40	0,86	0,05

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, отвечающие перечисленным породам, следующие:

Т и п	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>
I	13,7	2,6	5,5	78,2	2,5	61,7	25,8	—	55,4
II	12,4	4,5	8,3	74,8	—	49,6	39,7	10,7	66,7
III	10,6	5,7	11,7	72,0	—	50,6	41,7	7,7	71,1
IV	15,6	0,1	4,1	80,2	—	79,4	11,1	9,5	62,2

Граниты и гранодиориты в природных условиях встречаются вместе; часто они сменяют друг друга в одном и том же интрузиве и неудивительно, что химический состав этих пород очень близок.

Граниты, сравнительно с другими гранитоидами, имеют наибольшее значение параметра *s*, а по высокому параметру *a* они уступают только щелочным гранитам. В щелочноземельных гранитах малые значения имеют *c* и *b*. В щелочных гранитах *c* почти равно нулю. Что касается характеристик *a* и *s*, они в последних гранитах несколько выше, нежели в щелочноземельных гранитах.

Средние химические составы главных типов кислых вулканитов (I — липарит, II — кварцевый кератофир, III — дацит), по Дэли, указывают на близость их составов с соответствующими плутонитами. Ниже приводятся составы главных окислов перечисленных вулканитов.

Т и п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
I	72,80	0,33	13,49	1,45	0,88	0,08
II	75,45	0,17	13,11	1,14	0,66	0,29
III	65,68	0,57	16,25	2,38	1,90	0,06
Т и п	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
I	0,38	1,20	3,38	4,46	1,47	0,08
II	0,34	0,83	5,88	1,26	0,69	0,18
III	1,41	3,46	3,97	2,67	1,50	0,15

Вычисленные по этим горным породам числовые характеристики следующие:

Т и п	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>
I	13,8	1,4	3,8	81,0	27,6	55,2	17,2	—	53,4
II	14,2	1,0	2,8	82,0	18,2	61,4	20,4	—	87,1
III	12,8	4,3	7,0	75,9	9,8	55,9	34,3	—	68,9

Значения главных окислов и числовые характеристики показывают, что липариты (риолиты) несколько пересыщены глиноземом. В кварцевых кератофирах величина *c* понижена. Из числовых характеристик следует, что дациты по составу отвечают гранодиоритам и в меньшей степени — наиболее кислым кварцевым диоритам.

Аналогично другим однотипным по составу плутоническим и вулканическим породам и в данном случае вулканы имеют несколько более высокие параметры *a* и более низкие *c*, иногда также *b*. Следовательно, вулканы в целом относительно богаче щелочами и кремнеземом, нежели соответствующие плутониты.

СИЕНИТЫ И ТРАХИТЫ

Сиениты — это равномернозернистые яснокристаллические, иногда порфирированные, обычно совершенно бескварцевые или почти бескварцевые породы (содержат кварца менее 5%). Существенным компонентом сиенитов является щелочной полевошпат; цветные минералы содержатся в подчиненном количестве. Таким образом, сиениты относятся к лейкократовым бескварцевым интрузивным породам. Если в сиенитах содержится кварца более 5%, его следует называть кварцевым сиенитом. К этой же группе пород принадлежат монцититы и диориты. Все указанные породы относятся к среднекремнекислотным. Отличительные признаки названных пород следующие.

В сиенитах щелочной полевошпат является преобладающим минералом и составляет до 65% от суммы полевых шпатов. В монцититах (сиенито-диоритах) щелочной полевошпат и плагиоклаз (An_{50}) содержатся примерно в одинаковых количествах. В диоритах количественная роль плагиоклаза ($An_{<50}$) возрастает до 65% и более от суммы полевых шпатов.

По насыщенности кремнеземом различают следующие группы сиенитов: 1) пересыщенные кремнеземом — кварцевые сиениты;

2) насыщенные кремнеземом — сиениты, не содержащие ни кварца, ни фельдшпатов; 3) недосыщенные кремнеземом — сиениты, характеризующиеся содержанием нефелина или других фельдшпатов в любом количестве; например, к нефелиновым сиенитам относятся породы сиенитового облика, содержащие нефелин даже в небольшом количестве.

Дальнейшее подразделение перечисленных трех групп сиенитов производится по содержанию того или иного полевого шпата калиевого (ортоклаз или микроклин), калинатриевого (пертит или анортоклаз), натриевого (альбит).

Среди вулканитов аналогом сиенитов по химическому составу являются трахиты.

К пересыщенным кремнеземом сиенитам относятся уже упомянутый кварцевый сиенит, альбитит, нордмаркит, пуласкит (претозит), ларвикит; насыщенные кремнеземом сиениты представлены собственно сиенитом.

Альбитит — мономинеральная, обычно метасоматическая порода, соответствующая насыщенным кремнеземом натриевым сиенитам. Кварц в этой породе отсутствует, несмотря на то что в химическом его составе содержание SiO_2 достигает 68%. Альбититы встречаются в ассоциации с серпентинитами, в которых линзовидные их тела (формула альбита $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) оторочены жадеитом ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$).

Альбититы впервые были описаны в округе Плумас в Калифорнии. Позднее они были установлены на мысе Уиллоуби в южной Австралии, на Шетландских островах, в Шотландии и в Котаки (Япония). Пересыщенные альбититы (кварцевые альбититы) развиты в орогенных районах Японии, где они входят в состав жильной серии, связанной с серпентинитами.

Нордмаркит [по местности Нордмаркен в Норвегии] является типичным представителем пересыщенных калинатриевых сиенитов. Впервые эта порода была описана Брёгером в 1890 г. Минеральный состав нордмаркита следующий: микропертит (преобладает), кварц (высокое содержание), мафические минералы (эгирин, рибекит, арфведсонит), присутствующие совместно, либо порознь и позволяющие выделить подтипы — эгириновые, рибекитовые нордмаркиты и т. д. Нордмаркит Бен-Лойял (Шотландия) содержит 77% полевых шпатов (альбита 47% и ортоклаза 30% в виде антипертита), 12% кварца, 9% амфиболов и аксессуарии — сфен и магнетит.

Пуласкит [по округу Пуласки в Арканзасе, США; Уильямс, 1890 г.] является калинатриевым лейкократовым сиенитом (лейкосиенитом). Пуласкит, как и его полный аналог — претозит, — сложен пертитовым полевым шпатом (преобладает) и мафическими и аксессуарными минералами. Кварц отсутствует, даже если содержание SiO_2 в породе равно 65%. Пуласкит и претозит широко развиты в комплексе Бен-Лойял в Сатерленде (Шотландия).

Л а р в и к и т (лаурвикит) [по назв. местности Лаурвик в Норвегии] — декоративная крупнозернистая порода, используемая в качестве облицовочного камня. Характеризуется красивой голубой иризацией. Полевые шпаты представлены олигоклазом и щелочным полевым шпатом. Олигоклаз антипертитовый, сложно сдвойникованный по альбитовому закону, с весьма тонкими, трудно различимыми двойниковыми пластинами, затрудняющими измерение. Трудность диагностики вызвана также тем, что двойникование придает кристаллам моноклинную оптическую ориентировку.

Ларвикиты обычно описываются как сиениты, однако по составу они ближе к монцонитам. Содержат олигоклазы в довольно большом количестве, прорастающие в щелочной полевой шпат, либо встречающиеся в виде самостоятельных зерен. Темноцветные минералы образуют сростки, что больше характерно для габбро, чем для сиенитов. В этих сростках участвуют титанавгит, железистый оливин, крупные идиоморфные кристаллы апатита, присутствующего в большом количестве, и неправильные выделения магнетита. Относительно поздно выделившиеся столбчатые пироксены прорастают в полевых шпатах.

С и е н и т (собственно сиенит) [по древнему назв. г. Асуан в Египте — Сиены] может быть определен как крупнозернистая (интрузивная) горная порода, содержащая щелочной полевой шпат в сочетании с мафическими минералами и аксессуориями. Кроме того, в сиенитах может присутствовать некоторое количество кварца и плагиоклаза (рис. 83).

А. Г. Вернер описал сиенит района Плауэн вблизи г. Дрездена (ГДР), по составу близкий монцониту. Впоследствии детальное описание этого сиенита произвел Д. С. Белянкин.

Гораздо более близкую теоретическому сиениту горную породу со Шпицбергена описал Г. Тиррел в 1922 г. Ее минеральный состав следующий: кварц 3,3%, микроклин до 62%, олигоклаз 4%, биотит и авгит в равных количествах.

М о н ц о н и т [по назв. горы Монцони в Тироле; Б. Брёггер, 1895 г.] — известково-щелочная кристаллическизернистая горная порода, по составу отвечающая габбро-сиенитам. Минеральный состав типичного монцонита из района Тироля (Альпы) следующий: кварц 2,5%, натриевый ортоклаз 30%, идиоморфный плагиоклаз Al_{40-50} 32%, биотит и роговая обманка 15%, идиоморфный авгит 15%, рудные и другие аксессуарные минералы до 6%. Общее количество цветных минералов достигает 35%. Таким образом, монцониты по сравнению с сиенитами содержат более основной плагиоклаз и более меланократовые породы; цветовой индекс равен 75. Характерной особенностью монцонитов является резкий идиоморфизм плагиоклаза по отношению к ортоклазу (монцонитовая или пойкилитовая структура); он может включать и пироксен.

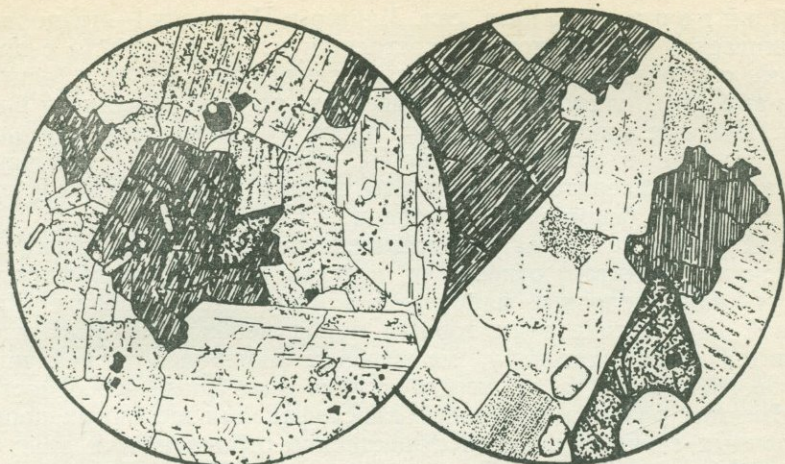


Рис. 83. Сиенит роговообманковый (левое микрофото).

Средняя Европа. Структура гипидиоморфнозернистая. Порода состоит из калиевого полевого шпата, плагиоклаза (олигоклаз), зеленой роговой обманки, немного кварца и аксессуарных минералов — сфена (в центре), апатита и магнетита. По Р. Рейнишу, 1920 г.

Сиенит роговообманковый (правое микрофото).

Плауэнская долина, Дрезден, ГДР. Структура гипидиоморфнозернистая. В состав породы входят: калинатриевый полевой шпат, зеленая роговая обманка, немного кварца и крупные кристаллы аксессуарных минералов (сфен и апатит). По А. Харкеру, 1935 г.

Диагностическим признаком монцонитов является содержание примерно в равных количествах (от 35 до 65% от суммы полевых шпатов) щелочного полевого шпата и плагиоклаза ($P = An_{50}$). В типичных монцонитах содержание кварца не должно превышать 5%, если же оно находится в пределах 5—20%, то такую породу обычно называют кварцевым монцонитом, соответствующим кварцевому габбро-сиениту.

Формы залегания монцонитов Тироля — небольшие интрузивные тела среди контактовоизмененных ими триасовых и меловых отложений.

Мелкозернистые разновидности монцонитов называются микромонцонитами, тонкозернистые, отвечающие вулканитам, — латитами (трахиандезитами). В случае присутствия в монцоните оливина горную породу называют оливиновым монцонитом. Такой монцонит описан в Осло. Он содержит примерно в равных количествах олигоклаз и щелочный полевой шпат. Из мафических минералов присутствуют оливин (преобладает), клинопироксен и биотит. Цветовой индекс 25. Данная горная порода по качественному минеральному составу сходна с ларвикитом.

В Грузии описаны различные разновидности монцонитов, слагающие краевые части батских гранитоидных интрузивов небольшого размера, образованных путем контаминации и метасоматоза по вмещающим мафитовым вулканитам байосской эвгеосинклинали.

М а н г е р и т [по назв. сел. Мангер в Норвегии] — полнокристаллическая горная порода, состоящая из микропертита с вростками олигоклаза и самостоятельных зерен плагиоклаза (олигоклаз-андезин), клино- и ортопироксенов, роговой обманки и биотита. Цветные минералы присутствуют совместно или порознь. При наличии в монцитоне кварца горную породу называют кварцевым мангеритом. Мангериты входят в состав чарнокитоанортозитовой формации юго-западной Норвегии.

Как уже отмечалось, к недосыщенным кремнеземом сиенитам (щелочным сиенитам) относят те, которые содержат фельдшпатоиды и (или) щелочные пироксены и щелочные амфиболы. При полной диагностике этих горных пород необходимо учитывать характер фельдшпатоидов, мафических минералов и величину цветового индекса, а также структурно-текстурные особенности.

Имеются различные дробные классификации щелочных пород (щелочных сиенитов), порой существенно отличающиеся друг от друга. Ниже приводится один из вариантов подобной классификации по Ф. Хэтчу и др. [Hatch F., Wells A., Wells M., 1972] с некоторыми добавлениями.

Исходя из того что главными минералами щелочных сиенитов являются фельдшпатоиды, их подразделяют на: 1) псевдолейцитсодержащие (очень редкие) и 2) нефелиновые (преобладающие).

Далее выделение конкретных типов этих горных пород проводится по соответствующим минеральным ассоциациям. Среди псевдолейцитсодержащих пород выделяют следующие основные группы:

— бороланит — псевдолейцит с ортоклазом;

— фергусит и миссурит — «бесполовошпатовые» породы с псевдолейцитом (кавычки обозначают, что псевдолейцит состоит в основном из ортоклаза, хотя полевого шпата порода отдельно не содержит).

Главными минералами нефелиновых сиенитов являются:

— малиньит — нефелин с калиевым полевым шпатом, фойяит, хибинит — нефелин с пертитовым полевым шпатом, личфильдит, миаскит — нефелин с калиевым полевым шпатом и альбитом, мариуполит, монмутит — нефелин с альбитом;

— уртит, ийолит и мельтейгит (ийолитовый ряд) — бесполовошпатовые сиенитоиды.

В связи с неустойчивостью лейцита в условиях глубинной кристаллизации он более распространен в лавах. По этой причине сходство между нефелиновыми и лейцитовыми лавами большее, чем между соответствующими интрузивными породами.

Б о р о л а н и т [по озеру Лох-Боролан в Шотландии] состоит из белых округлых агрегатов ортоклаза и обычно разрушенного нефелина. Мафические минералы — титансодержащий гранат (меланит) до 25%, сфен, пироксен, зеленый биотит и акцессорно-красный флюорит. Кроме того, наблюдаются полигональные участки с цеолитом, возникшим по содалиту. С. Шенд, описавший рас-

сматриваемую горную породу, пришел к заключению, что псевдолейциты, выделяемые первоначально в этих горных породах, на самом деле представляют собой ортоклазы, приобретшие округлые очертания в результате тектонических подвижек.

Фергусит [по фам. Фергус; Пирсон, 1905 г.] — средне- и крупнозернистая лейкократовая горная порода, состоящая существенно из псевдолейцита (до 65%), представляющего совокупность ортоклаза с нефелином; реже присутствуют другие фельдшпатоиды. Из мафических минералов содержится эгирин-авгит, из аксессуарных — главным образом магнетит. Структура близка к гипидиоморфнозернистой.

Фергуситовый шток известен в Узбекистане в районе Ташкента, а также в Румынии. В Румынии крупные обломки фергусита со свежим лейцитом содержатся в вулканических брекчиях, связанных с италитом. Так как фергусит образовался в гипабиссальных условиях, преобразования лейцита в псевдолейцит не произошло. Для фергусита характерно низкое содержание SiO_2 (около 48%) и высокое — K_2O (9,5%).

Миссурит [по назв. р. Миссури; Уид и Пирсон, 1896 г.], или **оливиновый меланокфергусит**, слагает размытое жерло вулкана в штате Монтана (США); по минеральному составу сходен с фергуситом, но более меланократовый, вдобавок содержит оливин и меньшее количество псевдолейцита (15%).

Малиньит [по назв. р. Малиньи в штате Онтарио, США; Лаусон, 1896 г.] содержит нефелин и ортоклаз примерно в одинаковых количествах, а также клинопироксен; последний составляет примерно половину всего объема горной породы. Кроме названных минералов, встречаются биотит, апатит и сфен.

Типичный малиньит содержит свежий нефелин, идиоморфные минералы ряда гаюин—нозеан и пойкилитовый ортоклаз в интерстициях. Идиоморфные кристаллы зонального эгирин-авгита с более темной натриевой периферией встречаются в ассоциации с редкими и мелкими зернами частично серпентинизированного оливина. Из аксессуариев преобладают зерна магнетита и апатита.

Фойяит [по назв. пика Фойя в горах Серра-ди-Моншики, Португалия] — наиболее распространенная порода из всех фельдшпатоидных сиенитов.

В рассматриваемой горной породе нефелин составляет около 1/4 объема; калиевый полевой шпат (ортоклаз) содержится в количестве 55—60%, альбита мало, в небольшом количестве (около 7%) присутствуют эгирин, авгит и роговая обманка, иногда в виде примеси биотит. Аксессуарные минералы следующие: сфен, циркон, рудные, апатит и очень редко гаюин. Ортоклаз в виде белых плоских табличек хорошо заметен среди зерен красноватого измененного ксеноморфного, либо идиоморфного нефелина и черного эгирина. Структура фойяитов гипидиоморфнозернистая, текстура трахитоидная.

Фойяит установлен во многих местах развития щелочных комплексов, в частности, в южной Африке, в СССР (Хибины, Украина и др.).

Х и б и н и т [по хр. Хибины; Рамзай, 1894 г.] — грубозернистая, обычно равномернозернистая разновидность нефелинового сиенита, состоящая существенно из микроклин-пертита (40—45%), нефелина (35—45%) и щелочных цветных минералов — арфведсонита, черного призматического эгирина и др. (до 20%) с небольшим количеством вишнево-красного эвдиалита и др.

Л и ч ф и л ь д и т [Б. Бэйли, 1892 г.] от нефелиновых сиенитов отличается содержанием альбита (преобладает) и микроклина. Содержит также рассеянные черные вкрапленники лепидомелана, канкринит и содалит. По составу личфильдит можно назвать канкринит-содалитовым лейкофойяитом.

М и а с к и т [по р. Миаск на Урале; Розе, 1842 г.] стал известен раньше всех других нефелиновых сиенитов. Минеральный состав: калиевый полевой шпат (микроклин или ортоклаз) 30—40%, альбит примерно в том же количестве, обычно в виде микропертитовых сростаний с ортоклазом, реже в виде самостоятельных индивидов, нефелин около 20% и цветной минерал — бурый, плеохроичный лепидомелан, являющийся типоморфным для миаскитов, 5—10%. Акцессорные минералы — апатит, ильменит, циркон, сфен, иногда канкринит, кальцит, содалит; в редких случаях могут присутствовать редкоземельные минералы — пирохлор и др. Коэффициент агпаитности миаскитов < 1 . Текстура полосчатая, гнейсовидная. Характерной структурой является панаплотриоморфнозернистая, позволяющая отличить миаскит от других типов нефелиновых сиенитов.

М а р и у п о л и т [по г. Мариуполь (ныне Жданов) на Украине; Морозевич, 1902 г.] и **м о н м у т и т** [по назв. округа Монмута в пров. Онтарио, Канада; Адамс, 1904 г.] состоят на 3/4 из альбита, 15% нефелина, 7,5% эгирина, и 4% лепидомелана. Главным темноцветным минералом является эгирин (эгириновый мариуполит), однако могут встретиться и рибекитовые мариуполиты. Соотношение альбита и нефелина является номенклатурной особенностью этой горной породы.

В монмутите наблюдается та же ассоциация, однако в количественном отношении ведущую роль играет нефелин, часто замещенный содалитом и составляющий более 3/4 объема горной породы. Обычным цветным минералом является амфибол (амфиболовый монмутит), но известны также эгириновые монмутиты.

У р т и т [по горе Луявр-Урт на Кольском полуострове; Рамзай, 1894 г.] состоит в основном из нефелина (85% объема горной породы), содержит также мафические минералы, обычно эгирин, но могут присутствовать и натриево-железистые амфиболы и пироксены. Цветовой индекс 15. Содержание SiO_2 очень низкое (45%), Al_2O_3 30% и щелочей 20%.

Известны уртиты, состоящие почти из одного нефелина (таким породам вполне подходит название «нефелинит», что с меньшим основанием применяется для нефелиновых вулканитов).

И й о л и т [по назв. местности Ийола в Финляндии; Рамзай и Бергел, 1891 г.] — порода, состоящая наполовину из нефелина. Содержит также темноцветные и акцессорные минералы. Темноцветные минералы представлены эгирином или диопсид-геденбергитом (ийолит Сонго в Сьерра-Леоне, Африка). При уменьшении мафических минералов ийолиты переходят в уртиты, при возрастании — в м е л ь т е й г и т ы .

Ийолиты относительно широко распространены и встречаются в ассоциации с нефелиновыми сиенитами, чаще с фойяитами, например, в щелочных комплексах района Шпитцкола, Секукуниленд, в Хибинах и Средней Азии (СССР) и др.

Среди лампрофиров, связанных обычно с щелочными сиенитами, важнейшими являются мончикит, камптонит и альнёт.

М о н ч и к и т [по назв. района Кальдас-де-Мончик в Португалии] — черная компактная горная порода, похожая на базальт, от которого обычно отличается содержанием крупных выделений биотита, представляющих собой фенно- или ксенокристы и имеющих бронзовую окраску.

Основная масса (базис) мончикита состоит из анальцима, что может служить диагностическим признаком этой породы, хотя следует отметить, что в некоторых случаях основная масса мончикита представлена стеклом мелилитового состава.

Полевой шпат в мончикитах отсутствует, но, по-видимому, они содержат сравнительно большее количество мафитовых минералов, чем другие лампрофиры, в частности, в них могут присутствовать: оливин, авгит (часто титанистый), амфибол, биотит.

По химическому составу мончикит отличается от других лампрофиров. Например, содержание кремнезема в мончиките (по данным Г. Розенбуша) достаточно низкое ($\text{SiO}_2 = 45,17\%$); в этом отношении он уступает только альнёту, содержащему $\text{SiO}_2 = 21,30\%$, то же можно сказать о количественной роли извести ($\text{CaO} = 11,06\%$), содержание щелочей в мончиките достаточно высокое, причем натрия преобладает над калием ($\text{Na}_2\text{O} = 3,69\%$, $\text{K}_2\text{O} = 2,73\%$), что в целом соответствует минеральному составу мончикитов.

К а м п т о н и т [по сел. Камптон-Фоллс в штате Нью-Гэмпшир, США; Розенбуш, 1887 г.] — жильная плотная темная, почти черная порода базальтового облика. Основная масса состоит из призмочек зонального плагиоклаза (андезина, иногда лабрадора) 50%, бурого амфибола (баркевикита) 10%, моноклинного пироксена (титанавгита) 30% и незначительного количества биотита, апатита и рудного минерала. Вкрапленники представлены баркевикитом, титанавгитом, оливином и биотитом. Структура камптонита порфировая.

По химическому составу камптонит из Восточной Гренландии довольно близок мончикиту. Значительные отличия между этими двумя породами заключаются в более высоком содержании железа в камптоните ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 3,79\%$, $\text{FeO} = 9,87\%$); в мончиките соответственно имеется: 5,10% и 5,05% и низкое (7,48%) содержание CaO . В рассматриваемой горной породе содержание Na_2O 4,23%, K_2O всего лишь 1,96%.

Альнёит [по о. Альнё у берегов Швеции; Хёгбом, 1895 г. — биотитовый, родственный мончикиту лампрофир. Характерным для него является содержание мелилита и биотита, каждого около 1/3 объема горной породы. Кроме того, присутствует обычно разрушенный авгит и кальцит (в порядке уменьшения содержания), а также оливин. Из аксессуарных минералов имеется перовскит, апатит, иногда гранат, из вторичных — кроме кальцита, хлорит в небольшом количестве.

Мончикиты гор Серра-ди-Моншики в Португалии связаны с нефелиновыми сиенитами (фойяитами); известны они в Чешских Средних горах, на Украине, в Хибинах и других местах.

Жилы камптонитов распространены в штате Нью-Гэмпшир и других районах США в области развития щелочных сиенитов; в ассоциации с щелочными породами камптониты установлены в Бразилии, Португалии, Норвегии в районе Осло, в СССР на островах Кандалакшского архипелага, на Украине в виде тонких жил в щелочных гранитах, на Урале в Бердяушском плутоне, в Грузии в Ахалцихском районе и других местах.

Альнёиты, кроме о. Альнё, известны на о. Кадье в канадской провинции Квебек, в штате Монтана в США, на Турьем полуострове в СССР. В некоторых разновидностях альнёита содержится в значительном количестве гранат.

Микросиениты представляют собой среднезернистые, обычно гипабиссальные сиениты, имеющие небольшое распространение. Структура их большей частью порфировая, что, по-видимому, является одним из существенных отличительных признаков этих пород от крупнозернистых сиенитов. Порфировые вкрапленники обычно представлены ортоклазом, поэтому распространенным собирательным их названием является «порфир».

Сиенитовый пегматит (сиенит-пегматит) и сиенитовый аплит (сиенит-аплит) встречаются редко, поскольку их материнские горные породы — сиениты сравнительно с гранитоидами распространены весьма незначительно.

Сиенит-пегматит имеет сиенитовый состав, однако несколько обеднен темноцветными минералами. Пегматитовые образования, связанные с нефелиновыми сиенитами, интересны аксессуарными минералами; обычно это силикаты титана и циркония, например, эвдиалит, порой различимый в штufe. Иногда количество этого минерала настолько велико, что он становится главным породообразующим. Сиенит-пегматиты известны в южной части Норвегии, в Ильменских и Вишневых горах на Урале и др.

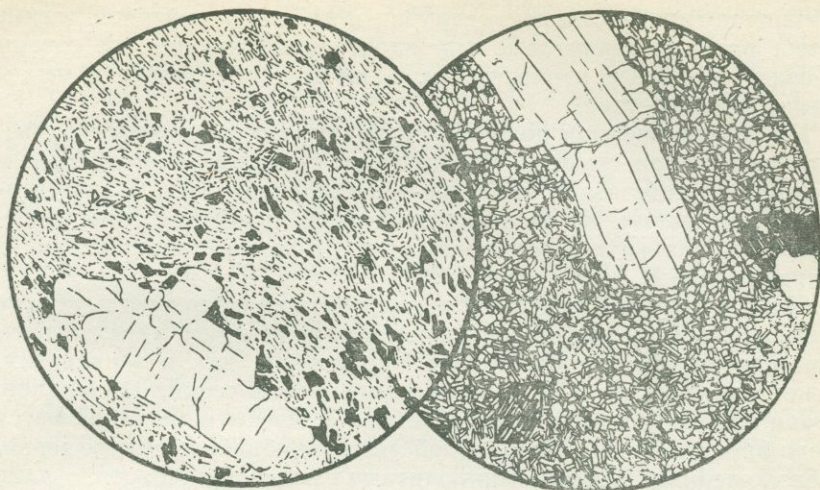


Рис. 84. Трахит (левое микрофото).

Касстело, остров Исхия, Италия. Структура трахитовая. Основная масса состоит из таблечек санидина и небольшого количества эгирина. Порфировые включения — санидин (внизу). По Ю. Ир. Половинкиной и др. [1948].

Трахит плагиоклазовый (правое микрофото).

Пюи-де-Дом, Овернь, Франция. Структура плохо выраженная трахитовая. Основная масса состоит из калиевого полевого шпата и в подчиненном количестве плагиоклаза. Вкрапления — плагиоклаз (олигоклаз-андезин), авгит, биотит. По А. Н. Заварицкому [1955].

Сиенит-аплиты образуют жилы (дайки) и обособленные участки в материнских сиенитах и вмещающих их горных породах. Их принадлежность к сиенит-аплитам обычно устанавливается по взаимоотношению с материнским сиенитовым интрузивом. Если они секут последние и более мелкозернисты, вопрос решается однозначно. В других случаях установить это трудно, так как сиенит-аплиты, как и сиениты, являются лейкократовыми горными породами, особенно сложно решить этот вопрос, когда сиениты мелкозернистые.

Бостонит [по назв. г. Бостон, США] представляет собой мелкозернистую лейкократовую дайковую горную породу сиенитового минерального состава. Является переходной между сиенитами и трахитами, отвечая по составу лейкократовому микросиениту или гипабиссальному трахиту.

* *
*

Трахит [греч. «трахус» — шероховатый, неровный] — кайнотипный тонкозернистый вулканит, по составу отвечающий сиениту (рис. 84). Трахиты образуют потоки небольших размеров, вследствие высокой вязкости лавы, купола, щитовидные вулканы,

небольшие гипабиссальные интрузии и дайки. В рифтовой долине Кении развиты трахитовые пирокластолиты и потоки, по своему генезису подобные игнимбритам. Известны обсидианы и пемзы трахитового состава.

По количественной роли SiO_2 трахиты, как и сиениты, подразделяются на три группы: 1) кварцевые трахиты — со свободным кварцем; 2) собственно трахиты — насыщенные SiO_2 и не содержащие ни кварца, ни фельдшпатоидов; 3) трахиты с ненасыщенными SiO_2 фельзическими минералами (нефелин, лейцит и другие фельдшпатоиды).

Кварцевый трахит и собственно трахит, как вытекает из их названий, отличаются друг от друга присутствием или отсутствием кварца. Количество кварца, как и в сиенитах, может достигать до 20% общей суммы фельзических минералов. Кварц входит в состав только основной массы и не встречается среди вкрапленников. В основной массе он образует мелкие зерна, расположенные между микролитами полевого шпата, либо участки микропойкилитовой структуры. Следовательно, по качественно-минеральному составу кварцевые трахиты и липариты идентичны, различаясь по содержанию кварца и структурным особенностям. В липаритах кварца больше, нежели в трахитах, в основной массе которых содержится стекло между тесно расположенными призматическими микролитами санидина, либо оно слагает всю основную массу стекловатых трахитов. Вкрапленники представлены полевым шпатом, изредка образующим большие кристаллы. Темноцветными минералами трахиты бедны. Их текстура флюидальная, структура трахитовая.

Различают калиевые и натриевые трахиты. В первых из них полевой шпат представлен санидином в ассоциации с биотитом, клинопироксеном или роговой обманкой. В натриевых трахитах полевой шпат может быть представлен альбитом, обычно же он калинатриевого состава; мафические минералы — железо-натриевые амфиболы и пироксены (эгирин, рибекит, энigmatит). В некоторых трахитах, состоящих преимущественно из калиевых полевых шпатов, могут содержаться существенно натриевые мафические минералы. По преобладанию того или иного темноцветного минерала выделяют: биотитовые, роговообманковые, авгитовые, рибекитовые трахиты и т. д.

Альбитовые трахиты по химическому составу отвечают кераатофирам. Встречаются они в ассоциации со спилитами.

Пантеллерит впервые был описан на о. Пантеллерия близ Сицилии. Его минеральный состав следующий: анортоклаз в виде крупных вкрапленников с небольшим преобладанием альбитового компонента над ортоклазовым и амфибол (энigmatит) в подчиненном количестве. Недавно обнаруженные в трахитофонолитовом комплексе Африканского рифта пантеллериты содержат следующие мафические минералы: оливин, геденбергит, натриево-железистые амфиболы (рибекит, арфведсонит, катофорит),

а также пироксены. Все они присутствуют как в основной массе, так и во вкрапленниках. В трахитовых пантеллеритах нормативного кварца меньше, чем в липаритовых. В последних кварц присутствует как в основной массе, так и во вкрапленниках, что дает основание называть их кварцевыми пантеллеритами (см. раздел «Гранитоиды, липариты и дациты»).

Порфир трахитовый (ортоклазовый порфир) — палеотипный трахит. Основная масса минерала представлена изометрическими столбиками и табличками щелочного полевого шпата; стекло не содержится или содержится в ничтожном количестве. Порфиновые выделения: калиевый полевой шпат (ортоклаз, микроклин, микропертит, альбит), часто разрушенный плагиоклаз (обычно кислого состава, с выделением продуктов его распада), биотит, амфибол, пироксен и др.

К трахитам с ненасыщенными кремнеземом фельдшпатоидными минералами относятся фельдшпатоидные вулканиты, в том числе фонолиты, лейцитифиры и другие близкие к ним горные породы.

Для фельдшпатоидных вулканитов разработана классификация [Hatch F., Wells A., Wells M., 1972], согласно которой они подразделяются на две основные группы:

1) фонолит = санидин + мафические минералы + нефелин; фонолит лейцитовый = минералы фонолита + лейцит в подчиненном количестве;

2) лейцитифир = санидин + мафические минералы + лейцит; лейцитифир нозеановый = минералы лейцитифира + нозеан в подчиненном количестве.

Фонолит [греч. «фоно» — звук; «литос» — камень] назван так потому, что при ударе молотком звенит. Фонолиты — кайнотипные вулканиты; по химическому составу отвечают нефелиновым сиенитам и представляют собой фельзические горные породы — полевые шпаты вместе с фельдшпатоидами преобладают над мафическими минералами. Характерна ассоциация щелочного полевого шпата, обычно санидина, с натриевым фельдшпатоидом — нефелином. В подчиненном количестве в фонолитах содержатся натриево-железистые амфиболы или пироксены (эгирин, рибекит, очень редко энigmatит). Структура порфировая.

Содержание нефелина колеблется в значительных пределах. Фонолиты, в которых нефелин играет резко подчиненную роль, по минеральному составу отвечают трахитам с дополнительным нефелином. Такую промежуточную горную породу называют фонолитовым трахитом. Близкие к последним горные породы описаны в лакколите Трепрейн-Лоу в Шотландии. Они содержат нефелина 4%, анальцима до 20% и единичные зерна содалита (содалит-анальцимовый фонолит). Известны также нозеановые (рис. 85) и содалитовые фонолиты (вулканическая область Турканы в Кении).

Фонолит лейцитовый в типичном выражении развит в Римской вулканической области. Его основную массу сла-

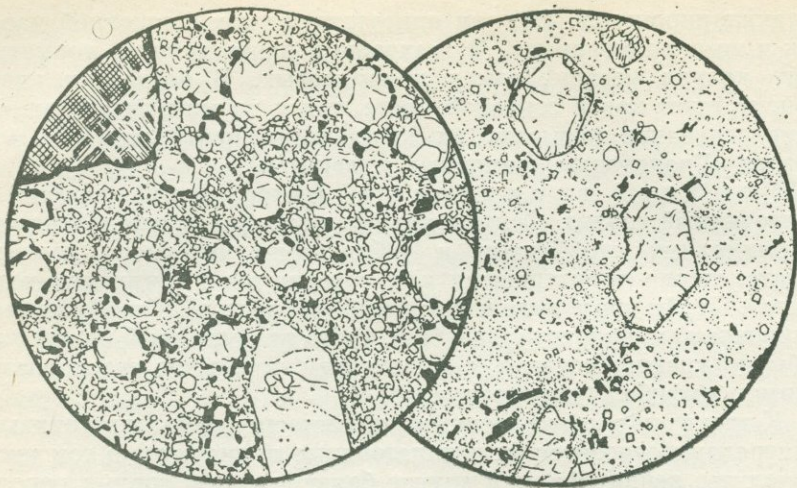


Рис. 85. Фонолит лейцитовый (левое микрофото).

Ольбрюк, Лаахерское озеро, Центральная Европа. Структура порфировая. Основная масса состоит из нефелина, лейцита и санидина. Порфировые выделения — лейцит, санидин (внизу) и гаюин (вверху слева). Немного иголочек эгирина, нарастающих на вкрапленники лейцита. По Р. Рейнишу, 1920 г.

Фонолит нозеановый (правое микрофото).

Район Лаахерского озера, Центральная Европа. Структура порфировая. Основная масса скрытокристаллическая, заметны лишь зернышки нефелина и иголочки эгирина. По А. Н. Заварицкому [1955]

гают натриевый ортоклаз, нефелин, эгирин-авгит, иногда голубой гаюин. Порфировые вкрапленники представлены лейцитом и эгирином-авгитом. При возрастании количества лейцита и убывании или полном исчезновении нефелина лейцитовые фонолиты переходят в лейцитифиры.

Тингуаит [по назв. горы Тингуа вблизи Рио-де-Жанейро в Бразилии; Г. Розенбуш, 1887 г.] относится к группе фонолитов, слагает дайки и периферию относительно крупных тел нефелиновых сиенитов. Минеральный состав следующий: санидин и нефелин, рибекит, образующий моховидные микропйкилитовые индивиды, или эгирин в виде микролитов основной массы. Структура порфировая.

Лейцитифир сложен в основном двумя минералами — калинатриевым полевым шпатом и лейцитом, образующими порфировые вкрапленники. Содержатся натриевые мафические минералы. Кроме лейцита, могут присутствовать другие фельдшпатоиды — нефелин и нозеан.

В штупе из дайки нозеан-нефелинового лейцитифира в Эйфеле (ФРГ) наблюдаются многочисленные мелкие вкрапленники лейцита и нозеана, погруженные в сероватой основной массе,

которая содержит призматические кристаллики черного пироксена. В шлифе вкрапленники лейцита имеют вытянутую форму; нозеан корродированный и обнаруживает специфические границы — черные и резкие. Нефелин, содержащийся в основной массе в виде мелких зерен, ассоциирует с мелкими пластинками санидина. Много эгирин-авгита. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом, реже меланитовым гранатом.

Флогопитовый лейцитифир в Лейцит-Хилсе в штате Вайоминг (США) сложен лейцитом, санидином и мафическими минералами примерно в равных количествах. Из мафических минералов преобладает флогопит — редкий минерал магматических пород, образующий мелкие вкрапленники, различимые в штуфе. В ассоциации с флогопитом развиваются мельчайшие иголки диопсида и катофоритоподобного амфибола.

Трахиты встречаются как на океанических островах, удаленных от континентов (Азорские, Вознесения, Святой Елены, Гавайские), так и на континентах в областях с рифтовой тектоникой.

Трахиты (преимущественно натриевые), развитые на океанических островах, играют небольшую роль по сравнению с широко развитыми здесь базальтами. Это хорошо видно, например, на о. Вознесения, где позднее извергавшиеся трахиты (светлые и выветрелые) образуют «нашлепки» на ранее излившихся черных базальтовых лавах. Еще четче это проявляется на Азорских островах, хотя в отдельных участках этих островов трахиты и базальты развиты примерно одинаково.

Трахиты обоих регионов обнаруживают тенденцию к недосыщенности кремнеземом. Проявляются постепенные переходы трахитов в фонолиты через фонолитовые трахиты (Африканский рифт). Видны также колебания в их химическом составе в направлении возрастания кремнекислотности с сохранением высокой щелочности и образования пантеллеритов (бескварцевых и кварцевых). Последние обогащены не только кремнеземом, но и железом.

На континентах роль трахитов в геологическом строении намного значительнее, чем на океанических островах, однако и там сравнительно с другими лавами (базальтами, андезитами, липаритами) удельный вес их весьма невелик.

Петрохимия. Различие в химическом составе между известково-щелочными и щелочными сиенитами более резкое, чем между теми же разновидностями гранитов. Сравнительно с гранитами в сиенитах параметр s более низкий, что обусловлено возрастанием параметров a , c и в особенности b . Известково-щелочные сиениты, в отличие от гранитов, глиноземом не пересыщены. Это видно из приведенных ниже данных химических анализов (в %) средних типов следующих сиенитовых пород: I — сиенит известково-щелочной (вообще), II — нордмаркит, III — пула-

скит, IV — ларвикит, V — монцонит, VI — сиенит щелочной (вообще):

Тип	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
I	58,65	0,86	16,38	3,65	3,09	0,15
II	64,36	0,45	16,81	1,08	2,71	0,15
III	61,58	0,33	18,37	2,28	1,71	0,11
IV	57,45	—	21,11	2,89	2,39	—
V	56,12	1,10	16,96	2,93	4,01	0,16
VI	62,00	0,57	17,44	2,06	2,68	0,12

Тип	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
I	3,06	4,45	3,48	4,79	1,13	0,31
II	0,72	1,55	5,76	5,62	0,70	0,09
III	0,69	1,77	6,45	5,70	0,80	0,21
IV	1,06	4,10	5,89	3,87	0,70	0,54
V	3,27	6,50	3,67	3,76	1,05	0,47
VI	0,91	2,26	5,86	5,17	0,76	0,17

Числовые характеристики

Тип	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>	<i>a : c</i>
I	14,8	3,7	13,3	68,2	47,1	39,4	13,5	52,3	+3,1	4,0
II	20,6	0,8	5,9	72,7	61,4	20,4	18,2	60,8	+3,4	25,8
III	22,6	1,0	5,9	70,5	61,6	19,8	18,6	63,0	-5,2	22,6
IV	19,5	5,0	7,0	68,5	71,1	26,8	2,1	70,1	-7,0	3,9
V	13,8	4,7	15,6	65,9	42,0	36,6	21,4	59,6	-1,5	3,0
VI	20,4	1,4	7,3	70,9	60,7	21,5	17,8	63,3	-0,4	14,7

Как видно из числовых характеристик, различие между нордмаркитом и пуласкитом, с одной стороны, и ларвикитом, с другой, проявляется в параметре *c* и отчасти *a*. От известково-щелочных сиенитов ларвикит отличается большим *a* и меньшим *b*.

В целом можно сказать, что в сиенитах величина *s* колеблется около 70, в гранитах она достигает 80, опускаясь до 65—60 в монцонитах. Величина *a* у сиенитов может быть такая же, как у гранитов, поднимаясь до 23 в щелочных сиенитах. Значение *c* для нордмаркитов, пуласкитов и других родственных с ними горных пород наименьшее сравнительно с другими сиенитовыми породами (0,8—1,0), вообще оно может в этих породах варьировать от 0 до 1,5, за ними следуют щелочные и известково-щелочные сиениты и далее монцониты. В гранитоидах максимальное значение *c* достигает 2,6. Величина *b* в нордмаркитах и пуласкитах (от 6 до 10), ларвикитах (от 7 до 10), известково-щелочных сиенитах (от 10 до 15), монцонитах (от 15 до 20).

Трахиты и родственные им породы по петрохимическим особенностям в общем сходны с плутонитами группы сиенита, однако в трахитах параметры *s* и *a* несколько более высокие, *a*, *c* и *b* несколько более низкие. Только в щелочных трахитах по параметру *b* это различие недостаточно четко выражено.

Ниже приводится химический состав типичных представителей трахитовых пород: I — трахит известково-щелочной, II — кератофир, III — латит, IV — трахиандезит, V — трахит щелочной:

Т и п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
I	63,91	0,59	15,88	3,22	2,23	0,01
II	61,51	0,45	17,37	1,92	3,35	0,01
III	57,65	1,00	16,68	2,29	4,07	0,10
IV	57,84	1,11	17,24	3,97	3,18	0,05
V	62,63	0,62	17,06	3,01	1,98	0,13
Т и п	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
I	1,44	2,81	3,08	5,80	1,28	0,05
II	1,26	1,08	5,23	5,29	2,45	0,08
III	3,22	5,74	3,59	4,39	0,91	0,36
IV	1,25	4,20	5,67	3,62	1,30	0,57
V	0,63	1,51	6,26	5,37	0,71	0,09

Числовые характеристики

Т и п	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>
I	15,5	3,0	7,3	74,2	—	67,6	26,7	5,7	44,6
II	19,2	1,4	8,5	70,9	17,9	56,9	25,2	—	60,0
III	14,4	4,1	14,5	67,0	—	40,8	38,4	20,8	55,2
IV	18,0	2,8	11,2	68,0	—	59,0	19,3	21,7	70,6
V	21,4	0,7	6,8	71,1	—	67,3	15,9	16,8	63,9

Из анализа числовых характеристик видно, что щелочные трахиты имеют наибольшую величину *a*, они богаче щелочами, и наименьшую *c*, т. е. бедны полевошпатовой известью. После них по величине *a* идут кератофиры и трахиандезиты, у которых несколько выше параметр *c*. Латиты и трахиандезиты по числовым характеристикам отвечают монцонитам.

ФЕЛЬДШПАТОИДНЫЕ МАФИТОВЫЕ И УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Фельдшпатоидные мафитовые породы являются переходными для полнокристаллических пород между сиенитами и габбро, для тонкозернистых — между трахитами и базальтами. Главными признаками рассматриваемых пород являются: высокий цветовой индекс, а также присутствие как щелочных, так и известково-щелочных полевых шпатов, иногда почти в равных количествах. Габброидная или базальтоидная составляющая в габбро-сиенитах или трахибазальтах представлена плагиоклазом (An_{50}) и мафическими минералами, обычно пироксеном, а сиенитовая или трахитовая — щелочными полевыми шпатами или их недонасыщенными кремнеземом аналогами (фельдшпатоидами) — лейцитом, нефелином и анальцимом.

К насыщенной крупнозернистой разновидности рассматриваемой группы пород относится кенталленит.

Кенталленит [по назв. местности в Западной Шотландии] — темная горная порода с пятнами слюды бронзового цвета. В горной породе мафические минералы составляют почти 60%, из коих 10% биотита и 20—25% авгита и оливина, каждого в отдельности; фельзические минералы (около 40%) представлены андезином и ортоклазом примерно в равных количествах и, как и в монцонитах, находятся в пойкилитических взаимоотношениях, но менее четко выраженных. Оливин в шлифе зеленоватый, либо сероватый, вследствие пронизывающих его многочисленных пылевидных, либо дендритоподобных зерен рудного минерала. Форма мафических минералов и характер их взаимоотношений очень специфичны. Оливины обычно округлые, иногда же имеют правильные кристаллографические очертания, авгиты всегда идиоморфны; слюда, присутствующая в большом количестве в виде крупных пластинок, всегда ассоциирует с оливином и нередко частично или полностью окаймляет его. В таких случаях оливины приобретают неправильные очертания и оставляют впечатление пойкилитовых вростков. Слюда в полевых шпатах образует пойкилитовые вростки, возможно, образованные в результате одновременной их кристаллизации либо метасоматическим путем.

К недосыщенным кремнекислотой габбро-сиенитам (сиеногаббро) относятся: эссексит, тешенит, кринанит, тералит и лугарит.

Эссексит [по назв. графства Эссекс, Великобритания] представляет собой щелочной габброид равномернoзернистой либо порфировой структуры. Состоит из плагиоклаза, близкого лабрадору, переменного, но всегда малого количества калиевого полевого шпата, фельдшпатоидов (нефелин, анальцим), авгита или титанистой его разновидности (титанавгита) и красно-бурого биотита. Нефелин и анальцим располагаются в интерстициях между таблитчатыми кристаллами лабрадора (Ронгшток, Чехословакия). Обычные акцессорные минералы — апатит, ильменит, реже сфен. По мере увеличения содержания нефелина эссекситы переходят в тералиты.

Тешенит [по назв. г. Тешен в Чехословакии; Хонеггер, 1861 г.] — гипабиссальная, крупно- и среднезернистая порода, близкая по минеральному составу к габбро, но содержащая анальцим, порой образованный по плагиоклазу. Основные компоненты: плагиоклаз (лабрадор), клинопироксен, обычно титанавгит, нередко в ассоциации с баркевикитом, биотит в малом количестве и габброидные акцессории. В некоторых разновидностях дополнительно содержится оливин (оливиновый тешенит). Структура габбровая и диабазовая, грубозернистые разновидности относятся к тешенит-пегматитам.

Тешениты Шотландии слагают крупный силл на о. Инколм в Ферт-оф-Форте и близ скал Селисбери в Эдинбурге. Широко распространены кайнозойские дайковые тешенитовые породы в Грузии, где они содержат, помимо различных тешенитовых минералов, баркевикит и поздний (вторичный) анальцим.

По А. Н. Заварицкому, ряд переходов связывает эту горную породу с щелочноземельным диабазом, что выражается в том, что основной плагиоклаз заменяется менее известковистым — более щелочным (натриевым) плагиоклазом. В зависимости от количественной роли калия или натрия, эти переходы осуществляются по-разному. Увеличение содержания калия приводит к появлению в диабазах калиевого полевого шпата (ортоклаза или микроклинпертита) и биотита. Возрастание содержания натрия вызывает повышение кислотности плагиоклаза и, как следствие, появление фельдшпатоида (анальцима); вместо авгита образуется баркевикит и титанавгит, порой эгирин-авгит.

К р и н а н и т [по назв. местности Кринан в Шотландии; Флетт, 1911 г.] — мелкозернистая дайковая горная порода, очень близкая к тешениту. Качественный минеральный состав сравниваемых горных пород в целом одинаковый, различны лишь количественные соотношения основных компонентов. В рассматриваемой породе анальцим, располагающийся между кристаллами полевого шпата, по сравнению с тешенитом содержится в незначительном количестве (2%). Структура кринанитов четко выраженная офитовая.

Поскольку в кринаните сиенитовой составляющей мало, ему больше соответствует название анальцимсодержащий оливиновый долерит.

Т е р а л и т [греч. «терао» — старательно изучаю] — богатая темноцветными минералами темно-серая, почти черная горная порода, существенно состоящая из идиоморфного авгита, иногда титанистой его разновидности (около 35%), идиоморфного основного плагиоклаза (лабрадор), ксеноморфного нефелина и акцессориев. Щелочной полевой шпат либо отсутствует, либо содержится в небольшом количестве, в некоторых разновидностях (Шотландия) содержится баркевикит. В тералитах почти всегда присутствуют красновато-бурый, реже зеленоватый биотит, титаномагнетит и оливин. Мафические минералы составляют около 1/2 объема горной породы. Количественные соотношения нефелина и полевых шпатов изменчивы, но нефелина всегда меньше (10—15%). Структура тералита гипидиоморфнозернистая. Тералиты от кринанитов отличаются содержанием нефелина вместо анальцима.

Л у г а р и т [по сел. Лугар, Шотландия; Тирелл, 1912 г.] — порода, состоящая из нефелина, клинопироксена (титанавгита) и лабрадора; в отличие от тералита содержит баркевикит, т. е. является баркевикитовым тералитом. Кристаллы баркевикита имеют длинную призматическую форму, зерна титанавгита погружены в зеленовато-серую основную массу. Главный фельзитический минерал в этих горных породах — нефелин. Из акцессориев обильно присутствуют призматические зерна апатита и ильменита, переходящих в лейкоксен. Лугарит встречается в виде жил и силлов, секущих интрузивы тешенитов и тералитов.

К фельдшпатоидным мафитовым и ультрамафитовым вулканитам относятся темные тонкозернистые вулканические породы, образующие лавовые потоки и дайки (лавоподводящие каналы). В штуфах этих пород видна их порфировая структура с вкрапленниками оливина и авгита. Породы напоминают базальты. В штуфах некоторых их разновидностей заметны выделения лейцита.

Среди этих вулканитов выделяются содержащие и не содержащие плагиоклаз разновидности; к первым относятся тефриты и базаниты (недосыщенные кремнеземом вулканиты). Базаниты по существу представляют собой базальты, содержащие различные фельдшпатоиды в том или ином количестве.

Существует несколько классификаций фельдшпатоидных вулканитов. Согласно одной из них все вулканиты подразделяются на лейцитовые, кальсилитсодержащие, нефелинсодержащие и мелилитсодержащие.

Т р а х и б а з а л ь т относится к числу вулканитов, состав которых соответствует как трахитам, так и базальтам. По химическому составу трахибазальт отвечает габбро-сиениту (сиеногаббро). Минеральный состав: пироксен (титанавгит, реже диопсид, иногда с оторочкой эгирин-авгита) и основной плагиоклаз (от андезина до анортита), а также оливин и щелочной полевой шпат (чаще санидин, ортоклаз или анортотклаз, иногда альбит). В небольшом количестве могут присутствовать фельдшпатоиды. В некоторых случаях титанавгит частично заменяется бурой роговой обманкой. Порода содержит также магнетит.

Основная масса трахибазальта плотная, в состав ее могут входить все перечисленные выше минералы. Фенокристаллы представлены клинопироксеном и плагиоклазом. Иногда могут выделиться выделения базальтической роговой обманки, изредка энigmatита, коссирита или рёнита, а также оливина и сфена. Структура основной массы трахибазальтов приближается к пилотакситовой или гиалопилитовой, иногда трахитовой. Интерсертальная и витрофирировая структуры, характерные для базальтов, в трахибазальтах редки.

Одним из характерных вулканитов группы трахибазальтов является **ч и м и н и т** [по назв. горы Чимини в Италии; Вашингтон, 1896 г.], описанный в Римской вулканической провинции. Данная горная порода содержит калиевый полевой шпат (51%), лабрадор в подчиненном количестве, клинопироксен (23%), оливин (11%) и акцессории. Щелочной полевой шпат следует рассматривать в качестве трахитовой составляющей, остальные же минералы относятся к базальтовой составляющей.

В у л ь з и н и т [по назв. местности в Италии], наряду с чиминитом, также относится к трахибазальтам. В его состав входят натриевый ортоклаз (трахитовая составляющая) более 70%, анортит во вкрапленниках 6%, лабрадор в основной массе 12%. Следовательно, в составе вульзинита преобладает трахито-

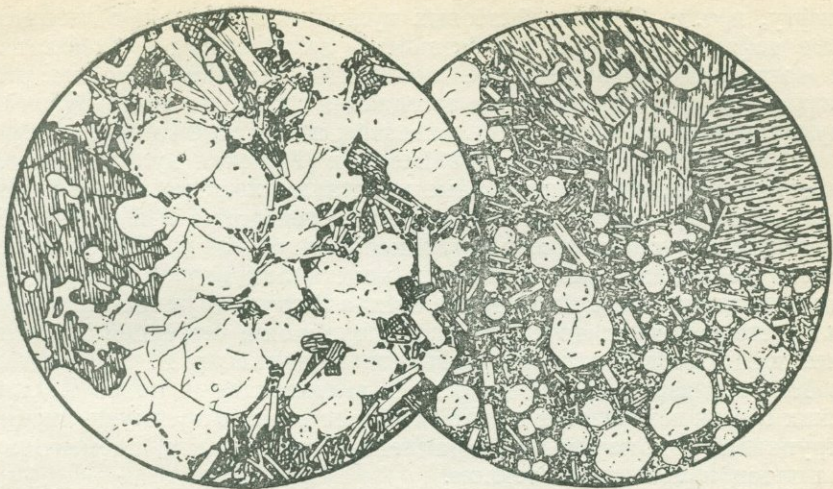


Рис. 86. Тэфрит лейцитовый (левое микрофото).

Везувий, Арио-дель-Кавалло, Италия. Структура порфировая. Основная масса состоит из авгита, основного плагиоклаза и акцессорного магнетита. Фенокристаллы — лейцит и авгит.

Тэфрит лейцитовый (правое микрофото).

Везувий, лава извержения 1813 г. Структура порфировая. Основная масса гипокристаллическая с небольшим количеством стекла. Фенокристаллы — крупный авгит и мелкий лейцит и лабрадор. По А. Харкеру, 1935 г.

вая составляющая (3/4 объема вулканита), а базальтовая составляет не более 1/4 объема горной породы.

Недосыщенные трахибазальты — темные тонкозернистые вулканиты, похожие на базальты. Встречаются в виде лавовых потоков и даек. Фельдшпатоиды представлены в этих породах нефелином, либо химически сходным с ним анальцимом и, кроме того, лейцитом, замещающим щелочные полевые шпаты, встречающиеся в недосыщенных вулканитах. Различные типы горных пород выделяются по присутствию фельдшпатоидов и по содержанию или отсутствию оливина. Как отмечалось, к базальтовым разновидностям относятся тэфриты (нефелиновые, лейцитовые, анальцимовые), к оливиновым — базаниты (нефелиновые, лейцитовые, анальцимовые). Если фельдшпатоиды содержатся в незначительном количестве, то такие вулканиты следует называть базальтами (нефелиновыми, лейцитовыми, анальцимовыми) при обязательном содержании в них плагиоклаза. Структура всех этих пород порфировая (рис. 86).

Лейцитовые вулканиты известны в настоящее время на всех континентах, а не только в Римской вулканической провинции, как думали раньше: в районах Лейцит-Хилс (штат Вайоминг, США) и Кимберли (Австралия), на о. Сулавеси, в Антарктиде, в некоторых районах Африки, прилегающих к Западно-Африканскому

рифту, и т. д. Среди лейцитовых вулканитов выделяют лейцитовые тефриты, лейцитовые базаниты, лейцитифиры и фонолиты, а также бесплагиоклазовые лейцититы (леймафиты). Все эти породы иногда встречаются в ассоциации с кальсилитсодержащими вулканитами, с которыми они связаны постепенными переходами.

В штуфах лейцитовых лав Везувия (Римская вулканическая провинция) видны идиоморфные кристаллы лейцита, более крупные из которых принадлежат к первой генерации и в шлифе обнаруживают специфическое полисинтетическое двойникование. Этого не наблюдается в мелких кристаллах второй генерации, включающих мельчайшие зерна стекла и группирующихся по три или четыре вокруг «точек» проекции тройной и четверной оси симметрии. Этот уникальный лейцитовый вулканит Г. Вашингтон в 1920 г. назвал и т а л т о м. В агломератовых лавах Албанских гор он встречается в виде глыб, сложенных преимущественно крупными идиоморфными вкрапленниками лейцита, сцементированными измененным стеклом.

В Кимберли (Австралия) в италитах (леймафитах) дополнительно присутствует флогопит; иногда он составляет 1/4 породы, в других разновидностях австралийского италита наряду с флогопитом присутствует либо редкий марганцевый амфибол, либо призматический пироксен и псевдоморфозы оливина (оливиновый лейцитит или оливиновый леймафит). Особенность магмы, давшей такие вулканиты, — высокое содержание титана, входящего главным образом в состав слюд и рутила, содержащего его в количестве до 6%.

Ультрамафитовые кальсилитсодержащие вулканиты имеют ультрамафический состав и известны лишь в двух районах Африки. Характерным для этих пород является разнообразие входящих в них недосыщенных минералов. Известны следующие их разновидности.

М а ф у р и т (калмафит) [Холмс, 1942 г.] состоит из небольших вкрапленников оливина и зеленого авгита, погруженных в основной массе, состоящей из авгита, многочисленных зерен перовскита и кальсилита. К а т у н г и т [по назв. вулкана Катунга в Уганде, Африка], состоит из кальсилита, мелилита, оливина, перовскита, титаномагнетита и интерстиционного стекла. У г а н д и т [по области Уганда в Африке] — катунгит, содержащий в своем химическом составе несколько больше кремнезема, вместо кальсилита содержащий лейцит, а вместо мелилита — авгит.

В Заире (Африка) известны кальсилитсодержащие вулканиты, аналогичные катунгитам, но в отличие от последних в них устанавливается ассоциация нефелина с кальсилитом, образующая гломеропорфиновые скопления вкрапленников. В этих вулканитах имеется обратная зависимость между содержанием $KAlSiO_4$ в нефелине и количеством лейцита: при малом содержании последнего минерала нефелины обогащаются калием, и наоборот.

К нефелинсодержащим вулканитам относятся, кроме сравнительно часто встречающихся нефелиновых тефритов и базанитов, более редкие породы — безоливиновые и оливиновые нефелиниты (немафиты).

Нефелинит (немафит) содержит две генерации идиоморфного нефелина. Нефелин второй генерации иногда образует труднодиагностируемые неправильные выделения, заполняющие межминеральные пространства. Мафические минералы — титанавгит, образующий крупные кристаллы с бледно-зелеными внешними зонами, и четко пойкилитовый флогопит. Из аксессуарных минералов ведущим является поздно выделившийся сфен, образующий идиоморфные зерна и неправильные выделения с пойкилитическими включениями микролитов, главным образом нефелина.

Базанитоид — это нефелиновый базанит, в котором стекло имеет нефелинитовый состав.

Мелилитсодержащим вулканитам свойственно содержание мелилита в значительных количествах, иногда до 40% их объема. Подобно фельдшпатоидам, мелилит является минералом, заменяющим полевой шпат, в данном случае плагиоклаз.

Турьяит [по назв. Турьего мыса на Кольском полуострове] — порфировая горная порода, состоящая из микроскопически различных кристаллов титанистого биотита, погруженных в мелилитовой основной массе, и значительного количества нефелина. Главные аксессуарные минералы — апатит, магнетит, перовскит, иногда оливин и меланит (гранат). Обычный минерал турьяита — кальцит, имеющий важное значение для установления генезиса этих горных пород.

Окаит [по назв. горы Ока в Квебеке, Канада; Стенсфильд, 1923 г.] впервые был встречен в вулканическом штоке. По минеральному составу близок турьяиту, отличаясь от последнего меньшим количеством биотита; высоким ($1/2$ объема породы) содержанием мелилита; из фельдшпатоидов присутствием гаюина (вместо нефелина в турьяите). Несмотря на гипабиссальное залегание окаита, зернистость его изменяется от тонкой до крупной. Отмечаются переходы от гаюиновых окаитов к нефелиновым разновидностям, т. е. к турьяитам. Присутствуют магнетит, перовскит, кальцит, апатит.

Базанит анальцимовый близок нефелиновому базаниту с той разницей, что в нем вместо нефелина содержится анальцим. Минеральный состав: оливин, пироксен, основной плагиоклаз, анальцим и аксесории. Подобную минеральную ассоциацию обнаруживают и эссекситы из Шотландии, являющиеся крупнозернистыми аналогами анальцимовых базальтов.

Для понимания генезиса мелилитсодержащих пород интересен тот факт, что в районе Скоут-Хилл близ Белфаста (Ирландия) третичные долериты внедрены в толщу пясчег мела с образованием штока. В полосе контакта этих горных пород образованы нефелин и мелилит.

Наблюдаемые в природе явления подтверждают экспериментальные исследования. Оказалось, что при добавлении карбоната кальция в расплавленный базальт выкристаллизовывается меллит. Кроме того, при высоких температурах в результате взаимодействия нефелина и авгита, проходя промежуточную монтичеллитовую стадию, образуются оливин и меллит.

Петрохимия. Для петрохимической характеристики фельдшпатоидных мафитовых (щелочных габброидных) пород ниже приводятся средние химические составы и числовые характеристики трех их типов в следующей последовательности: I — эссексит, II — мончикит, III — тералит.

Тип	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
I	48,64	1,86	17,96	4,31	5,58	0,19
II	48,66	0,97	12,36	3,08	5,86	0,13
III	45,61	1,96	14,35	6,17	4,03	0,19

Тип	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
I	4,00	8,89	4,30	2,28	1,34	0,65
II	8,09	10,46	2,71	5,15	1,46	1,07
III	6,05	9,49	5,12	3,69	2,60	0,74

Числовые характеристики

Тип	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>
I	13,1	5,9	22,0	59,0	43,4	33,1	24,4	74,2
II	12,8	1,6	31,8	53,8	42,8	30,0	27,2	53,2
III	16,3	1,3	29,6	52,8	31,2	34,4	34,4	67,8

Из приведенных числовых характеристик видно, что величина *a* у этих пород та же, что у гранитов и сиенитов; что касается характеристик *b* и *s*, то они отвечают габбро и еще более основным горным породам. Из дополнительных характеристик относительно высокую величину имеет *c'*, в основном за счет *m'* и частью *f'*. В отношении щелочей довольно четко разграничиваются натриевые и калиевые ряды. Довольно значительное колебание параметров числовых характеристик рассматриваемых горных пород обусловлено изменчивостью их минерального состава.

Средние химические составы и числовые характеристики некоторых жильных пород следующие (I — эссексит-диабаз, II — тешенит и III — кринанит):

Тип	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
I	50,07	1,58	15,25	3,37	6,21	0,14
II	45,52	2,07	16,08	4,18	6,37	0,27
III	44,38	1,98	15,46	3,27	10,17	0,26

Тип	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
I	5,97	9,94	3,87	1,45	2,16	—
II	4,85	8,34	4,63	2,09	4,92	0,68
III	7,27	9,24	3,31	0,90	3,48	0,28

Числовые характеристики

	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>
I	10,7	4,9	26,3	58,1	34	38	28	80
II	13,9	4,4	25,4	56,3	40,9	34,2	24,9	77,3
III	8,8	6,3	31,2	53,7	42,0	40,9	17,1	84,1

В этих породах с уменьшением параметра b растет a и убывает c . В частности, по сравнению с кринанитом в тешените и эссексит-диабазе параметры b и c меньше. По химическому составу тешенит более близок эссекситу.

Ниже приводится средний химический состав и числовые характеристики некоторых фельдшпатоидных мафитовых вулкани-тов (I — трахибазальт, II — базанит, III — лейцитовый базальт; IV — лейцитит, V — нефелиновый базальт, VI — нефелинит, VII — мелилитовый базальт).

Т и п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
I	49,20	1,68	16,65	4,76	5,36	0,55
II	44,64	1,95	15,35	4,51	6,33	0,46
III	46,18	2,13	12,74	5,27	5,06	0,19
IV	46,90	1,22	16,33	4,22	4,14	0,11
V	39,87	1,50	13,58	6,71	6,43	0,21
VI	41,17	1,35	16,83	7,61	6,64	0,16
VII	35,72	4,78	9,56	5,41	6,55	—

Т и п	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
I	4,43	7,74	4,54	3,19	1,30	0,60
II	7,92	9,88	3,54	2,67	2,18	0,57
III	8,36	8,16	2,36	6,18	2,60	0,77
IV	5,03	9,72	2,75	7,58	1,50	0,50
V	10,46	12,36	3,85	1,87	2,22	0,94
VI	3,72	10,12	6,45	2,49	2,42	1,04
VII	15,46	14,20	3,35	1,67	2,67	0,63

Числовые характеристики

Т и п	a	c	b	s	f'	m'	c'	n
I	14,8	3,9	23,2	58,1	42,4	33,1	24,5	68,2
II	11,6	4,6	31,4	52,4	33,0	43,0	24,0	67,0
III	13,8	1,5	31,5	53,2	29,7	44,0	26,3	37,0
IV	17,1	2,5	25,6	54,8	29,5	33,5	37,0	35,5
V	10,9	3,4	40,3	45,4	29,0	43,0	28,0	75,6
VI	18,5	2,4	29,4	49,7	42,4	22,4	35,2	79,4
VII	9,0	1,4	48,6	41,0	20,5	49,7	29,8	75,0

Сравнение данных числовых характеристик с таковыми для интрузивных щелочных габброидов показывает на их соответствие. Здесь также обнаруживаются высокие значения a и b и низкие c и s .

Глава 8

МЕТАМОРФИЧЕСКОЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ ПОРОДОБРАЗОВАНИЕ

ВИДЫ МЕТАМОРФИЗМА

Одним из основных вопросов в науке о метаморфизме является установление тех ведущих процессов, которые обуславливают возникновение различных метаморфических минералов и метаморфических пород в целом. Следует отметить, что представления

исследователей о сущности этих процессов, начиная с У. Грубенмана, П. Ниггли и В. Г. Гольдшмидта, претерпели мало изменений.

Катакластический, или динамический, метаморфизм. Этот вид метаморфизма совершается под влиянием тектонических процессов в верхних частях земной коры, вызывающих раздробление и катаклаз породообразующих минералов и нарушение структуры горных пород. При этом возникают искажения кристаллической решетки минералов и нарушение цельности последних (разрывы и переломы), возникновение двойников скольжения и катакластически-зернистых агрегатов.

К катакластическим породам (динамометаморфитам) относятся: какирит, тектоническая брекчия, катаклазит, милонит, филлонит, бластомилонит, представляющий собой продукт динамотермального метаморфизма.

Производными рассматриваемого типа метаморфизма не следует считать такие катаклазированные породы, которые испытали наложение другого вида метаморфизма. В таких случаях метаморфизм следует обозначать двойным названием (например, динамотермальный). В связи с последним видом метаморфизма происходят пластические деформации толщ горных пород. Пластические деформации в палеозойских кристаллических сланцах и мигматитах на Большом Кавказе порой происходили под воздействием высокотемпературных и химически активных восходящих растворов (аллохимический региональный метаморфизм), которые при миграции производили преобразования породообразующих минералов и размягчение горных пород. В результате этого они приобретали определенную текучесть, сминались в мелкие причудливые складки, местами же дробились.

При наличии сланцеватых исходных пород дифференциальное движение смеси привнесенного и преобразованного реликтового материала более интенсивно происходит вдоль их плоскостей. Это вызывает возникновение различных тектонитовых структур.

Термический, или температурный, метаморфизм. Наиболее типично этот вид метаморфизма проявляется в контактах с лавами (каустический метаморфизм) и гипабиссальными интрузиями (контактный метаморфизм). Следует отметить, что непосредственное контактное воздействие основных и ультраосновных интрузий на вмещающие их горные породы порой слабое или оно вообще не наблюдается, если не принимать во внимание наложенных послемагматических процессов, проявляющихся соответствующим образом как во вмещающих, так и интрузивных породах.

Одними из распространенных горных пород контактового метаморфизма являются роговики, однако они могут возникнуть и в результате воздействия постмагматических восходящих растворов и привноса материала по различным осадочным образованиям, независимо от существования интрузий. Температурные пределы становления этих горных пород соответствуют различным минеральным фациям.

Альбит-хлоритовые породы — адинолы и их структурные разновидности (спилозиты и десмозиты), наблюдающиеся в аргиллитах и глинистых сланцах в контакте с диабазами, обычно образуются под воздействием послемагматических растворов, богатых натрием. Сами диабазы в подобных случаях также подвергнуты альбитизации и хлоритизации. Этот процесс, видимо, близок спилитизации в вулканогенных геосинклиналях, сопровождающейся в отдельных случаях окварцеванием с возникновением похожих на магматические породы кварцевых габбро, кварцевых диабазов, кварцевых диоритов, кварцевых порфиритов и кварцевых альбитофиров [Заридзе Г. М., 1961].

Интенсивный контактовый метаморфизм, иногда носящий метасоматический характер, связан с кислотными, средними и щелочными интрузиями, имеющими также нередко метасоматический генезис. В таком случае «экзоконтактовые породы» или породы «контактового ореола» по сравнению с «интрузивными» представляют собой относительно слабо измененные образования, т. е. «интрузия» является как бы тыловой, а «контактовый ореол» — передней зоной метаморфизма [Коржинский Д. С., 1955].

Если в обнаженной части метасоматического гранитоидного массива переход от вмещающих пород в гранитоиды постепенный, то надо полагать, что превращение вмещающих горных пород в гранитоиды происходило путем прохождения всех необходимых стадий, и процесс окончился перед фронтальной частью (зоной) предшествующих преобразований пород, если же граница между «контактовым ореолом» и массивом гранитоидов резкая, то следует думать, что последующие стадии гранито- либо сиенитообразования полностью охватили горные породы, возникшие на предшествующих, так сказать, подготовительных стадиях минеральных преобразований.

В рассмотренном примере «контактовый ореол» и «интрузия» составляют различные виды метасоматической зональности; в первом случае граница между зонами постепенная, во втором — резкая.

Метасоматическая зональность может нарушиться вследствие следующих причин: 1) стадийного характера привноса вещества, когда на различных последовательных стадиях интенсивность и состав восходящих растворов резко меняются; 2) участкового развития метасоматического процесса, выражающегося в колонкообразном распространении растворов, вызывающих перекрывание волн (фронтов), отходящих от различных элементарных очагов, если впоследствии они не нивелируются другой, более мощной волной метасоматоза.

Автометаморфизм (автометасоматизм). Предшественником всякого рода минерализационных процессов — метасоматического минерало- и породообразования, рудноминерализационного процесса и др. — обычно является магматический процесс (эффузивный и сопровождающий его синхронный интрузивный) [За-

ридзе Г. М., 1963, 1965]. Исключение составляют такие наложенные процессы, которые отделены от магматического процесса большим интервалом времени.

К автометаморфизму (автометасоматизму) относят серпентинизацию перидотитов (серпентиниты), амфиболизацию пироксенов (горнблендиты), альбитизацию базальтовых порфиритов и диабазов (спилиты), цеолитизацию и анальцимизацию диабазов и габбро (тешенитовые породы), хлоритизацию и амфиболизацию тех же пород (хлоритовые и уралитовые диабазы) и др.

Д. С. Коржинский [1955] отмечает, что «автометасоматические явления, несомненно, относятся к послемагматическим, так как наблюдаются в породах самих активных массивов . . . Метасоматические послемагматические явления в контактовом ореоле массивов вполне аналогичны автометасоматическим, если не принимать во внимание возможных различий исходного состава замещаемых пород» (с. 381—382). «В интрузиях и эффузиях основных пород очень часто обнаруживается наложение метаморфических и метасоматических процессов, но значительная часть их связана с воздействием более поздних гранитоидных массивов; собственно автометасоматические явления обычно не могут быть выделены с полной уверенностью» (там же, с. 334).

Названный автор к автометаморфизму (автометасоматизму) относит замещение кислого плагиоклаза калишпатом с образованием своеобразных антипертитов и, наоборот, калишпата кислым плагиоклазом с возникновением мирмекита. В качестве примеров раннего автометасоматического процесса он приводит магнезиальный метасоматоз, проявляющийся в виде биотитизации и амфиболизации, а также уралитизацию клинопироксена в габброидах, совершающуюся, по его мнению, в результате реакции клинопироксена с плагиоклазом и магнетитом с привнесением магния, и далее скаполитизацию плагиоклаза. Кроме того, автометасоматическим считает указанный автор серпентинизацию гипербазитов, которая некоторыми исследователями связывается с послемагматическими растворами гранитоидов. Интересно отметить, что Д. С. Коржинский [1962] о спилитизации, считавшейся одним из наиболее типичных автометасоматических процессов, пишет, что она в базальт-андезит-дацитовых породах протекает «на начальных стадиях развития складчатости». Такое мнение высказывалось и ранее [Заридзе Г. М., 1961, с. 159—160, 196].

К числу автометаморфических процессов можно отнести также эпидотизацию и хлоритизацию железомagneзиальных минералов с выделением рудного минерала и др.

Региональный и локальный метаморфизм. Распространено мнение, что при погружении геосинклинальных бассейнов (трогов) в стадии осадконакопления и интенсивного вулканизма происходит процесс метаморфизации, вызванный одновременным воздействием высоких температур и литостатического давления. Этот вид метаморфизма, выделенный на заре развития учения о метаморфизме,

обозначается терминами «региональный метаморфизм», «метаморфизм нагрузки», «геотермический метаморфизм» и др. Крайний вид подобного метаморфизма — метаморфизм погружения, или ультраметаморфизм (анатексис).

Согласно современным воззрениям, прогрессивный региональный метаморфизм совершается в период складчатых деформаций [Семенов Н. П., 1966; Маракушев А. А., 1973; Sutton J., 1965; Aubouin J., 1965, Miyashiro A., 1961, 1972 и др.]. Отмечается, что метаморфизм связан не с прогибанием геосинклинали, как это некогда предполагали, а с ее орогенной деформацией и что теория дотектонического регионального метаморфизма геосинклинали устарела. Современные тектонические гипотезы, в частности, гипотеза тектоники литосферных плит подразумевает осуществление прогрессивного регионального метаморфизма в период деформации геосинклиналей.

Высокотемпературный региональный метаморфизм протекает в орогенных поясах, на конвергирующих краях литосферных плит и связан не вообще с прогибанием, а с такими областями прогибания, которые впоследствии подвергаются деформации (складчатости), т. е. метаморфизм связан с поднятиями. Региональный метаморфизм высокого давления совершается в низкотемпературных условиях и является следствием поддвигания океанической коры вдоль зоны Беньофа [Hamilton W., 1969; Miyashiro A., 1972]. Что касается метаморфизма дна океанов, то он проявляется только в областях, расположенных под срединно-океаническими хребтами [Miyashiro A., 1961, 1972, 1973 и др.]. Наличие метаморфитов в океанической коре объясняется спредингом, т. е. смещением их в латеральном направлении от срединно-океанических хребтов.

В 1953 г. было впервые высказано мнение, что на Большом Кавказе процессы прогрессивного регионального метаморфизма высокой ступени совершаются в стадии складчатых деформаций геосинклиналей [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1953₁, 1953₂]. При наиболее интенсивном проявлении высокотемпературного метаморфизма низкого давления формируются бедные калием гранитоиды. В период нисходящих движений геосинклиналей (опять-таки на конвергирующих краях литосферных плит) возможен метаморфизм в пределах зеленосланцевой фации. Вторые, богатые калием (калишпатовые), более низкотемпературные гранитоиды (гранодиориты, граниты и др.) образуются на поздней стадии деформации, обычно метасоматическим путем. Одновременно происходит регрессивный региональный метаморфизм; восходящие растворы, обусловившие этот процесс, оставили свой след в виде различных размеров и мощностей инъецированных образований, представленных кварцем, кислым плагиоклазом и высокоупорядоченным калишпатом.

Многочисленные замеры азимутов ориентировки плоскостей сланцеватости (структурный анализ) кристаллических сланцев,

перемежающихся с мигматитами и иногда микрогранитами, выявили унаследованность от материнских геосинклиналей складчатых и разрывных структур, что свидетельствует о том, что к началу регрессивного регионального метаморфизма исходные прогрессивно регионально метаморфизованные породы были уже интенсивно деформированы (см. рис. 65).

Таким образом, региональный и локальный метаморфизм осуществляется не во время нисходящих движений эвгеосинклинали, когда происходят осадконакопление и подводные вулканические извержения основной магмы, а в период складкообразовательных процессов. Интенсивность метаморфизма зависит от температуры, тектонических натяжений и масштаба поствулканических восходящих растворов очагового происхождения.

По данным А. А. Маракушева и Л. Л. Перчука, выплавление магмы и метаморфические преобразования мантийного субстрата обусловлены глубинным тектогенезом, вызывающим понижение давления и зарождение сильно восстановленных флюидных потоков, окисляющихся по мере их движения вверх с выделением энергии, необходимой для развития процессов магматизма, метаморфизма и метасоматизма. Генерация флюидов связана с реакциями металлизации, протекающими между карбидами, гидридами, сульфидами и окислами металлов в глубинных геосферах с высвобождением газовой фазы. Этому способствует снижение давления на твердые фазы.

Наличие массивных гранитоидов, возникших по породам осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, вызвано интенсивным метасоматическим их преобразованием, а не отсутствием или слабым проявлением одностороннего давления [Елисеев Н. А., 1959, с. 79]. В тектонически приподнятых районах сланцеватость может постепенно стираться и в горизонтальном направлении, что можно наблюдать на примере толщ мигматитов, гнейсов и гранитоидов долины р. Баксан на Северном Кавказе, где сланцеватость в метасоматических гранитоидах является унаследованной от исходных осадочных или вулканогенно-осадочных пород [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1959]. На Большом Кавказе начальные стадии метасоматических процессов в палеозое протекали повсеместно, позднее же метасоматизмом была охвачена вся геосинклинальная область.

Метасоматическая гранитизация и генерация гранитной магмы происходят вслед за региональным метаморфизмом. Затем на определенной последующей стадии осуществляется пневматолитовый и гидротермальный метаморфизм, носящий локальный характер.

Наблюдающееся местами зональное расположение метаморфических пород определяется количеством и химической активностью восходящих флюидов, распространяющихся от источника интенсивного их притока волнообразно [метасоматическая зональность — по Д. С. Коржинскому, 1955]. Нередко зональность

в метаморфических комплексах осуществляется в стадии диафтореза.

Характерными процессами низкотемпературного регионального метаморфизма являются пропилитизация и спилитизация.

Учитывая определение Ф. Рихтгофена в 1968 г. и Р. Р. Котса в 1940 г., Д. С. Коржинский [1955, с. 436] пропилитизацию формулирует как зеленокаменное изменение вулканогенных толщ разного возраста, вызываемое послемагматическими растворами, связанными с данным вулканизмом, а не с наложенным, более поздним, метаморфизмом. Эти изменения происходят на небольших глубинах после полного прекращения вулканической деятельности очагов магмы среднего и кислого состава и внедрения малых интрузий в период складчатости. Восходящие растворы вызывают пропилитизацию как вулканогенной толщи, так и малых интрузий. Для пропилитизации характерна адуляризация, сопровождающаяся образованием цеолитов, ангидрита, алунита и др.; она отличается от ортоклазизации, совершающейся на больших глубинах. Пропилитизация более типична для фации гипабиссальной и субвулканической глубинности, чем для собственно вулканической.

Наблюдения на Большом Кавказе [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1959; Заридзе Г. М., 1961] подтверждают послемагматический метасоматический характер рассматриваемого процесса и развитие его в геосинклиналиях (нередко вулканогенных). На Кавказе этот процесс обычно развит в мезокайнозойских, реже палеозойских вулканогенных геосинклиналиях, в тех случаях, когда в них вместо крупных батолитовых метасоматических гранитоидов залегают относительно мелкие тела опять-таки гранитоидного состава.

Погружение вулканогенных геосинклиналей, претерпевших в дальнейшем метаморфизм рассматриваемого типа, было относительно небольшим. Пропилитизация, по Д. С. Коржинскому, происходила в период восходящих движений (складчатости), т. е. в условиях еще меньших глубин, нежели стадия погружения.

Адуляризация, относящаяся к локальному метаморфизму, происходит в результате привноса восходящими растворами преимущественно калия на определенной стадии процесса. По-видимому, нет основания приурочивать эти растворы к отдельным интрузиям [Коржинский Д. С., 1955, с. 437] и образующимся на глубинах крупным гранитоидным телам, ибо, как показывают многочисленные примеры, раннеорогенные интрузии главной своей частью залегают всегда в тех свитах, с развитием которых геологически они связаны и в субстрате последних.

Мнение Д. С. Коржинского [1955, с. 440] о том, что «вызывающие пропилитизацию растворы выделяются не гранитами, как при образовании вторичных кварцитов, а преимущественно более основными магмами типа гранодиоритов», требует уточнения для

тех случаев, когда гранодиориты сами являются продуктом метасоматического воздействия растворов на габброиды.

Из продуктов других видов локального метаморфизма следует упомянуть кварц-серицитовые породы, так называемые вторичные кварциты, или, иначе, окварцованные породы. По Д. С. Коржинскому, они развиваются вдоль контактов субвулканических интрузий гранитоидов и их порфировых разновидностей. Выщелачиванию подвергаются как краевые части этих интрузий, так и вмещающие горные породы, преимущественно туфы, и отчасти эффузивные тела кислого и реже среднего состава. Из глинистых минералов здесь возникают диккит, каолинит, минералы группы бейделита — монтмориллонита и др. Этот процесс, по Д. С. Коржинскому, развивается на меньших глубинах и относится к сольфатарной фации.

На Кавказе подобные процессы связаны с гидротермальной деятельностью и активизируются после полного прекращения вулканического процесса, что особенно наглядно наблюдается в верхнемеловой вулканогенно-осадочной свите Южной Грузии. Наложенному окварцеванию и ощелачиванию, предшествующим колчеданному рудоотложению, подвергнуты как упомянутая толща, так и субвулканические тела, в результате чего вулканические породы основного и среднего состава преобразуются в кварцевые порфиры (см. рис. 29, 30), имеющие первично эффузивный облик [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1959].

Окварцевание, альбитизация плагиоклаза, серицитизация, хлоритизация и другие процессы протекают метасоматическим путем. Разнообразие новообразованных минералов обусловлено составом вмещающих горных пород и характером просачивающихся гидротермальных растворов, а также температурными условиями.

В связи с особенностями состава верхнемеловых вулканогенов южной Грузии выделения глинистых минералов там не произошло. В жилах отложились продукты разложения минералов вулканических пород — хлорит, кальцит, эпидот, пирит, магнетит, гематит и др. Наблюдается множество жилок привнесенного кварца.

Непосредственная связь растворов с субвулканическими интрузиями ни в одном случае не наблюдалась. Они поднимались с глубин и воздействовали как на интрузии, так и на вмещающие их горные породы. Это особенно очевидно, когда субвулканические интрузии имеют основной состав и вместе с вмещающими их горными породами подвергаются воздействию кремнево-щелочных растворов. Весьма характерно, что растворы более интенсивно просачиваются через субвулканические интрузивные тела и их контактовые поверхности, что создает впечатление непосредственного контактового воздействия на вмещающие их горные породы. Это наблюдение согласуется с указанием В. П. Логинова в 1951 г., что зоны серицитовых кварцитов и колчеданные залежи

приурочены к контактам метаморфизованных даек альбитофиров, служивших проводниками послемагматических рудных растворов. В данном случае, видимо, альбитофиры сами представляют продукты раннего воздействия этих растворов.

Наложенный характер подобных процессов хорошо виден на примере сольфатарной аргиллитизации в горнорудном районе западных штатов США. Изменения вмещающих пород и соответствующая метасоматическая зональность проявляются там относительно кварцевых жил, которые увязываются с кварцевыми монцонитами, имеющими, по-видимому, гибридный или, скорее всего, метасоматический генезис.

В результате воздействия гидротермальных, преимущественно кремнекислотных растворов на верхнемеловые вулканогенные образования южной Грузии высвобождается также магний, который расходуется на образование хлорита, хлорсерпентина и серпентина. Высвободившееся железо идет на выделение рудных минералов — магнетита, гематита и др., которые иногда содержатся в довольно большом количестве; встречаются они в горных породах в виде отдельных зерен, скоплений (совместно с кварцем) и жилок. Наблюдаются случаи, когда горная порода наряду с окварцеванием сильно гематитизирована. В результате переотложения и концентрации гематита в окрестностях сел. Поладаури образовалось гематитовое месторождение. Это согласуется с мнением Д. С. Коржинского [1955, с. 426], что образование горных пород с высоким содержанием железа следует рассматривать как случай обогащения перемещенными инертными компонентами при уменьшении кислотности раствора.

Одним из важных низкотемпературных метаморфических (метасоматических) процессов является спилитизация, в результате которой возникают спилиты. Мнение об образовании этих пород и часто с ними ассоциирующихся кератофиров непосредственно из излившейся магмы соответствующего состава не выдерживает критики, так как, во-первых, стекло основной массы некоторых спилитов имеет основной состав; во-вторых, со спилитами во многих областях их распространения ассоциируют нормальные известково-щелочные породы — диабазы, порфириты, толеит-базальты, андезиты и др., что нередко наблюдается в одном и том же лавовом теле; в-третьих, в спилитах в одном и том же шлифе нередко содержатся, наряду с полностью альбитизированным плагиоклазом (альбитом), в различной степени альбитизированные плагиоклазы исходных пород и др.

Представление о непрерывно протекавших реакциях между выкристаллизовавшимся из излившейся магмы плагиоклазом и расплавом в условиях свободной диффузии в сторону уменьшения анортитовой составляющей является маловероятным, ввиду быстрого остывания излившейся на дне моря магмы, исключая химические реакции между выделившимися кристаллами и расплавом. Кроме того, при интрателлурической кристаллизации

того или иного минерала в условиях быстрого движения расплава к поверхности земли трудно допустить возможность химических реакций между минералом и тем же расплавом: для подобных реакций, видимо, необходимы существенные изменения состава расплава.

Гипотеза трансвапоризации не объясняет тот факт, что исходные вулканы претерпевают не только альбитизацию содержащегося в них основного плагиоклаза, но нередко и окварцевание, калишпатизацию и другие стадийно развивающиеся наложенные процессы. Против трансвапоризации свидетельствует также наличие субвулканических (дайковых) спилитов, развитие спилитов обычно в нижних и редко в верхних горизонтах вулканогенных толщ. Трансвапоризацию исключает также факт отсутствия спилитов в вулканиках, образующихся на дне современных океанов.

Характерной особенностью зеленокаменной формации, содержащей спилиты, является альбитизация — натриевый метасоматоз. Этот процесс обычно более интенсивен в нижних горизонтах вулканогенно-осадочной толщи, в верхних ее горизонтах и породах он наблюдается редко.

В одном и том же покрове, в пачке пирокластолитов и даже в шлифе, встречаются, наряду с полностью альбитизированными исходными плагиоклазами (альбитами), в разной степени альбитизированные и совершенно неальбитизированные основные плагиоклазы. Это указывает на неравномерное развитие натриевого метасоматоза, имеющего строго избирательный характер. Стекловатый базис горной породы почти всегда хлоритизирован с выделением рудного минерала. При развитии кремниевого метасоматоза хлоритизированная основная масса подвергается окварцеванию в слабой степени. Содержащийся в горных породах этой формации моноклинный пироксен, представленный чаще авгитом, сохраняется в большинстве случаев свежим, реже он диссоциируется и переходит в амфибол или хлорит непосредственно или после амфиболитизации. Бывают случаи возникновения биотита за счет роговой обманки.

В отличие от спилитов кератофиры, которые впервые были отнесены к рассматриваемой формации Уэллесом в 1923 г., обычно развиты в верхних горизонтах вулканогенно-осадочной толщи. Они нередко располагаются в приподнятых и перекрытых трансгрессией периферических частях геосинклинали, в противоположность спилитам, занимающим наиболее погруженные ее части, как, например, на северном склоне Большого Кавказа.

О возможности образования кератофиров метасоматическим путем свидетельствует содержание в них вторичного кварца, шахматного альбита, калишпата, в различной степени замещающего кристаллы альбита и альбитовые микролиты, а также сферолиты основной массы.

Преобразовательные процессы, связанные с поступлением из глубин растворов, происходили после полного прекращения вулканической деятельности. На это указывают следы одних и тех же процессов в лавах и пирокластолитах на всех горизонтах вулканогенно-осадочной толщи. Обычно эти процессы устанавливаются по одной ярко выраженной стадии натриевого, кремниевого, иногда калиевого метасоматоза. Цементирующая масса пирокластолитов претерпевает те же изменения, что и основная масса пород лавовых тел и обломков вулканитов.

Таким образом, спилитизация андезитовых и базальтовых лавовых тел и их пирокластолитов происходит одновременно и четко избирательно, аналогично метасоматическому колчеданному рудотолжению и колчеданизации обломков пирокластолитов. Последний процесс совершается несколько позже, чем спилитизация. В целом же все эти процессы связаны с эмбриональной стадией формирования вулканогенной геоантиклинали. Связь колчеданных месторождений со складчатостью подтверждается приуроченностью их к антиклинальным структурам и развитием в них до-рудных и внутрирудных тектонических брекчий.

Исследования горных пород средне-верхней еласовой зеленокаменно-аспидносланцевой формации Северного Кавказа показали содержание в них низкотемпературного упорядоченного альбита. Надо полагать, что в результате быстрого остывания расплава в покровах, особенно в краевых его частях, должен был выкристаллизоваться высокотемпературный неупорядоченный плагиоклаз. Отклонения объясняются наложенными метаморфическими процессами. В этих условиях альбитизирующие натрийсодержащие растворы свободнее циркулировали вдоль контактовых поверхностей покровов и производили метасоматическое преобразование исходного неупорядоченного плагиоклаза в упорядоченный альбит. Подобные преобразования требуют значительного промежутка времени и поэтому их нельзя считать автометасоматическими процессами, как это полагают некоторые исследователи.

Метаморфические процессы, характерные для рассмотренных формаций и протекавшие в условиях зеленосланцевой и эпидотамфиболитовой фаций, естественно, затрагивают не только вулканиты, но и терригенные образования.

Г р е й з е н и з а ц и я — локальный метаморфизм (метасоматизм), протекающий пневматолито-гидротермальным путем. В результате этого процесса, как известно, происходит замещение полевых шпатов кварцем и литиевой слюдой или мусковитом. При этом возникают топаз, биотит, турмалин, берилл и рудные минералы — оловянный камень, вольфрамит, молибденит. Температурные условия процесса обычно 400—250° С, в отдельных случаях до 700° С. Глубина 2—5 км.

Грейзенизация часто наблюдается на оловорудных месторождениях, относящихся к кварц-касситеритовым рудным формациям.

Сходство минерального состава грейзенов с рудными телами указывает на связь рудообразования с грейзенизацией.

Грейзенизации подвергаются не только граниты, но иногда глинистые сланцы и песчаники. По представлению Д. С. Коржинского [1955, с. 428—429], «типичным примером приконтактового выщелачивания массивов наиболее кислых гранитов в условиях средних глубин является грейзенизация. Грейзенизация проявляется в кровле массивов и особенно в вершинах куполов гранита и захватывает как сами граниты, гранит-порфиры и аплиты, так и прилегающие породы кровли, если они достаточно богаты кремнеземом и глиноземом». В Приморье грейзенизация связана с гранитами второй и особенно третьей фаз одного из интрузивов. Наиболее интенсивно они выражены в апикальных частях не вскрытых эрозией штоков, в дополнительных куполах и эндоконтактовых зонах [Руб М. Г., 1960]. На Кавказе низкотемпературная грейзенизация (мусковитизация) и сопровождающая ее минерализация протекают на конечных стадиях метасоматической гранитизации, т. е. при диафторезе. Этому процессу подвергаются и граниты, и вмещающие их породы, частично уже измененные на ранних стадиях преобразования. Надо полагать, что грейзенизация нередко является одной из поздних стадий в цепи единого непрерывно-прерывистого метасоматического процесса в условиях постепенного понижения температуры и соответствующего изменения состава циркулирующих восходящих растворов в верхних частях подвергшейся преобразовательному процессу территории, сложенной как гранитами, так и породами переднего фронта метасоматической гранитизации.

Исследования В. Ф. Барабанова в 1961 г. околожилых измененных горных пород, вмещающих вольфрамитоносные жилы, в Забайкалье показали, что грейзенизация сводится к серии последовательных превращений под воздействием растворов главнейших породообразующих минералов, в частности амфибола в биотит, последнего в хлорит и серицит, относительно основного плагиоклаза в серицит и альбит и т. д. Высвобожденные в результате этого процесса элементы — кальций, магний, марганец и железо — связываются с соответствующими анионами, содержащимися в растворах, и выделяются в виде труднорастворимых соединений апатита, шеелита, касситерита, флюорита, кальцита, анкерита, родохрозита, вольфрамита, пирита и др., которые вместе с серицитом, калишпатом и альбитом частично выносятся из зоны околожилых изменений в жильные полости, где кристаллизуются в определенной последовательности. Щелочная среда, существующая при грейзенизации, видимо, способствует выносу кремнезема в жильную полость из боковых пород и его кристаллизации в жилах в виде кварца или халцедона в зависимости от условий кристаллизации.

По данным Н. И. Наковника [1954], грейзены и связанные с ними рудные жилы обычно встречаются в контактовой зоне био-

титовых гранитов со средним содержанием SiO_2 75%, реже — плагиогранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. Они наблюдаются как в интрузивных породах, так и горных породах кровли — осадочных, вулканических или метаморфических кварц-полевошпатово-слюдяного состава.

Грейзеновые месторождения этот автор делит на две количественно неравноценные группы: первую, большую, с преобладанием минерализации несльфидного типа, связанную с кислыми гранитами, и вторую, меньшую, с преобладанием минерализации сульфидного типа, связанную с гранодиоритами. Для первой группы характерны значительные проявления пегматитов и сильное развитие грейзенов, топаза и литиевой слюды, для второй — слабое развитие пегматитов и грейзенов и интенсивное развитие турмалина.

Из анализа оловорудных областей Великобритании, Чехословакии, Китая, Бирмы, Малайзии, Боливии и СССР устанавливается, что грейзены и связанные с ними рудные жилы шире и чаще развиваются в районах проявления небольших гранитоидных тел.

В боливийских оловорудных месторождениях, связанных с субвулканическими интрузиями, грейзеноподобные турмалинизированные вмещающие горные породы переходят в окварцованные, обогащенные хлоритом, серицитом, каолинитом и алунитом образования, т. е. в горные породы, близкие либо пропилитам, либо вторичным кварцитам.

Незавершившийся процесс грейзенизации обычно наблюдается в ультракислотных кварц-полевошпатово-мусковитовых породах — лейкократовых гранитах или аляскитах.

Минеральные ассоциации, расположенные зонально в направлении от контакта интрузивного тела или жилы, следующие:

1) кварцевая (развитая в самой внутренней зоне): кварц (рутил) с примесью касситерита, вольфрамита, шеелита и сульфидов;

2) кварц-турмалиновая: кварц — турмалин (рутил) с примесью мусковита, хлорита, топаза, касситерита, пирита и арсенопирита;

3) кварц-топазовая: кварц — топаз (рутил) с примесью мусковита (часто литиевой слюды), флюорита, турмалина, касситерита, вольфрамита, пирита и арсенопирита;

4) кварц-флюоритовая: кварц — флюорит (рутил — пирит) с примесью мусковита, берилла, вольфрамита, шеелита и сульфидов;

5) кварц-мусковитовая (развитая в самой внешней зоне): кварц — мусковит (рутил — пирит) с примесью флюорита и сульфидов (Mo, Cu, Zn, Pb).

Содержание кварца в кварцевой ассоциации 90%, в кварц-мусковитовой 50%. Среднее содержание турмалина, топаза и флюорита для всех ассоциаций 20%, мусковита 40%. Содержание рудных минералов колеблется от незначительного до 10% и выше.

Аналогично вторичным кварцитам в грейзенах контуры псевдоморфоз становятся менее четкими по мере приближения к жилам, являющимся главными зонами циркуляции растворов.

Во внешней зоне грейзены переходят в грейзенизированные породы, состоящие из реликтового кварца, остатков неразложившегося калишпата и вторичных минералов — альбита, серицита, эпидота (образованных по плагиоклазу), мусковита, кварца, хлорита (возникшего за счет биотита), рутила, иногда флюорита, пирита, турмалина и топаза.

В Приханкайском районе М. Г. Руб [1960, с. 346—347] выделяет два этапа грейзенизации, связанных с гредоковскими гранитоидами второй и третьей фаз. Первый из них характеризуется широким площадным развитием и выражается в мусковитизации биотита, замещении полевых шпатов агрегатом кварца и мелкочешуйчатой слюдки, образовании небольшого количества турмалина, флюорита, топаза и касситерита. На втором этапе грейзенизация имеет менее локальный характер, но отличается значительно большей интенсивностью. Она фиксируется на контактах гранитов с рудными телами или вдоль зон сильной трещиноватости.

По данным упомянутого автора, в том же районе в контакте с вознесенскими гранитами развиты слюдисто-флюоритовые руды, представляющие собой своеобразные грейзены. Эти руды возникли метасоматическим путем по известнякам с одновременным образованием кварц-топазовых грейзенов по гранитам. При грейзенизации гранитов происходил привнос в большом количестве фтора, бора и воды, в меньшем количестве — лития, бериллия, ниобия, тантала и металлогенных элементов — олова, вольфрама и др. Одновременно имел место вынос щелочей, в основном натрия и кальция. Калий, освобожденный при разрушении калиевых полевых шпатов, в некоторых случаях связывался со слюдой грейзенов. Грейзенизация песчано-сланцевых пород обуславливается привносом в больших количествах фтора, бора и воды, в меньших количествах — лития, бериллия, ниобия, тантала и металлогенных элементов — олова, вольфрама и др. Поведение щелочей аналогично их поведению при грейзенизации гранитов. Кремнезем обычно привносится. Возникновение слюдисто-флюоритовых пород по известнякам происходит в результате привноса огромного количества фтора и, кроме того, бора, воды, бериллия и олова. Отмечается также привнос щелочей, кремнекислоты и глинозема.

Д. С. Коржинский [1955, с. 431] мусковитизацию и окварцевание пегматитов считает минералогически сходными с процессом грейзенизации. Он отмечает, что «образование апографических (т. е. еще сохраняющих реликтовые черты перекристаллизованных графических сростаний) и пегматоидных структур сопровождается метасоматическим гидролизом полевых шпатов, с частичным замещением их мусковитом и кварцем. В зонах наиболее интенсивного воздействия растворов происходит полное окварцевание пегматитов, причем около кварцевых зон

располагаются грубозернистые пегматоидные зоны с наиболее крупными кристаллами мусковита».

Кавказские гранитоидные пегматиты, как правило, встречаются в районах развития интенсивной микроклинизации. Они обычно залегают непосредственно в метасоматических гранитоидах или по соседству с ними в других породах. Местами контакт пегматитов с гранитоидами постепенный, что обусловлено общностью процессов микроклинизации. Окварцевание и мусковитизация обычно предшествуют микроклинизации. На северном склоне Большого Кавказа наблюдалось разъедание плагиоклаза гранитоидов кварцем, в результате чего образовались ихтиоглиптоподобные его вросстки. На следующей стадии произошла микроклинизация плагиоклаза, которая почти не затронула секущий его кварц. Он образует вросстки уже в микроклин-пертите (см. рис. 24).

На южном склоне Большого Кавказа, в пределах Верхней Рачи, в верхнепалеозойских гранитоидах кое-где наблюдаются пегматоидные жилы с выделениями кварца ($2,5 \times 4$ см) и калишпата. В местах развития последнего количество слюды, представленной мусковитом, сильно убывает.

В этих пегматоидах мусковит (средний размер чешуй $0,5 \times 0,7$ см) представлен следующими разновидностями: совершенно чистый от примесей, с остатками плагиоклаза и включающий хлорит, эпидот и магнетит. Первая разновидность встречается в богатых кварцем и бедных плагиоклазом участках, вследствие чего ее следует считать образованной по плагиоклазу; вторая разновидность имеет тот же генезис, что и первая, но находится на более низкой ступени преобразования, на что указывают включенные в мусковит, уцелевшие останцы плагиоклаза. Третья разновидность образована за счет цветной составляющей части исходных вмещающих пород. Она более мелкочешуйчатая ($0,2 \times 0,3$ мм) и содержится в очень малом количестве.

Растворы, идущие по региональным разломам из глубин, производят «околотрещинный метасоматоз» и рудоотложение. Однако это не исключает регионального охвата горных пород метасоматозом даже на относительно малых глубинах.

«Под околожильным или околотрещинным метасоматозом понимается замещение боковых пород вдоль стенок трещинных жил. . . Взаимодействие проточного раствора с боковой породой происходит, главным образом, посредством диффузии компонентов раствора через застойные растворы, выполняющие систему пор в боковой породе. Это приводит к метасоматическому замещению боковой породы, которое может распространиться на расстояние от нескольких сантиметров до нескольких метров в сторону от трещины. При наличии системы близко расположенных трещин околотрещинное изменение может захватывать большие массы боковой породы поперечником в десятки метров. В толщах пористых пород (карбонатные породы, туфы, песчаники) поднимающиеся по

трещинам растворы могут просачиваться в боковые породы и на своем пути производить метасоматическое замещение значительных толщ, преимущественно послойно. В этом случае околожильное диффузивное замещение переходит в инфильтрационное. Таковы, например, сидеритовые, магнезитовые, баритовые и другие метасоматические залежи в известняках» [Коржинский Д. С., 1955, с. 442].

Постмагматические процессы, связанные с гранитоидами с широким проявлением гибридности, хорошо изучены на примере верхнемелового мяо-чанского (Хабаровский край) трехфазного интрузивного комплекса, сложенного из следующих горных пород, формировавшихся на глубине 1,5—2 км [Руб М. Г. и др., 1961]: габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов, диорит-монцонитов, кварцевых монцонитов (первая фаза), биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов (вторая фаза), аляскитовых и порфирированных биотитовых гранитов (третья фаза). Все они сопровождаются горными породами жильной серии.

С мяо-чанским интрузивным комплексом связаны стадийно развивающиеся различные постмагматические образования, приуроченные обычно к зонам нарушения субмеридионального простиранья или к пересечению зон нарушения субмеридионального и широтного простиранья, в том числе (от более ранних к более поздним): 1) кварц-полевошпатовые метасоматиты с турмалином или аксинитом и сфеном; 2) кварц-слюдисто-турмалиновые грейзены; 3) турмалиновые и кварц-турмалиновые образования и сопровождающие их существенно кварцевые и кварц-серицитовые породы, относящиеся к околожильным метасоматитам; 4) жильный гребенчатый кварц с главной массой касситерита; 5) кварц-сульфидные и кварц-карбонатно-сульфидные руды.

На основании ряда фактических материалов доказывается специализация мяо-чанского гранитоидного комплекса на оловянное и полиметаллическое оруденение.

Из низкотемпературных околожильных метасоматических процессов, по данным Д. С. Коржинского [1955], ниже рассматриваются наиболее распространенные — березитизация, ливенитизация и гумбезация.

Березитами называются горные породы, состоящие из новообразованного кварца и серицита с примесью пирита и небольшого количества анкерита. Из реликтовых минералов исходных пород могут присутствовать альбит или ортоклаз. По бокам кварцевых жил обычно наблюдается зональность. Число минералов от внутренних зон к внешним возрастает.

Термин «березит» был предложен Г. Розе в 1842 г. для серицитовых аплитов и гранит-порфиоров Березовского золоторудного месторождения на Урале, которые считались магматическими породами. Позднее А. П. Карпинский установил метасоматическое их происхождение. Изменения подобного характера широко раз-

виты не только около золотоносных кварцевых жил, но и около полиметаллических и других кварцевых жил.

Наглядным примером березитообразования могут служить гранит-порфиры Средней Азии, подвергнувшиеся изменению около некоторых кварцевых жил с полиметаллическим оруденением. С приближением к кварцевой жиле исчезает альбит, замещающийся чешуйками серицита при наличии в горной породе свежего ортоклаза; в данном случае натрий является подвижным, а калий — инертным. В следующей зоне исчезает хлорит; он замещается анкеритом с примесью серицита; здесь можно допустить подвижность кальция и инертность магния. Еще ближе к кварцевой жиле ортоклаз полностью замещается серицитом, что указывает на подвижность уже калия. Горная порода последней зоны представляет собой березит, состоящий из серицита, кварца, анкерита, пирита и рутила, однако реликтовая структура исходного гранит-порфира еще сохранена. В зоне непосредственного контакта с кварцеворудной жилой исчезает сначала анкерит, и затем пирит или, наоборот, и горная порода приобретает кварц-серицитовый состав с примесью рутила. Структура исходной породы почти совершенно стерта.

Околожилное изменение гранитоидов выражается в образовании кварца, серицита, карбоната, хлорита, пирита с примесью рутила и апатита.

В результате воздействия на серпентиниты гидротермальных растворов происходит их лиственитизация, т. е. преобразование их в новую породу — листвениты. Этот процесс выражается в развитии карбонатов магния и железа, слюд, кварца, замещающих серпентинизированные, хлоритизированные, талькованные исходные гипербазиты. На некотором удалении от жил серпентиниты замещаются тальком с магнезитом или брейнеритом. Ближе к жиле серпентинит полностью карбонатизируется, замещаясь кварц-брейнеритовыми или кварц-магнезитовыми породами, в которых присутствуют также светлая слюда, хлорит и рудные минералы — пирит, миллерит и гематит. Данные горные породы (тальково-карбонатные, кварц-брейнеритовые и кварц-анкеритовые) называются лиственитами, а процесс, приводящий к их образованию (кварц-тальково-карбонатное замещение ультрамафитов), — лиственитизацией. Предлагается название «собственно листвениты» оставить за кварц-брейнеритовыми или кварц-магнезитовыми породами.

Рассматриваемый процесс замещения ультрамафитов, видимо, представляет собой позднюю стадию того единого процесса, который вызвал серпентинизацию ультрамафитов. Разумеется, следует допустить изменение состава восходящих растворов во времени и соответственно метасоматизируемой горной породы, что обуславливает различные метасоматические реакции.

На Южном Урале в бассейне р. Гумбейки, в гранитоидном массиве, переходам от гранодиоритов в сиениты, а в контакте

с вулканогенной толщей диабаз-порфиритов в сиенито-диориты, Д. С. Коржинский описывает кварцевые жилы, которые в массиве и контактовом его ореоле сопровождаются низкотемпературной ортоклазизацией, называемой гумбеизацией, с образованием гумбеита. Минеральный состав этой новой породы — преимущественно ортоклаз, анкерит, примеси — кварц, пирит, рутил. Ширина зоны околожильного изменения несколько десятков сантиметров. В стороне от массива развито кварц-серицитовое замещение (березитизация).

В более широкой внешней зоне плагиоклаз первоначально превращается в альбит, включающий чешуи серицита, ближе к кварцевой жиле плагиоклаз постепенно замещается ортоклазовидным калишпатом, переходящим в микроклин и обладающим неясным двойниковым решетчатым строением. Цветные минералы преобразуются в анкерит и флогопит с примесью рутила, пирита, иногда гематита. Сфен переходит в лейкоксен, который ближе к жиле перекристаллизовывается в иголки рутила. Апатит остается без изменения. « . . . Разложение боковой породы, развитие ортоклаз-анкеритовой зоны и разрастание кварцевой жилы происходило, несомненно, одновременно, т. е. они представляют разные зоны одной диффузионной метасоматической колонки» [Коржинский Д. С., 1955, с. 451].

Наблюдаемое скелетное разъедание ортоклаза и анкерита кварцем и их замещение последним, по-видимому, указывает на позднейшее образование данного кварца. Естественно допустить более раннее формирование зоны, сложенной преимущественно калишпатом и анкеритом, впоследствии подвергшейся кремниевому метасоматозу с образованием, видимо, уже низкотемпературной кварцевой жилы. Возможно допущение, что ортоклаз-анкеритовый процесс (калишпатизация с предшествующей альбитизацией относительно более основного плагиоклаза) наложился сначала на гранитоидный массив, а затем образовалась кварцевая жила уже в готовой ортоклаз-анкеритовой зоне. Вполне возможно, что богатые калием восходящие растворы распространялись из той же трещины, которая впоследствии заполнялась кварцем.

Регрессивный, или ретроградный, метаморфизм (диафторез) обычно устанавливается с достаточной убедительностью и всеми петрологами понимается одинаково. Как правило, это тот вид метаморфизма, когда низкотемпературные минеральные ассоциации возникают за счет ранее образованных в период прогрессивного регионального метаморфизма более высокотемпературных минералов.

ДЕБАЗИФИКАЦИЯ И ГРАНИТИЗАЦИЯ

Всеми исследователями единодушно признается существование связи между минерализацией и магматизмом. Часть геологов понимает ее как связь минерализации с конкретным магматиче-

ским образованием различного состава. Другие считают, что минерализационные процессы, проявляющиеся в ощутимых масштабах в постмагматическую стадию, связаны с глубинным источником, породившим магматические породы [Заридзе Г. М., 1952, 1963, 1965, 1970]. Последнее представление подтверждается при изучении палеомагматизма. В областях же современного вулканизма этот вопрос до последнего времени не решался однозначно. Исследования, проведенные учеными Вулканологического института СО АН СССР, начиная с 1961 г. (С. И. Набоко, Б. И. Пийп и др.), пролили свет на данный вопрос. С. И. Набоко отмечает, что «гидротермальные растворы и активный вулканизм имеют связь в смысле наличия единого глубинного источника магмы и восходящего потока эндогенных эманаций». Однако известные случаи проявления гидротермальных минерализационных процессов без видимой, либо близкой по времени связи с магматизмом. Их можно, вероятно, именовать «телетермальными минерализационными процессами», связанными с магматическим очагом, находящимся на большом удалении. Подобный тип минерализационных процессов, возможно, следует рассматривать в качестве особой формы проявления глубинного (эндогенного) породо- и рудообразования, причем горные породы, возникшие этим путем, являются метасоматическими. Так образовались многие гранитоиды, входящие в состав древних платформ и, кроме того, некоторые кавказские палеозойские и другие метасоматические гранитоиды, в которых непосредственная связь метасоматизирующих восходящих растворов с магматическими телами не обнаруживается.

Предшественником всякого рода минерализационных процессов — метасоматического породообразования, рудно-минерализационного процесса и др. — обычно является магматический (эффузивный) процесс, после прекращения которого в начальную стадию складчатости происходит гранитообразование [Заридзе Г. М., 1963, 1965]. Реже начальный магматизм проявляется только в интрузивной форме. Исключение составляют также наложенные процессы, которые отделены от магматического процесса значительным геологическим интервалом времени.

Возникновение гранитов, сиенитов и других горных пород за счет гранитизации, сиенитизации и иных породообразующих процессов различных исходных образований в настоящее время признается всеми. Однако одни петрологи считают эти процессы наиболее существенными в становлении гранитов, сиенитов и других горных пород, другие же приписывают им незначительную роль. Двойственность во взглядах проявляется также и по вопросу об условиях, при каких протекают эти процессы. Часть геологов все еще придерживается мнения о проявлении гранитизации во время погружения геосинклинальных толщ на большую глубину (что, по-видимому, маловероятно, особенно если геосинклиналь имеет фемический профиль), а также при засасывании океанической коры в зону Беньюфа. Другая часть исследователей

считает, что процесс гранитизации осуществляется под воздействием восходящих растворов, вызывающих поднятие геоизотерм и обуславливающих, по мнению одних петрологов, магматическое, по мнению других — метасоматическое замещение исходных горных пород. Этот процесс сопряжен со складкообразованием.

Как известно, в период погружения геосинклиналей, в частности, фемического профиля, происходит интенсивный вулканизм, который прекращается в связи с началом складчатости, приводящей к образованию интрагеоантиклинали и формированию гранитоидных массивов [Заридзе Г. М., 1952]. Эта закономерность, наблюдаемая повсеместно, противоречит представлению об исключительно анатектическом образовании гранитоидов и прочих горных пород, что было отмечено Д. С. Коржинским [1967].

Ранее неоднократно описывался процесс постепенной метасоматической гранитизации (дебазификации) пород вулканогенно-осадочных геосинклинальных толщ на Кавказе [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1959, 1967, 1974].

Заложенные на океанической коре современные геосинклинали исключают возможность анатектических процессов, могущих служить источником гранитового материала.

В настоящее время, по-видимому, следует считать установленным, что изначальные вулканогенные геосинклинали развивались на океанической коре; в стадию их складчатости возникали гранитоиды, образующие крупные батолитовые тела. Это можно проследить на примере Кавказского геосинклинального пояса. Исследования в районах выходов древнейших образований дали основание полагать, что земная кора самых древних вулканогенных геосинклиналей в этом районе в докембрии соответствовала по составу базальту. Она вместе с геосинклинальными образованиями подверглась складчатости и метаморфизму. В это время произошло также возникновение наиболее древних гранитоидов, встречающихся в виде галек и обломков их минералов в палеозойских геосинклинальных толщах.

Процессы гранитизации, осуществляющиеся путем стадийного метасоматического замещения одних минеральных ассоциаций (минералов-«хозяев») другими минеральными ассоциациями в твердой среде, особенно хорошо прослеживаются в горных породах основного состава, что согласуется с мнением Д. С. Коржинского, отметившего, что «всякое превращение легче всего протекает в системах, наиболее далеких от состояния равновесия». Однако вряд ли это превращение протекает путем магматического замещения. Д. С. Коржинский [1967] пишет, что «растворы несут тепло и поэтому вызывают избирательное расплавление пород, сопровождаемое одновременным растворением одних компонентов и отложением других, что сходно с метасоматическим замещением и поэтому было названо магматическим замещением» (с. 115).

Если одни компоненты растворяются и на их месте отлагаются другие, то такой процесс как для компонентов и минералов, так и для горных пород в целом следует отнести к категории метасоматической гранитизации при условии образования гранитоида как конечного продукта.

В случае, когда метасоматическая гранитизация заходит далеко, может произойти полное нарушение структуры исходной горной породы; последняя постепенно разжижается и приобретает способность интродуцировать, что метасоматистами рассматривается как процесс магмообразования. В данном случае можно уже, по-видимому, говорить о магматическом замещении горной породы в целом (метасоматический анатексис).

Д. С. Коржинский [1967], полемизируя с исследователями, защищавшими процесс анатектической гранитизации, сам отмечает, что во многих местах, где развиты обширные площади гранитов и мигматитов, наблюдаются зоны дебазификации горных пород, в том числе таких как чарнокиты, представляющих собой во многих случаях мигматиты, происшедшие путем гранитизации базитов, в частности диабазов, о чем свидетельствует сохранившаяся нередко в основных разностях чарнокитов реликтовая офитовая структура (Прибайкалье и район г. Мадраса в Индии).

На протяжении многих лет на Кавказе описывались процессы метасоматической гранитизации различных основных магматических пород и целых геосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ [Заридзе Г. М., 1970].

Существование на Большом Кавказе палеозойских кристаллических образований не оставляет места для сомнений об образовании диафоритовых метаморфитов и гранитоидов в результате длительно протекающего стадийного метасоматического процесса, приводящего нередко к формированию крупных гранитоидных массивов с сохранением местами унаследованных от исходных геосинклинальных толщ складчатых и разрывных структур (см. рис. 65).

Следы длительного процесса метасоматической дебазификации и гранитизации наглядно видны, например, в кристаллических образованиях бассейна р. Ханзы-Дон (Северный Кавказ). Наряду с другими метаморфитами (силлиманит-биотитовые сланцы), исходные породы которых преимущественно седиментогенные, встречаются также связанные с ними магматические породы — тонкослойные (гнейсовидные) диорит-порфириды и метаморфизованные габброиды. Исходные главные минералы последних горных пород представлены основным плагиоклазом и бурой роговой обманкой, возможно, образованной за счет пироксена. В результате ретроградного метаморфизма возникли две ассоциации минералов: 1) кварц—биотит—основной плагиоклаз — роговая обманка, соответствующая силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации и 2) кварц—альбит—серицит—кальцит—хлорит—эпидот, отвечающая кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфа-

ции зеленосланцевой фации. Хорошо наблюдается, как распад основного плагиоклаза габброида вызывает его частичную альбитизацию (деанортитизацию), с выделением эпидотовых минералов, а также кальцита и акцессорного апатита. Роговая обманка переходит в биотит, а затем в хлорит. Минералы группы эпидота и сфен возникают в результате диссоциации роговой обманки.

Образованию биотита сопутствует выделение циркона [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1967]. Кварц целиком привнесенный.

Развитые на Северном Кавказе послейные мигматиты нередко возникают за счет метаморфизованных габброидов под воздействием послейных лейкократовых инъекций. В пользу этого свидетельствует содержание в мигматитах в отдельных случаях роговой обманки, останцов уцелевших габброидов и их плагиоклазов. Но это не исключает возможности образования этих горных пород за счет упомянутых выше силлиманит-биотитовых сланцев.

Устанавливается такая последовательность метасоматического минералообразования. Привнос кремния и вызванное им окварцевание, а также частичная альбитизация горной породы (исходного габброида), видимо, предшествовали всем другим процессам. Кремниевый метасоматоз на протяжении всего преобразовательного процесса протекал, по-видимому, не менее чем в две-три стадии, на что указывает наличие пегматоидных прорастаний раннего кварца поздним. Затем возник биотит в результате привноса калия, т. е. калиевый метасоматоз в ранней стадии выражен в биотитизации роговой обманки габброида. В связи с этим процессом возникает циркон и выделяется магнетит. Последний выпадает и в результате хлоритизации биотита.

Следующим процессом является альбитизация основного плагиоклаза. Наблюдаемое замещение биотита альбитом указывает на то, что калиевый метасоматоз (биотитизация) совершается перед натриевым метасоматозом (альбитизацией). Возникновение циркона и апатита сопутствует, соответственно, образованию биотита и кислого плагиоклаза, т. е. процессу деанортитизации. Последним значительным процессом является вторая стадия калиевого метасоматоза, проявляющаяся в микроклинизации кислого плагиоклаза.

Приближенные парагенетические минеральные ассоциации для послейных мигматитов следующие: кварц—биотит—плагиоклаз, кварц—альбит—эпидот—хлорит и кварц—микроклин—эпидот (кварц—альбит—мусковит—хлоритовая субфация зеленосланцевой фации).

Дальнейшее преобразование послейных мигматитов приводит к возникновению тeneвых мигматитов. Более интенсивный привнос лейкократового материала нарушает ориентированное расположение слюды и хлорита и вызывает возникновение отдельных

разрозненных их скоплений в виде пятен. Последовательность метасоматического минералообразовательного процесса в этом случае та же, что и для послойных мигматитов.

На следующей стадии метасоматического процесса формируются гранитоиды, однако последние могли возникнуть также и за счет силлиманит- и кордиеритсодержащих биотитовых сланцев.

По последовательности минералообразования гранитоиды Северного Кавказа ничем не отличаются от послойных и теневых мигматитов; разница заключается лишь в возрастании количества лейкократовых минералов и в уменьшении темных составных частей.

Микроклин образуется последним и всегда по альбиту, проходя стадию пертитизации. Альбитовые кристаллы различной формы, включенные в микроклин, как и альбиты пертитов, представляют собой уцелевшие остатки после процесса микроклинизации [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1959]. Порфиробластический (порфиоровидный) микроклин развивается по рядом расположенным нескольким альбитовым кристаллам.

Лейкократовые граниты (аляскиты) от других гранитоидов отличаются лишь незначительным содержанием цветных минералов, они имеют существенно кварц-плагиоклаз-микроклиновый состав. Пегматоиды по минеральному составу близки к лейкократовым гранитам. В них видны крупные кристаллы кислого плагиоклаза, возникшие путем собирательной кристаллизации в процессе натриевого метасоматоза. Они разъедены и пересечены кварцем с возникновением пегматитоподобных прорастаний и скелетных плагиоклазовых образований. В пегматоидах фиксируются жилки альбита, иногда вместе с кварцем и примесью мусковита. Микроклинизация кислого плагиоклаза происходит также через стадию пертитизации. В плагиоклазе и микроклине развиты ихтиоглиптоподобные образования кварца.

Таким образом, все рассмотренные стадии порообразовательного процесса имеют метасоматический характер и завершаются стадийно под воздействием привнесенного материала — главным образом кремния, натрия, калия, содержащихся в восходящих растворах.

Диафторический метасоматический процесс преобразования исходного габброида р. Ханзы-Дон, состоящего из основного плагиоклаза и бурой роговой обманки, образованных, возможно, за счет пироксена, протекает приблизительно в следующие три стадии:

1) кварц, бурая роговая обманка → биотит + циркон + + сфен, основной плагиоклаз → средний плагиоклаз + апатит + + эпидот + соссюрит + кальцит;

2) кварц, биотит + циркон (завершение биотитизации роговой обманки) → хлорит + магнетит, кислый плагиоклаз + апатит + + эпидот;

3) кварц, серицит (мусковит), альбит, микроклин.

По данным ряда исследователей (В. Ф. Морковкина, Л. А. Ефимова, В. А. Артамонова), габбро-нориты Урала возникли за счет преобразования эффузивов геосинклинальной зеленокаменной толщи. Устанавливаются реликты горных пород этой толщи в габбро-амфиболитах, отмечаются постепенные переходы горных пород в габброиды, обнаруживающие унаследованную обломочную текстуру и элементы залегания вмещающей толщи.

Таким образом, перечисленные массивы наследуют складчатую структуру вмещающей вулканогенно-осадочной толщи, подвергшейся метасоматической переработке различного характера, под воздействием восходящих растворов в период, когда складчатые структуры вулканогенно-осадочной толщи были в основном уже сформированы.

В Алтае-Саянской складчатой области Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов и И. М. Волохов отмечали, что массивы габброидов, локализованные в пределах глубинных разломов в виде линейных тел, постепенно переходят во вмещающую вулканогенно-осадочную толщу кембрия по следующей схеме: кембрийские эффузивы → гнейсовидные габбро → габбро массивного сложения.

Подобные факты наблюдаются повсеместно в древних формациях фемического профиля. Источником восходящих растворов, производящих метасоматическую гранитизацию, сиенитизацию и рудную минерализацию, следует, по-видимому, считать в основном верхнюю мантию, а также гранито-метаморфитовый слой Земли.

О связи базальтовой магмы и восходящих растворов с глубинами Земли говорилось в 1953 г. на I Всесоюзном петрографическом совещании в Москве [Заридзе Г. М., 1955]. Было отмечено, что пространственная связь основных пород, изливающихся в геосинклинальных областях во время преобладания нисходящих движений, с гранитоидами, формировавшимися в этапы дислокационных процессов, и совершенно лейкократовый характер привнесенного вещества, которое в результате взаимодействия с боковыми породами приобретает обычный для гранитоидов состав, свидетельствует, возможно, о том, что базальтовая магма, которая возникает под геосинклинальным бассейном, в глубоких частях Земли (в мантии по современным понятиям) сильно преобразуется. В ней уже совершенно нет характерных для нее химических элементов, как, например, магния, железа и кальция. Преобразованное вещество обогащено главным образом кремнием, калием и натрием (с. 395).

Д. С. Коржинский ввел термин «транзмагматические или сквозьмагматические растворы», который ничем не отличается от укоренившегося в геологии термина «восходящие растворы», понимаемого к тому же всеми однозначно. В настоящее время источником этих растворов автор считает верхнюю мантию, что, согласно представлениям многих современных геологов, свойственно восходящим растворам, производящим метасоматические преобразования.

Наряду с магмами и растворами, зарождающимися в верхней мантии Земли, существуют растворы, которые выделяются непосредственно из магмы на разных стадиях ее консолидации, а также растворы, мобилизованные из осадочных пород.

Восходящие растворы, поступающие в верхние структурные ярусы — в складчатые сооружения, вызывают метаморфические преобразования исходных горных пород. Метаморфические реакции имеют изохимический и аллохимический (метасоматический) характер. Новообразованные минеральные ассоциации и фации зависят от состава раствора и исходных минералов и, кроме того, от температуры и давления, существующих на участке подвергнутой метасоматозу геологической структуры.

Для правильного понимания метасоматических реакций в породообразовании необходимо учитывать стадийность привноса восходящими растворами компонентов. Так, например, на Кавказе для различных эндогенных (метаморфических, метасоматических) формаций установлены различные стадии привноса вещества и метасоматических процессов.

ДАВЛЕНИЕ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ И МЕТАСОМАТИЗМЕ

В геосинклиналиях, претерпевших метаморфизм и метасоматизм в стадию складчатости, естественно следует ожидать погашения литостатического давления. В это время образуются синклинали и антиклинали, а в целом — сложная сводовая структура, в которой, если ее представить в статическом положении, распределение сил не будет иметь ничего общего с тем, которое отвечало бы литостатическому давлению. Давление в разных частях складчатой структуры будет различным, т. е. в отношении давления структура будет анизотропной [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1964]. Несколько позднее Д. В. Рундквист [1966] коснулся этого вопроса и отметил, что «давление в горных породах на глубинах формирования месторождений распределено резко неравномерно» и что «анизотропия в распределении давления должна отражаться на процессах метасоматического породообразования (так же, как и перекристаллизация) и в значительной степени предопределять (при прочих равных условиях) пространственное размещение возникающих образований» (с. 36). Вызывают интерес следующие высказывания названного автора: «Рассматривая метасоматическое минералообразование упрощенно, в условиях, близких к статическим, модель процесса можно представить себе как взаимодействие растворов (гидростатически передающих давление во все стороны и находящихся на одних и тех же уровнях при одинаковом давлении) с породами, находящимися в разных точках при различном давлении (меньшем, как мы видели, в замках антиклиналей, взброшенных блоках, вблизи открытых трещин и т. д., большем в замках синклиналей, взброшенных блоках, вблизи зон тектонических нарушений и т. д.)» (с. 29). В связи с этим «процессы

метасоматического минералообразования наиболее интенсивно должны проявляться в участках антиклинальных перегибов, куполовидных структур, приподнятых «взброшенных» блоках, зонах брекчий, зонах вдоль приоткрытых систем трещин, а также в участках сложного чередования различных по механическим свойствам пород» (с. 34).

Д. В. Рундквист [1966] приводит сравнительную диаграмму Ж. Балобра, воспроизводящую напряжение в горных породах и построенную на основании теоретически вычисленных данных, а также результатов измерений в горных выработках, и сделанные им соответствующие выводы. Интерес представляет заключение, что наибольший вектор напряжения редко оказывается вертикальным и что внутренние напряжения в породах оказываются «очень неравномерными в пространстве и не являются также постоянными во времени».

Так как в легкопроницаемых породах (трещиноватых, пористых и т. д.) давление восходящего потока растворов сравнительно с нетрещиноватыми горными породами низкое, в них происходит свободная циркуляция растворов и выпадение минералов. Интенсивность околотрещинного метасоматоза и концентрация рудных элементов в таких породах будут зависеть от температуры и состава вмещающих пород, а также кристаллохимических факторов. При наличии протяженных тектонических полостей в горных породах, плохо проницаемых для растворов, должны образоваться месторождения с резкими зальбандами со слабо развитым околотрещинным метасоматозом.

В плотных в физическом отношении горных породах передвижение растворов происходит через межзерновые и молекулярные пространства (поровые растворы) путем выравнивания химических потенциалов растворов и минералов в результате метасоматического процесса. Если метасоматический процесс не дошел до полного преобразования исходной горной породы и возникли лишь в различной степени преобразованные зоны (метасоматическая зональность) или участки, обусловленные последовательными стадиями развития процесса, переход между ними будет постепенным.

В динамических условиях восходящего потока растворов, в пределах определенного положения фронта метасоматоза, равновесие между исходным минералом и раствором достигается при полном их преобразовании (замещении). В данном случае — это элементарное равновесие между метасоматизируемой горной породой (минералом) и раствором, включившим в свой состав компоненты частично или полностью растворенных исходных минералов и сбросившим в процессе метасоматического замещения определенное количество компонентов.

Выше уже было отмечено, что последующие потоки растворов той же стадии и того же состава просачиваются через преобразованные горные породы уже «свободно»; они для растворов данного состава представляют нейтральную среду.

Таким образом, в результате перемещения волны метасоматического процесса происходит не только растворение, но и образование новых минералов в условиях различного давления в разных участках исходных горных пород. Этот процесс протекает либо локально, либо регионально до тех пор, пока не произойдет выравнивание химических потенциалов компонентов в растворе. Метасоматический процесс имеет стадийный характер, т. е. в одном геологическом цикле состав растворов меняется.

СТАДИЙНОСТЬ В МЕТАСОМАТИЧЕСКОМ МИНЕРАЛО- И ПОРОДООБРАЗОВАНИИ

В этом аспекте процессы метасоматоза были рассмотрены на материале Кавказа [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1959, 1960]. Указанные исследования позволили заключить, что метасоматическое породообразование происходит стадийно, причем первой стадией этого процесса для части горных пород является кремниевый метасоматоз. Это наблюдается, в частности, при постепенном становлении метасоматических гранитоидов из различных исходных горных пород.

Стадии метасоматоза при полном их проявлении обусловлены последовательной активностью главным образом кремния, натрия и калия. Но нередко проявляются не все стадии, и тогда процесс имеет в различной степени незавершенный характер, что позволяет делать заключение о постепенном становлении гранитоидов и других горных пород.

Метасоматоз вызывает выщелачивание некоторых элементов, особенно из метасоматизируемых основных магматических пород, последующий их вынос и постепенное стадийное переотложение.

То же наблюдается и при изучении современного магмопроявления. Так, С. И. Набоко (1966 г.) считает, что интенсивный метасоматизм, выщелачивание пород и минералообразование развиваются под воздействием водных жидких растворов и являются наложенными на вулканиты.

Одностадийный метасоматоз обычно обуславливается привносом кремния восходящими растворами. В результате образуются метакварцевые габбро, метакварцевые диабазы, метакварцевые порфириты, микропегматитовые диабазы, вторичные (метасоматические) кварциты и др.

В отдельных случаях, особенно в условиях геосинклинального вулканизма, одностадийный метасоматоз осуществляется в виде натриевого метасоматоза. Это может произойти на участках горных пород, миновавших стадию кремниевого метасоматоза, либо не претерпевших эту первую стадию преобразования. Например, в ущелье р. Актюбы (Северный Кавказ) имеется тело альбитового диорита, образованного за счет габбро в результате преимущественно натриевого метасоматоза [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1959].

Некоторые герцинские гранитоиды Кавказа возникли в результате многостадийного метасоматического процесса за счет различных исходных магматических и осадочных пород, однако несмотря на интенсивное проявление в регионе всех стадий метасоматоза, на отдельных участках горные породы практически прошли только одну стадию преобразования — калиевый метасоматоз. В результате возникли калишпатовые (ортоклазовые) габбро, в которых наряду с кристаллами калишпата, замещающего плагиоклаз, наблюдаются его жилки; встречаются также порфиروбластические амфиболиты и биотитовые сланцы, в которых порфиробласты представлены микроклином.

Метасоматоз, протекающий в две стадии, выражен двумя последовательными процессами, обусловленными реакциями, связанными с привнесом сначала кремния, а затем натрия, либо обоих почти одновременно.

После становления спилитов спилит-кератофир-диабаз-порфиритовая формация нередко подвергается кремниевому метасоматозу, имевшему вначале локальный характер.

Преимущественно кремниево-натриевый метасоматоз наблюдался в южной Грузии, где развита верхнемеловая вулканогенно-осадочная толща общей мощностью до 2,5 км, представляющая андезит (базальт)-дацитовую формацию. Исходными горными породами этой формации явились базальты, андезиты и их туфы, что подтверждается наличием среди порфировых вкрапленников этих пород хлоритовых либо хлоритовых с кальцитом псевдоморфоз, иногда с опацитовой каемкой по роговой обманке. Местами роговая обманка и моноклинный пироксен сохранены как среди вкрапленников, так и в основной массе. В результате наложения кремниевое и натриевого метасоматоза горные породы преобразовались в кварцевые альбитофиры, реже метакварцевые порфириты и метадациты.

В чегемской метаморфической свите верхнего докембрия — нижнего палеозоя на Северном Кавказе наблюдается уничтожение кварцем первой генерации преобразованных прослоев материнской породы. Альбит является более поздним; он образует жилки, обволакивает зерна кварца и постепенно замещает их. По мере возрастания количественной роли альбитовых порфиробластов уменьшается количество кварца, остатки которого сохраняются лишь в кристаллах альбита. Встречается и более поздний кварц, слагающий жилки и гнезда; он резорбирует, сечет и разъедает зерна альбита. Рудный минерал (гематит), одновременный с кварцем второй генерации, метасоматически замещает кварц первой генерации и альбит.

Трехстадийный (кремниево-натриево-калиевый) и многостадийный метасоматоз часто наблюдается в калиевых (микроклиновых) гранитах.

В микроклиновых гранитах Кавказа обнаруживается значительный разрыв во времени между проявлением кремниево-

натриевого и калиевого метасоматоза. Эти процессы последовательно проявились в герцинском тектоно-магматическом цикле.

Исходные основные магматические породы, входящие в состав древнейшей вулканогенной геосинклинали Кавказа, на протяжении почти всей палеозойской эры подвергались преобразованиям, в результате которых сформировались микроклиновые граниты и вмещающие их, нередко диафторизованные, кристаллические сланцы и гнейсы. Метасоматическую гранитизацию претерпели также и седиментогенные породы. Процесс превращения исходных минералов протекал по следующей идеализированной схеме: пироксен → роговая обманка → биотит → мусковит; плагиоклаз основного состава → плагиоклаз среднего состава → → плагиоклаз кислого состава; часть плагиоклаза кислого состава → микропертит и микроклин; выделение кварца.

Из представлений о стадийном характере метасоматических процессов вытекает [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1959, 1960; Заридзе Г. М., 1963], что, во-первых, последовательность этих стадий в различных конкретных случаях может быть разной, во-вторых, не всегда они проявляются в полном виде, и, в-третьих, рудообразование и метасоматическое породообразование составляют цепь единого процесса, т. е. рудоносные гидротермальные растворы не должны рассматриваться оторванно от растворов, вызывающих метасоматическое породообразование.

Главных стадий минерализационных процессов несколько, причем некоторые из них могут повторяться. Например, кремневых стадий бывает две-три, щелочных (привнос щелочей) — не менее двух (ранняя — натриевая, поздняя — калиевая) и, как отмечалось, они нередко разделены значительным интервалом времени. Следует также отметить, что калиевая стадия (интенсивный региональный привнос калия), обуславливающая окончательное становление микроклиновых гранитоидов не обнаруживает близкой по времени связи с магматизмом.

Установленные впервые на Кавказе автором данной книги закономерные стадии метасоматоза впоследствии были описаны в ряде других районов. Например, интересный пример стадийно совершающихся метасоматических процессов наблюдался (по данным М. П. Руб и др., 1962 г.) в Кокшаровском массиве ультрамафитовых и щелочных пород, приведших к альбитизации нефелиновых сиенитов и амфиболизации, биотитизации и карбонатизации пироксенитов. Первой стадией преобразования рассматриваемых пород был натриевый метасоматоз, сменившийся сначала калиевым, а затем кальциевым метасоматозом.

В тингуаитах и нефелиновых сиенитах натриевый метасоматоз проявляется преимущественно альбитизацией, реже эгиринизацией. Прослеживаются все стадии постепенной альбитизации с возникновением почти мономинеральных альбитовых пород (альбититов). Сначала происходит замещение калиевого полевого шпата, затем нефелина и, наконец, эгирина. Значительно реже

с натриевым метасоматозом связана эгиринизация нефелиновых сиенитов. Близ Кокшаровского массива установлено совместное развитие альбититов, эгиринизированных нефелиновых сиенитов и эгирин-альбитовых пород. В пироксенитах натриевый метасоматоз проявлен замещением авгита щелочной роговой обманкой. Иногда пироксениты почти целиком замещены арфведсонитом.

Что касается калиевого метасоматоза, он интенсивно развит в пироксенитах, слабее в нефелиновых сиенитах и тингуаитах. Этот процесс выражен в образовании биотита (лепидомелана) и либнерита. Биотитизации подвергаются эгирин, эгирин-авгит и щелочная роговая обманка, а либнерит образуется по нефелину. Позднее биотит переходит в вермикулит. Биотитизированные пироксениты наблюдаются в основном в центральной части Кокшаровского массива, иногда устанавливается, что стадия амфиболитизации пироксенитов предшествует стадии биотитизации. В ряде мест в амфиболах видны неправильные зерна уцелевших титан-авгитов. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, керсутитом и баркевикитом.

При биотитизации пироксенитов высвободившийся кальций в основном выносится восходящими растворами, а при неполном процессе привноса-выноса вещества часть кальция, соединяясь с привнесённым CO_2 , остается в виде псевдоморфоз по сфену и роговой обманке и заполняет трещинки и промежутки между роговой обманкой, пироксеном и биотитом. Кроме того, карбонат в 5 км от Кокшаровского массива образует отдельные довольно крупные скопления, содержащие апатит, сфен и реликты роговой обманки и пироксена.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В СВЯЗИ С МЕТАСОМАТИЧЕСКИМ ПОРОДООБРАЗОВАНИЕМ

Связь рудноминерализационных процессов с метасоматическим порообразованием сомнений не вызывает. Проведенные Т. В. Иванецким и другими геологами в 1967 г. исследования в Аджарии дали возможность установить несколько стадий метасоматического становления сиенит-диоритового интрузива, причем свинцовую минерализацию, накладывающуюся на более раннюю медно-цинковую, они увязывают с кремнево-щелочным метасоматозом. В исходных габбро и габбро-диоритах, с одной стороны, и диоритах — с другой, концентрация меди соответственно в три и семь раз выше кларковых. В кислых разностях горных пород, имеющих метасоматический генезис, обнаружено постепенное уменьшение меди.

Характеристики месторождений подобного генезиса в литературе встречаются довольно часто. В Канаде в краевой части Береговых хребтов известны свинцово-цинковые и медные месторождения, приуроченные к дайкам основных и средних магмати-

ческих пород и связанные с постмагматической гидротермальной деятельностью растворов, богатых калием и сульфидами, обусловившими возникновение метасоматитов вдоль сколовых зон и формирование метасоматических рудных тел. Процесс становления месторождения в принципе напоминает колчеданное рудоотложение Кавказа и др.

Следует отметить, что все полиметаллические, колчеданные и некоторые другие месторождения Канады считаются гидротермально-метасоматическими. Многие канадские геологи отмечают селективное метасоматическое рудоотложение и связь его с метасоматическим породообразованием.

В этой же области Кордильер известно мезозойское сульфидное никелевое месторождение Пасифик Никель. Минерализация там приурочена почти исключительно к штокообразному ультрамафитовому массиву, который пересекается батолитоподобным телом, сложенным позднемезозойскими диоритами и норитами, связанными между собой постепенными переходами. Ультрамафитовый массив представлен роговообманковыми пироксенитами с перидотитовым ядром и пегматоидными горнблендитами в краевой части. Образование роговообманковых пород произошло за счет существенно пироксеновых и оливиновых горных пород. Минерализация представлена рассеянными и массивными рудами пирротина с подчиненным количеством пентландита и халькопирита. Сульфидные тела мощностью не более 50—60 см постепенно переходят в дайки пироксенитов и горнблендитов. Считают, что месторождение образовано восходящими растворами при температуре 650° С метасоматическим путем. Растворы выщелачивали и перетлагали минералы как рудные, так и нерудные.

Многие исследователи приводят доказательства об образовании хромитовых и других руд в связи с метасоматической переработкой вмещающих их ультрамафитов. Например, А. Г. Бакиров (1963 г.) полагает, что метасоматическое образование дунитов протекало после кристаллизации перидотитовой магмы и было связано флюидам, поступавшим из магматического очага больших глубин.

Интересные наблюдения сделаны на медно-никелевом месторождении района Садбери (провинция Онтарио, Канада). Месторождение развито вдоль лежачего бока одноименного никеленосного сложного интрузива, в котором верхний горизонт сложен в основном микропегматитами, а нижний — норитами. В самой нижней части норитового горизонта наблюдаются участки кварцевых диоритов, постепенно переходящих в нориты, что указывает на метасоматическое происхождение диоритов под воздействием раствора. Всякий бок никеленосного интрузива Садбери представлен вулканогенно-осадочной толщей, образующей мульду. В поверхностной части интрузива наблюдается слоистость, параллельная слоистости вулканогенной толщи; форма залегания интрузива согласная с вмещающей толщей — мульдообразная.

Оруденение (рудное тело) приурочено к лежащему боку кварцевых диоритов, включающих целевшие от диоритизации останцы (ксенолиты) габбро, которые не минерализованы. Приведенные факты указывают на несомненную связь между рудоотложением и метасоматическим породообразованием.

Концентрация полезного (и бесполезного) компонента происходит как в остаточном магматическом расплаве, так и с помощью восходящих растворов, обладающих способностью не только выщелачивать из горных пород компоненты, находящиеся в них в рассеянном состоянии, но и переотлагать и производить их концентрацию (обогащение), что согласуется с мнением, высказанным Л. В. Таусоном в 1961 г. Растворы могут содержать также собственные невыщелоченные из горных пород (ювенильные) компоненты как рудные, так и нерудные, выносимые из глубин Земли (из верхней мантии, либо гранито-метаморфитового слоя).

Следует отметить, что иногда не обнаруживается видимой связи между восходящими растворами и магматизмом. В частности, это касается калиевых растворов, производящих, как отмечено, микроклинизацию бедных калием гранитоидов (плагиогранитов) и других горных пород. С этой стадией становления гранитоидов связано метасоматическое пегматитообразование.

Следовательно, в формировании месторождений полезных ископаемых, генетически связанных с метасоматическим породообразованием, решающими факторами являются химическая активность восходящих растворов и состав исходных горных пород, в которых происходит их просачивание. Однако восходящие растворы богаты также и невыщелоченными из горных пород компонентами как рудными, так и нерудными, играющими важную роль в процессах минералообразования.

По А. А. Маракушеву [1973], высокотемпературные восходящие растворы в результате воздействия на доломиты и магнезиты обуславливают образование магнезиальных скарнов. При понижении (регрессии) температуры тех же растворов ранние магнезиальные скарны преобразуются с возникновением в них флогопита, магнетита, лювигита, клиногумита, амфибола; образуются флогопитовые и другие магнезиальные скарны, а также известковые скарны, сложенные гроссуляр-андрадитовым гранатом, клинопироксеном, волластонитом, везувианом, магнетитом и др.

Известковые скарны встречаются в контакте магматических пород с известняками, реже при замещении ранее образованных магнезиальных скарнов (железистые пироксен-андрадитовые скарны).

Грейзены и сопровождающие их кварцевые жилы пространственно тесно связаны с гранитоидами и пегматитами. Нередко сами гранитоиды грейзенизированы, что указывает на общий глубинный источник как гранитоидов, так и грейзенов. Рудная минерализация грейзенов следующая: касситерит, вольфрамит, шеелит, рутил, арсенопирит, халькопирит, сфалерит и др.

Вторичные (метасоматические) кварциты сопровождаются медным, медно-молибденовым и другим оруденением.

В вулканических формациях в результате сольфатарной аргиллитизации исходные минералы замещаются гидрослюдами, бейделлитом, монтмориллонитом, аллофаном, накритом, галлуазитом, а затем каолином и диккитом. Для этого процесса характерны алунит, гипс, ангидрит, флюорит, зуниит, барит, диаспор, рутил, пирит, криптокристаллические разновидности кремнезема.

С одним из видов низкотемпературного зеленокаменного метасоматического изменения преимущественно андезитов, реже базальтов — пропилитизацией — связаны следующие металлы: золото, ртуть, медь, цинк, свинец, молибден, мышьяк, сурьма, серебро; особенно типичны для этого процесса золото, серебро и медь.

Подытоживая сказанное о минерализационных процессах в связи с метасоматическим породообразованием, следует отметить следующее:

1. Минерализационные процессы — рудные и нерудные, развитые обычно в областях, в которых проявились магматические процессы, имеют наложенный характер. Растворы имеют глубинный источник; они связаны с магматическим телом парагенетически.

Минерализация восходящих растворов может быть собственной и посторонней. В первом случае она обусловлена магматическим очагом, обогащающим растворы преимущественно летучими компонентами. Источником посторонней минерализации растворов являются предшествующие по времени минерализационному процессу магматические породы, а также синхроничные седиментогенные и другие горные породы, в которых происходит циркуляция растворов.

Выщелачивание из горных пород компонентов и их переотложение зависят от многих факторов. Рудоотложение происходит либо целиком метасоматическим путем, либо при наличии околотрещинного метасоматоза.

2. Наряду с растворами, имеющими с магматическими породами общий источник и широко активизирующимися после полного прекращения магматизма, существуют и такие растворы, которые не обнаруживают близкой по времени связи с магматизмом. Такие растворы богаты главным образом щелочами и кремнием, последовательная циркуляция которых обуславливает формирование метасоматических биотитовых или двуслюдяных микроклиновых порфиробластических гранитов за счет бедных калием гранитоидов и других горных пород. Активность этих растворов следует рассматривать как особую форму проявления эндогенного процесса с отдаленной (по времени, либо расстоянию) связью с магматизмом.

3. Минерализационные процессы (метасоматические, аллометаморфические) в участках, расположенных на близком друг

от друга расстояний, совершаются в стадию складчатости в условиях анизотропного давления. Этим иногда можно объяснить случаи развития в одной и той же метаморфической формации пород различных метаморфических фаций. Метаморфические и метасоматические процессы в стадию складчатости особенно интенсивны в вулканогенных геосинклиналях.

4. Метасоматические процессы осуществляются в течение большого промежутка геологического времени путем стадийного привноса восходящими растворами ряда веществ, главным образом кремния, натрия и калия. Начальное рудоотложение на Большом Кавказе происходило до калиевой стадии. На калиевой стадии может произойти мобилизация рудных компонентов либо их рассеивание. В частности, на Северном Кавказе вольфрамовая минерализация, по-видимому, предшествовала микроклинизации герцинских гранитов [Заридзе Г. М., 1958], на Тырнаузском вольфрам-молибденовом месторождении третичного возраста, аноклазизация протекала позднее стадии рудоотложения [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1959]. На Северо-Кавказском (Худесском) медноколчеданном месторождении палеозойского возраста медноколчеданная минерализация моложе диабазов и диорит-порфиринов. Послерудными являются здесь герцинские метасоматические гранит-порфиры [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1959]. В то же время на полиметаллическом месторождении рудника Эльбрус (Северный Кавказ) метасоматические гранит-порфиры являются дорудными, точнее, они старше свинцово-цинкового оруденения [Заридзе Г. М., 1965]. Следует отметить, что все перечисленные перемежающиеся между собой процессы породо- и рудообразования относятся к одному определенному (герцинскому) тектоно-магматическому циклу.

В результате калиметасоматоза гранитоиды пестрого состава преобразуются в почти однородные лейкократовые граниты.

Глава 9

МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ И ТЕМПЕРАТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ СИСТЕМАТИКА ЭНДОГЕННЫХ ПОРОД

Учение о минеральных фациях относится к крупным достижениям петрологии. Возникновение его связано с именем финского ученого П. Эскола. В 1914 г. этот исследователь, изучив метаморфические, метасоматические и минерализационные процессы, связанные с гранитоидами Ориарви (Финляндия), а затем, рассмотрев эти процессы применительно к роговикам района Осло (Норвегия), охарактеризованным В. Гольдшмидтом в 1911 г., пришел к заключению, что следует выделить метаморфические фации, аналогично тому как в стратиграфии выделены стратигра-

фические фации. По представлениям П. Эскола, метаморфические фации объединяют метаморфические породы, образовавшиеся в идентичных физических условиях.

Сначала П. Эскола выделил пять таких фаций. Позднее в результате исследований петрологов различных стран их число возросло. В 1958 г. П. Эскола фациальной схеме придал следующий вид (табл. 16).

В предлагаемой нами температурно-фациальной классификации объединены все главные типы эндогенных пород (табл. 17). При составлении ее были использованы работы П. Эскола о минеральных фациях [Eskola P., 1914, 1915 и др. его работы], а также труды Ф. Тернера и Дж. Ферхугена [Turner F., Verhoogen J., 1960], Г. Винклера [Winkler G., 1967], Д. С. Коржинского [1955], В. С. Соболева [1961], Н. А. Елисеева [1959], Н. Г. Судовикова [1964], А. А. Маракушева [1973₁, 1973₂] и др.

В систематике фаций в свое время нами были сделаны некоторые изменения и дополнения, например включены в нее заведомо метасоматические породы и их минеральные ассоциации, принимаемая во внимание, что выделенные П. Эскола и дополненные другими исследователями некоторые фации являются метасоматическими [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1964].

ТАБЛИЦА 16
Минеральные фации горных пород. По П. Эскола

Понижение температуры (T) →

← Повышение давления (P)	1	Метаморфическая фация	Санидинитовая			
		Магматическая фация	Диабазовая			
	2	Метаморфическая фация	Роговиковая	Амфиболитовая	Эпидот-амфиболовая	Зеленосланцевая
		Магматическая фация	Габбровая	Роговообманково-габбровая		
	3	Метаморфическая фация	Гранулитовая	Глаукофансланцевая		
		Магматическая фация	Мангеритовая			
	4	Метаморфическая фация	Эклогитовая	Глаукофансланцевая		
		Магматическая фация	Гриквантовая			

Температурно-фациальная классификация главных типов эндогенных пород

Исходные породы	Фациальные серии кайнотипных вулканитов (в скобках — эквивалентные палеотипные породы)			Температурные фациальные серии регионального, локального, регрессивного и контактового метаморфизма, а также плутонизма и метасоматизма			
	Эффузивно-кристаллическизернистая	Порфирово-микросталлическая	Порфирово-гипсиалиновая, анхигиалиновая и гиалиновая	Глинистосланцевая (аспидносланцевая)	Филлитовая (зеленосланцевая)	Лавсонит-глаукофановая	
				I	II и III		
1	2	3	4	5	6	7	
Экзогенные метаморфиты	Глиноземистые или пелитовые			Сланец глинистый	Филлит, сланец, пятнистый (узловато-углистый), адинол, десмозит, спилюзит, роговик кварц-серпичит-хлоритовый	Фенгит-кварц (хлорит-монтмориллонит, гранат)-глаукофановая, фенгит-кварц-хлорит-лавсонит-жадеит-альбитовая, кварц-альбит-фенгит-лавсонитовая и др. породы	
	Глинисто-песчанисто-железисто-марганцевые			Сланец глинистый, аспидный и песчаный магнетитовый, гематитовый, марганцеворудный	Филлит кварцитовидный, магнетитовый, гематитовый, марганцеворудный	Кроссит-кварц-фенгит-гранат (хлорит, арагонит)-стильпно-мелановая порода	
	Известковые (известняки, мергели, доломиты, магнезиты)				Известняк мраморизованный, пиррофиллит-кальцитовая порода	Кальцит (хлорит-кварц)-лавсонитовая порода	
	Кварц-полевошпатовые (песчаники кварцевые, аркозовые)			Бухит	Метааркоз, кварцитовидная порода	Кварцит массивный	Кварц-альбит-жадеит (глаукофан-, хлорит-, стильпно-мелан)-лавсонитовая порода
	Бокситы, латериты						

Эндогенные магматиты и метаморфиты	Щелочноземельные	Ультрамафиты	Пикрит	Базальт пикритовый (порфирит пикритовый)	Сerpентинит, сланец хлоритовый		
		Мафиты	Долерит (диабаз)		Базальт оливковый, толеитовый (порфирит базальтовый, кераатофир без кварца и кварцевый, спилит, альбитофир без кварца и кварцевый), гиадобазальт, тахилит	Хлоритовая порода, цеолитовая порода, метааргиллит	Диабаз, порфирит пикритовый, базальтовый, спилит
Среднекремнекислотные	Без калишпата			Андезит-базальт, андезит (порфирит андезитовый, пропилит)		Сланец тальковый, порфирит андезитовый, альбитофир	
	Калишпатовые					Кератофир, пропилит	
Кремнекислотные	Без калишпата			Дацит (порфирит дацитовый, альбитофир кварцевый)		Порфирит дацитовый, альбитофир кварцевый, кварцит вторичный	
	Калишпатовые			Липарит или риолит (порфир липаритовый, кераатофир кварцевый, геллефлинт, лептит), фельзит, обсидиан, пехштейн, перлит, пемза		Порфир липаритовый, кераатофир кварцевый, геллефлинт, лептит	
Кварцсодержащие			Трахилпарит, трахит кварцевый (порфир трахитовый кварцевый), липарит щелочной или пантеллерит (порфир липаритовый щелочной), комендит		Порфир трахитовый кварцевый, порфир липаритовый щелочной		

Исходные породы		Фациальные серии кайнотипных вулканитов (в скобках — эквивалентные палеотипные породы)			Температурные фациальные серии регионального, локального регрессивного и контактового метаморфизма, а также плутонизма и метасоматизма		
		Эффузивно-кристаллическо-кислотная	Порфирово-микрориспаллическая	Порфирово-гипсглиновая, анхиглиновая и гялиновая	Глинистосланцевая (аспидно-сланцевая)	Филлитовая (зеленосланцевая)	Лавсонит-глаукофановая
1	2	3	4	5	6	7	
Эндогенные магматиты и метаморфиты	Щелочные	Ультрамафиты	Пикрит щелочной	Меймечит, 'кимберлит, ингилит			
		Мафиты	Камптонит				Глаукофан-лавсонит (альбит, пумпеллит, клиноцоизит, хлорит, актинолит)-жадетовая и другие породы
		Среднекислотные		Трахиандезит (порфир трахиандезитовый), трахит (порфир трахитовый), трахит щелочной (порфир щелочной), сандинит		Порфир трахиандезитовый, трахитовый, порфир щелочной	
	Фельдшпатовидные	Ультрамафиты		Альенит, польценит	Анкарамит, лимбургит, авгитит, базанит, базальт мелилитовый		
		Мафиты	Долерит щелочной, тешенит, кринанит	Мончикит	Базальт щелочной или трахибазальт, муджиерит, тефрит, лейцитит, базальт лейцитовый, нефелинит, базальт нефелиновый (порфирит с нефелином и эпидейцитом)		Порфирит с нефелином и эпидейцитом
		Среднекислотные и кремнекислотные		Фонолит трахитовый, нефелинитовый, лейцитовый (порфир фонолитовый, эпидейцитовый)		Порфир фонолитовый, эпидейцитовый	

Исходные породы		Температурные фациальные серии регионального, локального, регрессивного и контактового метаморфизма, а также плутонизма и метасоматизма				Динамометаморфиты
		Слюдяно-плаггиогнейсовая (эпидот-амфиболитовая)	Биотит-силлиманит (кианит)-гнейсовая (амфиболитовая)	Гранат-кордиерит-гнейсовая (пироксен-амфиболитовая)	Гранат-кордиерит-гиперстен-гнейсовая (гранулитовая)	
1	2	IV	V	VI	VII	12
1	2	8	9	10	11	12
Экзогенные метаморфиты	Глиноземистые или пелитовые	Сланец, гнейс и мигматит биотит-мусковитовый, слюдяно-ставролитовый и слюдяно-андалузитовый, сланец пятнистый (узловато-слюдяной), роговик кварц-плаггиоклаз (олигоклаз)-микроклин-слюдяной	Сланец, гнейс и мигматит биотит-силлиманитовый, биотит-кианитовый, силлиманит-кианитовый, роговик биотит-андалузитовый, биотит-кордиеритовый	Сланец и гнейс гранат-кордиеритовый, гранат-силлиманит (кианит)-гиперстен-кордиерит-андалузитовый, ортоклаз-кордиерит-гранатовый, роговик кордиерит-гранатовый	Сланец и гнейс гранат-кордиерит-гиперстен-силлиманитовый (кианитовый), гиперстен-кордиеритовый, роговик гиперстен-кордиеритовый, калишпат-кордиеритовый	Кимберлит, брекчия тектоническая, катаклазит, миглонит, филлонит, blastomylonit и др.
	Глинисто-песчанисто-железисто-марганцевые	Кварцит сланцеватый, магнетитовый, гематитовый (джеспилит), марганцеворудный	Гондит, кварцит виридиновый	Эулизит, или эвлизит (см. Основные породы)		
	Известковые (известняки, мергели, доломиты, магнезиты)	Мрамор кианит-кварц-кальцитовый, плаггиоклаз-корунд-кальцитовый, цонзит, корунд-кальцитовый кварц-плаггиоклаз-диопсид-доломитовый, амфиболит эпидотовый	Мрамор форстерит-кальцитовый, диопсид-доломитовый, волластонит-кальцитовый, скарн известковистый, амфиболит	Мрамор волластонит-плаггиоклаз-кальцитовый, кварц-гроссулар-кальцитовый, периклаз-кальцитовый, скарн магнезиальный		

Исходные периоды	Температурные фациальные серии регионального, локального, регрессивного и контактового метаморфизма, а также плутонизма и метасоматизма				Динамометаморфиты
	Слюдяно-плагиогнейсовая (эпидот-амфиболитовая)	Биотит-силлиманит (кианит-гнейсовая) (амфиболитовая)	Гранат-кордиерит-гнейсовая (пироксен-амфиболитовая)	Гранат-кордиерит-гиперстен-гнейсовая (гранулитовая)	
	IV	V	VI	VII	
1	8	9	10	11	12

312

Эндогенные магматиты и метаморфиты

Щелочноземельные

Среднекремне-	Кварц-полевошпатовые (песчаники кварцевые, аркозовые)	Кварцит сланцеватый	Сланец и гнейс силлиманит-слюдяно-кварцкалищпатовый	Кварцит и гнейс силлиманит (кианит)-спескартин-диопсидовый	Какирит, брекчия тектоническая, катаклазит, милонит, филлонит, бластомилонит и др.
	Бокситы, латериты	Наждачные породы			
	Ультрамафиты			Дунит, оливинит, перидотит пироксеновый, гранатовый	
	Мафиты	Амфиболит эпидотовый, бесплагиоклазовый или горнблендит (актинолитит, тремолитит и др.), жедритит кианитовый, эклогит коизитовый, эпидозит или эпидотит, соссоритит, роговик кварц-плагиоклаз-эпидот-актинолитовый	Сланец и гнейс антофиллитовый, куммингтонитовый, амфиболит гранатовый, эклогит амфиболовый, кианитовый, кодритит гранатовый, роговик амфиболовый	Сланец и гнейс оливин-диопсид-гиперстеновый, гранат-диопсид-гиперстеновый, амфиболит пироксеновый, эклогит плагиоклазовый (плагиоклаз-кианитовый), эклогит, зулизит, роговик пироксеновый, альмандиновый	
	Без калишпата	Габбро-диорит, диорит	Габбро, норит, тылаит, корсит, троктолит, пироксенит, перидотит амфиболовый, плагиоклазовый, слюдяной, анортозит		

313

Эндогенные магматиты и метаморфиты

Щелочноземельные

Кислотные	Калищпатовые	Мангерит, монционит, сиенит				
	Без калишпата	Диорит кварцевый, тоналит, плагиогранит, плагиогнейс, трондьемит, гельсинкит				
	Калищпатовые	Гранодиорит и гранодиорит-гнейс, гранит и гранитогнейс, рапакиви, грейзен, мангерит кварцевый, монционит кварцевый, сиенит кварцевый				
Кремнекислотные	Калищпатовые	Гранодиорит и гранодиорит-гнейс, гранит и гранитогнейс, рапакиви, грейзен, мангерит кварцевый, монционит кварцевый, сиенит кварцевый				
	Без кварца и фельдшпатов	Ультрамафиты	Якупирангит			
	Среднекремнекислотные	Мангерит щелочной, монционит щелочной, сиенит щелочной (арфведсонитовый, рибекитовый, эгириновый)				
Фельдшпатовые	Ультрамафиты					
	Мафиты	Эссексит, шонкинит, тералит, малинит, ийолит, миссурит, фергусит, сиенит нефелиновый и гнейс нефелиново-сиенитовый, уртит, монмутит				
	Среднекремнекислотные и кремнекислотные	Сланец и гнейс щелочной (арфведсонитовый, рибекитовый, эгириновый), жадеит				

В предлагаемой классификации рассматриваются совместно фациальные серии регионального и контактового метаморфизма, так как анализ отдельно каждой из них затушевывает основную идею учения о последовательном и постепенном изменении фации в зависимости от температуры и давления. Известно, что регионально-метаморфические породы могут возникнуть в процессе формирования крупных абиссальных магматических тел. Чем меньше по размеру магматическое тело, застывшее в гипабиссальных условиях, тем в большей степени метаморфизм вмещающих пород приобретает характер контактового.

Вслед за П. Эскола, мы считаем рациональным рассматривать метаморфические и метасоматические фациальные серии совместно с магматическими [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1964].

Сложным является вопрос выделения фаций (фациальных серий) в эффузивных породах, так как в них равновесные минеральные ассоциации отсутствуют. В этих породах из двух главных переменных параметров (P , T), один представляет собой постоянную величину. Следовательно, образование эффузивных пород происходит в изобарических условиях.

При остывании магмы на поверхности Земли при одном и том же ее составе могут возникнуть различные горные породы по текстурно-структурным особенностям, а иногда в какой-то мере и по составу. Это зависит от температуры магмы, типа извержений (гавайский, стромболнанский, вулканский и др.), от физико-химической, географической и биологической обстановок. Иначе говоря, в формировании эффузивных пород определенную роль играют те факторы, которые обуславливают образование экзогенных (осадочных) пород.

Исходный облик эффузивной породы может измениться в результате наложения поствулканических процессов, приводящих к образованию соответствующих палеотипных горных пород (в табл. 17 они поставлены в скобки). Эти процессы в нижних горизонтах толщи эффузивов будут носить глубинный (гипабиссальный) характер, в результате чего кайнотипная вулканическая порода в условиях привноса материала может превратиться в метасоматическую породу интрузивного облика.

В кайнотипных эффузивных (вулканических) телах по текстурно-структурным особенностям, обусловленным определенными физическими условиями их образования, выделяются следующие фациальные серии (см. табл. 17): 1) эффузивно-кристаллическизернистая (например, долерит), 2) порфирово-микрористаллическая (порфиновые породы с микрористаллической основной массой), 3) порфирово-гипгиалиновая, и порфирово-анхигиалиновая (базальт, андезит и др.), гиалиновая (обсидиан, пехштейн, перлит, пемза, тахилит) и др.

Породы эффузивно-кристаллическизернистой фациальной серии могут образоваться в близповерхностных (субвулканических)

условиях остывания магмы, в частности в магмоподводящих каналах и во внутренних частях мощных вулканических покровов.

В порфирово-микрористаллическую фаціальную серию объединяются вулканыты, основная масса которых микрористаллическая и стекла обычно не содержит. Они образуются в результате излияния магмы на поверхность Земли, но встречаются и в бывших магмоподводящих каналах, т. е. могут слагать также субвулканические тела. К этой фаціальной серии относятся многие щелочные вулканические породы, в частности, альнеит, польценит, мончикит и фонолит. Кроме того, из микрористаллической основной массы могут состоять трахилипариты, кварцевые трахиты и щелочные липариты (пантеллериты), трахандезиты, трахиты и др., но основная масса этих пород обычно микрористаллическигиалиновая. Поэтому на классификационной таблице они отнесены к обеим фаціальным сериям.

Порфирово-гипгиалиновая, анхигиалиновая и гиалиновая фаціальные серии среди эффузивных пород наиболее распространены, так как характерной особенностью этих пород является присутствие стекла в их основной массе.

Как и в соответствующей магматической серии, в этих фаціальных сериях рассматриваются две метаморфические породы — бухит и санидинит, образование которых тесно связано с вулканизмом определенного состава и температуры.

В рассматриваемой классификационной таблице далее приводятся следующие температурные фаціальные серии: I — глинистосланцевая, или аспидносланцевая, II — филлитовая (для исходных пелитов), или зеленосланцевая (для исходных базитов); III — лавсонит-глаукофановая; IV — слюдяно-плаггиогнейсовая (для исходных пелитов), или эпидот-амфиболитовая (для исходных базитов); V — биотит-силлиманит (кианит)-гнейсовая (для исходных пелитов), или амфиболитовая (для исходных базитов), VI — гранат-кордиерит-гнейсовая, или пироксен-амфиболитовая, VII — гранат-кордиерит-гиперстен-гнейсовая, или гранулитовая. Следует сказать, что филлитовая (зеленосланцевая) и лавсонит-глаукофановая фаціальные серии метаморфитов образуются в близких температурных условиях и в природе встречаются подчас вместе. В последней графе таблицы перечисляются главные типы горных пород, образованные в результате почти чисто механического (тектонического) процесса (динамометаморфиты).

В основу приведенных в таблице классификаций метаморфических фаціальных серий положены исследования в этом направлении Г. М. Заридзе [1976], труды А. А. Маракушева [1973₁, 1973₂], разработавшего общую схему распределения минеральных фаций по термодинамической устойчивости главных типов метаморфитов (рис. 87), а также исследования по петрохимии магматитов и метаморфитов. Римские цифры (I—VII) в таблице в основном отвечают фаціальным сериям в порядке возрастания темпера-

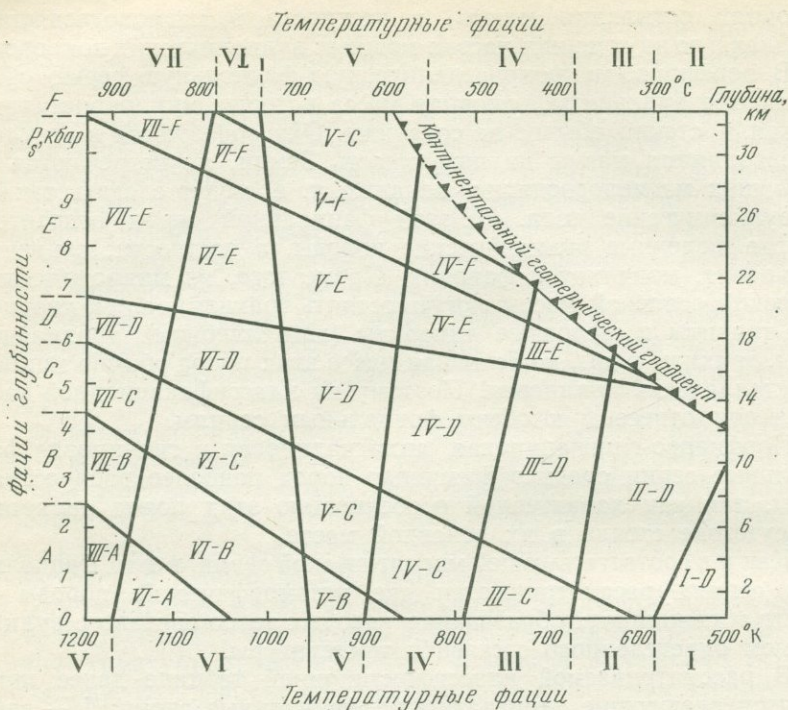


Рис. 87. Общая схема распределения минеральных фаций по термодинамической устойчивости. По А. А. Маракушеву [1973₁]

туры по А. А. Маракушеву [1973₁]; совместно с буквами латинского алфавита (А, В, С, D, E, F, G), они указывают на диаграмме рис. 87 на изменение давления (фации глубинности). Как видно из диаграммы, лишь сочетания температурных фаций и фаций глубинности определяют конкретные поля диаграммы P_s-T (минеральные фации по температуре и давлению), характеризующие специфическим набором парагенезисов метаморфических минералов с учетом переменности их состава.

А. А. Маракушев [1973₁] выделяет высокотемпературные фации (VII, VI, V), в пределах которых образуются породы с гипертеном и парагенезисами силлиманита (андалузита или кианита) с калиевым полевым шпатом, граната с кордиеритом, форстерита с кальцитом и т. д., фации средней температуры (IV), в которых устойчивы эпидот в ассоциации с основным и средним плагиоклазом, мусковит с калиевым полевым шпатом, жадеит с кордиеритом и т. д. и низкотемпературные фации (III, II, I) с типичными для них парагенезисами хлорита с кварцем.

В зависимости от давления указанный автор выделяет фации по устойчивости граната и его парагенезисов, фации контактовых пород, в которых гранат неустойчив (VII-A, VI-A) или устойчив

только в бескварцевых ассоциациях (VII-B, VI-B, V-B), и фации роговиков, содержащих железистый гранат с кварцем. При более высоком давлении намечаются фации регионально-метаморфических пород малой глубинности (VII-D, VI-D, V-D и др.) и глубинных (VII-E, VI-E, V-E, IV-E, III-E); различаются они по составу граната, находящегося в равновесии с кордиеритом. Особо глубинные метаморфиты объединяются в фации (VII-E, VI-E, VII-G, VI-G, V-G), характеризующиеся устойчивостью парагенезисов силлиманита или кианита с гиперстеном и клинопироксеном. В связи с выделенными фациями А. А. Маракушев рассматривает устойчивость главных типов метаморфитов.

В соответствии с общей схемой минеральных фаций, в которых обобщены данные по метапелитовым и метабазитовым метаморфитам, А. А. Маракушев выделяет следующие фации:

I-D — глинистых отложений и мергелей;

II-D — филлитов, пренит-пумпеллиитовых и хлоритоидных зеленых сланцев;

III-D — слюдяных (ставролитовых и др.) и зеленых хлорит-актинолитовых сланцев, III-E — кианит-цоизитовых и жадеит-хлоритовых сланцев;

IV-D — биотит-мусковитовых и ставролитовых гнейсов и эпидотовых амфиболитов, IV-E и IV-F — кианитовых жадеититов и цоизитовых эклогитов, IV-C — мусковит-андалузитовых гнейсов и пироконтактовых пород;

V-D — биотит-силлиманитовых гнейсов и амфиболитов, V-E — биотит-кианитовых гнейсов, гранатовых амфиболитов и амфиболитовых эклогитов, V-F и V-G — гранатовых жедрититов и кианитовых эклогитов, V-C — биотит-андалузитовых гнейсов и роговиковых пород, V-B — амфиболовых и слюдяных роговиков;

VI-D — гранат-кордиеритовых гнейсов и пироксеновых амфиболитов, VI-E — гранат-гиперстеновых гнейсов (гранатовых чарнокитов) и плагиоклазовых эклогитов (эклогитовых гранулитов), VI-E — эклогитов, гранат-силлиманит-гиперстеновых гнейсов, VI-C — кордиерит-андалузитовых гнейсов и роговиковых пород, VI-B и VI-A — алмандиновых и пироксеновых роговиков.

VII-D — гранат-кордиерит-гиперстеновых гнейсов и двупироксеновых основных сланцев (гранулитов), VII-E — кордиерит-гранатовых чарнокитов и гранат-двупироксеновых гранулитов (плагиоклазовых эклогитов), VII-F — силлиманит-гиперстеновых гнейсов и плагиоклазовых эклогитов, VII-C — кордиерит-гиперстеновых гнейсов и роговиковых пород, VII-B и VII-A — двупироксен-плагиоклазовых и гиперстен-кордиеритовых роговиков.

Все 10 минеральных фациальных серий (см. табл. 17) нами разделяются на 12 горизонтальных рядов, в которых сгруппированы метаморфиты, образованные по различным осадочным и магматическим породам и принадлежащие к определенным минеральным фациальным сериям, а также первично-магматические породы (магматиты), приблизительно отнесенные по температурным условиям

образования к определенной фациальной серии. Первые пять рядов соответствуют исходным экзогенным (осадочным) образованиям (глиноземистые или пелитовые; глинисто-песчанисто-железисто-марганцевые; известковистые (известняки, доломиты, мергели, магнезиты); кварц-полевошпатовые, кварцевые и аркозовые песчаники и, наконец, бокситы и латериты). Следующие семь рядов (щелочноземельные — ультраосновные, основные, среднекремнекислотные, кремнекислотные; щелочные — кварцсодержащие, без кварца и фельдшпатов, фельдшпатовые) отвечают исходным эндогенным породам (магматическим, частью метаморфическим). Кроме того, как отмечено, они объединяют различные магматиты, грубо отвечающие определенной температурной фациальной серии.

Горные породы, возникновение которых возможно в условиях более чем одной температурной фациальной серии, например: габброиды, гранитоиды и др., в табл. 17 помещены без разделяющих их линий.

Ниже приводится характеристика главных типов метаморфических пород.

Глава 10

ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ ТИПОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

МЕТАМОРФИТЫ, СВЯЗАННЫЕ С ВУЛКАНИТАМИ

Воздействие высокотемпературной раскаленной магмы на соприкасающиеся с ней горные породы является причиной метаморфизма определенного типа — пирометаморфизма или каустометаморфизма. Эти процессы протекают с различной интенсивностью и имеют ограниченное распространение. При этом горные породы, находящиеся в непосредственном контакте с магмой, частично переплавляются. Переплавленная часть горной породы затем застывает в виде стекла. В условиях пирометаморфизма кварц исходной горной породы может перекристаллизоваться в высокотемпературную полиморфную модификацию кремнезема — тридимит [греч. «тридимос» — тройной; назван вследствие часто наблюдаемых тройников]. Кроме того, может образоваться другая полиморфная модификация кремнезема — кристобалит [по назв. местности Сан-Кристобал в Мексике], а иногда — муллит [по о. Малл в Шотландии] — $Al_4[Al_4(Si_3Al)O_{20}]$ или $3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$. Муллит обычно встречается в ксенолитах филлитов и глинистых пород, заключенных в лавах в виде обломков.

Ниже приводится краткое описание двух типичных метаморфитов подобного типа — бухита и санидинита.

Бухит [по фамилии нем. ученого Буха] — каустометаморфический [греч. «каустикос» — жгучий] песчаник с частично переплавленным в стекло цементом. Встречается в виде ксенолитов в базальтах и диабазах.

Санидинит — порода, состоящая главным образом из санидина [греч. «санидос» — табличка] с небольшой примесью олигоклаза, пироксена (гиперстен), амфибола, содалита, нозеана,

циркона, апатита, кордиерита, корунда, силлиманита и др. Структура гипидиоморфнозернистая. Обычно санидинит встречается в выбросах трахитовых извержений (в виде обломков в лавах) и в субвулканических телах щелочных трахитов. Например, в районе Лаахерского озера (ФРГ) обложки санидинита включены в трахитах и трахитовых туфах. Считают, что они возникли за счет глинистых сланцев в результате пневматолитического привноса натрия из магмы трахитового состава, т. е. в условиях высокой температуры и низкого давления.

**МЕТАМОРФИТЫ РЕГИОНАЛЬНОГО, ЛОКАЛЬНОГО,
РЕГРЕССИВНОГО И КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА,
А ТАКЖЕ МЕТАСОМАТИЗМА И ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА**

Образование большей части метаморфических пород (метаморфитов) связано с процессами регионального, локального, регрессивного и контактового метаморфизма, а также с метасоматизмом и динамометаморфизмом. К числу главных типов этих пород относятся различные сланцы (глинистые, филлитовые, кристаллические), гнейсы, амфиболиты, мигматиты, кварциты, роговики, мраморы и эклогиты.

При полном наименовании метаморфической породы дается ее корневое название (например, сланец, гнейс и т. п.) и определенное к нему, в котором перечисляются все входящие в породу минералы (обычно не более 4—5) в порядке возрастания их количества в породе. На первое место помещается минерал, присутствующий в наименьшем количестве. Минерал, содержащийся в количестве менее 5%, в название горной породы не включается. Например, слюдяной сланец, ставролитовый сланец, гранит-силлиманит-гиперстеновый сланец и т. д. Если содержание слюды меньше кварца, горную породу называют слюдяно-кварцевым сланцем, а при обратных количественных соотношениях — кварцево-слюдяным сланцем.

Ниже дано краткое описание основных видов метаморфических пород.

Глинистый (аспидный) сланец [греч. «аспидос» — щит] — наименее метаморфизованная горная порода, возникшая по глиноземистым (пелитовым) исходным, обычно геосинклинальным отложениям; относится к глинистосланцевой фации метаморфизма (см. табл. 17).

Метаморфизм горных пород этой фации, видимо, происходил в стадии погружения и осадконакопления геосинклинального трога. Рассматриваемая фация метаморфизма находится на границе диагенезиса осадков и в этом отношении трудно отличима от последнего процесса (первые метаморфические реакции начинаются приблизительно в пределах температуры 220° С).

Глинистые (аспидные) сланцы представляют собой черные либо темно-серые горные породы, обладающие четко выраженной

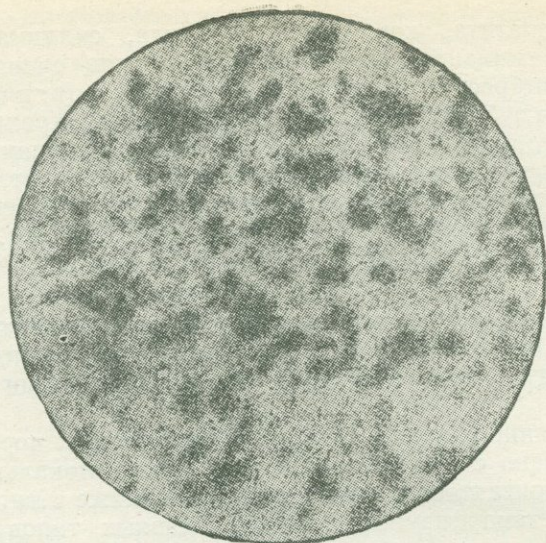


Рис. 88. Сланец глинистый, пятнистый.

Структура blastopelitic; текстура пятнистая. Порода состоит из реликтовых пелитовых глинистых частиц, чешуек хлорита и биотита, зернышек кварца и рудного минерала. Наблюдаются мелкие нерезкие пятна, обусловленные концентрацией пелитовых глинистых частиц. Без анализ. По Ю. Ир. Половинкиной [1966]

сланцеватой текстурой и состоящие из серицита, гидрослюда (образующие при наличии в глинистых осадках щелочных металлов — KOH и NaOH), хлорита, кварца, кальцита, каолина, глинисто-углисто вещества, сульфидов железа и аксессуариев. К этой фации метаморфизма относятся горючие сланцы, магнетитовые, гематитовые, марганцево-рудные, пятнистые и другие глинистые сланцы (рис. 88, 89).

Характерной особенностью химического состава глинистых сланцев является преобладание магния над кальцием (MgO 1—4%, CaO 0—2%) и калия—над натрием (K_2O 2—7%, Na_2O 0,5—2,5%).

Филлит [греч. «филлон» — лист, «филлитэс» — листоватый] — метаморфит, образованный по глиноземистым (пелитовым) осадкам в условиях филлитовой (зеленосланцевой) фации метаморфизма. С переходом в эту фацию содержание слюдястых минералов растет, и горная порода обнаруживает большую кристалличность. В филлитах неустойчивым становится каолин с кварцем, вытесняемый пирофиллитом. В железистых разновидностях филлитов возникают хлоритонд и марганцевая разновидность этого минерала — оттрелит, устойчивые также в слюдяных сланцах, образованных в условиях слюдяно-плагин-гнейсовой (эпидот-амфиболитовой) фации метаморфизма.

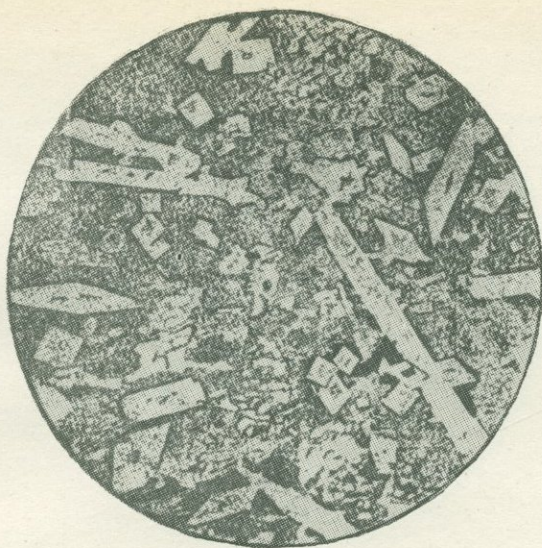


Рис. 89. Сланец углисто-глинистый хиастолитовый.

Структура породы порфиробластовая, структура основной ткани blastsпелитовая, местами микролепидобластовая; текстура узловатая; массивная. Порода состоит из основной ткани и идиоморфных, беспорядочно расположенных длинных порфиробластов хиастолита. Основная ткань сложена из глинистого и углистого вещества, в котором видно бластическое новообразование серицита. Местами его количество настолько возрастает, что структура может быть названа микролепидобластовой. Без анализ. По Ю. Ир. Половинкиной [1966]

Филлит — макроскопически темная, тонкозернистая, тонкосланцеватая горная порода, чешуйчатый минерал которой представлен светлой слюдой (серицитом, мусковитом), придающей шелковистый блеск поверхностям сланцеватости. Общее количество серицита с мусковитом, хлоритом и биотитом нередко превышает 50%. Следующим главным минералом является кварц; если его больше, чем сумма слюды с хлоритом, горную породу называют кварцевым филлитом. Наиболее распространенной разновидностью рассматриваемого типа горной породы являются серицитовые филлиты.

Кроме того, в состав филлитов, включая и перечисленные выше минералы, входят: кварц, светлая слюда (серицит, мусковит), хлорит, хлоритоид, пирофиллит, стильпномелан, фенгит, парагонит, хрупкие слюды, турмалин, рутил, углистые минералы, графит, гематит, магнетит, пирит. В некоторых филлитах встречаются тонкие аллотриоморфные агрегаты альбита с кварцем и слюдой, гранат крайнего железистого или марганцовистого состава ряда альмандин—спессартин в ассоциации с бурой магнезиальной слюдой (рис. 90).

Кристаллический сланец — понятие, объединяющее обширную группу средне- или крупнозернистых мета-

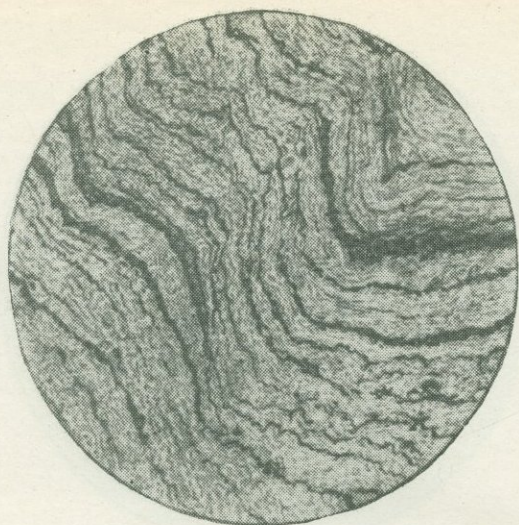


Рис. 90. Сланец зеленый (актинолит-альбит-хлорит-эпидотовый).

Чаткальский хребет, р. Каратерек, левый приток р. Чаткала, каратерекская свита верхнего ордовика. Структура микронематогранобластовая; текстура параллельная, тонкослоистая и тонкоплойчатая. Порода состоит из мелких зерен альбита, микро- или криптозернистых масс эпидота, тонких иголок голубовато-зеленого амфибола, зеленого хлорита (рипидолита), скоплений зерен рудного минерала. Размер зерен альбита, слагающего большую часть светлых прослоев, 0,04—0,05 мм; длина иголок амфибола 0,07—0,10 мм. Большая часть эпидота в буроватых под микроскопом криптозернистых массах, среди которых попадаются зерна размером 0,1—0,2 мм. В пределах прослоев минералы, включая и альбит, ориентированы вдоль границ прослоя, повторяя своим расположением плойчатость. Мощность светлых прослоев не превышает 0,5—0,6 мм; мощность большинства темных эпидотовых и рудных прослоев значительно меньше. Без анализ., увел. 16х. По Ю. Ир. Половинкиной [1966]

морфических пород (метаморфитов), в которых, в отличие от филлитов, отдельные минералы могут диагностироваться макроскопически.

Характерной особенностью кристаллических сланцев является ясно выраженная сланцевая текстура, которая в одних случаях может отвечать унаследованной слоистости исходных (материнских) горных пород, усиленной кристаллизационной сланцеватостью, развивающейся при метаморфизме, а в других может быть обусловлена метаморфическими процессами (рис. 91, 92).

Сланцеватость — это разновидность кливажа течения. Она возникает в горных породах подвергшихся метаморфизму, в результате параллельного расположения таблитчатых, чешуйчатых и длинновытянутых минералов, с образованием делимых плоскостей. Сланцеватость может зародиться и в массивных породах при процессах высокотемпературного метаморфизма и одновременных складчатых (стрессовых) деформаций (текстуры течения). К последним относится также плойчатость в метаморфических породах. Кристаллические сланцы от гнейсов (см. ниже) отличаются меньшим (не более 20%) содержанием полевого шпата.

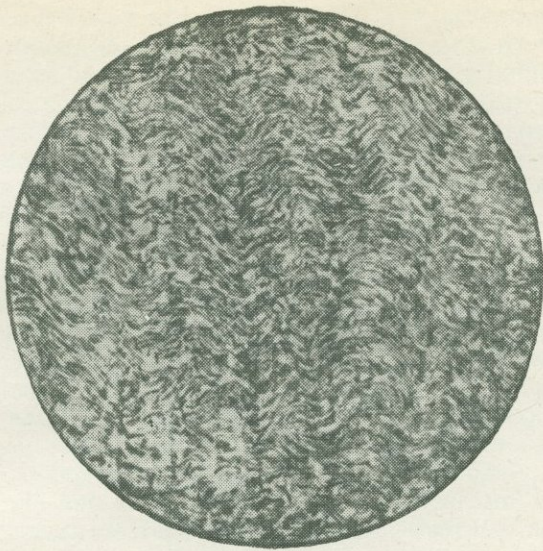


Рис. 91. Сланец двусланюдяной.

Кривой рог. Структура лепидобластовая; текстура сланцеватая, плейчатая. Порода состоит из сравнительно крупных чешуй биотита и бесцветной слюды, среди которых заключены отдельные зерна кварца и призмы турмалина. Взаимно параллельное расположение чешуй слюд создает сланцеватую текстуру породы, а изогнутость их в складочки — плейчатую текстуру. Так как порода сравнительно крупночешуйчатая, то в разрезе плейчатости наблюдается не только расположение индивидов слюды по линиям плейчатости, но и изгибание по ним отдельных чешуй. В шлифе плеохроизм биотита подчеркивает плейчатость. Без анализ. По Ю. Ир. Половинкиной [1966].

Различные кристаллические сланцы образуются в основном при региональном метаморфизме в большом диапазоне PT , в условиях лавсонит-глаукофановой, слюдяно-плагиогнейсовой (эпидот-амфиболитовой), биотит-силлиманит (кианит)-гнейсовой (амфиболитовой), гранат-кордиерит-гнейсовой (пироксен-амфиболитовой) и гранат-кордиерит-гиперстен-гнейсовой (гранулитовой) фаций. Минеральный их состав соответственно сильно изменчив. Структура кристаллических сланцев может быть лепидобластовой, гранобластовой, нематобластовой, фибробластовой, порфиробластовой и др.

Гнейс [предположительно от славянского «гну́с», «гно́ец» — гнилой] в отличие от кристаллического сланца представляет собой полевошпатсодержащий метаморфит. Яснокристаллическая, средне- или крупнозернистая (размер зерен больше 0,2 мм) порода, поэтому зерна различными макроскопически. Текстура отчетливо сланцеватая, часто тонкополосчатая (гнейсовая). Плоскости сланцеватости раскалываются на пластины и плитки толщиной от нескольких сантиметров до нескольких дециметров, обычно по слюдяным или амфиболовым прослоям, либо параллельно удлинению вытянутых призматических минералов. В пре-

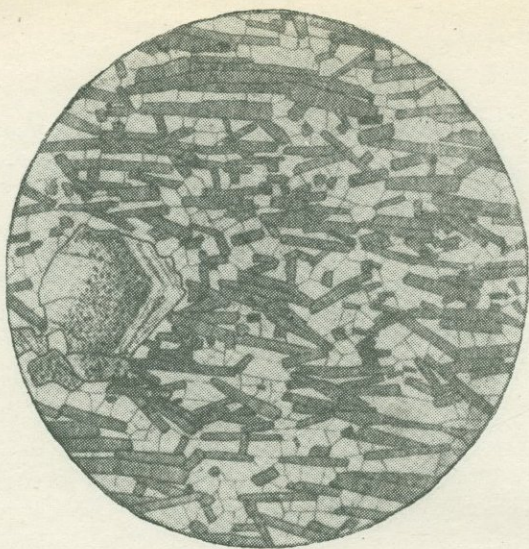


Рис. 92. Сланец кварц-ставролит-плагноклаз-турмалиновый.

Украина, район КМА. Структура гломеропорфиробластовая; структура основной ткани гранонематобластовая; текстура плоскопараллельная. Главными минералами породы являются турмалин, образующий призмы длиной до 0,8—1,0 мм. Призмы ориентированы в плоскости сланцеватости породы. Те из них, которые ориентированы в этой плоскости перпендикулярно к поверхности рисунка, дают на ней характерные сферические треугольники. Участки между призмами турмалина выполнены кислым плагноклазом, кварцем с примесью рудного минерала. Ставролит образует порфиробласты размером до 1,5 мм, сидящие в породе редкими скоплениями. В левой части рисунка виден край такого скопления. Без анализ. По Ю. Ир. Половинкиной [1966]

обладающих кварц-полевых частях сцепление между зернами прочнее, чем в сланцах. Гнейс по сравнению с кристаллическим сланцем имеет более грубую, но идеально ровную отдельность (сланцеватость). Минеральный состав тот же, что и у гранулитов: кварц, калиевый полевой шпат (микроклин, микроклинпертит, ортоклаз), плагноклаз, фемический минерал и акцессорные (графит, апатит, циркон, сфен и др.).

Различают парагнейсы, сформировавшиеся в результате интенсивного метаморфизма осадочных пород, и ортогнейсы, возникшие по вулканитам, туфам и, по-видимому, по интрузивным породам. Встречаются бескальциевые гнейсы, называемые плагноклазовыми гнейсами (плагниогнейсами).

✿ В гнейсах могут содержаться биотит, мусковит, амфибол, пироксен, кордиерит, гранат, дистен, силлиманит и др. Если содержание какого-либо из них превышает 5%, то он может входить в название породы, например, биотитовый, мусковитовый, биотит-мусковитовый (двуслюдной), дистен-ставролит-гранат-биотитовый и т. д. гнейсы. Структура гнейсов гранобластовая, лепидогранобластовая, порфиробластовая и др.

А м ф и б о л и т — метаморфическая среднезернистая горная порода, возникшая большей частью по базитам и их туфам, реже за счет мергелей и граувакков. Текстура в большинстве случаев массивная, реже сланцеватая, структура гранобластовая, нематобластовая, фибробластовая. Главными минералами являются амфибол и плагиоклаз, но присутствуют и другие, которые входят в название горной породы. Так, различают: пироксеновые, биотитовые, гранатовые, кианитовые, скаполитовые, цоизитовые, эпидотовые и другие амфиболиты.

М и г м а т и т [греч. «мигма» — смесь] — метаморфическая порода, образовавшаяся в результате привноса (инъекции) извне лейкократового, главным образом кварц-полевошпатового (кремния и щелочей) материала в виде стадийно поступающих растворов или магмы. Проникновение поступающего материала легко происходит вдоль плоскостей сланцеватости исходных сланцев, с образованием горной породы в виде слоеного пирога (последний мигматит). Наблюдается чередование преобразованного исходного сланцевого, обычно темного материала (палеосома) с привнесённым, чаще светлым материалом (неосома). Светлый привнесённый материал называют лейкосомой, которая обогащена по сравнению с палеосомой светлыми минералами (кварц, полевой шпат), но неосома может состоять и из темных минералов (биотит, амфибол, кордиерит и др.); в таком случае ее называют меланосомой.

По генезису среди мигматитов различают артериты и вениты. Артерит — это последний инъекционный мигматит, венит — это мигматит, жильный материал которого выделяется из исходных горных пород (пород субстрата) в результате выборочного (селективного) выплавления низкотемпературного кварц-полевошпатового материала.

По текстурным особенностям выделяются мигматиты полосчатые или последные (равномерно- или неравномерно-полосчатые, слоистополосчатые), линзовидно-жильные, агматитовые, или агматиты (глыбовые, фореловые, брекчиевидные), диктионитовые, или диктиониты (ветвистые, сетчатые, ветвисто-жилковатые), птигматитовые, или птигматиты, складчатые (плочатые), небулитовые, или небулиты (анатекситы, стиктолиты, теневые, пятнистые и др.), порфиробластовые, очковые (офтальмиты, линзовые, желвакообразные) и др. Наиболее распространены полосчатые, очковые, теневые и ветвистые мигматиты.

Мигматиты обычно образуются в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, реже при более высоких температурах. Главными составляющими минералами мигматитов являются кварц, калишпат, плагиоклаз, слюда и др., а также гранитоидные аксессуарии.

При образовании мигматитов эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма в минеральном парагенезисе дополнительно могут участвовать, кроме мусковита и биотита, гранат спессартин-альмандинового ряда, кордиерит, андалузит и турмалин. При форми-

ровании мигматитов амфиболитовой фации дополнительным компонентом парагенезиса служат пироксен, роговая обманка, биотит, гранат альмандинового ряда и кордиерит.

Кварцит — зернистая горная порода, состоящая более чем на 80% из зерен кварца, видимых невооруженным глазом и сцементированных тонкозернистым кварцевым материалом. Гипергенные кварциты возникают в зоне окисления медноколчеданных месторождений и служат поисковым признаком последних. Метаморфические (изометаморфические) кварциты образуются в различных *PT* условиях, обычно из кварцевых песчаников. На более низкой ступени метаморфизма образуются кварцитовидные породы и метааркозы, на более высокой — сланцеватые кварциты, джеспилиты, виридиновые кварциты и полевошпатово-кварцевые гнейсы. В минеральный состав различных кварцитов, кроме кварца, могут входить: слюда, плагиоклаз, тремолит, силлиманит, кианит, спессартин, диопсид, апатит и др.

В геологической практике кварцитом называют плотную и крепкую горную породу, состоящую почти исключительно из кремнезема—кварца или смеси последнего минерала с опалом и халцедоном. Кварцит используется в качестве строительного камня и кислотоупорного материала; главное его применение — производство огнеупорного кирпича (динаса) в виде флюса в металлургии.

Кварциты могут образоваться также по различным вулканитам — обычно по липаритам (риолитам) и андезитам, реже по базальтам — метасоматическим путем в поствулканическую стадию вулканизма в условиях интенсивного привноса восходящими растворами кремнезема. Такие кварциты носят название вторичных (метасоматических).

Роговик — мелко- и тонкозернистая плотная, обычно контактово-метаморфическая порода, образованная по различным исходным горным породам, главным образом по глинистым осадкам, реже по вулканитам, чаще в контакте с гранитоидами, реже — с относительно менее кремнекислотными плутонами. Нередки случаи возникновения роговиков вне связи с интрузиями.

У роговиков сланцеватость отсутствует, они раскалываются при ударе на остроугольные обломки. Поверхности тонких сколов тонкозернистых разновидностей роговиков напоминают роговое вещество, откуда и произошло название породы. Минеральный состав роговиков очень разнообразен, что зависит от условий их образования. В состав роговиков могут входить следующие минералы: кварц, слюда (мусковит, биотит), полевой шпат (плагиоклаз, калишпат), эпидот, гранат андалузит, силлиманит, кордиерит, ставролит, пироксен (ромбический, моноклинный), амфибол и др. Структура роговиков гранобластовая (роговиковая), представляющая собой мозаику из мелких равновеликих минеральных зерен.

Мрамор — общее наименование для мелко-, средне- и крупнокристаллических зернистых горных пород, возникших по известнякам, доломитовым известнякам и доломитам в приконтактовой зоне с крупными телами гранитоидов и в результате регионального метаморфизма известковых осадков в различных *PT* условиях. Структура мраморов гранобластовая. При начальном метаморфизме в условиях глинистосланцевой (аспидносланцевой) фации известковистые породы слегка раскристаллизуются, в результате чего возникают мраморизованные известняки. В условиях все более высокотемпературного метаморфизма образуются следующие мраморы: 1) кварц-доломитовый и тремолит-кальцитовый (филлитовая, или зеленосланцевая, фация), 2) кальцит (хлорит, кварц)-лавсонитовая порода (лавсонит-глаукофановая фация), 3) кианит-кварц-кальцитовый, плагиоклаз-корунд-кальцитовый, цоизит-корунд-кальцитовый и кварц-плагиоклаз-диопсид-доломитовый (слюдяно-плагиогнейсовая, или эпидот-амфиболитовая, фация), 4) форстерит-кальцитовый, диопсид-доломитовый и волластонит-кальцитовый (биотит-силлиманит(кианит)-гнейсовая, или амфиболитовая, фация), 5) волластонит-плагиоклаз-кальцитовый, кварц-гроссуляр-кальцитовый и периклаз — кальцитовый (гранат-кордиерит-гнейсовая, или пироксен-амфиболитовая, и гранат-кордиерит-гиперстен-гнейсовая, или гранулитовая, фации).

Таким образом, волластонит-кальцитовые мраморы могут находиться в ассоциации с высокотемпературными силлиманитовыми гнейсами. Однако среди архейских силлиманитовых и даже гиперстеновых гнейсов Алданского и Сино-Корейского щитов и Украинского кристаллического массива развиты не волластонит-кальцитовые, а кварц-кальцитовые мраморы, относящиеся к более низкотемпературной метаморфической фации; это, по-видимому, вызвано более высоким давлением CO_2 при метаморфизме, что впервые было отмечено Д. С. Коржинским. Этой же причиной объясняются многие другие парагенетические особенности карбонатных метаморфитов, в частности, отсутствие периклаза даже в наиболее высокотемпературной гранат-кордиерит-гиперстен-гнейсовой (гранулитовой) фации, развитие доломитовых мраморов и ограниченная устойчивость форстерит-кальцитовых мраморов, вытесняемых диопсид-доломитовыми мраморами (биотит-силлиманит (кианит)-гнейсовая, или амфиболитовая фация). Устойчивость форстерит-кальцитовой и доломит-диопсидовой минеральной ассоциации отвечает температуре 500—600 °С.

Минеральный состав форстерит-кальцитовых и диопсид-доломитовых мраморов, кроме включенных в них названий главных составляющих, следующий: шпинель, паргасит, минералы группы гумита, замещающие форстерит и магнезит (последний присутствует в доломит-форстерит-магнезиальных мраморах). При повышенном содержании в исходных доломитовых осадках кремнезема, почти чисто доломитовые мраморы сменяются форстерит-кальци-

товыми, содержащими диопсид, флогопит, шпинель, магнетит, переходящими в диопсид-кальцитовые, которые могут содержать также гроссуляр, плагиоклаз, волластонит или кварц. Мощные пласты волластонитовых мраморов слагают регионально-метаморфизованные в условиях гранулитовой фации гнейсовые комплексы.

Регрессивный метаморфизм вызывает переход диопсид-доломитовых мраморов в доломитовые с диопсидовыми или паргаситовыми каймами вокруг форстеритов и далее в тремолит-кальцитовые с полным вытеснением диопсида и возникновением ассоциации тремолит—кальцит—кварц.

В среднетемпературных условиях возникают тремолитовые мраморы с тальковой минерализацией, а в низкотемпературных — кварцсодержащие доломитовые и магнетитовые метаморфиты, в которых магнезиальные силикаты неустойчивы. Кварц-магнезиальная минеральная ассоциация нередко образуется по ультрамафитам под воздействием восходящих углекислых растворов.

Мраморы способны принимать полировку; они широко используются для создания скульптурных и различных архитектурных и культурных памятников, а также в строительстве. Мраморы, содержащие брусит ($Mg[OH]_2$; сингония тригональная) в количестве 25—50% и образовавшиеся при высокотемпературном метаморфизме доломитовых осадков, используются для получения гранулированной магнезии и металлического магнезия — сырья для производства огнеупорных материалов, специальных сортов бумаги, и др.

Эклогит [Греч. «эклоге» — отбор, сортировка] по химическому составу относится к основным горным породам (габбробазальтам). По существу является двуминеральной породой, состоящей из травяно-зеленого моноклинного пироксена (омфацита) и красного или красно-бурого граната. Парагенезисы: омфацит + гранат с дистеном или ромбическим пироксеном (рис. 93).

Эклогиты развиты в виде многочисленных линзовидных тел среди горных пород различной фациальной принадлежности, вследствие чего их выделение в качестве самостоятельной минеральной фации вряд ли оправдано.

Генезис эклогитов до сих пор остается дискуссионным. Одни исследователи, в частности П. Эскола, считают, что они вынесены магмой из верхней мантии Земли, либо кристаллизовались из генерированной в верхней мантии магмы в условиях высоких температур и давлений. Другая группа геологов рассматривает эклогиты как метаморфические образования, возникшие как по магматическим, так и по осадочным породам.

Дискуссия о происхождении эклогитов касается также вопроса о роли давления при их образовании. Современное состояние науки о синтезе минералов дает достаточные основания не сомневаться в решающей роли высоких давлений при формировании эклогитов, однако причины, обусловившие возникновение этого

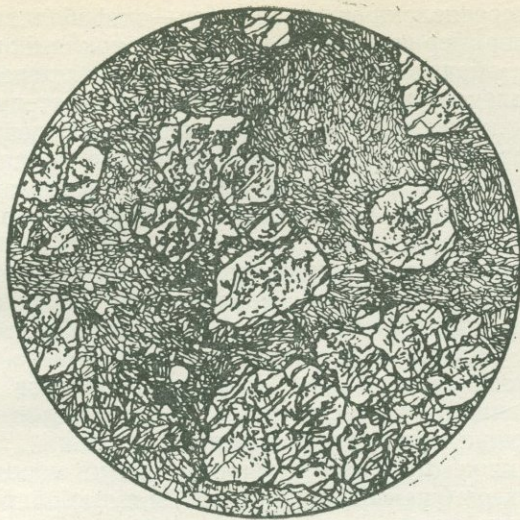


Рис. 93. Эклогит.

Южный Урал. Структура порфиробластовая, гломеробластовая; структура основной ткани нематобластовая. Порода состоит из основной ткани, сложенной плотно расположенными призмами омфацита и крупных порфиробластов граната, нередко образующих скопления. В гранате наблюдаются включения шфена, рутила и новообразования цонзита и кварца. В основной ткани также имеется примесь вторичных минералов — цонзита, кварца, флогопита. Без анализ., увел. 15X. По Ю. Ир. Половинкиной [1966]

давления, не всегда ясны, ибо некоторые геологические данные указывают на происхождение эклогитов на небольших (средних) глубинах.

Некоторые ученые, в частности В. С. Соболев в статье, опубликованной в 1961 г., допускает возникновение высоких давлений в зонах глубинных разломов, что подтверждается рядом данных. Об этом говорят и исследования Н. Г. Удовкиной, которая отмечает развитие эклогитов, жадеититов и лавсонит-глаукофановых пород вдоль всей зоны Главного Уральского надвига, от Полярного Урала до Южного.

Н. Ф. Татришвили в 1969 г. на Северном Кавказе в зоне Главного хребта в бассейне р. Бол. Лабы среди палеозойских амфиболитов описала небольшой выход эклогитов. Главными минералами этих эклогитов являются моноклинный пироксен типа омфацита, порфиробластический гранат (альмандин 51,2%, андрадит 23,5%, пироп 19,1% спессартин 3,9%, гроссуляр 2,3%), обыкновенная роговая обманка, богатая Na_2O ; второстепенными — эпидотовый минерал, мусковит, кальцит, кварц; аксессуарными — рутил, пирит. Структура порфиробластовая, симплектитовая.

Эклогиты Северного Кавказа, как и эклогиты многих других регионов, подвергнуты регрессивному метаморфизму, выразившемуся в процессах амфиболитизации, мусковитизации, эпидотизации и окварцевания. Наиболее распространенным является

первый из перечисленных процессов — амфиболизация. Начинается она с периферической части зерен моноклинного пироксена (омфацита) с образованием симплектитовых прорастаний. Постепенно симплектитовый агрегат захватывает материнский минерал целиком и последний полностью замещается роговой обманкой, и эклогиты преобразуются в диафорические гранатовые амфиболиты. Последнее обстоятельство указывает на то, что кавказские эклогиты, включенные в базитах, возможно, имеют мантийное происхождение.

В настоящее время по составу входящих в них гранатов выделяются три типа эклогитов. К первому типу относятся эклогиты, включенные в кимберлитах, базальтах, ультрабазитах (дунитах, перидотитах). Содержащиеся в них гранаты гораздо более богаты пироповым компонентом, чем гранаты эклогитов следующего типа. Содержание в гранате пироповой и альмандин-спессартиновой составляющих соответственно равно 70 ± 8 и 16 ± 10 мол. %. Второй тип эклогитов образует слои и линзы в породах гранулитовых комплексов (гнейсов, мигматитов) и амфиболитов. Содержание отмеченных выше компонентов соответственно составляет: 44 ± 7 и 38 ± 7 мол. %. Третий тип — это эклогиты, образующие слои, линзы и включения в альпинотипных метаморфических образованиях (лавсонит-глаукофановых породах и др.), гранаты которых отличаются ничтожным содержанием пироповой составляющей: так, указанные выше гранатовые компоненты в третьем типе эклогитов содержатся соответственно в количестве 10 ± 4 и 62 ± 10 мол. %.

На этом основании можно заключить, что эклогиты первого типа формировались в верхней мантии при очень высоких давлениях и температуре, эклогиты второго типа возникли в нижней части земной коры (в базальтовом слое) при высоком давлении, но относительно низкой температуре, сравнительно с температурой формирования эклогитов первого типа, эклогиты третьего типа образовались опять-таки в базальтовом слое земной коры, где условия давления были примерно те же, но температура была гораздо ниже.

Эклогиты, перемещенные из первоначального места возникновения в более высокие уровни земной коры (в условия меньших давлений и большого количества H_2O), подвергаются наложенным процессам в различной мере. В местах их обнажения нередко наблюдаются переходы от слабо преобразованных эклогитов через эклогитовые амфиболиты, содержащие уцелевшие реликты граната и омфацита совместно с новообразованными плагиоклазом и роговой обманкой, до нормальных амфиболитов. Порой омфацит вначале замещается мирмекитоподобными прорастаниями диопсида и плагиоклаза, переходящими затем в ассоциацию минералов: амфибол—плагиоклаз—альмандин. Во внутренних Пеннинских зонах Швейцарских Альп эклогиты мелких выходов претерпевают интенсивный регрессивный метаморфизм с образованием глауко-

фан-хлоритоид-гранат-эпидот-парагонит-мусковитых сланцев [Winkler H., 1967].

Петрохимия. Метаморфические породы сравнительно с магматическими более низкотемпературные. Температуры становления двух названных крупных генетических групп горных пород соответственно находятся в пределах 800—200 и 1200—700° С. В метаморфические породы не входят, либо играют в них подчиненную роль, такие высокотемпературные минералы, как оливин, магнезиальные пироксены и основные плагиоклазы; они вытесняются водными и другими минералами, в состав которых входят алюминий в шестерной координации и карбонаты, что обуславливает высвобождение из минералов SiO_2 в форме кварца из горных пород с низкой кремнекислотностью (хлоритовые и серицитовые сланцы, амфиболиты и др.) в условиях низко- и среднетемпературного метаморфизма. Поэтому в метаморфитах, в отличие от магматитов, кварц утрачивает свою важную классификационную роль. То же можно сказать о фельдшпатоидах, что объясняется их редким присутствием в метаморфитах: они встречаются лишь в высокотемпературных щелочных кристаллических сланцах, описываемых иногда под названием нефелиновых и эгирин-нефелиновых гнейсов.

Аналогично магматитам метаморфиты согласно петрохимической систематике также делятся на два главных ряда — щелочно-земельный и щелочной.

Петрохимические особенности метаморфитов щелочного ряда выражаются присутствием в их минеральном составе глаукофана (лавсонит-глаукофановые породы) и других щелочных амфиболов, жадеита и омфацита (жадеититы и эклогиты), эгирина и рибекита (щелочные гнейсы), нефелина (щелочные кристаллические сланцы) и др.

По содержанию кремнезема щелочные метаморфиты деляются на ряд групп. Граница между метаморфитами основного и среднекремнекислотного состава отвечает интервалу SiO_2 52—60%, которому соответствуют метаморфиты, промежуточные между амфиболитами (SiO_2 45—52%) и типичными гнейсами ($\text{SiO}_2 > 60\%$).

Многие петрологи отмечают щелочноземельный характер региональных метаморфитов. Такой же характер имеют и типичные геосинклинальные отложения, в результате регионального метаморфизма (изохимического) которых они образовались. Породы щелочной серии (ряд Б на рис. 17), приуроченные к геосинклиналям, возникают после полного прекращения собственно геосинклинального режима и интенсивной активности послемагматических восходящих растворов щелочного состава, производящих аллометаморфические и метасоматические изменения в уже существующих как осадочных и осадочно-вулканогенных, так и магматических (вулканических и интрузивных) породах. В результате этого процесса возникают различные щелочные горные породы.

Геосинклинальные глинистые отложения по содержанию щелочей различны. Глины, в которых натрия преобладает над калием, имеют ограниченное распространение. Они известны в альпийских офиолитовых поясах (входящий в них пелитовый материал по составу соответствует грауваккам и мафитовым вулканитам). Глинистые отложения играют существенную роль в осадочно-вулканогенных геосинклиналях. В них отмечается преобладание калия над натрием. Количественная роль калия еще более возрастает в существенно терригенных геосинклиналях, что выявляется и в продуктах их регионального (изохимического) метаморфизма. Региональные метаморфиты калиевого ряда (от филлитов до гнейсов), исходные геосинклинальные отложения которых имели существенно терригенный характер, широко развиты в Охотском и Ханкайском массивах на Дальнем Востоке, Наннимском и Кимческом в Корее, в массиве Брокен-Хилл в Австралии. Региональные метаморфиты натриевого ряда слагают следующие офиолитовые и альбитофир-спилитовые пояса: Сангун и Самбагава на Японских островах, Сусунайский хребет о. Сахалина, францисканскую формацию Калифорнии и др. [Маракушев А. А., 1973].

Аллохимический метаморфизм зонального характера установлен в Среднем поясе Камчатки. Возрастание степени метаморфизма выражается следующим рядом горных пород: глинистые сланцы и филлиты → ставролитовые сланцы → андалузитовые сланцы → силлиманитовые сланцы и гнейсы → биотитовые плагиогнейсы. В этой же последовательности устанавливаются привнесения натрия (повышение отношения $\text{Na}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3$) и вынос примерно такого же количества калия (снижение отношения $\text{K}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3$). Таким образом, отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ в целом остается без изменения. При максимальном повышении степени метаморфизма, приводящей к образованию плагиогнейсов, содержащих биотит, либо биотит и гранат, происходит обогащение горной породы натрием и возрастанием общего отношения $\text{Al}_2\text{O}_3 : (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

Аллохимический метаморфизм (метасоматизм) в палеозое Большого Кавказа устанавливается после отмирания геосинклинального режима в стадии орогенеза. Среди различных серий и свит метаморфитов здесь известна так называемая безенгийская терригенная свита, в состав которой входят различные интрузивные породы как основные, так и кремнекислотные. Все они подверглись сначала региональному метаморфизму, а затем аллохимическому диафорезу метасоматическим путем [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1974].

Химические анализы этих горных пород были пересчитаны по методу Т. Барта. За исходные магматические породы были приняты окварцованные (кварцевые) габбро, претерпевшие региональный метаморфизм и в наименьшей степени затронутые метасоматическим процессом. По ним впоследствии возникли биотито-

вые кварцевые диориты, мигматиты и гранитоиды. В поле наблюдается постепенное обогащение исходного габброида привнесенным лейкократовым материалом и постепенные переходы, порой пятнами, названных горных пород друг в друга. Путем сопоставления количества ионов одноименных элементов была получена схема привноса и выноса материала.

Постепенное увеличение привноса вещества, обуславливающее возникновение соответствующих минералов с постепенным возрастанием их количественной роли, видно также из анализа количественно-минерального состава пород. Так, например, если в окварцованном габбро кварц составляет 5—8% и в большом количестве содержится амфибол, то в горных породах, возникших за счет габброидов — в биотитовых кварцевых диоритах, — содержание кварца возрастает до 16,5—33,3%. Кроме того, в последних породах появляется до 5% микроклина, замещающего часть альбитизированного плагиоклаза, исчезает амфибол, который преобразуется в биотит, а затем в хлорит, иногда в мусковит. В мигматитах и гранитоидах количество тех минералов, которые образуются в результате привноса кремния, натрия и калия, имеют тенденцию к дальнейшему возрастанию.

Последовательный ряд метасоматического породообразования схематически будет иметь следующий вид: кварцевое габбро → → биотитовый кварцевый диорит → теневого мигматит → гранодиорит.

Преобразованию подвергаются и силлиманит-биотитовые сланцы, возникшие в результате регионального метаморфизма седиментогенных пород. За счет них образованы силлиманит-биотитовые послонные мигматиты, а при далеко зашедшем процессе — полосчатые (гнейсовидные) гранитоиды.

Во всех сравниваемых породах обнаруживается постепенное убывание ионов кальция, магния и железа. В биотитовом кварцевом диорите наблюдается резкое возрастание ионов алюминия на 57, в послонном мигматите — всего лишь на 9 и теновом мигматите — на 18 единиц. Увеличение количества ионов алюминия в биотитовом кварцевом диорите, по сравнению с окварцованным габбро, объясняется возрастанием количества полевого шпата (в диорите—плагиоклаза — 54,5%, микроклина — 5,5%; в габбро — плагиоклаза 29%). Незначительное возрастание ионов алюминия в послонных мигматитах вызвано относительно большим средним содержанием в них полевого шпата (плагиоклаза — 41,1% микроклина — 7,5%).

Картина привноса—выноса материала по методу Т. Барта была изучена также на примере чегемской регионально метаморфизованной первично терригенной свиты (докембрий — нижний палеозой), развитой на Большом Кавказе в Бечасынской тектонической зоне [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1974]. Петрохимические особенности этих метаморфитов позволили разбить их на пять групп. Первая группа отвечает слабо диафтори-

зованным, прогрессивно регионально-метаморфизованным исходным седиментогенным образованиям (гранат-силлиманит-кварц-плагноклаз-мусковитовые сланцы). Вторая группа образована в результате регрессивного метаморфизма горных пород первой группы (кварц-альбит-хлорит-мусковитовые сланцы). В третью группу входят в той или иной степени прогрессивно регионально-метаморфизованные мафиты (габброиды, амфиболиты); преобразующиеся затем в различные диафоритовые амфибол-эпидот-кварц-хлорит-плагноклазовые сланцы четвертой группы. Пятая группа (кварц-альбитовые породы) возникла путем интенсивного метасоматоза.

Сравнение коэффициентов Т. Барта показало, что в прогрессивно метаморфизованные седиментогенные породы в результате ретроградного метаморфизма (метасоматизма) происходил привнос не только ювенильных, но и вынесенных из смежных горных пород основных элементов, а также глинозема, т. е. имел место процесс перераспределения элементов. Петрохимически хорошо фиксируется натриево-кремниевый исходный состав восходящих растворов, привнос в диафориты натрия и кремния и вынос основных элементов. Картина миграции элементов особенно наглядно выявляется в кварц-альбитовых породах, обнаруживающих интенсивный кремниевый и натриевый метасоматоз.

По-видимому, становление метаморфитов натриевого ряда, образование спилитов и других петрохимически однотипных горных пород связано с офиолитовыми поясами и сопряженным с ними мощным мафитовым вулканизмом, а метаморфитов калиевого ряда — с мощными терригенными геосинклинальными формациями. Возможно, что для смешанных терригенно-вулканогенных геосинклиналей характерны как натриевый, так и калиевый ряды метаморфизма.

На западе Алданского щита калиевый ряд метаморфизма наблюдается там, где распространена иенгская существенно терригенная свита; в восточных районах этого щита, где преобладают первично-вулканогенные формации, калиевый метаморфизм ограниченно развит. То же наблюдается на Канадском щите, где протерозойское обрамление архейского ядра сложено преимущественно терригенными толщами, а само ядро — первичновулканогенными образованиями; среднее содержание щелочей в этих толщах соответственно выражается следующими цифрами: Na_2O 3,4%, K_2O 3,4% и Na_2O 4,1%, K_2O 2,7%.

Глинистосланцевая (аспидносланцевая) фациальная серия

Глинистосланцевая (аспидносланцевая) фация была выделена Г. М. Заридзе в 1966 г. при изучении отложений, слагающих южный склон Большого Кавказа. Широко развита она также и на северном его склоне. Возраст глинистых аспидных сланцев

определяется как нижнеюрский. Сланцы этого типа распространены во многих альпийских горных сооружениях. В отдельных местах они содержат вулканогенный материал.

На южном склоне Большого Кавказа в пределах верховьев бессейна р. Риони на опрокинутую на юг сланцевую толщу с подчиненными прослоями песчаников надвинут палеозойский кристаллический субстрат, состоящий из гранитоидов и кристаллических сланцев. Аспидносланцевая толща образовалась в результате метаморфизма исходных геосинклинальных, преимущественно глиноземистых осадков. Наблюдается синхронное проявление начального вулканизма основного состава, о чем свидетельствует слабое развитие витрокластических туфов в низах толщи и наличие силловых тел диабаз-порфиритов.

Для толщи характерны региональное окварцевание и сопровождающий его метаморфизм, в результате чего образовались следующие минеральные ассоциации, наблюдаемые вместе со слабо преобразованным исходным материалом: кварц—серицит—турмалин (аксессуарно) и реликтовое углисто-глинистое вещество для пелитовых пород; кварц—хлорит—кальцит—рудный минерал и реликты витрокластического туфа. Приведенные минеральные ассоциации не соответствуют зеленосланцевой фации из-за отсутствия альбита и эпидота и наличия углисто-глинистого вещества, представляющего собой весьма слабо преобразованный материал исходной глинистой породы. Глинистосланцевая фациальная серия сложена следующими породами (см. графу 5 в табл. 17).

Из исходных глиноземистых (пелитовых) пород образуется глинистый (аспидный) сланец, представляющий собой наименее метаморфизованную глинистую породу со сланцеватой текстурой. Глинистый сланец легко распадается на тонкие твердые слои. Минеральный состав: кварц, серицит, (гидрослюда), хлорит, кальцит, глинисто-углисто-глинистое вещество исходных пелитовых осадков и аксессуарно — рудный минерал, рутил, турмалин и др.

Из глинисто-песчанисто-железисто-марганцевых пород формируется сланец глинистый (аспидный), песчанистый магнетитовый, гематитовый, а также марганцеворудный. Все эти породы характеризуются значительным содержанием минералов железа и марганца, наряду с высоким содержанием кварца.

Известковистые исходные породы преобразуются в мраморизованный известняк и пирофиллит-кальцитовую породу. Это — слабо перекристаллизованные (метаморфизованные) известняки, доломиты [по фам. Долосье], магнезиты [по обл. Магнезия в Фессалии, Греция], имеющие нечетко выраженную гранобластовую структуру.

Кварц-полевошпатовые исходные породы в результате метаморфизма в условиях глинистосланцевой фации превращаются в метааркозы и кварцитоидную породу.

Это плотные породы, состоящие из новообразованных и исходных минералов — кварца, серицита, гидрослюда, магнетита и др.

Из основных исходных пород (мафитов) формируются хлоритовые и цеолитовые породы, а также метааргиллиты.

Хлоритовая порода образуется за счет магматической породы в результате интенсивной хлоритизации, состоит главным образом из хлорита с примесью кварца и разрушенных исходных минералов — плагиоклаза, амфибола и др.

Цеолитовая порода возникает по основным магматическим породам, обычно эффузивным, и состоит главным образом из цеолита (анальцима, ломонтита и др.), гейландита и измененных реликтов исходных минералов.

Метааргиллит [греч. «мета» — после, «аргилос» — глина] — глинистая порода, образуется в результате превращения (аргиллитизации) вулканической породы. Минеральный состав: диккит, каолинит, минералы группы бейделит-монтмориллонита и аморфные минералы — аллофан, галлуазит.

Филлитовая (зеленосланцевая) фациальная серия

Как уже отмечалось, данная фация и следующая за ней лавсонит-глаукофановая образуются в близких температурных условиях, поэтому в табл. 17 римские цифры (II и III), обозначающие эти фации, написаны без разделяющей линии.

Зеленый цвет пород филлитовой (зеленосланцевой) фациальной серии обусловлен содержанием в них хлорита, эпидотовых минералов и актинолита, образованных в результате регионального метаморфизма низкой ступени. Поэтому эту фацию П. Эскола назвал зеленосланцевой; она отвечает хлоритовой и биотитовой зонам для пелитовых пород по К. Тилли. Ниже рассмотрены основные породы этой серии (см. графу 6 в табл. 17).

Из глиноземистых (пелитовых) исходных пород образуется **филлит** — темная тонкозернистая, тонкосланцеватая горная порода, чешуйчатый минерал которой представлен светлой слюдой (серицитом, мусковитом), придающей шелковистый блеск поверхностям сланцеватости. Размер серицитовых (мусковитовых) чешуй больше, чем в глинистых (аспидных) сланцах, но меньше, чем в слюдяных сланцах. Количество серицита с мусковитом, хлоритом и биотитом больше 50%. Следующим главным минералом является кварц; если его больше, чем сумма слюды с хлоритом, породу называют кварцевым филлитом. Различают следующие разновидности филлитов: хлоритоид-хлорит-альбитовый, флогопит-кальцитовый, кварц-альбит-серицит (мусковит)-хлоритовый, кварц-альбит-эпидот-биотитовый и др.

Сланец пятнистый (узловато-углистый) — глинистый сланец, характеризующийся наличием более или менее заметных скоплений (стяжений) минералов или некоторых веществ, например углистых, придающих породе пятнистый облик.

Адинол [греч. «адинос» — плотный] — темная плотная мелкозернистая горная порода, состоящая главным образом из альбита и кварца, а также кальцита, серицита и хлорита. Наблюдаются реликтовая слоистость и бластопелитовые участки.

Десмозит [греч. «десмоз» — связка] — образуется по глинистым сланцам в контакте с основными интрузивными телами, но характеризуется узловатым строением, обусловленным гломеробластовыми скоплениями альбита, хлорита и кварца.

Спилозит представляет собой близкую к десмозиту горную породу, отличается от последнего тонкополосчатым, листоватым сложением, иногда содержит новообразованный кордиерит.

Адинолы, десмозиты и спилозиты образуются по глинистым горным породам метасоматическим путем в контакте с габбро и диабазами под воздействием богатых натрием посмагматических растворов, парагенетически связанных с контактирующими базитами, которые также подвергаются наложенным процессам — окварцеванию, альбитизации и хлоритизации. По генезису они аналогичны спилитам.

Роговик филлитовой фации сложен следующими минералами: кварцем, альбитом, мусковитом, эпидотом, глинистоуглистым веществом и др. Структура роговиковая.

Из глинисто-песчанисто-железисто-марганцевых исходных пород формируются филлит кварцитовидный магнетитовый, гематитовый и марганцеворудный.

Филлит кварцитовидный магнетитовый и гематитовый — широко распространенная в докембрии метаморфическая порода. Текстура сланцеватая. Порода ясно-слоистая, обычно тонкополосчатая, кварц-магнетитовая, либо кварц-гематитовая, с преобладанием в отдельных тонких слоях (0,1 до 20 мм) какого-либо одного из следующих минералов — кварца, магнетита (или мартита), гематита, хлорита, серицита, биотита и др. При содержании железа более 25—30% горные породы после обогащения являются промышленными рудами.

Филлит кварцитовидный марганцеворудный представляет собой обогащенную марганцем метаморфическую породу.

Из известковистых исходных пород образуются **мраморы кварц-доломитовый и тремолит-кальцитовый**, представляющие собой более метаморфизованную породу, чем мраморизованный известняк и пиррофиллит-кальцитовая порода. Структура рассматриваемых мраморов гранобластовая. Минеральный состав: кальцит, доломит, кварц, тремолит и др.

Из кварц-полевошпатовых исходных пород формируется **кварцит массивный** — мелкозернистая метаморфическая горная порода, состоящая главным образом из кварца, различного невооруженным глазом или под лупой, сцементированного кварцевым же цементом.

Исходные щелочноземельные ультрамафитовые породы преобразуются в серпентинит и сланец хлоритовый, актинолитовый и тальковый. **Серпентинит** [термин предложен В. И. Лодчиковым в 1933—1935 гг.] — горная порода, состоящая преимущественно из серпентина, возникшая метасоматическим путем по ультрамафитам (оливиновым горным породам и перидотитам).

Сланец хлоритовый — горная порода сланцеватая, состоящая главным образом из хлорита, с примесью серицита, кварца, актинолита, альбита, эпидота, талька, рудного минерала и др. (см. рис. 90); **сланец актинолитовый**, сложен почти только из актинолита.

Из щелочноземельных среднекремнекислотных и кремнекислотных пород формируются сланцы тальковые, пропилиты, кварциты вторичные, геллефлинты и лептиты.

Сланец тальковый — сланцеватая метаморфическая порода, состоящая главным образом из талька с примесью хлорита, эпидота, кварца, актинолита, серпентина, рудного минерала и др.

Пропилит [греч. «пропилва» — преддверие, подъезд] — часто рудовмещающая горная порода, возникшая в результате зеленокаменного изменения (пропилитизации) обычно базальтов, андезитов, реже дацитов, их пирокластолитов и малых интрузий того же состава. Минеральный состав: альбит, возникший по исходному основному плагиоклазу, в свою очередь замещенный адуляром, эпидот, актинолит, хлорит, серицит, кварц, карбонат, пирит, лейкоксен, рутил, цеолит. Нередко содержатся реликтовые минералы исходных горных пород.

Пропилитизация обычно сменяется серицитизацией, каолинизацией и окварцеванием, за которыми следует отложение руды. Процесс пропилитизации происходит стадийно — от относительно высокотемпературной стадии к более низкотемпературной, в результате чего образуются отдельные зоны. Внешние зоны альбитовые с актинолитом, эпидотом и хлоритом, внутренние — примыкающие к руде, серицит-кварцевые и карбонат-кварцевые (березиты и листовениты), развивающиеся в результате процессов березитизации и листовенитизации. С пропилитами обычно связано возникновение руд Au, Ag, Cu, Zn, Pb, Mo, As, Sb, Hg. Особенно типичны руды первых трех из перечисленных металлов и полиметаллические.

Кварцит вторичный [термин введен в 1901 г. Е. С. Федоровым и В. В. Никитиным] представляет собой послевулканическую (послемагматическую) метаморфическую (метасоматическую) горную породу, возникшую по вулканитам различного состава (кремнекислотного, среднекремнекислотного, реже основного) в результате привноса главным образом кремния через прохождение стадии аргиллитизации и пропилитизации. Н. И. Наковник в 1947 г. выделил несколько минеральных типов

вторичных кварцитов: корунд-андалузит-кварцевый, диаспор-кварцевый, алунит-кварцевый, диксит-кварцевый, пиррофиллит-кварцевый, серицит-кварцевый и монокварцевый. Все выделенные типы наряду с кварцем содержат рутил, сульфиды железа (или окислы железа), иногда сульфаты алюминия и самородную серу.

В практическом отношении вторичные кварциты представляют собой весьма интересные образования. Они являются вмещителями месторождений самородной серы, корунда, глиноземного сырья, медных (иногда с содержанием цинка и свинца) руд и прожилково-вкрапленных руд Au, Ag, Cu, Mo, Hg, Sb, Pb, Zn в основном в переходных внешних зонах — пропилитах и гидротермальных аргиллитах.

Геллефлинт, или **геллефлинта** [швед. «геллефлинт» — горный камень], — серая, зеленая, красная и черная тонкозернистая, роговикоподобная метаморфическая порода, с занозистым изломом, состоящая из крайне плотной, трудно распознаваемой под микроскопом смеси кварца и полевого шпата с незначительной примесью слюды и рудного минерала (магнетита, гематита); очень редко присутствуют роговая обманка, хлорит, эпидот и карбонат. Текстура массивная, полосчатая, сланцеватая, сферолитовая, флюидальная, структура бластопорфировая, благодаря наличию небольших вкрапленников кварца и плагиоклаза. Образована по кварцевым (липаритовым) порфирам, витрокластическим туфам того же состава и туффитам, на что указывают химический состав, порфиробластовая структура, а также сферолитовое и флюидальное строение породы.

Лептит [греч. «лептос» — тонкий, мелкий] — серая, красноватая, часто белая, очень тонкозернистая и плотная горная порода. Минеральный состав: кварц, полевой шпат (альбит, калишпат), редко роговая обманка, слюда и гранат в подчиненном количестве. По составу выделяют (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг) два типа лептитов: натриевые (альбитовые) и калиевые (калишпатовые); по исходным горным породам различают (П. Эскола): бластопорфировые, возникшие за счет кремнекислотных порфирировых пород (кварцевых или липаритовых порфиров и их туфов), и тонкоравномернозернистые, образованные по туфо-терригенным горным породам, например, кордиеритсодержащие лептиты по химическому составу близки к глинистым осадкам (предполагается, что метаморфизм последних протекал изохимическим путем).

Геллефлинты и лептиты являются близкими по происхождению и составу древними метаморфическими породами. Отличие между ними заключается в наличии у геллефлинтов роговикоподобной структуры и занозистого излома, а также четко выраженного унаследованного строения — порфирирового, сферолитового и флюидального.

Лавсонит-глаукофановая фациальная серия

Лавсонит-глаукофановые горные породы образованы в условиях очень высокого давления и низкой температуры. В районе Киргизского хребта отмечается неоднократно переслаивание глаукофановых пород с амфиболитами. В Калифорнии и на Кубе известны захваченные серпентинитами глыбы эклогитов вместе с большим количеством глыб лавсонит-глаукофановых пород, минералы которых обнаруживают все стадии замещения эклогитовых минералов. В Калифорнии же развиты лавсонит-глаукофановые породы, входящие в состав мезозойской францисканской серии, возникновение которых связывается с натриевыми растворами в условиях очень высокого давления (порядка 600 МПа) и умеренной температуры (не более 200° С) на том основании, что глаукофановые сланцы, наряду с глаукофаном, жадеитом и лавсонитом, содержат арагонит, установленный впервые Р. Дж. Колманом в метаморфических сланцах вообще. В районах развития лавсонит-глаукофановых пород наблюдается неоднородность метаморфизма; они залегают в неметаморфизованных горных породах; некоторые жадеитизированные граувакки сходны с окружающими их неметаморфизованными горными породами.

На Корсике лавсонит-глаукофановые породы тесно ассоциируют с породами фации зеленых сланцев; то же наблюдается в Швейцарских Альпах, Австралии (штат Квинсленд) и на о. Сулавеси. На Сулавеси местами видны чередование лавсонит-глаукофановых пород с зелеными сланцами и постепенные переходы между ними.

В центральной Японии, по данным И. Секи, ассоциирующие между собой основные и серпентинизированные ультраосновные породы залегают в лавсонит-пумпеллиит-эпидот-глаукофановых породах. Названным исследователем для жадеитсодержащих пород установлены два типа исходных горных пород: основные вулканические и седиментогенные. В первых из них жадеит наблюдается в ассоциации с лавсонитом, эпидотом, пумпеллиитом, глаукофаном, альбитом и кварцем, во вторых — жадеит встречается с лавсонитом, кварцем, альбитом, хлоритом, белой слюдой и стильпномеланом. В этой ассоциации отсутствуют эпидот, пумпеллиит и глаукофан.

Кроме названных мест, лавсонит-глаукофановые породы обнаружены на Урале, в Новой Каледонии, Португалии, Греции, Турции и других районах, что свидетельствует о том, что они являются не такими уж редкими породами, как это считали в недавнем прошлом.

Из исходных глиноземистых (пелитовых) пород возникли (см. графу 7 в табл. 17) фенгит-кварц (хлорит, монтмориллонит, гранат) - глаукофановая, фенгит-кварц-хлорит-лавсонит-жадеит-альбитовая, кварц-альбит-фенгит-лавсонитовая и

другие породы. Текстура этих горных пород обычно массивная мелкозернистая, реже сланцеватая. Структура гранобластовая с реликтами исходных осадочных пород. Породы представляют собой ряд метаморфитов повышенной щелочности. Ввиду содержания в них большого количества глаукофана горные породы приобретают голубой цвет различных оттенков. Встречаются в поясах развития альпинотипных гипербазитов (офиолитов) и зеленокаменной (зеленосланцевой) формации (спилиты и др.). Минеральный состав: глаукофан, лавсонит, фенгит, монтмориллонит, кварц, жадеит, гранат, хлорит, альбит, кварц и др.

Условия температуры и давления, при которых формируются лавсонит-глаукофановые породы, мало отличаются от условий образования альбит-хлоритовых сланцев, эпидотовых и клинопироксеновых амфиболитов, с которыми они связаны постепенными переходами, обусловленными главным образом вариациями щелочности. К промежуточным переходным горным породам относятся такие разновидности, как альбит-хлорит-глаукофановые породы, глаукофановые и кросситовые амфиболиты и др.

Глинисто-песчанисто-железистые исходные породы преобразуются в условиях лавсонит-глаукофановой серии в кроссит-кварц-фенгит-гранат (хлорит, арагонит)-стильпномелановую породу. Данная горная порода обычно массивная, мелкозернистая, структура гранобластовая. Минеральный состав: кроссит, кварц, фенгит, гранат, стильпномелан, хлорит, арагонит, кальцит, магнетит и др.

Из известковистых исходных пород образуется кальцит (хлорит, -кварц)-лавсонитовая порода. Главными минералами данной горной породы являются кальцит и лавсонит; некоторые разновидности содержат также хлорит и кварц.

Из кварц-полевошпатовых исходных пород формируется кварц-жадеит-альбит (глаукофан, хлорит, стильпномелан)-лавсонитовая порода. Структура гранобластовая с реликтами исходного аркоза или песчаника. Минеральный состав: кварц, альбит, жадеит, лавсонит, отдельные разновидности могут содержать глаукофан, хлорит, стильпномелан и некоторые другие минералы.

Щелочные основные и среднекремнекислотные породы преобразуются в глаукофан-лавсонит (альбит, пумпеллит, клиноцоизит, хлорит, -актинолит)-жадеитовую и другие породы. Они образуются в результате аллохимического метаморфизма (метасоматизма) по вулканитам и туфам основного состава, приобретая щелочной (натриевый) характер. Структура гранобластовая; иногда наблюдаются уцелевшие останцы исходных вулканитов. Минеральный состав: глаукофан, лавсонит, жадеит, альбит, пумпеллит, клиноцоизит, хлорит, актинолит, кальцит, фенгит, кварц. Некоторые

разновидности содержат рибекит, арфвэдсонит и эгирин, вытесняющие глаукофан. Состав глаукофана непостоянен и широко варьирует в ряду глаукофан—рибекет.

Слюдяно-плагиогнейсовая (эпидот-амфиболитовая) фациальная серия

Эпидот-амфиболитовая фация впервые была выделена П. Эскола в результате изучения южнокарельских метаморфизованных основных пород. А. А. Маракушев считает ее среднетемпературной (350—450° С). В 1947 г. И. Розенквист в районе Опдал в Норвегии выделил сосюритовую фацию, являющуюся, как и эпидот-амфиболитовая, промежуточной между зеленосланцевой и амфиболитовой фациями. Характерной особенностью сосюритовой фации И. Розенквист считал устойчивость эпидотовых минералов (эпидота и цоизита) с плагиоклазом андезинового ряда. На Большом Кавказе сосюритовые породы образованы в результате регрессивного метаморфизма основных магматических пород и их туфов. Под воздействием натрия, а затем и калия в сосюритовой массе постепенно появляются плагиоклаз альбитового, либо олигоклазового ряда, актинолит, биотит и мусковит.

Таким образом, плагиоклаз, в случае его наличия в сосюритовых породах может представлять собой либо реликт плагиоклаза исходных основных магматических пород, либо являться новообразованным минералом: его количественная роль в последнем случае зависит от степени процесса плагиоклазизации.

Ниже рассмотрены в зависимости от характера исходных пород основные разновидности пород слюдяно-плагиогнейсовой серии (см. графу 8 в табл. 17).

Из глиноземистых (пелитовых) исходных пород сформировались сланцы, гнейсы и мигматиты слюдяные, слюдяно-андалузитовые и ставролитовые, сланцы пятнистые и роговики.

Сланец слюдяной имеет четко выраженную сланцеватую текстуру и обычно лепидобластовую структуру. Минеральный состав: слюда (биотит, мусковит), кварц (преобладает) иногда плагиоклаз (олигоклаз); могут присутствовать также ставролит, андалузит, альмандин, турмалин, хлорит и акцессории — кианит, графит, рудный минерал и др. Различают биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные сланцы.

Гнейс слюдяной характеризуется отчетливой сланцеватой текстурой и лепидогранобластовой структурой. Минеральный состав: слюда (биотит, мусковит), кварц, плагиоклаз (олигоклаз), калиевый полевой шпат, чем он отличается от вышеприведенного сланца; могут содержаться также андалузит, ставролит и акцессории — кианит, графит, апатит, циркон и др.

Мигматит слюдяной имеет текстуру полосчатую и гранолепидобластовую структуру. Минеральный состав: кварц, микроклин, плагиоклаз (олигоклаз), слюда (мусковит, биотит);

могут присутствовать также гранат (спессартин—альмандин), кордиерит, андалузит, турмалин и акцессории — апатит, циркон, рудный минерал и др.

Сланец, гнейс и мигматит слюдяно-ставролитовые и слюдяно-андалузитовые характеризуются соответственно всеми особенностями каждой из этих пород, отличаясь от них лишь высоким содержанием в первом случае — ставролита, а во втором — андалузита. В условиях более высокого давления могут образоваться слюдяно-кианитовые сланцы, гнейсы и мигматиты.

Сланец пятнистый (узловато-слюдяной) представляет собой породу сланцеватой текстуры и кристаллическизернистой структуры. По мере усиления метаморфизма количество хлорита уменьшается вплоть до полного исчезновения и образуются грубозернистые агрегаты кварца и мусковита, а также кордиерит и бурый биотит, в результате горная порода постепенно превращается в пятнистый (узловато-слюдяной) сланец с кристаллическизернистой структурой. Обычными минералами данных пятнистых сланцев являются кварц, мусковит, биотит и плагиоклаз (олигоклаз). Относительно крупные чешуйки слюды и овальные ее скопления придают породе пятнистый облик. В несколько более высокотемпературных условиях возникают кордиерит или андалузит, либо оба минерала вместе, с образованием характерных порфиробластов, придающих породе также пятнистый облик.

Роговик кварц-плагиоклаз (олигоклаз)-микроклин-слюдяной — порода массивная; сланцеватая текстура исходной породы — глинистого сланца либо филлита — стерта метаморфическими процессами (привнесом кремния и щелочей), с образованием гранобластовой (роговиковой) структуры, обусловленной мозаикой мелких, приблизительно равновеликих минеральных зерен, состоящих из следующих минералов (в порядке понижения их количественной роли): кварца, плагиоклаза (обычно олигоклаза), микроклина или микроклин-пертита и слюды. В небольшом количестве могут присутствовать: гранат (альмандин), андалузит, кордиерит, ставролит и др.

Глинисто-песчанисто-железисто-марганцевые породы в условиях описываемой фации преобразуются в кварциты сланцеватые магнетитовые и гематитовые (джеспилиты) [англ. «джеспер» — яшма]. Нередко их называют железистыми кварцитовыми сланцами. В Бразилии железистые полосчатые (сланцеватые) породы называют «итабиритом», а под названием «железистый кварцит» понимается такой кварцит, в котором железорудный минерал распределен не сплошно, а равномерно.

Данные горные породы, включая и марганцеворудные сланцеватые кварциты, имеют гораздо более четко выраженную сланцеватость и более плотные, нежели кварцитовидные, железо- и

марганецсодержащие филлиты лавсонит-глаукофановой фациальной серии.

Из известковистых исходных пород формируются мраморы кианит-кварц-кальцитовые, плагиоклаз-корунд-кальцитовые, цоизит-корунд-кальцитовые, кварц-плагиоклаз-диопсид-доломитовые. Структура этих мраморов ясновыраженная гранобластовая. В минеральном составе ведущую роль играют минералы, введенные в наименование горной породы, но в виде примеси могут присутствовать и другие, особенно минералы однофациальных мраморов. Температура образования 300—350° С.

Из кварц-полевошпатовых исходных пород образуется кварцит сланцеватый, характеризующийся гранобластовой структурой и не всегда четко выраженной сланцеватой текстурой, обусловленной главным образом расположением слюды в субпараллельных плоскостях. Порода состоит в основном из продолговатых кварцевых зерен с примесью слюды и других минералов — плагиоклаза, тремолита, апатита и др. При увеличении количества слюды горная порода переходит в кварцево-слюдяной сланец.

Боксит-латеритовые исходные породы превращаются в наждачные, которые представляют собой тонко- и мелкозернистые метаморфические породы черного, черно-серого и темно-зеленого цвета, состоящие главным образом из зерен корунда и магнетита, а также хлоритоида, маргарита, пирита, мусковита, биотита, кианита, ставролита, шпинели, диаспора, карбоната и гематита. По составу они соответствуют бокситам, из которых обычно и образуются.

Наждачные камни (наждак) применяются как низкосортный абразивный материал для изготовления простейших абразивных изделий (шлифовальные круги, жернова, бруски, наждачные шкурки, шлифовальные порошки и др.).

Из щелочноземельных основных исходных пород формируется ряд следующих пород.

Амфиболит эпидотовый — порода обычно массивной, реже сланцеватой, не четко выраженной текстуры. Структура гранобластовая. Главными минералами данных амфиболитов являются амфибол и интенсивно эпидотизированный плагиоклаз (с эпидотом, цоизитом и др.). В виде примеси присутствуют следующие новообразованные минералы: карбонат, хлорит, сфен, кварц, биотит, магнетит, ильменит, рутил и др. Амфиболиты со сланцеватой текстурой называются амфиболитовыми сланцами.

Амфиболит бесплагиоклазовый, или горнблендит [нем. «горбленде» — роговая обманка] — порода обычно массивной, реже сланцеватой текстуры, гранобластовой, нематобластовой или фибробластовой структуры. Почти мономинеральная, состоит главным образом из амфибола, богатого магнием (антофиллит, жедрит), в небольшом количестве

могут присутствовать плагиоклаз, карбонат, хлорит, сфен, рудные минералы и др. По содержанию соответствующего амфибола в данной фации выделяют актинолититы, тремолититы и другие разновидности горных пород.

Жедрит кианитовый — относится к группе бесплагиоклазовых амфиболитов; состоит главным образом из богатого магнием амфибола — жедрита и кианита.

Эклогит цоизитовый представляет собой эклогит, подвергшийся наложенному регрессивному метаморфизму в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Наряду с минералами, характерными для эклогитов (омфациит, гранат с кианитом или ромбическим пироксеном), содержит в качестве новообразованного низкотемпературного водосодержащего минерала цоизит. Порода массивная, иногда слабо сланцеватая.

Эпидозит, или эпидотит, — сланцеватая горная порода, образованная по базитам и состоящая главным образом из эпидота и кварца. Могут присутствовать также разрушенный плагиоклаз, кальцит, актинолит, хлорит, рудный минерал и др.

Соссюритит — метаморфическая горная порода, vznikшая также по основным магматическим породам и состоящая целиком из соссюрита [по фам. О. Б. Соссюр], представляющего собой тонкозернистую смесь цоизита или эпидота, альбита, серицита, хлорита, кальцита и других продуктов деанортитизации (альбитизации) плагиоклаза. Могут присутствовать разрушенные реликты исходных минералов в незначительном количестве.

Роговик кварц-плагиоклаз-эпидот-актинолитовый — порода сложного состава, состоит преимущественно из перечисленных в названии горной породы минералов.

Биотит-силлиманит (кианит)-гнейсовая (амфиболитовая) фаціальная серия

В этой фации критическими минералами считаются плагиоклаз и роговая обманка для основных магматических пород. Для метаморфизованных седиментогенных пород не всегда с достаточной уверенностью удается определить их принадлежность к данной фации. Если для фации зеленых сланцев устойчивой является ассоциация эпидот — альбит, а для эпидот-амфиболитовой фации — эпидот — плагиоклаз (An_{30}), то для рассматриваемой фации в породах, богатых кальцием и глиноземом, возможна ассоциация эпидот (цоизит, клиноцоизит) — плагиоклаз (лабрадор). Например, в породах Западного Беломорья среди пород высокотемпературной субфации рассматриваемой фации наблюдаются мономинеральные — клиноцоизитовые и цоизитовые — породы, местами содержащие анортит.

В богатых карбонатом кремнистых породах на низких температурах амфиболитовой фации вместе с эпидотом может появиться

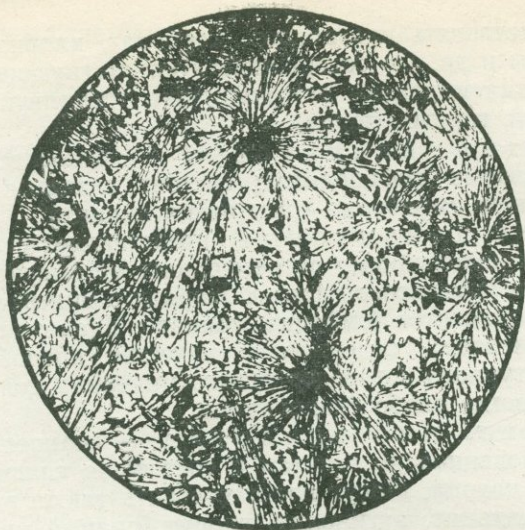


Рис. 94. Кордиерит-антофиллитовая порода.

Южный Алтай. Структура нематобластовая, центричная; текстура массивная. Порода состоит из призм антофиллита, образующих радиальнолучистые агрегаты вокруг центров, представленных каждый призматическим индивидом антофиллита. В подчиненном количестве присутствуют кордиерит, хлорит и рудный минерал. Без анализ. По Ю. Ир. Полювинкиной [1966]

диопсид, но обычно пироксен диопсид-геденбергитового ряда появляется на более высоких температурах рассматриваемой фации, как это наблюдается в Западном Беломорье, а также на Северном Кавказе в бассейне р. Ардон, где в амфиболитах буронской метаморфической свиты палеозоя местами появляется пироксен диопсид-геденбергитового ряда, что указывает на некоторый скачок температуры в ходе образования этой породы. Ромбический пироксен в амфиболитовой фации является неустойчивым; вместо него в ультраосновных породах появляется антофиллит. Кордиерит следует считать характерным для данной фации, хотя он известен и в горных породах более высокотемпературной фации (рис. 94). Характерен для рассматриваемой фации также ставролит; его изографа приблизительно проходит по границе с эпидот-амфиболитовой фацией.

Типичным минералом данной фации является кианит; он встречается в ассоциации с мусковитом, либо альмандином и ставролитом. Известны случаи, когда вместо кианита наблюдался андалузит, иногда вместе с кордиеритом, как это установлено для Северного Приладожья.

Силлиманит часто образуется в более высокотемпературных условиях данной фации, чем кианит, как это описано для Шотландского нагорья и Мамского района Сибири. Однако и в более высокотемпературной фации в богатых глиноземом исходных горных породах может присутствовать кианит, как это наблю-

дается в западной части Кольского полуострова и в Финляндской Лапландии. Наряду с этим кианит распространен и в эклогитовых породах, что впервые отмечено П. Эскола в 1920 г.

Силлиманит встречается в ассоциации с биотитом в биотит-силлиманитовых и биотит-кордиерит-силлиманитовых сланцах и гнейсах, а кианит в гранулитах известен в парагенезисе с безводными минералами, что указывает на его кристаллизацию здесь в условиях высокой температуры.

Мусковит рассматривается как устойчивый минерал в условиях рассматриваемой фации. Для его кристаллизации, наряду с другими физическими условиями, необходимо присутствие воды (в небольшом количестве) и калия. Под воздействием калийсодержащих растворов кианит замещается мусковитом, что указывает на регрессию в метаморфизме.

Волластонит в данной фации может возникнуть в результате декarbonатизации кремнисто-карбонатных пород и высвобождения углекислоты. Он может выделиться при температуре в пределах 400°C .

В биотит-силлиманит (кианит)-гнейсовую фацию нами включаются кордиерит-антофиллитовая субфация, или фация роговообманковых роговиков Ф. Тернера, и все три субфации, входящие в состав фации альмандиновых амфиболитов того же автора, выделенные им в 1956 г.

Кордиерит-антофиллитовая субфация была выделена благодаря исследованиям П. Эскола в 1915 г. в области Ориярви в Финляндии. Ф. Тернер исключил эту субфацию из амфиболитовой фации и выделил ее в качестве самостоятельной под названием фации роговообманковых роговиков на том основании, что амфиболиты и ассоциирующие с ними другие регионально метаморфические породы заметно отличаются от горных пород контактового ореола. Образование пород кордиерит-антофиллитовой субфации П. Эскола также понимал в связи с воздействием интрузии олигоклазовых гранитов, вызвавших метаморфизм регионального характера.

Следует отметить, что контактово-метаморфические фации встречаются не только в ореолах интрузии, но и вне связи с последними и имеют региональное развитие. Это, в частности, наблюдается в Абердиншире (Шотландия).

Среди контактово-метаморфических фаций, наряду с фацией роговообманковых роговиков, Ф. Тернер выделяет фацию пироксеновых роговиков, в которой калиевый полевой шпат сосуществует с андалузитом или кордиеритом, а диопсид либо гиперстен образуются вместо роговой обманки. Аналогично фации роговообманковых роговиков в фации пироксеновых роговиков также содержатся андалузит и силлиманит, образующийся вблизи интрузии.

Таким образом, пироксен, который наблюдается вместо амфибола, возникает при некотором возрастании температуры, в ре-

зультате чего образуется пироксен-кордиерит-антофиллитовая ассоциация (субфация), аналогично выделенной Д. С. Коржинским для гранатсодержащих амфиболитов альмандин-диопсид-амфиболовой ассоциации (субфации), которая в настоящее время объединена с выделенной Ф. Тернером субфацией роговообманковых гранулитов. Минеральную ассоциацию пироксен — кордиерит — антофиллит (ввиду близости температурных условий образования) мы рассматриваем в качестве переходной в субфации пироксеновых гранулитов.

Кордиерит-антофиллитовая субфация характеризуется содержанием слюды (мусковита, биотита, флогопита), амфиболов (глиноземистой роговой обманки, антофиллита, тремолита), андалузита, кордиерита и иногда калиевого полевого шпата.

Рассматриваемая субфация отличается от эпидот-амфиболитовой фации присутствием глиноземистой роговой обманки и основного плагиоклаза. От субфации более высокой ступени данная субфация отличается содержанием андалузита, кордиерита и антофиллита в горных породах бедных калием и отсутствием эпидота, альмандина и ставролита.

Ниже перечислены остальные три субфации: ставролит-кварцевая, характерная для ставролитовой зоны пелитовых пород, по Барруа; кианит-мусковит-кварцевая, включающая породы кианитовой зоны; силлиманит-альмандиновая, соответствующая породам силлиманитовой зоны, которые обычно встречаются вместе с мигматитами.

1. Ставролит-кварцевая субфация характеризуется тем, что кианит, ставролит и альмандин сосуществуют в ней не с калиевым полевым шпатом, а также со слюдами — биотитом либо мусковитом. Последние минералы могут наблюдаться совместно с калиевым полевым шпатом. В высокоглиноземистых горных породах в ассоциации с гранатом, ставролитом или кианитом может содержаться парагонит.

2. Кианит-мусковит-кварцевая субфация подобна предыдущей, отличаясь от нее лишь отсутствием ставролита.

3. В силлиманит-альмандиновой субфации допускаются процессы гранитизации, вследствие чего температуры метаморфизма перекрывают магматические температуры. Этим объясняются некоторые отклонения в минеральных ассоциациях — сохранение кианита в силлиманитовой зоне, частичное замещение слюд войлоком призм силлиманита в сопровождении калишпата.

Глиноземистые (пелитовые) исходные породы в условиях рассматриваемой фации преобразуются в следующие породы.

Сланцы, гнейсы и мигматиты биотит-силлиманитовые, биотит-кианитовые и силлиманит-кианитовые обладают текстурой и структурой, свойственными породам данного типа. Кроме минералов, входящих в название породы, содержат такие характерные минералы, как кварц, калиевый полевой шпат (ортоклаз) и плагиоклаз

основного состава. В виде примеси могут присутствовать мусковит, антофиллит, андалузит, кордиерит, ставролит, альмандин (в породах более низкотемпературной субфации). При наличии кианита, ставролита и альмандина в рассматриваемых сланцах, гнейсах и мигматитах калишпат отсутствует, и калиевые минералы представлены слюдами — биотитом либо мусковитом.

В состав силлиманит-кианитовых гнейсов (докембрийский комплекс Дарджилинг, Индия) входят мусковит, силлиманит, кианит, плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, гранат ($f = 82$), биотит ($f = 59$), магнетит, апатит.

Роговик биотит-андалузитовый и биотит-кордиеритовый, в отличие от других роговиков, характеризуется преобладанием соответственно биотита и андалузита и биотита и кордиерита. Кроме упомянутых минералов, породы содержат основной плагиоклаз, мусковит, кварц и др. Возникают по бедным калием и богатым алюминием глиноземистым породам и при условии отсутствия привноса калия извне. Из богатых калием и бедных алюминием пелитовых осадков могут возникнуть биотит-мусковит-кордиерит-плагиоклазовые роговики или при еще большем содержании калия биотит-мусковит-калишпат-плагиоклазовые.

С глинисто-песчанисто-железисто-марганцовыми исходными породами связано возникновение гондитов и виридиновых кварцитов.

Гондит [по назв. индийского племени-гондов] представляет собой мелкозернистую горную породу, состоящую главным образом из граната (спессартина), кварца, апатита и рутила. В его состав могут входить также родохрозит, родонит, амфибол, магнетит, ортоклаз и окислы марганца.

Кварцит виридиновый [виридин — зеленый андалузит, содержащий Mn_2O_3 7,66% и Fe_2O_3 9,6%; синоним — манганандалузит] — марганецсодержащий кварцит, развит в докембрийском метаморфическом комплексе Алданского щита.

По известковистым исходным породам формируются соответствующие мраморы и скарны.

Мраморы форстерит-кальцитовые, диоксид-доломитовые, волластонит-кальцитовые представляют собой породы с типичной для них гранобластовой структурой, состоящие в основном из указанных в названии горной породы минералов.

Скарн известковистый [швед. «скарн» — пустая горная порода, отброс; понятие, введенное для обозначения жильных пород, сопровождавших руду] — порода, образованная метасоматическим путем. Состоит из высокотемпературных известково-магнезиально-железистых силикатов и алюмосиликатов, образующихся в гипабиссальных и мезоабиссальных условиях (глубина от 3—4 до 15—16 км). Могут возникать как в контактах карбонатных и алюмосиликатных горных пород, так и вне их

под воздействием высокотемпературных постмагматических щелочных растворов в температурном диапазоне от 1000 до 400° С. Типоморфный минеральный парагенезис данных скарнов: пироксен (ряда диопсид — геденберgit — иогансенит) + гранат (ряда гроссуляр — андрадит). Широко распространены также следующие минералы: скаполит, везувиан, волластонит, эпидот, плагиоклаз, калиевый полевой шпат и редкие скарновые минералы — монтичеллит, мервинит, спуррит, мелилит, куспидин, кюстерит и др., а также акцессорные минералы — сфен и апатит; из рудных минералов содержатся магнетит, гематит, гелвин и минералы более поздней стадии оруденения — шеелит, касситерит, сульфиды (Fe, Cu, Pb, Zn, Mo и др.).

В. А. Жариков на основании присутствия или отсутствия чувствительных к изменению глубинности богатых кальцием и магнием силикатов и алюмосиликатов выделяет фации глубинности; на основании различия в составе сосуществующих пироксена и граната, отражающего режим кислотности-основности и окислительно-восстановительные свойства скарнирующих растворов, он устанавливает фации кислотности; по парагенезисам, которые возникают в течение скарнового процесса в условиях давления 1 кбар, т. е. глубины порядка 3—4 км, выделяет температурные фации становления скарнов; в зависимости от активности или величин химического потенциала (μ) щелочей устанавливает фации щелочности и, наконец, по активности или величинам химического потенциала в растворах Fe, Mg и Mn, закономерно изменяющимся в течение скарнообразования в направлении развития все более железистых фаций, выделяет фации железистости.

Из кварц-полевошпатовых исходных пород образуются сланцы и гнейсы силлиманит-слюдянокварц-калишпатовые. Характерной особенностью этих гнейсов является значительное содержание введенных в название горной породы минералов, в порядке увеличения их количественной роли слева направо. Кроме этих минералов, горная порода может содержать и другие минералы в подчиненном количестве, а также акцессорные.

По щелочноземельным основным исходным породам возникает в условиях амфиболитовой фации ряд перечисленных ниже пород. Сланец и гнейс антофиллитовые содержат ромбический амфибол — антофиллит, крайний член изоморфного ряда антофиллит — жедрит. Текстура этих пород сланцеватая, структура фибробластовая. Кроме антофиллита, в состав породы входят биотит, флогопит, плагиоклаз и др. В метаморфите наряду с антофиллитом может присутствовать кордиерит (см. рис. 94).

Наиболее высокотемпературная (650—750° С) гидратация ультраосновных исходных горных пород приводит к развитию магнезиальных антофиллитовых пород.

Сланец и гнейс куммингтонитовые образуются по ультраосновным породам. Текстура сланцеватая, струк-

тура фибробластовая. Наряду с большим количеством куммингтонита (грюнерит — железистая разновидность куммингтонита), в состав указанных пород входят кварц, биотит, флогопит, плагиоклаз, оливин (железистый) и др.

Амфиболит гранатовый образуется в условиях данной фации и может встречаться в более высокотемпературных условиях, порядка 800° С. Минеральный состав — роговая обманка, гранат (гроссуляр-андрадитовый), основной плагиоклаз, кварц. При еще более высокой температуре он вытесняется дупироксеновыми основными кристаллическими сланцами (собственно гранулитами — см. ниже). В условиях высоких давлений в ассоциации с гранатовыми амфиболитами входят гранат-дупироксеновые кристаллические сланцы (эклогитовые гранулиты), развитые в глубоко эродированных докембрийских кристаллических массивах [А. А. Маракушев]. Большим распространением пользуются двуминеральные (плагиоклаз-амфиболовые амфиболиты).

Эклогит амфиболовый, наряду с характерными для всех эклогитов минералами, содержит в значительном количестве роговую обманку и цоизит. Полагают, что эти два минерала являются первичными. Данную разновидность эклогита относят к третьему типу, так как он образует слои и линзы в горных породах гранулитовых комплексов (гнейсы, мигматиты) и амфиболитов. Он, по-видимому, возник при не очень высокой температуре, но в условиях высокого давления. Содержание в гранате пироповой и алмадин-спессартиновой составляющих соответственно 44 ± 7 и 38 ± 7 мол. %.

Эклогит кианитовый, по А. А. Маракушеву [1973], является одной из разновидностей известковистых эклогитов. Классификационным критерием кианитсодержащих эклогитов может служить отношение $Ca : (Mg + Fe)$ в гранате и в равновесном с ним клинопироксене. Породы, в которых это отношение в гранате выше, чем в пироксене, называются гроспидитами, или гроссуляр-кианитовыми эклогитами. Породы с обратным соотношением, т. е. в которых $[Ca : (Mg + Fe)]_{Alm} < [Ca : (Mg + Fe)]_{Cpx}$, — относятся к собственно кианитовым эклогитам (см. рис. 93).

Гроссуляр-кианитовые эклогиты в высокотемпературных условиях формируются при очень высоком давлении. В метаморфических комплексах, обнаженных в современных эрозионных срезках, они отсутствуют; изредка они встречаются в виде ксенолитов (округлых желваков) в кимберлитах алмазоносных трубок. В гроссуляре этих горных пород содержание пироп-алмандинового компонента достигает 35%, в моноклинном пироксене содержится около 3% Na_2O . Кианит образует идиоморфные, иногда изогнутые кристаллы. По-видимому, гроспидиты, как и алмазоносные эклогиты и другие горные породы, относящиеся к данной фации, вынесены с очень больших глубин земли.

Жедрит гранатовый — метаморфическая порода, состоящая в основном из магниевого амфибола — жедрита и граната.

Роговик амфиболовый, образованный по основным магматическим породам, характеризуется гранобластовой структурой. Минеральный состав: роговая обманка и основной плагиоклаз, но могут присутствовать также антофиллит или диопсид, биотит и кварц.

Щелочные фельдшпатоидные среднекремнекислотные и кремнекислотные исходные породы преобразуются в сланцы и гнейсы щелочные, а также жадеититы [Маракушев А. А., 1973]. Эти горные породы составляют особый ряд метаморфических пород. Текстура их часто сланцеватая, очковая, структура кристаллобластовая, частично пойкилобластовая, нематобластовая. Породы связаны с исходными вулканогенными и осадочными образованиями, обогащенными в процессе метаморфизма натрием. Щелочные сланцы и гнейсы характеризуются наличием калиевого полевого шпата (ортоклаза, микроклина), плагиоклаза (альбита, олигоклаза), фельдшпатоида (нефелина); из темноцветных минералов часто присутствуют арфведсонит, рибекит, эгирин, иногда биотит, ортит, гранат.

Выделяются арфведсонитовые, рибекитовые и эгириновые (щелочные) сланцы и гнейсы. В природе все эти гнейсы обычно ассоциируются с другими гнейсами и слюдяными сланцами.

Встречаются щелочные сланцы и гнейсы, в которых полевого шпата представлен альбитом, микроклин сохранился лишь в виде отдельных остатков, темноцветные минералы представлены глаукофаном, актинолитом, частично кросситом, присутствуют лавсонит, хлорит (нефелин отсутствует). Породы обычно сланцеватые, с полосчатой текстурой. К ним относятся глаукофан-ортоклазовые гнейсы; некоторые глаукофановые гнейсы тесно связаны с жилами натриевых сиенитовых порфиров.

Широко распространенные полосчатые щелочные нефелиновые гнейсы, образующие пояс в протерозойской формации Гренвилл (Канадский щит), подчинены толщам глиноземистых альмандин-силлиманитовых гнейсов и залегают в ассоциации с амфиболитами повышенной щелочности, магниезальными и известковыми мраморами, магнетитовыми кварцитами и пироксеновыми гнейсами. В состав щелочных гнейсов входят нефелин, альбит или олигоклаз, микроклин, амфибол, гранат (андрадит-гроссуляр), биотит, клинопироксен, магнетит, сфен, апатит, циркон, флюорит и вторичные минералы — содалит и цеолиты, замещающие нефелин. В гнейсах хорошо выражены структуры замещения нефелином ранее образованных гнейсовых минералов — плагиоклаза, микроклина, амфибола. Сам нефелин в свою очередь подвергается поздней альбитизации. Эти взаимоотношения минералов приводят к представлению об относительно позднем региональном щелочном метасоматозе (резко аллохимическом метаморфизме), при-

ведшем к формированию нефелиновых гнейсов. Этот процесс относится к завершающим этапам гренвилльского орогенического периода, с которыми связывается внедрение лейкократовых щелочных сиенитов, прорывающих нефелиновые гнейсы и частично их изменяющих.

Гранат-кордиерит-гнейсовая (пироксен-амфиболитовая) фациальная серия

Температура становления метаморфитов этой фациальной серии изменяется в широких пределах. На небольших глубинах в зоне образования роговиков (гиперстен-кордиеритовых и др.), а также мраморов (периклаз-кальцитовых и др.) температура может варьировать от 700 до почти 900° С. С повышением давления (глубинности) температурный диапазон все более сужается и определяется приблизительно пределами 740—780° С. В этих условиях возникают эклогиты, гранат-силлиманит-гиперстеновые гнейсы и др.

В условиях данной фации сформировались следующие породы (см. графу 10 табл. 17).

Из глиноземистых (пелитовых) исходных пород возникли сланцы и гнейсы гранат-кордиеритовые, гранат-силлиманит (кианит) - гиперстеновые, кордиерит-андалузитовые, ортоклаз-кордиерит-гранатовые.

Кристаллические сланцы в рассматриваемой и следующей температурных фациальных сериях метаморфитов не очень распространены, обычны различные гнейсы, которые обнаруживают все особенности понятия «гнейс», но отличаются от других менее высокотемпературных их представителей преобладающим содержанием минералов, введенных в их наименование, составляющих с другими минералами парагенезисы, характерные для данной температурной фациальной серии. Гранат-кордиеритовый парагенезис имеет высокую термодинамическую устойчивость благодаря широким вариациям входящих в горные породы минералов. В метаморфических комплексах широко распространены два парагенезиса: гранат + кордиерит + гиперстен + кварц и гранат + кордиерит + силлиманит + кварц.

По этим же исходным породам образовались роговики кордиерит-гранатовые, характеризующиеся значительным содержанием кордиерита и граната.

Глинисто-песчанисто-железисто-марганцовые исходные породы преобразуются в эулизит (эвлизит).

По известковистым исходным породам образуются мраморы волластонит-плагиоклаз-кальцитовые, кварц-гроссуляр-кальцитовые, периклаз-кальцитовые и скарны магнезиальные. Характерной особенностью данных мраморов и

скарна, в отличие от других, свойственных предыдущей фациальной серии, является содержание в них более высокотемпературных минералов.

Магнезиальные скарны образуются в доломитах в контакте с гранитоидными интрузивами в условиях высокотемпературного прогрева на любой глубине, т. е. относятся к контактово-метасоматическим образованиям. Они существенно отличаются от классических скарнов, называемых известковыми, или просто скарнами. Минеральный состав магнезиальных скарнов: форстерит, диопсид, салит, энстатит, роговая обманка, шпинель, флогопит, монтичеллит, гумит, периклаз, магнетит, брусит, серпентин, иногда котоит, людвицит, флюоборит и другие бораты магния. Характеризуются метасоматической зональностью. Мощность аподоломитовой части колонки значительно превышает мощность апоалюмосиликатной части. С магнезиальными и сопровождающими их известковыми скарнами, связаны месторождения Fe, Cu, Pb — Zn, Sn, Au, W, Co, а также флогопитов и боратов.

Из кварц-полевошпатовых исходных пород формируются кварцит и гнейс силлиманит (кианит) - спес-сартин-диопсидовые — породы, обладающие всеми особенностями типичных «кварцитов» и «гнейсов», но содержащие в своем составе минералы, указанные в названии породы.

По щелочноземельным основным исходным породам образуются такие породы, как сланцы и гнейсы оливин-диопсид-гиперстеновые, гранат-гиперстеновые, гранат-диопсид-гиперстеновые, а также амфиболиты пироксеновые, эклогиты плагиоклазовые, зулизит (эвлизит), роговик пироксеновый и алемандиновый.

Амфиболит пироксеновый, содержащий незначительное количество пироксена, по-видимому, возник в результате амфиболитизации пироксенита, которая не завершилась или, наоборот, благодаря повышению температуры (прогрессивный региональный метаморфизм), в результате неполной пироксенитизации бесполевошпатового амфиболита.

Эклогит плагиоклазовый (плагиоклаз-кианитовый), образующий включения в кимберлитах, по А. А. Маракушеву, состоит из плагиоклаза (An_{45-48}), частично замещенного скаполитом, граната, моноклинного пироксена, кианита ($Ng 1,728$, $Np 1,714$), апатита и рудных минералов. То обстоятельство, что в кианитовых эклогитах нередко появляется плагиоклаз, постепенно вытесняющий кианит, связано с образованием этих пород в условиях относительно повышенных температур. Плагиоклаз в той или иной мере ограничивает устойчивость известкового граната. Характерна повышенная железистость граната плагиоклазовых эклогитов, близкая к железистости граната кианитовых эклогитов и сланцев.

Эулизит (эвлизит) — высокоглиноземистая, обычно бесполевошпатовая гранат-пироксен-фаялитовая горная порода,

сложенная марганцево-железистым гранатом, фаялитом, железистым клинопироксеном, а также грюнеритом или ферроантофиллитом; порой в эулизит входят калиевый полевой шпат (чаще ортоклаз), кварц и магнетит.

Роговик пироксеновый и алмандиновый — высокотемпературные роговики, содержащие в своем составе в первом случае преимущественно пироксен, во втором — алмадин.

Гранат-кордиерит-гиперстен-гнейсовая (гранулитовая) фациальная серия

Температура становления горных пород данной фациальной серии колеблется в пределах 800—900° С.

Некоторые петрологи считают, что температура образования горных пород данной фациальной серии несколько меньше, но все исследователи единодушны в том, что эта фация наиболее высокотемпературная. Высоким является также общее давление (P_S) в пределах 7000—10 000 бар и небольшое P_{H_2O} (не более 1000—2000 бар). Опыты показывают, что при полном исчезновении роговой обманки P_{H_2O} не должно превышать 1000 бар при температуре 750° С, что можно выразить $P_{H_2O} \ll P_S$.

Гранулиты являются, как правило, весьма древними докембрийскими образованиями, более молодые гранулиты описаны на Северном Кавказе, где, по данным аргонного метода, возраст метаморфитов, вмещающих эти породы, палеозойский.

Ранее гранулиты считались магматическими образованиями, в настоящее же время они относятся к метаморфическим породам, содержащим, согласно П. Эскола, гранат, в котором пироп составляет 55%, а гроссуляра 20%. По данным Г. М. Друговой, содержание пироба в гранатах может быть и большим. Гранаты гранулитовой фации Большого Кавказа, по Д. М. Шенгелиа, относятся к пироп-алмадинам с незначительной примесью андрадитового компонента; гроссулярового компонента они не содержат совсем.

В рассматриваемой фациальной серии сосуществуют минерал состава Al_2SiO_5 и гранат. Кроме того, для этих пород типичен ромбический пироксен. Ромбические амфиболы — жедрит и антофиллит, а также куммингтонит — здесь не встречаются.

Характерными минералами считаются также щелочной полевой шпат, обычно пертитовый, плагиоклаз, иногда антипертитовый, силлиманит или кианит, алмадин-пироп, гиперстен, диопсид-геденбергит, роговая обманка, биотит, кордиерит, рутил. Могут присутствовать также кварц, кальцит, оливин, ильменит, волластонит, энстатит шпинель, сапфирин. Текстура горных пород полосчатая, ориентировка зерен кварца удлинено-линзовидная. В гранулитах Большого Кавказа содержатся силлиманит, алмадин-пироп, биотит, плагиоклаз, калишпат, кварц, ильменит,

шпинель, ромбический пироксен и рутил; наиболее характерными минералами являются силлиманит, альмандин-пироп, биотит, кварц и полевые шпаты.

Гранат представляет собой критический минерал данной фации. Н. Г. Судовиков [1964] считает, что гранаты по составу не всегда отвечают гранатам гранулитовой фации; они могут быть полностью или частично преобразованными реликтами более низкотемпературных фаций, и в случае их зональности только внешние зоны должны отвечать гранатам рассматриваемой фации.

Распространенным минералом этой фации является высокоглиноземистый гиперстен. По П. Эскола, гиперстен чарнокитов гранулитовой фации Лапландии содержит глинозема 8,26%, Индии — 10,55%. Моноклинный пироксен диопсид-геденбергитового ряда присутствует иногда в исходных основных горных породах Алдана наряду с гиперстеном. Нередко наблюдается роговая бурая обманка с относительно высоким содержанием титана и незначительным воды.

Плаггиоклаз варьирует от олигоклаза до анортита; последний входит в основные горные породы гранулитовой фации Кольского полуострова. Ортоклаз, постепенно переходящий в микроклин с тонкой двойниковой решеткой, установлен в Лапландии; его возникновение связано с калиметасоматозом. Кордиерит, включающий тонкие волокна силлиманита, отмечен в гранулитовой фации Алдана.

Наличие биотита и роговой обманки позволяет думать, что формирование данных горных пород происходило с участием растворов, обуславливающих метасоматические процессы. Поэтому возникают сомнения в «сухости» гранулитовой фации, которые усугубляются при изучении района Алдана, где на границе амфиболитовой и гранулитовой фаций, имеющих очень сложный контур, наблюдается их перемежаемость. Без допущения участия растворов невозможно объяснить образование биотит-гиперстеновых и амфибол-гиперстеновых гнейсов Алданского щита со структурами замещения гиперстена или граната биотитом. Участие восходящих растворов в формировании данной фации нельзя считать отклонением от обычного закономерного процесса, вызванного «неполным высушиванием» метаморфизируемых горных пород, как это отмечается Н. Г. Судовиковым [1964].

Характерным минералом является рутил, обычно сагенит, присутствующий в горных породах данной фации вместо сфена. Он встречается в виде отдельных кристаллов с коленчатыми двойниками или агрегатов зерен. Сагенит образует решетку в кварце или гранате.

Содержание магнетита, ильменита, апатита, монацита, циркона, скаполита отмечено в гранулитах Восточной Сибири и Финляндской Лапландии, графита и сапфирина — в чарнокитах Анабарского щита и на Земле Мак-Робертсона в Антарктиде

в энстатит-сапфирин-кордиеритовых и энстатит-шпинель-сапфириновых породах.

В рассматриваемой фации выделяются две субфации [Fyfe W., Turner F., Verhoogen J., 1959] — пироксен-гранулитовая и роговообманково-гранулитовая. Первая из них известна в докембрии Саксонии, Лапландии, Индии, Шри Ланка, в Восточной Африке, Антарктиде, Гренландии, центральной Австралии, на Алданском и Анабарском щитах. С метаморфитами данной субфации связаны два типа пород — чарнокиты и андезин-лабрадоровые плагиоклазиты (анортозиты).

В связи с тем что для гранулитовой фации характерны высокотемпературные безводные минеральные ассоциации, высказывается сомнение в правильности отнесения к ней горных пород, содержащих роговую обманку и биотит. Богатая титаном и железом роговая обманка, видимо, является устойчивой в рассматриваемой фации. На Шри Ланка отмечается чередование гранулитов, чарнокитов и гнейсовидных роговообманково-биотитовых гранитов. Это указывает на то, что в данной фации метаморфизма породообразование зависит не только от глубины залегания исходных горных пород, но и от температуры восходящих растворов и состава метаморфизируемой толщи.

В докембрии Центрального Казахстана в Кокчетавском антиклинории в нижней свите нижней серии развиты гранулиты, выше постепенно переходящие в свиту эклогитов, гранатовых и цоизитовых амфиболитов и др. Установлено, что эти амфиболиты и гранулиты образовались за счет эклогитов. Минеральные ассоциации казахстанских гранулитов следующие: силлиманит — гранат — кордиерит — биотит — кварц — плагиоклаз; гранат — кордиерит — биотит — кварц — плагиоклаз. Минеральные ассоциации большекавказских гранулитов: гранат — силлиманит — биотит, силлиманит — биотит — анортит, биотит — анортит — шпинель (для основных пород), силлиманит — гранат — биотит, калишпат — биотит — гранат (для кислых пород); ассоциации кварц — ильменит — рутил — для первой и кварц — плагиоклаз для второй минеральной ассоциации являются дополнительными.

Согласно де Ваарду [Winkler H., 1967], при более или менее постоянных температурах выделяются следующие две субфации: субфация гранулитов, содержащих ромбический пироксен и плагиоклаз (гранулитовая фация П. Эскола), и субфация гранулитов, содержащих, кроме ромбического пироксена и плагиоклаза, роговую обманку (биотит). Вторая субфация может образоваться при некотором количестве воды (низкое P_{H_2O}). Если P_{H_2O} еще меньше, то роговая обманка и биотит теряют устойчивость, и образуется лишенная последних минералов первая субфация.

Естественно, что первая субфация может образоваться в результате завершеного прогрессивного метаморфизма по прохождении стадии второй субфации, которая может в определенных

условиях сохраниться в виде реликта. Либо, наоборот, вторая субфация может представлять собой продукт регрессивного метаморфизма (наложения восходящих водных растворов) первой субфации. При незавершенном данном процессе гранулиты первой субфации могут сохраниться в виде реликтов и встречаться вместе с горными породами второй субфации.

В зависимости от характера исходных пород в условиях гранулитовой фации произошло формирование следующих метаморфитов (см. графу 11 в табл. 17).

Из глиноземистых (пелитовых) исходных пород сформировались сланцы и гнейсы гранат-кордиерит-гиперстеновые, гиперстен-силлиманитовые (кианитовые) и гиперстен-кордиеритовые. Они состоят преимущественно из минералов, указанных в названии горных пород, и характеризуются соответствующими минеральными парагенезисами.

Согласно А. А. Маракушеву [1973], предельно низкая железистость граната гиперстен-кордиеритовых гнейсов ($f \approx 50$) достигается только в условиях метаморфизма в очень глубинных зонах, в которых литостатическое давление около 10 кбар. При более высоком давлении гранат-кордиеритовый парагенезис вытесняется ассоциацией гиперстена с силлиманитом или кианитом. Гиперстен-силлиманитовые гнейсы обнажаются только в особо глубоко эродированных зонах некоторых древних щитов (Алданский, Анабарский). С понижением температуры гиперстен-силлиманитовый парагенезис вытесняется при наличии калиевого полевого шпата гранит-биотитовой ассоциацией, а в породах, бедных калием, — парагенезисами с жедритом.

Роговик гиперстен-кордиеритовый и калишпат-кордиеритовый состоит из минералов, указанных в названии данной породы. Для роговиков рассматриваемой фациальной серии типичен также гранат железистый алмандиновый, в фации более низкого давления гранат устойчив только при отсутствии кварца [Маракушев А. А., 1973₁].

На основе щелочноземельных основных исходных пород сформировались сланцы и гнейсы гранат-двопироксеновые (гранулиты), представляющие собой метаморфические породы, обычно сланцеватой (гнейсовидной) текстуры. Для гранулитов характерны ленточные или линзовидные агрегаты зерен (рис. 95).

Минералы гранулитов и других горных пород гранулитовой фации: щелочной полевой шпат, обычно пертитовый, плагиоклаз, иногда антипертитовый, гранат с высоким содержанием пиропового и гроссулярового компонентов, причем содержание гроссулярового компонента наиболее высоко в гранатах, находящихся в парагенезисе с моноклинным пироксеном. Молекулярное отношение $MgO : FeO$ достигает 1. Кроме того, в рассматриваемых горных породах могут присутствовать кордиерит, ромбический

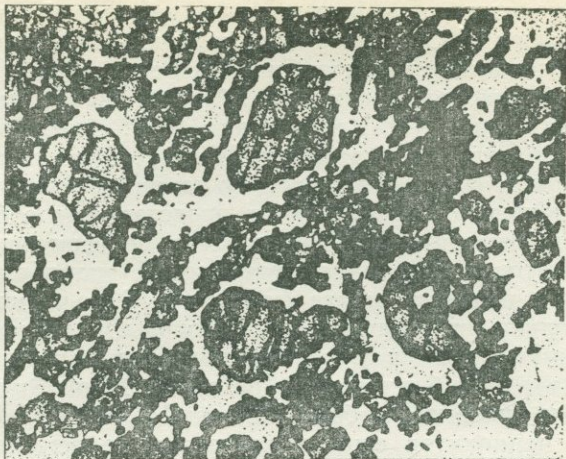


Рис. 95. Гранулит гранат-пироксен-плаггиоклазовый

Саксония, Хартманнсдорф, близ Хемница. Структура порфириблостовая; структура основной ткани гранобластовая, гломеробластовая. Порода состоит из мелких (до 1 мм) порфириблостов граната и основной ткани, сложенной пироксеном и плаггиоклазом. Порфириблосты граната не имеют кристаллографической огранки и со всех сторон окружены светлыми двориками зернистого плаггиоклаза. Эти дворики не отграничены от основной ткани, имеющей гранобластовую структуру. Образование плаггиоклазовых двориков вокруг граната, вероятно, связано с тем, что гранат при своем росте вобрал в себя на некотором протяжении все железо и магний, так что пироксен не мог образоваться и создавались скопления плаггиоклаза. Без анализ., увел. 25×. По Ю. М. Шейнману, 1954 г.

пироксен, обычно гиперстен, содержащий Al_2O_3 до 10%, моноклинный пироксен, большей частью светло-зеленый диопсид-геденбергит, в состав которого входят натрий, окисное железо и алюминий, роговая обманка оливково-зеленая до бурой, биотит, обычно богатый магнием, и, наконец, кианит или силлиманит.

С этими же исходными породами связано образование ч а р н о к и т а [по фамилии Дж. Чарнока, основателя Калькутты, на могиле которого лежит чарнокитовая плита] — породы, представляющей собой гиперстеновый и диопсид-гиперстеновый, весьма специфический щелочной гранит.

По Г. Винклеру [1960], чарнокиты — это горные породы точно такого же минерального состава, как и некоторые светлые гранулиты, но совершенно иной текстуры. Раньше этот термин использовали для обозначения весьма различных горных пород с ромбическим пироксеном. В 1959 г. А. П. Субраманиам предложил называть чарнокитами лишь «кислые» горные породы — гиперстен-кварц-полевошпатовые граниты с гранатом или без него. Типичные для светлых гранулитов пластинчатые выделения кварца в чарнокитах не встречаются, но, как и в гранулитах,

гранат чарнокитов часто существенно пироповый, а гиперстен сильно обогащен Al_2O_3 . Кроме того, типичный титановый минерал в кремнекислотных чарнокитах представлен рутилом. Чарнокиты Индии, выходящие на поверхность вблизи Мадраса, имеют следующий состав: кварц 40%, микроклин 48%, олигоклаз 6%, гиперстен 3%, биотит 1%, магнетит 2%; микроклин часто пертитовый. Пертитовые сростания настолько тонки, что получили название «волосовидного пертита». Они представляют собой тонкие, как волос, прожилки альбита в калиевом полевом шпате. Структура чарнокитов аллотриоморфнозернистая, гранобластовая.

Калиевого полевого шпата (микроклина) в чарнокитах значительно больше, чем плагиоклаза. Породы, в которых плагиоклаз андезинового ряда (An_{35}) преобладает над микроклином, называют э н д е р б и т а м и [по назв. Земли Эндерби в Антарктиде, где впервые они были описаны].

Генезис чарнокитов еще окончательно не выяснен; широко распространены как метаморфическая (метасоматическая), так и магматическая теории их происхождения. Магматическими гиперстеновыми гранитами сложены крупные интрузивные тела в центральной Австралии и Индии. Однако более распространены, по-видимому, метаморфические чарнокиты, образовавшиеся за счет первичных осадков или магматических пород. В этой связи особенно важным представляется высказывание А. Ф. Вильсона в 1958 г., согласно которому многие горные породы, прежде чем стать чарнокитами, претерпели неоднократный метаморфизм. В то же время последний наиболее высокотемпературный метаморфизм не сопровождался развальцеванием, в результате которого могли бы возникнуть характерная пластинчатая структура кварца и вытянутая форма полевых шпатов, типичная для обогащенных кварцем светлых гранулитов.

Независимо от того, как образовались чарнокиты, в результате магматических или метаморфических процессов, температура их формирования (как и гранулитов) была весьма высокая, количество свободной H_2O в виде газовой фазы было очень малым, а давление (P_S) большим или весьма большим.

Чарнокиты встречаются лишь в некоторых районах развития докембрийских метаморфитов. Известные их выходы имеются в Индии, на Шри-Ланка, в Африке (Заир, Уганда и др.), в СССР (Карелия, Украина, Сибирь и др.). По минеральным ассоциациям чарнокиты близки вмещающим метаморфитам и образованы в условиях высоких температур и давлений.

Из этой же группы исходных пород возникли роговики двупироксен-плагиоклазовые и гиперстен-кордиеритовые, являющиеся очень характерными породами гранулитовой фациальной серии. Образованы они в условиях относительного низкого общего давления (P_S).

Динамометаморфиты

Термином «динамометаморфиты» (см. графу 12 табл. 17) объединяются горные породы, претерпевшие раздробление под влиянием главным образом одностороннего давления без перекристаллизации (тектонокластовые породы, или тектонокласты), так и сопровождающегося перекристаллизацией. В первом случае формируются такие породы, как какирит, тектоническая брекчия, катаклазит, милонит, филлонит, во втором случае возникают метаморфиты, в которых на динамометаморфизм накладывается бластез например, бластомилониты.

К а к и р и т [по оз. Какир в Финляндии] — тектонически сильно раздробленная брекчированная горная порода, в которой отдельные обломки на глаз почти не смещены относительно беспорядочно (хаотически) расположенных многочисленных мелких трещин.

Какирит характеризует начальную, низшую, стадию тектонического брекчирования горной породы. Он образуется в том случае, когда давление дислокационного процесса несколько превышает прочность исходной горной породы, в результате чего последняя растрескивается и в какой-то мере раздробляется, обычно без видимого нарушения ее строения. Процесс этот называется какиритизацией.

Б р е к ч и я т е к т о н и ч е с к а я возникает под воздействием тектонических процессов (одностороннего давления). Наблюдается вдоль плоскостей разрыва — надвигов, сдвигов, сбросов, взбросов, вследствие трения (брекчия трения) перемещающегося аллохтонного блока по автохтонному блоку. Размер обломков брекчии меняется от незначительного до глыб в десятки и сотни метров в поперечнике (альпийские надвиги). Пространство между обломками занимает относительно более мелко раздробленный материал, служащий связующей массой, в которой можно наблюдать и поздние гидротермальные образования. Мощность тектонически брекчированной зоны (слоя) зависит от состава исходных горных пород и масштаба (амплитуды) смещения блоков. В некоторых случаях обломки грубо ориентированы.

Тектоническая брекчия может возникнуть и в результате полойного (дифференциального) перемещения определенной пачки слоев (свит).

После какирита тектоническая брекчия представляет собой продукт следующей степени тектонического дробления исходных горных пород, развивающегося в приповерхностной зоне земной коры.

К а т а к л а з и т [греч. «катаклазо» — разрушаю] — катакластическая горная порода, образованная в результате дислокационного метаморфизма (динамометаморфизма, катаклаза), не сопровождающегося явлениями перекристаллизации и минералообразования. Характеризуется присутствием сильно деформиро-

ванных, изогнутых и раздробленных минералов исходной горной породы, нередко сцементированных мелкозернистой (мелкораздробленной) полиминеральной массой. От какирита отличается значительно бóльшей прочностью и отсутствием тонкой беспорядочной трещиноватости, а от милонита (см. ниже) — меньшей степенью раздробления минералов и отсутствием линзовидно-полосчатой, сланцеватой текстуры.

Таким образом, процесс возникновения катаклазита приводит к нарушению внутреннего строения и частичному раздроблению горной породы, в результате которых происходит деформация кристаллической решетки минералов с появлением волнистого погасания и двойников скольжения, причем деформация у минералов с различными механическими свойствами проявляется неодинаково. При катаклазе разрушение горной породы не сопровождается значительными дифференциальными перемещениями минеральных зерен, поэтому катаклазит может сохранить текстуру исходной горной породы, но резко нарушает ее структуру. При катаклазе минеральный и химический состав исходной горной породы, как правило, не меняется или меняется весьма незначительно.

М и л о н и т [Греч. «милёс» — мельница] — раздробленная, тонкоперетертая, компактная, кремнеподобная, нередко отчетливо сланцеватая горная порода, образованная, как и катаклазит, в разрывных (дизъюнктивных) зонах тектонических движений, особенно вдоль плоскостей сбросов, взбросов и надвигов. Аллохтонный блок, медленно передвигаясь по автохтонному, дробит и перетирает горные породы, сдавливающие усилия делают ее плотной, компактной, одновременно происходят дифференциальные движения перетертых, частично перекристаллизованных частиц горной породы, обуславливающие возникновение полосчатых и сланцеватых (флюидальных) текстур. При крайней степени развальцевания может возникнуть ультрамилонит. Милонит отличается от катаклазита большей степенью дробления и развития сланцеватой текстуры. Он является конечным (наиболее интенсивно раздробленным и перетертым) продуктом динамометаморфизма.

Ф и л л о н и т по внешнему виду похож на филлит, но в отличие от него более тонкозернистый, что обусловлено наложенным катаклазом — милонитизацией. Филлонит характеризуется линзовидно-узловой сланцеватостью, вызванной милонитизацией тонкослоистых и тонкорассланцованных исходных горных пород, разбивающей их на мелкие линзовидные участки. Примером могут служить кварц-мусковит-графитовые филлониты с переотложенными по краям линзочками графита, сланцеватость в которых фиксируется пластинчатым мусковитом; в гранатсодержащих филлонитах скопления минералов, в том числе пластинок слюды, располагаются вдоль сланцеватости, порой же поперек последней.

Б л а с т о м и л о н и т — милонит, в котором наблюдается наложение перекристаллизации (бластеза). В данном случае исходная горная порода подверглась сначала глубокой тектоно-кластической обработке, а затем перекристаллизации под воздействием местного повышения температуры, которое может быть вызвано подъемом геоизотерм, внедрением магмы и др. Такой тип метаморфизма обозначается термином «динамотермальный метаморфизм». При образовании бластомилонита милонит претерпевает собирательную перекристаллизацию, при которой слюда, распыленная в милоните, концентрируется в более крупные листочки, образуя участки с лепидобластовой структурой, соссюрит перекристаллизовывается в агрегат зерен эпидота и цоизита, серицит — в мусковит, хлорит — в актинолит, а кварц и другие минералы составляют основную ткань гранобластовой структуры. Мелкие кварцевые зерна иногда собирательно перекристаллизовываются в более крупные зерна — порфиробласты, наряду с которыми могут присутствовать уцелевшие при милонитизации крупные зерна преимущественно полевых шпатов, называемые порфирокластами.

ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЗЕМЛИ

Глава II

О ПОНЯТИИ «ЭНДОГЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ»

Понятие эндогенная геологическая формация, или коротко эндогенная формация, было предложено по аналогии с понятием экзогенная (осадочная, седиментогенная) геологическая формация [Заридзе Г. М., 1962, 1966₁, 1970]. При этом принято во внимание, что в рудной геологии существуют понятия эндогенное и экзогенное (осадочное, седиментогенное) месторождения. Эти месторождения связаны соответственно с эндогенными и экзогенными формациями горных пород. Унификация этих понятий безусловно необходима.

Эндогенной формацией (формационным типом) следует называть составляющую геологическое тело парагенетическую ассоциацию горных пород (эффузивных, интрузивных, метаморфических, метасоматических, либо смешанного генезиса), образованных в результате эндогенных процессов и достаточно закономерно повторяющихся в однотипных геоструктурных зонах на различных этапах развития Земли.

Приведенное определение не исключает более узкие понятия формации: магматическая, вулканическая, интрузивная, метаморфическая, метасоматическая и др. Кроме того, оно может быть применено при сложном генезисе ассоциирующих горных пород. Например, на Большом Кавказе развита нижнеюрская вулканогенно-глинисто-аспидносланцевая формация, образованная в геосинклинальных условиях. Она представлена главным образом интенсивно рассланцованными слабо перекристаллизованными глинистыми осадками (глинистосланцевая фация метаморфизма) и в подчиненном количестве палеотипными вулканическими образованиями (силлы, дайки) и туфами, местами образующими спилит-диабаз-порфириновые участки (подформацию). Разделение данной единой формации на две самостоятельные — метаморфическую и вулканогенную — нецелесообразно, тем более что вулканические породы подвергнуты зеленокаменному преобразованию. Широко распространенная спилит-кератофировая формация не может считаться истинно магматической, так как спилиты и ассо-

цирующие с ними другие палеотипные магматиты являются метаморфизованными породами.

В случае, когда не удастся однозначно решить происхождение ассоциирующих горных пород, формацию следует назвать эндогенной. Например, одни исследователи считают, что конкретные гранитоиды либо другие горные породы возникли метасоматическим путем, другие — в результате кристаллизации магмы, третьи — и тем и другим способами, т. е. что они сначала образовались магматическим путем, затем на них наложились последовательно развивающиеся процессы натриевого и калиевого метасоматоза с образованием микроклиновых гранитов, иногда содержащих уцелевшие от преобразования отдельные минералы более ранних плагиогранитов, а порой целые участки последних в едином теле гранитоидов. Подобных образований много на Большом Кавказе. Их следует отнести к формациям сложного генезиса (полигенетическим). В данном случае сходятся понятия эндогенная формация и горная порода.

Преимущество рассмотрения эндогенных формаций в целом, а не отдельно магматических или метаморфических, либо еще более дробных, например вулканических и других формаций, заключается в том, что все процессы эндогенного породообразования (и рудообразования) взаимосвязаны, взаимообусловлены и сменяют друг друга во времени и пространстве.

Такое выделение геологических формаций (генетическо-тектонический подход) впервые было сделано в 1962 г., однако отдельные формации охватывали весь геологический цикл [Заридзе Г. М., 1964]. Позднее эндогенные формации были выделены в пределах определенных стадий развития геологического цикла. В данном разделе рассмотрена усовершенствованная классификация эндогенных формаций орогенных областей.

Эндогенные процессы, происходившие на заре истории нашей планеты, существенно отличались от совершавшихся позднее. В какой-то мере сходные эндогенные процессы устанавливаются начиная с расчленения земной поверхности на океаны и сушу, на геосинклинали и континенты (платформы).

Глава 12

ФОРМАЦИИ ГЛАВНЫХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Эндогенные (вулканические, плутонические, метаморфические, метасоматические, полигенетические) геологические формации Земли мы подразделяем на три группы, отвечающие трем главным этапам развития нашей планеты: протогеологическо-догеосинклинальному, протоплатформенно-протогеосинклинальному и геосинклинально-платформенному.

ФОРМАЦИИ ПРОТОГЕОЛОГИЧЕСКО-ДОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА

В протогеологическо-догеосинклинальный этап мы объединяем катархей и нуклеарную стадию Е. В. Павловского [1970, 1975, Павловский Е. В., Колотухина С. Е., 1978]. Этот этап по возрасту в среднем соответствует 4,5—4,0 млрд. лет; другие значения возраста следующие: 3,5 (Украина), 3,3 (Албанский щит), 3,3—3,1 (Канадский щит) млрд. лет.

Представление об исходном составе земной коры на рассматриваемом этапе можно составить по наименее преобразованным немногочисленным остаткам горных пород, сохранившимся в пределах древних щитов. Следует полагать, что на ранней стадии развития Земли (катархей) на ее поверхности происходили грандиозные излияния лав. В 1922 г. А. П. Павлов назвал этот этап развития Лунной стадией и считал состав вулканитов кремнекислотным. Однако в настоящее время не вызывает сомнения, что на Лунной стадии развития Земли изливались базальты и формировались анортозиты. Планетарный вулканизм Луны происходил 4,5—4,6 млрд. лет назад. По составу продукты его деятельности близки к земным толеитовым базальтам, т. е. базальтам океанов и траппам древних платформ [Богатиков О. А., Дмитриев Ю. И., 1976]. Отличие лунных вулканитов от земных обусловлено их возникновением в условиях дефицита щелочей и кислорода.

Остатки пород Лунной стадии (катархей) по составу сходны с океанитами и лунными базальтами, отмечены на Алданском щите. Здесь в нижней части мощной толщи, названной сутамской серией (возраст 4,5—4,58 млрд. лет), описаны гиперстен-плагиоклазовые, двупироксен-плагиоклазовые, гранат-гиперстен-плагиоклазовые и эклогитоподобные (оливин-пироксеновые, пироксен-гранатовые) метаморфиты, а также габбро-нориты и габбро-анортозиты [Маракушев А. А., 1973₁]. Подчиненную роль играют высокоглиноземистые горные породы.

Тектоническая обстановка сутамского катархея, по Е. В. Павловскому [1975], своеобразна. Здесь господствуют различные неориентированные округлые отрицательные чашеобразные вулкано-тектонические структуры, разграниченные узкими антиформными структурами. Сходство пород рассматриваемой серии и ее аналогов (несмуринская толща, иманграканская и карурьякская свиты) с породами Луны проявляется также в развитии на юге Алданского щита крупнейших в мире анортозитов — каларских и джугджурских. Одновременными образованиями являются габбро-норит-лабрадориты Мончетундры на Кольском полуострове (возраст 4,0—4,5 млрд. лет), ортоамфиболиты Гвианы (Фр.) (возраст 4,13 млрд. лет) и одноименные породы Южной Родезии, подстилающие серию Сабаквий.

О. А. Богатиков [1976] в пределах территории Советского Союза выделяет семь провинций распространения автономных

анортозитов. Из них наиболее древними являются Кольская, представленная габбро-анортозитовой ассоциацией, Волго-Уральская (габбро-норит-анортозитовая ассоциация), Анабарская, Алданская и Охотская. Их возраст более 2,0 млрд. лет.

В течение безгеосинклинальной и бесплатформенной нуклеарной стадий развития происходили мощные излияния базальтов; одновременно отмечались фумарольные продукты, а также хемогенный и обломочный (граувакки) материалы. Все это накапливалось в неориентированных в пространстве (отсутствие горизонтальных напряжений) бассейнах, расположенных на тонкой и еще далеко не стабильной коре. Нелинейное (стадное) групповое расположение гранитных куполов, сформированных в конце нуклеарной стадии, объясняется теми же причинами. Примером упомянутых бассейнов может служить провинция Верхнего озера в Канаде.

К древним нуклеарным гранитоидам относятся олигоклазовые гранитоиды Кольского полуострова (возраст 3,5—3,3 млрд. лет), добулаванские граниты Южной Родезии, тоналиты Кап-Велли в Южной Африке, гранитоиды (тоналиты, гранодиориты, кварцевые монцитоны) Канадского щита (возраст 3,1—3,3 млрд. лет) и протограниты Гвианы. Все они образовались гораздо позже соответствующих вулканогенно-осадочных толщ и положили начало формированию гранито-метаморфитового слоя Земли [Павловский Е. В., 1975]. Приведенная последовательность между базитовым вулканизмом и гранитоидным плутолизмом наблюдается и в фанерозое в пределах определенного тектоно-магматического цикла. Закономерное для нуклеарной стадии развития — растянутое во времени чередование различных типов гранитоидов (от плагиогранитов до калиевых гранитов) сохраняется в фанерозое, но в пределах определенного геосинклинального цикла.

Хотелось бы высказать свои соображения по поводу причины первоначального образования гранито-метаморфитового слоя. Представляется, что в этом процессе существенную роль играла постепенная метасоматическая гранитизация базитового субстрата в результате интенсивного воздействия восходящих постмагматических растворов.

Тот факт, что горные породы, которые можно именовать гранитоидами, появились позднее эффузивно-терригенных толщ, не может служить неопровержимым доводом образования гранитоидов только за счет переплавления осадочных пород, в то время еще слабо отсортированных. Кроме того, следует считаться с фактом преимущественного развития гранитизации (метасоматической) в областях распространения основных магматических пород (базитового субстрата), что наблюдается и в фанерозойских гранитоидах, связанных с эвгеосинклиналями, залеженными на первичном базальтовом субстрате (океанической коре).

Видимо, земная мантия, по сравнению с лунной, была несравненно более активной. Она щедро снабжала верхние оболочки

Земли химически активными веществами различного состава, производящими метаморфизм и метасоматоз. Дегазация мантии обусловила постепенное становление атмосферы и гидросферы. На Луне подобные процессы были слабыми, что подтверждается отсутствием метаморфических и кремнекислотных пород типа гранитоидов. Поэтому вряд ли можно считать доказанным, что на Луне газо-гидротермы выделялись в объемах, достаточных для образования атмосферы и гидросферы.

Для протогеологическо-догеосинклинального этапа развития Земли типичны следующие эндогенные формации: метавулканогенно(метазеленокаменно)-метатерригенная (серии Мален и Исуа — Гренландия; Украинский щит; Себакви — Южная Африка; серия Киватин — Канадский щит), гранито-гнейсовая (гранито-гнейсы, секущие серию Исуа; Амитсок — район Готхоб; восточное побережье Лабрадора в фиорде Сеглик — Канадский щит; Нук — Гренландия; Сутамская серия — Алданский щит), базит-ультрабазит-анортозитовая (юго-западная часть Балтийского щита; восточная часть Канадского щита; южная часть Алданского щита — Каларский и Джугджурский массивы; стратиморфные тела между гнейсами Амитсок и серией Мален — Гренландия), гранитоидная.

ФОРМАЦИИ

ПРОТОПЛАТФОРМЕННО-ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА

В раннем докембрии после нуклеарной стадии становления гранито-метаморфитового слоя Земли на многих территориях произошла частичная стабилизация земной коры, приведшая к обособлению ряда участков, по многим общим особенностям сходных с позднее сформировавшимися платформами. Е. В. Павловским они были названы протоплатформами. На Алданском щите протоплатформа, возникшая 3 млрд. лет тому назад на участке Алдано-Тимитонского блока, преобразовалась в протогеосинклиналь, прекратившую существование 2,6 млрд. лет тому назад. На завершающей стадии развития Алданского щита около 2 млрд. лет тому назад сформировался крупный Кадарский гранитоидный лополит.

Протоплатформы, в отличие от платформ, характеризуются следующими особенностями: возникновением в отдельных местах их развития наложенных геосинклиналей (Балтийский щит), многообразием морфологических типов и состава магматических пород (мафиты, ультрамафиты, щелочные породы и в весьма большом объеме гранитоиды — палингенные и метасоматические), локальным метаморфизмом осадков чехла, особенно в местах интенсивного развития гранитоидных куполов и других интрузивов — лакколлитов и лополитов (на Алданском щите осадки чехла протоплатформы претерпели зеленокаменный метаморфизм), весьма интенсивной гранитизацией пород базитового фундамента,

затрагивающей также нижние горизонты чехла. Мощность осадочного чехла протоплатформ измеряется многими километрами [Павловский Е. В., Колотухина С. Е., 1978].

Протоплатформенный режим в разных местах развития земной коры начался в разное время: на приазовской части Украинского щита ~ 3,5 млрд. лет, на Кольском полуострове ~ 3,4—3,1 млрд. лет, на Канадском щите ~ 2,4 млрд. лет тому назад. На Кольском полуострове с началом установления протоплатформенного режима связано образование мончегорского стратиморфного интрузива, сложенного пироксенитами, перидотитами и норитами.

О. А. Богатиков [1976] выделяет две провинции более поздних автономных анортозитов — Украинскую и Прибалтийскую (габбро — норит — анортозит). Наибольший их возраст 2 млрд. лет.

Протогеосинклинали, в общем сходные с геосинклиналями, отличаются от последних простыми формами линейных складок, отсутствием внутригеосинклинальных поднятий, фациальной неустойчивостью осадков, а также развитием в прогибах магматизма, варьирующего по составу от мафитового и ультрамафитового до гранитоидного. Протогеосинклиналям свойствен высокотемпературный метаморфизм в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций.

На протоплатформенно-протогеосинклинальном этапе образовался крупный расслоенный лополит Бушвелда в Южной Африке путем аллохимического метаморфизма и метасоматоза (метаморфическая дифференциация, абс. возраст поздних орогенных красных гранитов 1950 ± 50 млн. лет), а не путем кристаллизационной (гравитационной) дифференциации [Zaridze G. M., 1978].

Этот лополит, имеющий воронкообразную форму, занимает в плане 65 тыс. км². Мощность его местами достигает более 8 км. По Л. Уэйджеру и Г. Брауну [Wager L., Brown G., 1968], формирование интрузива происходило следующим образом: после внедрения базальтовой магмы началась кристаллизация. Кристаллы погружались в расплаве и постоянными конвекционными потоками переносились из верхних относительно холодных зон на глубокие горизонты, а затем осаждались на дне резервуара. Распределение минералов строго определялось стратиморфной последовательностью горных пород, выражавшейся в смене ультраосновных дифференциатов во вскрытом основании массива горными породами основного состава, затем породами среднего состава и, наконец, кремнекислотными породами, приуроченными к обнаженной кровле плутона. Постепенное изменение состава полевых шпатов, оливинов, пироксенов и шпинели вверх по разрезу от высокотемпературных к низкотемпературным членам их изоморфных серий, а также характер сортировки материала в ритмически расслоенных зонах указывает на то, что кристаллизация происходила последовательно от подошвы к кровле камеры. Однако этот механизм становления Бушвелдского массива нельзя считать неуклонным.

По данным Л. Уэйджера и Г. Брауна, базальная зона Бушвелдского массива общей мощностью 1200 м состоит из слоев ультрабазитов (бронзититов, гарцбургитов, перидотитов, оливинитов, дунитов) с тонкими прослоями хромитов, количество которых увеличивается в верхней части разреза. Следующая за ней кверху критическая зона (мощность около 1000 м, считая от основания хромитового прослоя) характеризуется наиболее четкой расслоенностью. Из кумулятивных минералов отмечаются прежде всего хромит, далее бронзит, основной плагиоклаз с обратной зональностью, затем на высоте 300 м авгит и оливин. Горные породы и минералы здесь менее магнезиальные (26—27 вес. % MgO). В верхней части данной зоны имеется платино-сульфидоносный горизонт (риф Меренского), состоящий из двух грубозернистых пироксенитовых слоев, разделенных габброидами. Циклическая пачка рифа Меренского перекрывается очень близкой по набору горных пород циклической пачкой рифа Бастрад. Выше следует наиболее мощная зона (от 5000 м в восточной части Трансвааля до 3000 м в Рюстенбурге — западная часть массива), называемая главной зоной, в основании которой наблюдаются вместо четких макроритмов кумуляты с плохо выраженной или совершенно отсутствующей расслоенностью. Зона сложена габброидами (содержание MgO до 9 вес. %), в которых в качестве кумулятивных фаз называются плагиоклаз (An_{63-73}), моноклинный пироксен, ромбический пироксен (Fs_{26-60}) в подчиненном количестве. Верхняя зона (минимальная мощность в западной части массива 900 м) состоит из габбро, троктолита, пироксенита (2 слоя) и магнетита (более 20 слоев). В ясно расслоенных горных породах верхней зоны из кумулятивных минералов, кроме магнетита, присутствуют железистый оливин, роговая обманка и биотит в небольшом количестве. Горные породы и минералы верхней зоны, в отличие от нижележащих, содержат меньше Mg и Ca и значительно больше Fe, Ti, Si и щелочей.

Наличие хромитовых прослоев, количество которых начиная с базальной зоны в верхней части разреза увеличивается, противоречит кристаллизационной дифференциации. Распределение минералов в Бушвелдском массиве указывает на отсутствие какой-либо закономерности в вертикальном расположении минералов. Отмечены четкое чередование существенно хромитовых и плагиоклазовых слоев, нарушение в перемежаемости полевошпатовых и хромитовых кумулятов, а также «оползневые» структуры, типичные для горных пород, подвергшихся метасоматическим преобразованиям (текстуры течения).

Сравнительно с главной зоной, где расслоенность совершенно не обнаруживается, либо выражена слабо, мощность хорошо расслоенной критической зоны небольшая. Вероятно, породы верхней зоны, в которой расслоенность (как видимая, так и скрытая) отсутствует, претерпели основательную переработку наложенными метасоматическими процессами, стершими более ранние

процессы, как это наблюдается всегда, когда метасоматоз заходит далеко. Л. Уэйджер и Г. Браун отмечают, что мощность горных пород верхней зоны оценивается по-разному в зависимости от точки зрения на происхождение кремнекислотных горных пород, развитых в самой верхней обнаженной части интрузива. Максимальной мощности верхняя зона достигает в восточной части массива, где она включает тонкозернистые граниты неясного генезиса. Минимальная мощность (около 900 м) установлена в западной части массива, где горные породы зоны секутся поздними красными гранитами. Видимо, становление этих двух разновидностей гранитов вызвало основательную переработку горных пород верхней зоны Бушвелдского массива и обусловило метасоматические их преобразования (метаморфическую дифференциацию).

А. П. Лихачев [1975] отмечает, что гипотеза кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы в Бушвелдском массиве неприемлема, так как, во-первых, при дифференциации магмы этого вида (~6—8 вес. % MgO) образуются более железистые фемические минералы (оливин Fe_{5-15}) и, во-вторых, в основании Бушвелдского массива, сложенного преимущественно пироксенитом, отсутствует соответствующее накопление тяжелых минералов — оливина, хромита, магнетита и сульфидов, которые концентрируются в вышележащих горизонтах. Возражения веские, однако защищаемый А. П. Лихачевым способ формирования Бушвелдского массива, выражающийся в постадийном выплавлении вещества из мантии в условиях повышающихся температур и последовательном его поступлении в современную камеру, мало убедителен. При допущении постадийного выплавления из мантии материала все менее кремнекислотного состава невероятным кажется размещение отдельных порций магмы в определенном порядке, без интенсивного их перемешивания. В массиве в целом это не наблюдается. По мнению А. П. Лихачева, первые порции поступающей магмы, взаимодействуя с горными породами трансваальской серии, в результате глубоких преобразований земной коры дали красные граниты, гранофиры и другие горные породы. Однако почти все исследователи (пожалуй, за исключением Р. Дэли) считают их более поздними. Если принять, что гранитоиды образовались позднее, чем ультрабазиты и базиты, то красные граниты не могли возникнуть путем кристаллизационной дифференциации.

Видимо, исходная базальтовая магма внедрилась в протоплатформу. Возможно, что изначально Бушвелдский массив образовался в виде мощного вулканического тела, развивающегося на кольцеобразно проседающей протоплатформе с осадочным чехлом. В таком случае хорошо объясняются стратифицированность исходных базитов (наложение различных импульсов вулканизма друг на друга) и активизация метасоматических преобразований вдоль плоскостей слоистости под воздействием восходящих газо-гидротерм.

Убедительных данных о наличии горных пород кровли Бушвелдского массива нет. Более определенные данные имеются о расположенных под массивом горных породах трансваальской системы, образующих смятые, разбитые сбросами складки. Структурные взаимоотношения массива и вмещающих горных пород подошвы, а также боковых стенок очень сложные.

Горные породы верхних горизонтов, обнажающиеся в центральной части рассматриваемого массива, обычно находятся в контакте со сложным телом гранитов, фельзитов и гранофилов. В ряде районов наблюдается согласное перекрывание расслоенных горных пород почти горизонтальными осадочными породами и фельзитами серии Ройберг, трудно разграничиваемыми от кремнекислотных горных пород кровли Бушвелдского массива, включая переплавленные осадки. В других участках, особенно на западе массива к северу от Рюстенбурга, расслоенные горные породы непосредственно контактируют с огромным массивом красных гранитов, а поздние секущие гранофиры иногда перекрыты горными породами серии Ройберг. Серия Претория часто образует подошву Бушвелдского массива. Таким образом, можно лишь утверждать, что породы горизонтально залегающей серии Ройберг древнее красных гранитов, секущих как горные породы Бушвелда, так и серию Ройберг.

То же можно сказать о Стиллуотерском (США, штат Монтана), Дулутском (США, штаты Миннесота и Вашингтон) и других расслоенных интрузивах. Здесь имеется много необъяснимых фактов. В частности, Е. Д. Джексон [Jackson E. D., 1961] в Стиллуотерском интрузиве циклические единицы представляет в качестве продукта отложения кристаллов из периодически обновляющейся застойной магмы, стабилизировавшейся в процессе придонной кристаллизации. Г. Г. Хесс [Hess H. H., 1960] объясняет особенности тонкой ритмической расслоенности, в том числе нормальной и обращенной гравитационной стратиморфности, а также чередование слоев с резкими контактами влиянием восходящих и нисходящих потоков на скорость осаждения кристаллов пироксена и плагиоклаза и в подтверждение своих взглядов приводит соответствующие расчеты. Л. Уэйджер и Г. Браун [Wager L., Brown G., 1968] полагают, что различия в мощности и характере слоев обусловлены скорее переменной скоростью и различным характером конвекционных потоков, нежели различным их масштабом.

Рассмотренные интрузивы весьма специфичны. Они отвечают анортозит-ультрамафит-мафитовому формационному типу. Позднее, по-видимому, образовались красные граниты, составляющие «шапку» Бушвелдского расслоенного массива.

На Кольском полуострове и в других пунктах Земли возникли следующие интрузивные образования: габбро-перидотиты, габбро-лабрадориты, щелочные габброиды, щелочные ультрабазиты и эндербиты-чарнокиты.

На рассматриваемом этапе фиксируется мощный процесс метасоматической гранитизации в условиях амфиболитовой фации минералообразования, протекающий, как и в фанерозое, стадийно. В результате этого процесса образовались гранитоиды и мигматиты.

На участках далеко зашедшей метасоматической гранитизации базитового субстрата происходило возникновение гранитной магмы.

Возникновение некоторых гранитоидов и других горных пород (сиенитов, щелочных пород и др.) путем метасоматоза за счет различных исходных горных пород в настоящее время признается всеми петрологами. Это не означает, что магматические процессы в формировании перечисленных групп горных пород не играют существенную роль. В частности, допускается анатектическое происхождение гранитной магмы, но после образования континентальной коры [Заридзе Г. М., 1952, 1955, 1970]. Процесс генерации восходящих метасоматизирующих и гранитизирующих (литофильных) элементов в верхней мантии представляется вполне возможным.

Произведенные в последнее время Б. Г. Лутцем расчеты показали, что обеднение верхних частей верхней мантии (шпинелевых лерцолитов и альпинотипных гипербазитов) литофильными элементами не может служить основанием считать только их источниками элементов, которыми столь сильно обогащена земная кора. К ним относятся щелочные, щелочноземельные редкоземельные и радиоактивные элементы. Следовательно, литофильные элементы выносятся и из более глубоких горизонтов верхней мантии.

На возможность выделения этих элементов из верхней мантии указывают эксперименты Д. Грина и А. Рингвуда [Green D., Ringwood A., 1969] по плавлению природных базальтов в условиях высоких давлений, исходя из модели пиролитового состава верхней мантии.

По данным этих исследователей, вблизи солидуса (начальное плавление), на глубине 0—15 км, пиролит представлен оливином, ромбическим и моноклинным пироксенами, плагиоклазом и хромитом. Отделение расплава при достаточно малой степени частичного плавления может привести к образованию пересыщенной кремнеземом кварц-толеитовой магмы и остатка в виде дунита или верлита. Д. Грин и А. Рингвуд считают маловероятным образование широко распространенных кварцевых толеитов таким путем, т. е. путем прямого плавления и отделения магмы от исходного пиролита на малых глубинах. Заметим, что на Кавказе кварц во всех кварцсодержащих базитах возникает либо ассимиляционным путем, либо в постмагматическую (после базитового вулканизма) стадию, в результате привноса кремния.

На глубине 15—35 км пиролит представлен оливином, умеренно глиноземистыми пироксенами и небольшим количеством плагиоклаза. Состав образующегося расплава соответствует высоко-

глиноземистому оливиновому толеиту с 10% нормативного оливина. На глубине 35—70 км при низкой степени частичного плавления пиролита ($\leq 20\%$) возникшая жидкость по составу отвечает щелочной оливин-базальтовой магме, а при частичном плавлении 25—35% пиролита — оливиновому толеиту. На глубинах 100 км и более жидкость отвечает пикриту, содержащему более 30% нормативного оливина. Д. Грин и А. Рингвуд полагают, что сильно насыщенные кремнеземом и обогащенные магнием магмы, давшие оливиновые и оливин-мелилитовые нефелиниты, могут образоваться при отделении магмы на глубине 100 км и более при низкой степени частичного плавления, однако последнее допущение экспериментально еще не доказано.

Отделившаяся от пиролита на глубине 35—60 км богатая оливином толеитовая магма при дальнейшей кристаллизационной дифференциации с отсадкой кристаллов в условиях меняющегося литостатического давления может дать три различные серии базальтоидов. На глубинах 26—70, 15—35 и менее 15 км соответственно образуются: оливиновый толеит — щелочной оливиновый базальт — оливиновый базанит; оливиновый толеит — высокоглиноземистый оливиновый толеит; оливиновый толеит — кварцевый толеит.

Таким образом, из этих экспериментов следует, что расплав из верхней мантии, полученный в результате селективного выплавления, имеет различный базальтоидный состав. Образование гранитоидной магмы этим путем исключается.

Авторы рассматриваемого эксперимента касаются также группы второстепенных и малых элементов: К, Ti, Р, U, Th, Ва, Rb, Sr, Cs, Zr, Hf и редкие земли. Содержание этих элементов в щелочном оливиновом базальте и оливиновом толеите не соответствует количеству, которое может дать кристаллизационная дифференциация. Они названы «несовместимыми элементами» из-за их неспособности замещать в значительных количествах элементы, образующие главные минералы верхней мантии, в частности оливины и глиноземистые пироксены. Они могут концентрироваться в самой легкоплавкой фракции пиролита и в больших объемах высокоизбирательно взаимодействовать с вмещающими породами в открытой системе. В этих условиях большие объемы пиролита верхней мантии подвергаются значительному избирательному выщелачиванию отдельных элементов без плавления, возможно, приводящему к выделению 20—40%-ной базальтовой выплавки.

Видимо, эти элементы вместе с другими литофильными элементами в больших объемах концентрируются в постмагматических газо-гидротермах и по бывшим магмопроводящим каналам мигрируют в верхние горизонты Земли, обуславливая алломорфизм, дегазацию и метасоматическую гранитизацию.

В одной из своих работ А. Симонен [Simonen Anti, 1969] отмечает, что в настоящее время большинство петрологов допускает образование гранитоидов двумя путями — магматическим и мета-

соматическим — и что гранитизация — процесс метасоматический, каким бы способом ни происходило преобразование горной породы. Полевые исследования, особенно мигматитов докембрийского фундамента, показали тенденцию горных пород разного исходного состава и генезиса преобразовываться в гранитоиды. Реликтовая слоистость и текстуры многих гранитоидных батолитов свидетельствуют об их образовании метасоматическим путем по горным породам исходных осадочных толщ.

Г. М. Заридзе неоднократно описывал процесс постепенной гранитизации (дебазификации) дислоцированных вулканогенных и терригенных геосинклинальных толщ на Кавказе (гнейсы, гнейсовидные гранитоиды), в которых устанавливались унаследованные (реликтовые) складчатые и разрывные структуры. По-видимому, следует считать установленным, что изначальные базитовые вулканогенные геосинклинали развивались на базитовом основании. В стадию их деформации возникали громадные метасоматические бескорневые гранитоидные массивы.

В заключение следует отметить, что на ранних этапах развития Земли в образовании гранитоидов (гранито-метаморфитового слоя) ведущую роль, видимо, играли метасоматические процессы, вызванные послевулканическими восходящими растворами, содержащими гранитизирующий материал — остаточный продукт дифференциации вещества мантии. По данным В. С. Соболева, Н. Л. Добрецова и других исследователей, количество ювенильной кремнекислотной магмы, если даже допустить ее зарождение в верхней мантии, явно не соответствует балансу горных пород в земной коре.

Если считать, что развитие анатектических процессов происходило после образования гранито-метаморфитового слоя, то факт возникновения громадных батолитовых тел в раннем докембрии наводит на мысль, что гранитизирующий остаточный материал зарождается в верхней мантии. Остается неясным, каким образом произошел вынос калия из верхней мантии. Несостоятельным является мнение о выносе калия только из вмещающих гранитоиды горных пород и о том, что этот элемент, переходя в раствор, вызывает метасоматические процессы. Расчеты показывают, что общее количество калия больше того, которое образуется за счет выщелачивания из вмещающих гранитоиды горных пород. Следовательно, калий поступает из глубоких горизонтов Земли.

В «орогенную» стадию протогеосинклинального этапа в северо-восточной части Балтийского щита (Кольский полуостров) образовались интрузивы, секущие метаморфиты биотит-амфибол-гнейсовой, амфибол-гнейсовой и амфиболитовой формаций и отвечающие гранодиорит-тоналит-плагиогранитовой формации (возраст 3,6—3,4 млрд. лет). Несколько позднее сформировались интрузивы двуполевошпатовых гранитоидов и мигматитов, имеющих глобальное развитие. Последние объединяются в мигматит-чарнокитовый и гранат-кордиерит-гранитоидный формационные

типы. Кроме того, в нижнем протерозое повсеместно развиты калишпатовые граниты, отвечающие гранитовому формационному типу.

На протоплатформенно-протогеосинклинальном этапе образовались различные эндогенные формации (формационные типы): в протоплатформах пикрит-базальтовая, вулканогенно (зеленокаменно)-метатерригенная для чехла, мафит-анортозит-ультрамафит-мафитовая (габбровая) для расчлененных интрузий типа Бушвелда, лабрадорит-перидотит-габбровая, щелочноультрамафит-щелочногаббровая, эндербит-чарнокитовая; в протогеосинклиналях — габбро-гранитоидная, гранито-гнейсовая, мигматит-чарнокитовая, гранат-кордиерит-гранитоидная, плагиогранитовая, гранитовая и др.

ФОРМАЦИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-ПЛАТФОРМЕННОГО ЭТАПА

Этот этап развития Земли характеризуется четкой разграниченностью линейновытянутых геосинклинальных (горноскладчатых) и стабильных (платформенных) структур со свойственными для каждой из них процессами магматизма, метаморфизма, метасоматизма и рудной минерализации [Шатский Н. С., 1960; Кузнецов Ю. А., 1964; Белоусов В. В., 1975].

Здесь выделяются геосинклинальные эндогенные формации (формационные типы), отвечающие собственно геосинклинальной и орогенной стадиям развития, а также платформенные формации (формационные типы), которые в свою очередь подразделяются на внерифтовые платформенные, эпиплатформенные (континентальные, межконтинентальные, океанические) и дна океанов.

Геосинклинальные формации

В начале шестидесятых годов в основу систематики эндогенных формаций был положен принцип последовательно-стадийного становления ассоциирующих горных пород на фоне непрерывно-прерывистого развития геосинклинального цикла — от зарождения геосинклинали до ее затухания и последующего возникновения относительного равновесного в тектоническом (геодинамическом) и магматическо-метаморфическом отношениях горно-складчатого сооружения. Такой подход к выделению эндогенных формаций [Кузнецов Ю. А., 1964; Белоусов В. В., 1975; Заридзе Г. М., 1970] позволяет познать эти формации не только как геологические тела с определенным набором ассоциирующих горных пород, но и как результат развития (преобразования) предшествующих формаций.

В связи с установленной закономерной последовательностью и перемежаемостью процессов магматизма (вулканизма, плутонизма) различного состава и метаморфизма в орогенических областях, все магматиты и метаморфиты были объединены, как отме-

чено, в эндогенные геологические формации. Такое рассмотрение эндогенных горных пород и образуемых ими тел становится еще более актуальным в свете теории тектоники литосферных плит.

По этой теории допускается также, что прогрессивный региональный метаморфизм и магматизм определенного состава связаны с орогеническими (геосинклинальными) зонами. Метаморфиты нередко образуют парные метаморфические пояса, например, в Японии и в других районах Тихоокеанского кольца [Miyashiro A., 1972]. Однако многие фанерозойские орогенические пояса Атлантики и Европы являются непарными.

Парные метаморфические пояса состоят из двух параллельных метаморфических поясов высоких и низких давлений, порой включающих метаморфиты переходного типа, т. е. умеренных (средних, промежуточных) давлений. Образование метаморфических поясов обусловлено поддвижением (субдукцией) океанического дна вдоль зоны Бенъофа под островные дуги и окраины континентов. Пояса региональнометаморфизованных пород (региональметаморфитов) высоких давлений связаны с глубоководными желобами, в которых значения теплового потока очень низкие, а пояса низких давлений — с зонами вулканизма островных дуг, в которых поток тепла высокий.

Классическим примером метаморфитов высоких давлений считается францисканская формация Калифорнии, исходные горные породы которой отлагались в позднемезозойском желобе и в соседнем глубоководном океаническом ложе, представляющем тогда западный берег Северной Америки. Метаморфиты образовались вследствие поддвижения Тихоокеанской плиты под Североамериканскую.

Породы трех типов прогрессивного регионального метаморфизма (барические типы, по Ак. Миясиро), отвечающие определенным геотермическим градиентам, характеризуются следующими минералами: тип низких давлений — андалузитом (геотермический градиент $\approx 25^\circ \text{C}/\text{км}$, в некоторых зонах более $50^\circ \text{C}/\text{км}$), тип умеренных давлений — кианитом без глаукофана (геотермический градиент $20^\circ \text{C}/\text{км}$) и тип высоких давлений — глаукофаном и жадеитом (геотермический градиент $10^\circ \text{C}/\text{км}$). Низкие значения геотермического градиента в зонах метаморфизма высоких давлений непостоянны, они вызваны быстрым погружением литосферных плит. При замедленном погружении плит или остановке процесса поддвижения геотермический градиент повышается. Этим объясняются фиксируемые аномальные соотношения в различных барических типах метаморфизма. Например, в области Канто (Япония) жадеит входит в состав среднетемпературной части метаморфитов Санбагава высоких давлений, а альбит — в состав низко- и высокотемпературных зон тех же горных пород.

Исходными образованиями парных метаморфических поясов являются эвгеосинклинальные зоны, подразделяемые на две подзоны. Одна подзона обычно расположена на континентальной

стороне и отвечает вулканическим поясам островных дуг и активных континентальных окраин. Она сложена породами регионального метаморфизма низких давлений, андезитовыми вулканитами и гранитоидными интрузиями. Другая подзона, соответствующая глубоководным желобам, сложена метаморфитами высоких давлений, толеитовыми базальтами и ультрамафитами, называемыми обычно офиолитами. По-видимому, они представляют собой блоки океанической коры и верхней мантии, выдавленные в геосинклинальные отложения во время главной фазы деформации. Однако существуют и другие, менее вероятные гипотезы. В частности, некоторые исследователи считают, что внедрение офиолитов в геосинклинальные отложения происходило в собственно геосинклинальную стадию развития орогенических зон, либо в виде расплава предварительно подвергшейся кристаллизационной дифференциации исходной магмы, либо в виде диапира.

На вулканических островных дугах и активных континентальных окраинах развиты в больших объемах базальты, андезиты, дациты и риолиты. От базальта к риолиту содержание SiO_2 и щелочей возрастает, а содержание MgO и $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ убывает. Н. Л. Боуэн приведенный ряд изменения состава известково-щелочных серий магматических пород объяснял фракционной кристаллизацией, протекающей в определенной последовательности выделения порообразующих минералов (цветных и бесцветных). Для цветных минералов этот ряд имеет следующий вид: оливин — ромбический пироксен — моноклинный пироксен — амфибол — биотит.

Наряду с известково-щелочной серией выделяют толеитовую серию магматитов, в которых значительное возрастание $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ отмечается на ранней стадии кристаллизации без заметного увеличения содержания SiO_2 . Главными цветными минералами магматитов толеитовой серии являются оливин и пироксен; амфибол и биотит отсутствуют, редко содержатся в небольших количествах. Магматиты этой серии представлены главным образом базитами, подчиненную роль играют среднекремнекислотные и кремнекислотные горные породы.

В различных районах Тихоокеанского региона в щелочных базальтах отношение $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ в одних случаях значительно ниже единицы, в других — находится в пределах единицы. Щелочные базальты, в которых $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O} \approx 1$, определяются как шошониты, а андезиты Исландии — как исландиты. Породы называются андезитами, если они по составу отвечают известково-щелочной серии. Андезиты щелочной серии называют гавайитами и муджиеритами, так как кайнотипные вулканиты, определяемые раньше под названием андезит, различаются по содержанию SiO_2 и цветовому индексу.

1. Толеитовая серия сложена толеитовыми базальтами, исландитами и дацитами в небольшом количестве. Все вулканиты наименее кремнекислотные, обычно 48—63% SiO_2 . В основной

массе они содержат авгит и пижонит, иногда ромбический пироксен. Порой обогащены железом.

2. Известково-щелочная серия представлена главным образом андезитами, дацитами и в небольшом объеме риолитами (SiO_2 52—70%). В основной массе вулканитов присутствует ромбический пироксен (пижонит не встречается). Вулканиты иногда обогащены железом.

По известково-щелочному индексу Пикока, достигающему в вулканитах этих двух серий 56—70, они относятся к известково-щелочному типу пород (табл. 18).

3. Щелочная серия подразделяется на натровую группу, состоящую из щелочных оливиновых базальтов, гавайитов, муджиеритов, трахитов, щелочных риолитов, и натрово-калиевую (шошонитовую), представленную шошонитами, латитами и лейцитсодержащими породами.

Для островных дуг и активных континентальных окраин соответственно можно наметить следующие формационные типы:

- 1) известково-щелочной для первых двух серий вулканитов с дацит-исландит-толеитбазальтовым и риолит-дацит-андезитовым;
- 2) щелочной для третьей серии с трахит-муджиерит-гавайит-

ТАБЛИЦА 18

Средний химический состав вулканических пород при содержании SiO_2 от 55,00 до 57,5% из Северо-восточной японской островной дуги

Компоненты	Зона, обращенная к океану (зона Насу)		Зона, обращенная к континенту (зона Тюкаки)
	Толеитовая серия	Известково- щелочная серия	Известково- щелочная серия
	Исландиты (8) *	Андезиты (16)	Андезиты (9)
SiO_2	55,53	56,53	56,05
TiO_2	0,92	0,96	0,93
Al_2O_3	16,61	16,88	18,09
Fe_2O_3	3,62	2,76	3,70
FeO	6,60	5,61	4,49
MnO	0,13	0,12	0,16
MgO	3,89	4,37	3,81
CaO	8,40	7,98	7,18
Na_2O	2,55	2,46	3,14
K_2O	0,40	0,96	1,30
H_2O^-	0,58	0,50	0,31
H_2O^+	0,64	0,74	0,61
P_2O_5	0,13	0,13	0,23
FeO **	9,86	8,09	7,82
Известково-щелочной индекс Пикока для серий	65	66	64

* Число в скобках — количество анализов.

** Суммарное железо пересчитано на 100% FeO.

щелочно-оливинбазальтовым (натровый ряд) и латит-шошонитовым (шошонитовый ряд) подформационными типами.

В тех островных дугах, в которых зона Беньофа наклонена в сторону континента (северо-восточная Япония, Курильские острова СССР, Индонезия), намечается тенденция возрастания щелочности в направлении континента. В пределах активных зрелых островных дуг — северо-восточная Япония, Камчатка (СССР) — толеитовые, известково-щелочные и щелочные серии вулканитов сменяют друг друга в приведенной последовательности от океана к континентальной стороне вулканического пояса, но имеются случаи заметного перекрытия этих серий.

Таким образом, развитие известково-щелочной серии вулканитов (андезитов, дацитов) ограничивается орогеническими поясами. Их наличие указывает на существование островных дуг и активных континентальных окраин, хотя на ранних стадиях формирования островных дуг они не встречаются (табл. 19).

По химическому составу вулканиты известково-щелочной серии сходны с гранитоидами, формирующимися также в орогенических зонах, поэтому допускается их образование из той же магмы андезитового (диоритового) состава. Вопрос о закономерной вариации состава гранитоидов поперек островных дуг или континентальных окраин, подобно вулканитам, пока не решен.

Генерация известково-щелочной магмы под островными дугами и активными континентальными окраинами происходит в результате опускания океанических литосферных плит в зону Беньофа и зависит от скорости их движения [Miyashiro A., 1973]. Допускается, что исходная андезитовая магма возникает при частичном плавлении океанической коры, слагающей самый верхний слой поддвигающейся плиты. Возникновение базальтовой магмы объясняется частичным плавлением опускающейся океанической плиты. При погружающейся плите происходят постепенное повышение давления и в связи с этим соответствующие фазовые преобразова-

ТАБЛИЦА 19

Молодые вулканические породы и их тектоническое положение

Серия	Стабильные континенты	Орогенические пояса			Океанические острова	Срединно- или внутрокеанические хребты
		молодые очень активные островные дуги	зрелые очень активные островные дуги	менее активные островные дуги		
Толеитовая	++	++	+	+	+	++
Известково-щелочная			++	++		+
Щелочная	++		+	+	++	+

++ — широко распространены, + — встречаются в подчиненном количестве.

ния. Различие в значениях давлений вызывает различные равновесные соотношения расплава и твердого остатка. Зависимость состава вулканитов от активности островных дуг приводится в табл. 20 [Miyashiro A., 1972].

Закономерности распределения метаморфических фаций также зависят от скорости движения и мощности литосферных плит. Чем мощнее океаническая плита, тем круче наклонены опускающиеся блоки и тем больше скорость движения плит. Все это создает условия для метаморфизма высоких давлений. Отсутствие или незначительное развитие метаморфизма высоких давлений в докембри и раннем палеозое объясняется малой мощностью плит.

Наглядная схема развития различных формаций для орогенических (геосинклинальных) поясов приводится в табл. 21.

Приведем пример эндогенного порообразования в палеозое Большого Кавказа в связи с его тектоническим развитием.

Большой Кавказ является крайне северным горно-складчатым сооружением Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Сре-

ТАБЛИЦА 20

Корреляционная зависимость между активностью островных дуг и слагающими их вулканическими сериями

Группа	Островная дуга или впадина	Скорость схождения плит, см/год	Максимальная глубина землетрясений, км	Максимальная глубина желоба, км	Вулканические серии
I	Тонга	9	700	11	Th
	Идзу-Бонин	9	600	11	Th+(C)+(A)
	Северо-восточная Японская	9	600	11	Th+C+(A)
	Курило-Камчатская	8	600	10	Th+C+A
II	Алеутская	6	300	8	(Th)+C+A
	Индонезийская	5—6	600	7	(Th)+C+A
	Рюкю		300	7	(Th)+C
	О. Северный (Новая Зеландия)	Медленная (3?)	—	4	C+A
	Эллинская (Эгейская)	Медленная (3?)	200	4	(Th)+C+A
III	Калабрийская (Сицилия)	Очень медленная (2?)	300	Заполнен	A
	О. Маккуори (Австралия)	Очень медленная	100	Мелкий	(Th)+(C)+A

Примечание. Активность дуг снижается в направлении I → II → III, Th — толеитовая, C — известково-щелочная серия; A — щелочная серия. Серии, заключенные в скобки, не типичны и развиты ограниченно.

ТАБЛИЦА 21

Формации геосинклинального развития (ассоциации магматических и метаморфических пород)
По А. А. Маракушеву [1973]

Главные стадии развития магматизма и метаморфизма	Типы геосинклинальных разрезов			
	Гипербазит-вулканогенные	Вулканогенные	Терригенно-вулканогенные	Терригенные
А	Толентовые базальты, бедные калием, дуниты и гарцбургиты (спилиты, серпентиниты, зеленые и голубые сланцы, эклогиты). Лейкократовые базальты, андезитобазальты, андезиты, дуниты, верлиты, пироксениты, горнблендиты (спилиты, зеленые и голубые сланцы, эклогиты)	Толентовые базальты, дациты, липариты (спилиты, альбитофиры, зеленые сланцы)	Лейкократовые базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты, липариты	Липариты, дациты
Б-I	Габбро, плагиограниты	Габбро, плагиограниты	Плагиограниты, плагиомигматиты (плагиогнейсы, в том числе эндербиты, слюдяные сланцы, филлиты)	Плагиограниты (ранняя фаза)
Б-II	—	—	Граниты, калишпатизация (заключительная фаза)	Граниты, мигматиты (гнейсы, в том числе чарнокиты, биотитовые сланцы, филлиты)

диземноморского геосинклинального пояса. К северу от него расположена эпигерцинская Скифская платформа, а к югу — Закавказский эпипалеозойский срединный массив. Заложение Средиземноморского геосинклинального пояса произошло в начале байкальского цикла, а максимальное растяжение земной коры — в начале каледоно-герцинского цикла, что привело к разобщению единого кратона на Восточно-Европейский и Африкано-Аравийский. На Большом Кавказе байкальский цикл тектогенеза фиксируется в геотектонических зонах Передового и Главного хребтов. Здесь происходит разрыв эпибайкальской континентальной коры и формирование океанической коры.

Многочисленные геолого-петрологические исследования Большого Кавказа [Соловьев С. П., 1938, Афанасьев Г. Д., 1958; Заридзе Г. М., 1961, 1970; Борсук А. М., 1963] позволяют заключить, что смена растяжения сжатием коры Большого Кавказа обуславливает проявление бретонской (раннеорогенной) фазы складчатости. Эта фаза вызывает образование островов-кордильер в зоне Главного и Передового хребтов. Региональный (догранитоидный, вернее доплагиогранодиоритовый) метаморфизм фиксируется в виде отдельных реликтов вследствие наложения более позднего регионального метаморфизма высокой степени, связанного с плагиогранодиоритами. Доплагиогранитовый метаморфизм обычно протекает в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Это установлено на следующем основании: 1) наиболее высокотемпературные ассоциации смятых в складки крупных ксенолитов и боковых пород, включенных в плагиогранодиоритовых интрузивах, соответствуют зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной субфациям амфиболитовой фации (исключение составляют контактно-метаморфизованные породы); 2) регионально-метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации породы обнаруживают более древний возраст по аргону, чем палингенные гранитоиды и анатектические мигматиты высокой температурной амфиболитовой фации.

В судетской (позднеорогенной) фазе складчатости происходят интенсивные процессы складчатости, региональный метаморфизм низкого давления амфиболитовой (редко гранулитовой) фации; развитие плагиомигматитов и богатых водой расплавов плагиогранитового и плагиогранодиоритового составов, отвечающих вулканическим поясам островных дуг и континентальных окраин. На Большом Кавказе не устанавливается парный пояс регионального метаморфизма, что, возможно, объясняется замедленной скоростью погружения плиты, либо тем, что метаморфический пояс высоких давлений был значительно уже ассоциирующего с ним пояса низких давлений с соответствующими гранитоидами, и поэтому он был скрыт под чехлом молодых осадочных образований.

Однако Д. М. Шенгелиа и Д. Н. Кецховели в метаморфитах, развитых в самой южной части зоны Главного хребта Большого

Кавказа (среднепалеозойская лаштракская свита) отмечают парагенезисы, характерные для метаморфических комплексов не только умеренных, но и повышенных давлений — начальная промежуточная группа региональных метаморфитов повышенных давлений с минеральными ассоциациями кианит-силлиманитового типа. В состав этих метаморфитов может входить глаукофановый амфибол, что отвечает четвертому барическому подтипу по Ак. Миясиро. Следует полагать, что в результате судетской фазы сжатия в погружающейся плите формировалась узкая полоса метаморфитов повышенных давлений (большая часть исчезает вследствие последующего наложенного метаморфизма), ныне непосредственно соприкасающихся с метаморфическим поясом низких давлений.

Следовательно, между вулканическим поясом островных дуг и желобом не устанавливается неметаморфизованная брешь, в которой обычно располагаются поднятые горы, либо впадины с интенсивным осадконакоплением. Видимо, максимальное сокращение расстояния между ними есть результат смещения зоны Беньофа в сторону дуг. Процессы выборочного плавления, протекавшие при очень высоком парциальном давлении воды и высоком отношении Ab/An , вызывали возникновение расплава преимущественно плагиоаляскитового состава. Субстрат обогащается анортитом. Уменьшение отношения Ab/An при повторном анатексисе, во время проявления астурийской (завершающеорогенной) фазы складчатости, способствовало зарождению гранитоидного расплава, обогащенного калием.

Устанавливается, что наиболее интенсивное проявление процесса микроклинизации соответствует астурийской фазе, что порфиробласты свежего микроклина содержат включения катаклазированных зерен кварца, плагиоклаза и реликты породы, превращенные в милонит, что интенсивная микроклинизация кристаллических сланцев, плагиогнейсов, а также катаклазированных и милонитизированных палингенных плагиогранитов и плагиогранодиоритов осуществляется значительно позже формирования последних пород (абсолютный возраст микроклинизированных пород близок возрасту, определенному по геологическим данным). [Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1953₁, 1959₁; Афанасьев Г. Д., 1958; Шенгелиа Д. М., 1969]. В случае уменьшения P_{H_2O} , также приведшего к обогащению анатектического расплава калиевым полевым шпатом, источником калия, вызвавшим региональную микроклинизацию субстрата Большого Кавказа, следует считать область анатексиса, испытавшую мобилизацию кварц-альбитового вещества. Одновременно происходит регрессивный региональный метаморфизм по существующим метаморфитам. В данном случае допускается коровое происхождение растворов, вызвавших гранитизацию пород кристаллического субстрата.

Однако следует принимать во внимание расчеты, показывающие, что количество калия во многих случаях не обеспечивается выщелачиванием его из вмещающих пород. Поэтому следует допу-

стить также привнос части литофильных элементов, в том числе калия, из зоны Беньофа.

В палеозое Большого Кавказа самый ранний метаморфизм низкого давления, связанный с нисходящими движениями геосинклинали, видимо, происходит в аспидносланцевой и зеленосланцевой фациях (тип А, по А. А. Маракушеву [Петрография, 1976]).

С бретонской (раннеорогенной) фазой складчатости, обусловившей возникновение островов-кордильер в тектонических зонах Главного и Передового хребтов, связан высокотемпературный догранитоидный, вернее доплагиогранодиоритовый, метаморфизм, происходивший в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации. Продукты его в основном уничтожены последующими метаморфическими процессами; сохранились они лишь в виде небольших останцов (тип Б-I по Ю. А. Кузнецову [1964] и А. А. Маракушеву [«Петрография», 1976]; интрагеоантиклинальный формационный тип по Г. М. Заридзе [1970]).

Следующая стадия регионального метаморфизма происходила в судетской (позднеорогенной) фазе тектогенеза, вызвавшей дальнейшее развитие островов-кордильер. Этот метаморфизм низкого давления является наиболее высокотемпературным. Он осуществляется одновременно или почти одновременно с формированием магматических (анатектических) гранитоидов плагиогранодиоритовой формации в условиях амфиболитовой, реже гранулитовой фации. По типу и составу продукты данного метаморфизма соответствуют продуктам вулканических поясов островных дуг и континентальных окраин.

Завершающий метаморфизм на Большом Кавказе (астурийская позднеорогенная или завершающеорогенная фаза) — это регрессивный, региональный метаморфизм, протекающий одновременно с формированием более низкотемпературных метасоматических микроклиновых гранитов (гранитовая формация) по существующим горным породам (тип В-II по Ю. А. Кузнецову [1964]; тип Б-II по А. А. Маракушеву [«Петрография», 1976]; интрагеоантиклинальный тип по Г. М. Заридзе [1970]).

Сверхглубинные разломы (зона Беньофа), интенсивное развитие которых происходит в герцинском цикле тектогенеза, по видимому, располагаются под областью метаморфитов умеренных и повышенных давлений (к югу от Северо-Кавказского офиолитового пояса). Образование этих метаморфитов, видимо, происходит в глубоководных желобах, формирующихся в связи с развитием зоны Беньофа (тип В-I по Ю. А. Кузнецову [1964]; тип А и по А. А. Маракушеву [«Петрография», 1976]; интрагеоантиклинальный тип по Г. М. Заридзе [1970]).

В альпийское время на южном склоне Большого Кавказа в синеморе закладывается геосинклиналь, ограниченная геоантиклиналью Главного хребта. В ней отлагаются в основном глинистые, частично песчаные осадки с локальными проявлениями синхронного вулканизма, позднее претерпевшие диагенез и гли-

нистосланцевый (аспидносланцевый) метаморфизм (вулканогенно-глинистосланцевая формация). В них залегают конкордантные тела диабаз-порфиритовых пород, представляющих собой застывшие магмоподводящие каналы синхронного вулканизма (андезиты, базальты) и, по-видимому, также более позднего (байосского) геосинклинального магматизма (собственно геосинклинальный формационный тип).

В средней юре (байосе) к югу от Сванетского поднятия по глубинному разлому в палеозойском субстрате развивается эвгеосинклиналь (Гагра-Джавская тектоническая зона), характеризующаяся интенсивным подводным вулканизмом магмы базитового, а на островных дугах — андезитового состава. В результате зеленокаменного метаморфизма образовалась спилит-диабаз-порфирировая формация.

С данной эвгеосинклиналью гипербазиты не связаны, что объясняется ее заложением в континентальной, а не в океанической коре. К северу от Сванетского поднятия в Казбекско-Лагодехской и Местийско-Тианетской зонах отлагаются последовательно глинистые сланцы и песчаники, а также карбонатный и терригенный флиши, по возрасту отвечающие средней — верхней юре и мелу (тип А по А. А. Маракушеву [Петрография, 1976]; собственно геосинклинальный формационный тип по Г. М. Заридзе [1970]).

Байосская эвгеосинклиналь подвергается складчатости в верхнем байосе — бате с возникновением частной геоантиклинали. В это время в основном на континентальном крае (палеозойский кристаллический субстрат) формируются раннеорогенные (батские) гранитоиды (кварцмонзонит-гранитоидная формация), в которых относительно более ранними являются меланократовые горные породы гибридного генезиса (кварцевые монзониты, кварцевые габбро-диориты и др.). Небольшие батские интрузивы, развитые в большом количестве в Абхазии, залегают как в байосской осадочно-вулканогенной свите (спилит-диабаз-порфирировая формация), так и в нижнеюрских глинистых сланцах (вулканогенно-глинистосланцевая формация). Один из подобных интрузивов (Келасурский) достигает размера небольшого батолита. Два разобщенных интрузива (Хевский и Чалванский) соответственно залегают на периферии (краю) Дзирульского выступа Закавказского срединного массива и непосредственно в нем. Батские интрузивы сформировались в дизской серии, возраст метаморфизма которой по кали-аргоновому методу определяется батским веком. Рассматриваемые интрузивы относятся к геоантиклинальному (раннеорогенному) формационному типу.

В связи с отмиранием байосской эвгеосинклинали и ее причленением к Грузинской глыбе, представляющей собой часть Закавказского срединного массива, некоторое поднятие испытывает зона Главного хребта Большого Кавказа (Центральное поднятие).

Первые схемы последовательно-стадийного образования эндогенных пород (эффузивных, интрузивных) в связи с развитием различных геоструктур на примере Кавказа были разработаны в 1944 г. [Заридзе Г. М., 1944₁₋₄]. Например, в среднеюрском магматическом цикле байосской эвгеосинклинали была установлена такая последовательность становления горных пород:

- 1) порфириды, диабазы и отчасти габбро (жильные) — байос;
- 2) осадочно-вулканогенная порфиритовая свита и внутриформационные покровы (порфириды, диабазы и др.) — байос;
- 3) кварцевые порфиритовые покровы — верхний байос-бат;
- 4) кварцевые габбро-монцитовые породы (ранняя стадия интрузивной фазы) — бат;
- 5) гранитоиды (последующая стадия интрузивной фазы) — бат;
- 6) аплиты, пегматиты и богатые кремнекислотой породы — бат.

После причленения к Закавказскому срединному массиву байосской частной геоантиклинали в условиях жесткого субстрата (срединного массива) происходит возобновление подводной вулканической активности щелочнобазальтовой магмы — раннеорогенная (интрагеоантиклинальная) стадия развития геосинклинальной системы (геосинклинали) Большого Кавказа. Ассоциация горных пород этой стадии соответствует кимериджской щелочноливинбазальт-трахибазальтовой формациям.

Сближенностью во времени этих двух вулканических проявлений, не разобщенных эффузивами либо интрузивами щелочноземельного состава, объясняется то, что верхнемеловой раннеорогенный щелочнобазальтовый вулканизм несет относительно много качественных черт верхнеюрского (кимериджского) раннеорогенного щелочнобазальтового вулканизма. Возможно, здесь следует допустить область магматического очага и двукратное его пробуждение.

Третье проявление орогенного (позднеорогенного) щелочнобазальтового вулканизма фиксируется в конце миоцена, когда образовалась тешенит-щелочноливинбазальтовая формация. Тешениты здесь представляют собой жильные проявления щелочнобазальтового вулканизма.

В позднеорогенную (завершающеорогенную) стадию, отвечающую времени формирования горно-складчатого сооружения Большого Кавказа, возникают позднеорогенные формации малых интрузивов и даек пестрого состава, обычно имеющие гранитоидный состав (позднеорогенные гранитоиды). Условия становления этих интрузивов близкие, но не аналогичные условиям образования раннеорогенных гранитоидов. Их геоструктура мегантиклинальная, в отличие от раннеорогенных гранитоидов, имеющих интрагеоантиклинальную геоструктуру.

После образования формации малых интрузивов тектонические процессы резко ослабевают (посторогенная стадия). В это время проявляется финальный вулканизм. Но в связи с резким изменением состава земной коры горно-складчатых сооружений, обращенных к континенту, и значительным ее утолщением состав фи-

нального вулканизма изменчив во времени и пространстве. В целом он отвечает базальт-липарит-дацит-андезитовой позднеорогенной формации.

Таким образом, в мезо-кайнозой Большого Кавказа (на южном его склоне) наблюдается четвертое после байоса проявление вулканизма. Он происходит в условиях количественного и качественного изменения состава земной коры и, следовательно, магмы. Данные вулканы, в отличие от байосских эвгеосинклинальных вулканитов, не подверглись зеленокаменному метаморфизму. Они в целом однотипные с измененными базальтами и андезитами нижнеюрского и байосского инициального вулканизма, в чем и проявляется их преемственность.

Рассмотрим последовательно эндогенное породообразование для собственно геосинклинальной, интрагеоантиклинальной (раннеорогенной) и мегантиклинальной (позднеорогенной) стадий развития.

Геосинклинальный режим в целом подразделяется на следующие частные режимы: эвгеосинклинальный, миктогеосинклинальный (переходный), миогеосинклинальный, парагеосинклинальный (переходный) и срединных массивов [Белоусов В. В., 1975].

В приведенной последовательности эндогенные процессы (тектонические, магматические, метаморфические) обычно ослабевают. Первые два режима (эв- и миогеосинклинальные) иногда объединяются в ортогеосинклинальный режим. Режим срединных массивов в некоторых отношениях близок режимам парагеосинклинальным или молодых платформ.

Э. Н. Янов [1977] по данным формационного анализа на территории СССР намечает 7 типов послепалеозойских подвижных систем и 12 типов геосинклинальных прогибов.

Типы подвижных (геосинклинальных) систем и отдельных геосинклинальных прогибов следующие: уральский (подтипы — собственно уральский и саянский), сихотэ-алинский (подтипы — собственно сихотэ-алинский и североземельский), камчатский, байкальский, зайсанский, карпатский, верхоянский. Из них собственно уральский подтип является фемическим, собственно саянский — салическо-фемическим, байкальский — фемическо-салическим, верхоянский — салическим.

Возрастной диапазон формирования названных типов подвижных систем следующий: уральского — конец архея до мезозоя, сихотэ-алинского — средний протерозой до мезозоя, байкальского — ранний протерозой до кайнозоя, зайсанского — поздний протерозой до карбона, верхоянского — палеозой и мезозой, камчатского и карпатского — мезозой и кайнозой.

В эвгеосинклиналях уральского типа для раннегеосинклинальной стадии характерны следующие экзо- и эндогенные формации: кварц-кератофир-спилит-диабазовая, глинистая, кремнисто-карбонатная; для позднегеосинклинальной стадии — базальт-андезитовая, флишевая, угленосная.

В эвгеосинклиналях джунгаро-балхашского типа раннегеосинклинальными формациями являются: спилит-диабазовая, базальт-андезитовая, кремнисто-сланцевая, граувакковая и туфо-песчано-конгломератовая, а позднегеосинклинальными — базальт-липаритовая, плагиолипарит-дацит-андезитовая, флишоидная и карбонатно-глинисто-песчанная.

В эвгеосинклиналях Камчатки развиты трахит-базальтовая, яшмовая и кремнисто-сланцевая формации, сменяющиеся на позднегеосинклинальной стадии флишоидной, полимиктовой, угленосной и кремнисто-диатомитовой формациями.

В миктогеосинклиналях южнотяньшаньского типа к раннегеосинклинальным относятся спилит-диабазовая, яшмовая, углисто-кремнистая, глинистая, слоистоизвестняковая и другие формации, а к позднегеосинклинальным — флишевая, флишоидная, рифовая.

В миктогеосинклиналях восточноаянского типа раннегеосинклинальные формации представлены андезит-базальтовой, кремнисто-сланцевой, граувакковой, слоистоизвестняковой и др., а позднегеосинклинальные — флишоидной и парамолассовой.

Для миктогеосинклиналей рудноалтайского типа наблюдается смена раннегеосинклинальных кварцкератофировой и глинистой формаций позднегеосинклинальными андезит-дацитовой, флишевой и флишоидной формациями.

В миогеосинклиналях проявляются мелкие циклы, а не стадии тектонических циклов. В западноуральском и северокавказском миогеосинклинальных типах фиксируется чередование терригенных (флишоидных) и карбонатных формаций, а в верхоянском типе — терригенных неритмичных и флишоидных.

В заключение Я. К. Янов отмечает, что лишь немногие типы вулканогенных и осадочных формаций характерны для определенных стадий развития геосинклиналей. Для раннегеосинклинальной стадии типичны кварц-кератофир-спилит-диабазовая, реже кератофир-спилит-диабазовая, яшмовая и углисто-кремнистая формации (последняя встречается лишь в раннем палеозое), а для позднегеосинклинальной стадии — плагиолипарит-дацит-андезитовая, угленосная, паралическая (уральского типа), кайнозойская менилитовая (листоватая кремнеземистая глина) и кремнисто-диатомитовая формации. Флишевые формации эв- и миктогеосинклиналей (но не флишевых геосинклиналей) также относятся к позднегеосинклинальным.

Принцип выделения типов различных подвижных (геосинклинальных) систем по характеру заполняющего их материала с учетом геолого-структурных особенностей следует положить также в основу выделения стадий развития отдельных прогибов. Ю. А. Библин для средних стадий геосинклиналей считал характерным образование кремнекислотных существенно калиевых батолитовых интрузий. Эта стадия для эвгеосинклинального прогиба является интрагеоантиклинальной (раннеорогенной, эпигеосин-

клинальной, инверсионной). В это время эффузивная деятельность полностью или почти прекращается.

Замыкание байосского эвгеосинклинального прогиба на южном склоне Большого Кавказа произошло в бате. В связи с этим образовались многочисленные гранитоидные интрузивы. Флишевый геосинклинальный прогиб заложился в мелу и развивался по своему собственному профилю. Поэтому в конкретных случаях более естественным кажется выделение стадии развития геосинклинальных прогибов исходя из новообразованных геоструктур: частных геосинклиналей и геоантиклиналей, общего поднятия горноскладчатой структуры и т. д. [Заридзе Г. М., 1970].

При таком геолого-структурном подходе к развитию геосинклиналей число естественных стадий для конкретных прогибов будет различным. Видимо, наименования стадий — начальная, ранняя, средняя, конечная — лучше заменить более определенными геолого-структурными поднятиями, в частности, собственно геосинклинальная (ранняя и поздняя собственно геосинклинальная), интрагеоантиклинальная (раннеорогенная, раннеинверсионная), консолидационная (позднеорогенная, позднеинверсионная), завершающеорогенная (после- или посторогенная, финальная).

Формационный анализ целесообразно осуществить отдельно для собственно геосинклинальной (ранней и поздней), орогенной (ранней и поздней) и завершающеорогенной (посторогенной, финальной) стадий развития.

Формации собственно геосинклинальной стадии

Эвгеосинклинали (табл. 22). Собственно геосинклинальная стадия эвгеосинклиналей характеризуется большой контрастностью глыбово-волновых колебательных движений. Осадконакопление иногда начинается с образования «нижнетерригенной» глинисто-сланцево-граувакковой или глинисто-сланцевой (аспидносланцевой) формации, нередко с локального проявления инициального базальтового вулканизма (см. табл. 22, тип А-III), как это имеет место на ранней собственно геосинклинальной стадии альпийского цикла Большого Кавказа (вулканогенно-глинисто-сланцевая формация, по Г. М. Заридзе [1970]). На южном склоне Большого Кавказа в Гагра-Джавской тектонической зоне в средней юре в пределах активной континентальной окраины (Закавказский срединный массив) заложилась эвгеосинклиналь. Здесь на ранней собственно геосинклинальной стадии в байосе образовалась базальт-андезитовая формация (см. табл. 22, тип А-I), которая в поздней собственно геосинклинальной стадии подверглась зеленокаменному преобразованию (зеленосланцевая фация метаморфизма), в результате чего возникла зеленокаменная (спилит-диабаз-порфирировая) формация.

Байосская эвгеосинклиналь в верхнем байосе — бате подверглась складчатости. Возникла частная геоантиклиналь (кордильера)

Геосинклинальные эндогенные формационные типы

А-I и А-II ранний собственно геосинклинальный (подводновулканический), А-III — поздний собственно геосинклинальный (постподводновулканический, эмбриональноорогенический), Б-I — раннеорогенный доплагиогранитовый, Б-II — раннеорогенный плагиогранитовый, Б-III — позднеорогенный гранитовый, Б-IV — финальный, завершающеорогенный, посторогенный, эпиорогенный (см. рифтовые формации — тип Б-I)

Формационные типы	Эвгеосинклинали		Миогеосинклинали	Парагеосинклинали	Срединные массивы
	Зона островных дуг и активных континентальных окраин	Зона глубоководных желобов			
А-I	Базальт-андезитовый	Толейт-базальт-габбро-гипербазитовый	Липарит-дацитовый, андезит-дацитовый	Андезит-базальтовый	Щелочнооливин-базальт-трахитовый, фонолит-тешенит-трахибазальтовый и др.
А-II	Известково-щелочной формационный с подформационными типами: дацит-исландит-толейтбазальтовый, риолит-дацит-андезитовый Щелочной формационный с подформационными типами: трахит-муджиерит-гавайит-щелочнооливинбазальтовый (натриевый ряд), латит-шошонитовый (шошонитовый ряд, иногда включающий лейцитсодержащие породы)	То же	То же	То же	То же

Формационные типы	Эвгеосинклинали		Миогеосинклинали	Парагеосинклинали	Срединные массивы
	Зона островных дуг и активных континентальных окраин	Зона глубоководных желобов			
А-III	Вулканогенно-глинистосланцевый (аспидносланцевый), спилит-кератофир-диабаз-порфиритовый	Голубосланцевый	Глинистосланцевый (аспидносланцевый)	—	—
Б-I	Фемический прогрессивно-региональнометаморфитовый	—	Сиалический прогрессивно-региональнометаморфитовый, плагногранитовый	—	—
Б-II	Фемический прогрессивно-региональнометаморфитовый, габбро-плагногранитовый, сиенит-габбровый (для расслоенных интрузивов)	—	То же		Кварц-монзонит-гранитовый, кварц-монзонит-сиенитовый и др.
Б-III	Регрессивно-региональнометаморфитовый, гранитовый	—	Гранитовый	—	—
Б-IV	Малых интрузий пестрого состава, базальт-липарит-дацит-андезитовый	—	—	—	—

и сформировались раннеорогенные (батские) гранитоиды (габбро-кварцмонзонит-гранитоидная формация (см. табл. 22, тип Б-II). Гальки этих пород содержатся в нижнемеловых отложениях; они найдены также в верхнеюрских осадках [Заридзе Г. М., 1938].

По О. Г. Сорохтину [1974], в соответствии с гипотезой тектоники литосферных плит геосинклинали возникают в зонах, где литосфера в результате сходящихся астеносферных течений испытывает сжатие, т. е. над нисходящими конвективными потоками вещества в нижней мантии.

В основу гипотезы тектоники литосферных плит [Morgan W. J., 1968; Le Pichon X., 1968; Dewey J. F., Birg J. M., 1970; Сорохтин О. Г., 1974; Ушаков С. А., 1974] легли гипотеза дрейфа континентов [Wegener A., 1915], гипотеза О. Ампперера [Amppferer O., 1906] и современные геологические материалы, особенно материалы, полученные со дна океанов.

Всестороннее изучение магматизма в Грузии и на Кавказе в целом еще в 1947 г. позволило объяснить развитие процессов вулканизма и плутонизма с позиции подкоровых течений на фоне тектонического развития области. В результате расширения базальтовой постели (мантии) возникают магматические токи, ищущие себе свободное пространство. Они увлекают плавающие на них континентальные массивы, которые перемещаются к областям погружения и складкообразования и собирают их в складки. Это перемещение имеет характер толчков, так как, по-видимому, накопление энергии происходит периодически.

Согласно С. А. Ушакову, на зрелой стадии развития океана, когда происходит уменьшение его площади в результате погружения в мантию и переработки литосферы, в краевой зоне имеет место поддвигание океанической литосферы либо под океаническую с образованием островной дуги, либо под континентальную с возникновением сопряженной с глубоководным желобом горной гряды типа Андийской.

Эвгеосинклинальные вулканогенно-осадочные породы, обращенные к континенту и отвечающие вулканическим островным дугам и активным окраинам континентов, преобразуются в высокотемпературные регионально-метаморфизованные породы низких давлений. Для них характерны андезитовый вулканизм (покровы, пирокластиты, силлы, жилы-магмоподводящие каналы) и гранитоидный плутонизм. Те же вулканогенно-осадочные породы, обращенные к океану и отвечающие глубоководным желобам, подвергаются региональному метаморфизму высоких давлений. Вулканизм в этой зоне имеет толеитбазальтовый состав, образуются также гипербазиты (серпентиниты). Метаморфиты этих двух типов, а также переходный тип умеренных давлений, порой встречаются рядом, реже сменяют друг друга.

В районе Санбагава (о. Сикоку) слои основных сланцев (преобразованные пирокластиты) порой на протяжении многих

километров согласно переслаиваются с глинистыми сланцами. Серпентиниты обычно залегают поблизости от основных сланцев в виде обособленных масс. В базитах и ультрабазитах определенная стратиграфическая последовательность отсутствует. Такие офиолиты Ак. Миясиро [Miyashiro A., 1973] называет нестратифицированными.

В массиве Троодос на Кипре и комплексе Вуринос в Греции офиолиты залегают в неметаморфизованной части альпийского региона, которые возможно представляют собой базальтовые вулканы древних островных дуг. Здесь устанавливается более или менее правильная стратиграфическая последовательность снизу вверх: ультрабазиты, габбро, базальты. Такие офиолиты Ак. Миясиро называет стратифицированными. Хорошо выраженные метаморфические пояса высокого давления обычно сопровождаются офиолитами; считается, что они генетически связаны.

В островодужных поясах, в частности Курильско-Камчатской зоне (Сахалин, Курильские острова), В. Н. Шилов выделяет два этапа вулканизма: допозднемеловой (толеитовые лавы, излившиеся в глубоководных условиях) и позднемеловой — кайнозойский (основные, среднекремнекислотные, кремнекислотные лавы известково-щелочной серии, излившиеся в мелководно-морских, прибрежных и субаэральных условиях). В результате подсчетов устанавливается преобладание базальтов в островодужных поясах (среднее содержание среднекремнекислотных и кремнекислотных вулканитов составляет 20—25%), что противоречит распространенному мнению о весьма широком проявлении в этих поясах андезитового вулканизма (андезитовая линия). В вулканитах активных континентальных окраин Тихоокеанского тектонического пояса содержание кремнекислотных пород составляет 39—75%, а основных 15—53%. В островодужных поясах Малых Курил мафитовые вулканиты составляют 90—100%, а Сахалина 50%. В последнем поясе кремнекислотные вулканиты достигают 26% и это не позволяет относить мезозойские окраинно-континентальные пояса к палеоаналогам островодужных поясов.

Вдоль окраин азиатского и американского континентов, ограниченных впадиной Тихого океана, и на Земле Грейама в Антарктиде в мезозое на различных геоструктурах (древних платформах и срединных массивах, палеозойских и мезозойских складчатых образованиях) заложилась и развились весьма протяженные окраинные вулканические пояса — Чукотско-Катазиатский, Кордильерский, Центральноамериканский и Андийский. Они образовали почти замкнутое тихоокеанское тектоническое кольцо мезозойских эв- и миогеосинклинальных систем, а также систему вулканических поясов с сопряженными гранитоидами, прорывающими, аналогично грузинским батским гранитоидам, относительно более ранние габброиды.

Различные отрезки крупных составляющих этих поясов, в частности Чукотско-Катазиатского, по данным М. С. Нагибиной и В. Н. Шилова [1978 г.], закладывались и развивались разновременно: Охотско-Чукотский отрезок — апт — палеоген, Катазиатский — конец верхней юры — нижний мел, Сихотэ-Алинский — верхний мел — палеоген.

Е. К. Устиев [1968], подробно изучивший Охотско-Чукотский отрезок пояса, установил три этапа его развития. Первый раннемеловой (допозднемеловой, по В. Н. Шилову) характеризуется длительным, преимущественно андезитовым вулканизмом (последовательность излияний — андезиты, андезито-липариты, андезиты; см. табл. 22, тип А-II). В конце этапа отмечается фаза складчатости, в связи с чем образовались «охотские» интрузии, имеющие преимущественно гранодиоритовый состав (последовательность формирования горных пород — габбро, диориты бескварцевые и кварцевые, гранодиориты, плагиограниты, граниты; см. табл. 22; тип. Б-II). Охотские интрузии прорывают и метаморфизуют вулканогенно-осадочные отложения нижнего мела и перекрываются верхнемеловыми осадками следующего структурного яруса. Гальки «охотских» интрузий содержатся в сеноман-туронских конгломератах. На втором и третьем этапах развития Охотско-Чукотского отрезка пояса, характеризующихся процессами магматизма, формируются второй и третий консолидированные структурные ярусы.

Приведенные данные показывают, что «охотские» гранитоиды, как нижнемеловые, так и верхнемеловые, аналогично батским гранитоидам южного склона Большого Кавказа, относятся к раннеорогенному типу, поскольку их становление связано с фазами складчатости. Здесь, видимо, имеются две интрузивные формации — нижнемеловая габбро-плагиогранит-гранодиоритовая и верхнемеловая гранит-порфировая (см. табл. 22, тип. Б-II). Меловых вулканических формаций также две — нижнемеловая андезитовая и верхнемеловая — андезит-дацит-липаритовая (см. табл. 22, тип А-II). К вулканической формации относится также неогеновая базальтовая формация (финальная; см. табл. 22, тип Б-IV).

Все гранитоидные интрузии как фанерозойские, так и древние, связанные с развитием вулканогенных геосинклиналей, образовались в стадии складчатости (орогенезиса) вмещающих интрузии горных пород. Отметим лишь, что древние гранитоиды глубоко обнажены, а вмещающие их вулканогенные геосинклинали метаморфизованы вместе с приуроченными к ним гранитоидами. Неприемлемым представляется применение особого термина «вулканоплутоническая формация» для вулканических и плутонических образований Охотского-Чукотского отрезка пояса и однотипных геосинклинальных образований.

В различных поясах (эвгеосинклинальных, островодужных, континентальных окраин) вулканические формации разнообразны.

Среди них встречаются: базальт-андезитовая, или андезит-базальтовая, дацит-исландит-толеитбазальтовая, риолит-дацит-андезитовая (известково-щелочной ряд), трахит-муджиерит-гавайит щелочнооливинбазальтовая (щелочной ряд) и другие кайнотипные формации (см. табл. 22, тип А-II) [Miyashiro A., 1973]; спилит-кератофир-диабаз-порфирировая, спилит-диабаз-порфирировая, спилит-кератофировая и другие палеотипные формации, которые можно объединить в спилит-кератофир-диабаз-порфирировый формационный тип (см. табл. 22, А-III).

Офиолитовый комплекс пород (толеитовые базальты, гипербазиты, глубоководные кремнистые отложения) является типичным для эвгеосинклиналей (зоны глубоководных желобов), заложенных на океанической коре. Глубина прогиба измеряется несколькими километрами, о чем свидетельствует характер осадков, сменяющих глинистосланцево-граувакковую формацию.

Альпийские гипербазиты (серпентиниты) в ассоциации с толеитбазальтами и метагабброидами часто образуют тектонически выжатые из мантии, обычно протяженные линзовидные тела (факолиты), с мощностями до 1 км.

Составляющие офиолитовый комплекс магматические образования, видимо, следует объединить в единую толеитбазальт-габбро-гипербазитовую (ультрамафитовую) формацию. В тех же сверхглубоких разломах возникают глаукофановые сланцы (см. табл. 22).

Миогеосинклинали. На собственно геосинклинальной стадии миогеосинклинали инициальный липарит-дацитовый вулканизм проявляется слабо. Для него типично полное отсутствие офиолитового комплекса горных пород. Альпийская миогеосинклиналь Большого Кавказа и средне-позднепалеозойская миогеосинклиналь Балхашской зоны Центрального Казахстана характеризуются слабо выраженным в этой стадии развития инициальным вулканизмом (см. табл. 22).

Парагеосинклинали. В условиях геосинклинали данного типа начальный вулканизм обычно отсутствует, а в инверсионной стадии гранитоиды не образуются и метаморфизм не проявляется. Примером такой парагеосинклинали может служить Донецкий бассейн, однако в некоторых парагеосинклиналях, в частности в парагеосинклиналях северо-восточной части Большого Кавказа (Дагестан) и западной части южного склона Большого Кавказа (Абхазия), андезит-базальтовый магматизм проявлен в виде пластовых и секущих тел.

Срединные массивы. На срединных массивах, сильно разбитых разломами, порой проявляется интенсивный эффузивный и интрузивный магматизм (см. табл. 22). Состав магматитов на срединных массивах разнообразный — встречаются как щелочно-земельные, так и щелочные породы, преимущественно базальты, андезиты, трахиты, тешениты, фонолиты, монцониты, сиениты, гранитоиды.

В орогенную стадию геосинклинального развития в островных дугах и на активных континентальных окраинах образуются гранитоиды и другие магматиты и метаморфиты (см. табл. 22, типы Б-I, Б-II).

Раннеорогенный доплагиогранитовый прогрессивный региональный метаморфизм (тип Б-I) осуществляется в низкотемпературных условиях преимущественно по горным породам эвгеосинклиналей, далее на стадии формирования плагиогранитов (габбро-плагиогранитовый формационный тип) происходит высокотемпературный прогрессивный метаморфизм (тип Б-II) по ранее метаморфизованным горным породам (тип Б-I). Затем в позднеорогенную стадию наблюдается спад степени метаморфизма и по предыдущим метаморфитам образуются регрессивно-регионально метаморфизованные породы (диафориты), а также высокощелочные гранитоиды и другие плутониты (тип Б-III). Завершающаяся орогенная (финальная) стадия характеризуется возникновением формаций малых интрузий пестрого состава и базальт-липарит-дацит-андезитовых (тип Б-IV).

Формации орогенной стадии

В орогенной (ранне- и позднеорогенной) стадии происходит постепенное замыкание геосинклинали, что обычно завершается общим подъемом складчатой структуры с образованием горно-складчатого сооружения, как это фиксируется в альпийском цикле Большого Кавказа. В других горно-складчатых сооружениях инверсия геосинклинали может протекать по иному плану.

Раннеорогенная стадия эвгеосинклинали характеризуется умеренными контрастными глыбово-волновыми колебательными движениями, выравнением объемов поднятий и опусканий. Осуществляется компенсация прогибов накоплением песчано-глинистых осадков в морском бассейне небольшой глубины (верхнетерригенная формация). Типичной для данной стадии является флишевая формация. Вместо нее может развиваться угленосная формация. Иногда, как это, например, наблюдается на южном склоне Большого Кавказа (Гагра-Джавская тектоническая зона) в батском веке, констатируется частная инверсия, образование интрагеоантиклинали угленосной формации и батских гранитоидов.

На рассматриваемой стадии в узких и глубоких (несколько сотен, а иногда более 1000 м) трогах отлагаются собственно флишевые и известняковые отложения (внешние зоны геосинклинальной системы). Для флишевой формации характерна тонкая и правильная ритмичность слоев. В ее состав, наряду с преобладающими пелитовыми осадками, представленными аргиллитами, мергелями, известняками, входят алевролиты или песчаники, вместо которых в карбонатном флише присутствуют обломочные известняки различного размера, иногда переходящие в гравелиты, конгломераты и брекчии. Следует отметить, что предальпийские

и альпийские флишевые формации обычно не метаморфизованы либо подвергнуты низкотемпературному метаморфизму.

Альпийская флишевая геосинклиналь, заложенная после отмирания эвгеосинклинального прогиба, развита на южном склоне Большого Кавказа (Местийско-Тианетская тектоническая зона карбонатного флиша верхней юры и мела). Здесь образовался карбонатный и терригенный флиш. В классической францисканской формации Калифорнии очень мощные вулканогенно-граувакковые отложения включают гипербазиты.

В раннеорогенной стадии развития эвгеосинклинали проявляется высокотемпературный метаморфизм низкого давления (см. табл. 22, тип Б-I), предвещающий интрузии плагиогранитов и продолжающий нарастать в период формирования плагиогранитов, приуроченных к интрагеоантиклинальным структурам. Плагиограниты ассоциируют с более ранними габброидами, поэтому следует выделить габбро-плагиогранитовый формационный тип (см. табл. 22, Б-II). Метаморфиты, образующиеся одновременно с плагиогранитами, по составу и характеру метаморфизма весьма разнообразны. Формационный тип может быть назван фемическим прогрессивно-региональнометаморфитовым (см. табл. 22, Б-II). Конкретные формации следует выделять, исходя из ассоциирующих между собой различных метаморфитов после изучения их вещественного состава.

В связи с развитием вулканогенных геосинклиналей образовались нижнепалеозойские расслоенные массивы. Следует полагать, что их становление началось в собственно геосинклинальную стадию внедрением больших масс основной магмы и завершилось в орогенную стадию. Вызывают интерес детально изученные Г. В. Поляковым, Д. В. Кривенко и другими исследователями [1974 г.] три типа дифференцированных габброидов каледонид в северо-западной части Восточного Саяна: сиенит-габбровый (Кизирский), пироксенит-габбровый (массивы Осередок и Падунский) и габбро-норит-диоритовый (массивы Канатикский, Домар-Тайгинский, Базывайский и др.).

Из описания Кизирского сиенит-габбрового массива видно, что здесь имеются три сложные слоистые серии горных пород (мегаритмы), ориентированные по отношению чашеобразной полости вмещающих пород (нижнекембрийские сланцы, известняки, эффузивы основного, реже кислого состава). Создается впечатление, что кристаллизационная дифференциация происходила радиально, а не вертикально, что кажется невероятным. Авторы отмечают, что дифференциация осуществлялась в условиях крутого наклона подошвы и стенок магматической камеры, т. е. в обстановке, неблагоприятной для гравитационного фракционирования. Обильный фактический материал не дает ясной картины кристаллизационной дифференциации. Отмечается общая тенденция некоторой большей основности горных пород нижней слоистой

серии относительно средней и последней относительно верхней. Однако внутри каждого мегаритма наблюдаются серьезные отклонения, которые трудно объяснить. Поэтому авторы применяют такое понятие, как «сложный процесс дифференциации». Если допустить, что после внедрения основной магмы началась ее постепенная кристаллизационная дифференциация, то расслоенность для всего массива должна подчиняться общей гравитации без существенных отклонений. В данном массиве и других описанных авторами этого не наблюдалось.

Видимо, только при однократном и относительно быстром внедрении магмы могут образоваться гравитационно расслоенные интрузии. Однако такой механизм вряд ли допустим, особенно для крупных тел. Интрузивная магма завоевывает пространство постепенно и медленно. В момент прекращения ее перемещения она уже достаточно вязкая, и вряд ли возможно осаждение кристаллов, а в процессе движения расплава оно вообще исключается. Наоборот, происходит перемешивание выделившихся кристаллов, тем более что перемещающаяся магма в это время находится в напряженном состоянии в результате давления снизу, которое снижается после прекращения (затухания) очагового процесса.

В Кизирском массиве отмечается обилие ксенолитов ороговированных вмещающих горных пород, главным образом осадочных, но встречаются и магматические породы. Вызывает интерес прослеживаемость ксенолитов по простиранию при сравнительно небольшой мощности на сотни метров и даже километры с характерной для массива ориентировкой трахитоидности и полосчатости.

Исходными телами Кизирского массива, видимо, являлись силлы и покровы, которые перемежались с туфами, туфобрекчиями и терригенными породами. Таким образом, весь комплекс горных пород представлялся в виде слоеного пирога. В период складчатости, прекращения вулканизма и активности восходящих растворов, по-видимому, осуществлялся интенсивный постмагматический аллометаморфизм, вызвавший унаследованное формирование отдельных зон и слоев массива и его метаморфическую дифференциацию.

Рассмотренную выше ассоциацию горных пород можно назвать расслоенной сиенит-габбровой формацией.

Ранняя орогенная стадия развития миогеосинклинали в целом аналогична таковой эвгеосинклинали. Здесь также происходят частичная инверсия, складчатость, разрывы, вулканизм (андезиты, дациты, липариты), гранитообразование, региональный метаморфизм. Однако все эти процессы осуществляются с меньшей интенсивностью. В отличие от эвгеосинклинали здесь следует выделить: сиалический прогрессивно-региональметаморфитовый и плагиогранитовый формационные типы, а для поздней орогенной стадии — гранитовый формационный тип (см. табл. 22).

В орогенную стадию развития парагеосинклинали гранитоиды не возникают, отсутствует также метаморфизм осадков. То же следует сказать относительно срединных массивов (см. табл. 22). Наблюдаемые иногда в срединных массивах на границе с геосинклиналями гранитоидные интрузии связаны с развитием последних, поэтому они получили название телеорогенных гранитоидов. Эти гранитоиды описаны в Дзирульском выступе Закавказского срединного массива и других местах.

В раннеорогенную стадию на срединных массивах могут образоваться различные интрузивы — кварцевые монцитоны, гранитоиды, сиениты и др. Их становление связано с развитием геосинклинали, заложенной внутри или на периферии срединного массива. В частности, в байосской эвгеосинклинали гранитообразование связано с раннеорогенной батской фазой (Гагра-Джавская тектоническая зона). После батской фазы складчатости в верхней юре в пределах разросшегося срединного массива в условиях мелкого моря (лагуны) образовались щелочные базальты, трахибазальты и их туфы. В верхнем мелу и верхнем миоцене излилась щелочно-базальтовая магма, в результате чего возникли покровы щелочных базальтов и жилы тешенитов. Их можно отнести к позднеорогенной фации щелочных базальтов, которые по составу ассоциирующих горных пород отвечают формации устойчивых областей.

В позднеорогенную (плиоцен) стадию в юго-восточной части Центрального поднятия (тектоническая зона Главного хребта Большого Кавказа) вдоль глубинных разломов внедрились малые интрузии среднекремнекислотного и кремнекислотного состава (позднеорогенные гранитоиды). Орогенное поднятие охватило различные части бывшей геосинклинали (геосинклинальной области) — центральное поднятие, два краевых прогиба, интрагеоантиклиналь центральной и северо-западной частей Главного хребта и парагеосинклиналь северного склона. Байосское эвгеосинклинальное поднятие (Гагра-Джавская тектоническая зона) не вошло в центральное поднятие (тектоническая зона Главного хребта Большого Кавказа). В позднеорогенную (завершающеорогенную) стадию развития Большого Кавказа (верхний плиоцен — квартал), как это характерно для многих горно-складчатых сооружений (центральная часть Казахстана, Саяно-Алтайская область и др.), вдоль глубинных разломов проявился финальный вулканизм, в результате которого возникли горные породы в следующей количественно-возрастающей последовательности: базальты, липариты, дациты, андезиты (базальт—липарит—дацит—андезитовая формация), образующие главным образом потоки, реже небольшие покровы.

Приведенный выше фактический материал позволяет выделить для геосинклиналей (островных дуг и активных континентальных окраин) обобщенные эндогенные формационные типы, перечисленные в табл. 22.

Платформенные формации

Внерифтовые и предрифтовые платформенные формации

Платформенный режим земной коры является противоположным геосинклинальному. Магматизм (и метаморфизм) на платформах в течение весьма длительного геологического времени (сотни миллионов и даже миллиардов лет) не проявляется или проявляется слабо, т. е. платформы непроницаемы или слабопроницаемы для глубинного материала Земли. Контрастность глыбово-волновых колебательных движений земной коры очень мала. Градиенты скоростей вертикальных движений на платформах в 10—30 раз ниже таковых на геосинклиналях. Складчатость на широких площадях платформ отсутствует либо имеет глыбовый характер, а в местах относительно большого накопления осадков проявляется складчатость нагнетания с образованием соляных куполов. Платформы представляют собой устойчивые области земной коры, постепенно увеличивающиеся в размере, в результате неоднократного заложения по их периферии все более молодых геосинклиналей, после отмирания которых образуются молодые (эпирогенные) платформы. По образному выражению А. И. Джанелидзе, геосинклинали являются колыбелью орогенов, а платформы — их кладбищем.

Древние платформы образовались после карельского эндогенного цикла. К эпикарельским платформам относятся Восточно-Европейская, Сибирская, Канадская и др. Позднее (после байкальского эндогенного цикла на границе протерозоя и в протерозое) возникли эпипротерозойские платформы. К ним относится ряд участков африканских платформ. Молодые платформы формировались между герцинским и альпийским циклами (эпигерцинские платформы).

Для разграничения различных орогенических стадий развития платформ убедительных данных нет по той причине, что на древних платформах орогенические процессы либо не фиксируются, либо проявляются в весьма слабой форме. Более благоприятны в этом отношении молодые платформы. На древних платформах своеобразной заменой эпиплатформенного орогенеза оказывается рифтовый режим, который, впрочем, может возникнуть и на молодых платформах [Белусов В. В., 1975]. По теории новой глобальной тектоники, в отличие от геосинклиналей, образующихся в зонах напользания литосферных плит друг на друга, рифтовые зоны и срединно-океанические хребты образуются в пределах плит [Сорохтин О. Г., 1974].

По данным Е. Е. Милановского [1976], внерифтовый и предрифтовый магматизм, обычно проявляющийся в будущих эпиплатформенных рифтовых зонах, сравнительно с магматизмом, проявляющимся в стадии рифтогенеза, играет подчиненную роль, однако он нередко может значительно, порой на десятки и сотни

миллионов лет, опережать рифтогенез. Предрифтовый («точечный») магматизм, приведший к образованию кимберлитовых трубок взрыва и центральных интрузий, имеет щелочной характер. Центральные интрузии, по-видимому, являются глубокими частями (корнями) денудированных вулканов. Они сложены щелочными гранитами, щелочными сиенитами и чаще щелочными ультрамафитами, нередко присутствуют карбонатиты.

Наблюдения показывают, что предрифтовый магматизм проявился на тех платформах, которые позднее подвергались рифтогенезу. Видимо, весьма отдаленным во времени предшественником дизъюнктивной активизации платформ является магматизм, напоминающий инициальный вулканизм геосинклиналей.

С. А. Ушаков [1974] отмечает, что в начальный период развития континентальной литосферы происходит внедрение вдоль самых первых расколов литосферы кимберлитовых трубок, позднее же, при увеличении разрывов, изливаются щелочные базальты. К ним относятся кайнозойские и мел-палеогеновые щелочные массивы, развитые на периферии Красноморского рифта, палеогеновые (?) — среднемиоценовые — в Кенийской зоне, раннепалеозойские и меловые — в южной части Африкано-Аравийского пояса, палеозойские и раннемеловые — в рифтовой системе о. Святой Лаврентий, раннемеловые — в восточной части Бразилии, позднемеловые — в рейнской рифтовой зоне. Становление щелочных массивов протекало длительно и многофазно, однако общий масштаб магматизма и его скорость были незначительны. Эти массивы, хотя они и приурочены к будущим рифтовым зонам, не контролируются какими-либо крупными тектоническими структурами.

Поскольку в предрифтовое время земная кора была слабо проницаема для глубинного вещества, допускается, что в зонах поднятия происходила медленная кристаллизация, обеспечивающая формирование сильно дифференцированных интрузивов.

Кроме упомянутых центральных интрузий щелочного состава на платформах перед рифтогенезом формируются следующие интрузии в приведенной последовательности: габбро-анортозиты, габбро-сиениты, железистые гранитоиды, граниты-рапакиви, агпайтовые нефелиновые сиениты и другие породы. В качестве примера следует назвать гранитоиды Фенноскандии (граниты-рапакиви, гранитные штоки в грабене Осло), Юго-Западной Африки (граниты Эренго и Брандберг), Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна и др. Субсеквентный вулканизм имеет дацитовый и липаритовый состав.

В палеозое на платформах магматизм проявлялся очень редко и незначительно. Он связан с развитием рифтовых зон платформ. Примерами могут служить Днепровско-Донецкий авлакоген в девоне и грабен Осло в перми (щелочные базальтоиды, щелочные ультрабазиты), щелочные массивы рифтовых зон Красного моря, оз. Ньяса, о. Святой Лаврентий и др., а также локальные проявле-

ния траппового вулканизма (девонские базальты и долериты Воронежской антеклизы, Тимана, Сибирской платформы).

С ранней стадией активизации платформ связан преимущественно трапповый вулканизм. В частности, он своеобразно проявился в байкальской рифтовой зоне на ее флангах (в Тункинском и Чарском рифтах), но отсутствует в центральной части Прибайкалья. В юго-западной части байкальской рифтовой зоны вулканизм начался в миоцене и постепенно распространился на запад. В северо-восточной части этой зоны первые проявления вулканизма относятся к среднечетвертичному времени. В Тункинском и Чарском рифтах отмечено временное совпадение начала рифтогенеза и вулканизма. По мере развития рифта произошло смещение вулканической активности от хребтов (внерифтовый вулканизм) к впадинам, т. е. к рифтам (собственнорифтовый вулканизм). Развитие вулканизма в рассмотренных выше рифтах изучено достаточно хорошо [Грачев А. Ф., 1977]. Так, для Чарского рифта характерны среднечетвертичные базальты, дифференцированная серия позднечетвертичных голоценовых трахибазальтов и трахитов; для Тункинского рифта — миоценовые базальты Тункинской впадины, базальты того же возраста хр. Хамар-Дабан и плиоцен-четвертичные базальты Тункинской впадины; для бассейна Джиды — позднечетвертичные базальты.

Внерифтовый вулканизм проявлялся начиная с раннего мезозоя и до конца кайнозоя одновременно на разных платформах, в большинстве случаев в пределах обширных глубоких синеклиз и реже грабенов, испытывающих длительное погружение, в частности в конце мела — палеоцена в Индии (Камбейская рифтовая зона), в конце перми — начале триаса в Сибири и приблизительно в тот же период в Антарктиде, в триасе — начале юры в Юго-Восточной Африке (синеклизы Карру и Парна). Миоценовые платобазальты известны на Колумбийском плато в Кордильерах Северной Америки. Они приурочены к срединному массиву, находящемуся внутри мезозойской геосинклинали. Исследование различных трапповых формаций показало, что состав магмы зависит от промежутка времени между стабилизацией платформы и проявлением вулканизма [Масайтис С. В., 1973]. Наблюдается обеднение состава магмы SiO_2 и щелочами, особенно K_2O , и обогащение CaO и MgO .

В некоторых областях после кратковременной вспышки траппового магматизма происходит повторное дорифтовое развитие с возникновением центральных интрузий щелочного состава (кимберлиты, мелитовые фонолиты и др.). К таким областям относятся южная часть Африкано-Аравийского рифтового пояса (Мозамбик, Малави и др.). В связи с наложением кайнозойского рифтогенеза на ранней стадии рифтообразования изливается щелочная магма [Луцицкий И. В., 1978].

Обобщенные внерифтовые (дорифтовые) платформенные формации (формационные типы) следующие (тип А): трапповый, или плато-

базальтовый, кимберлитовый, нефелинит-мелилит-фонолитовый (трубок взрыва и эксплозивных трубок); щелочногранит-щелочно-сиенитовый, щелочноультрамафит-карбонатитовый, ультрамафит-габброидный (для расслоенных интрузивов), габбро-анортозитовый, габбро-сиенитовый, нефелин-сиенитовый, щелочно-гранитоидный, рапакиви-гранитовый.

Формации эпиплатформенных рифтовых поясов и зон

Рифтовые зоны, зарождающиеся в зонах растяжения земной коры и представляющие собой совокупность продольных грабенов, всегда привлекали внимание геологов, однако в последнее время интерес к ним возрос в связи с открытием на дне океанов рифтовых зон (поясов) огромной протяженности.

Е. Е. Милановский [1970, 1976] выделяет три основные категории рифтовых зон: континентальные, межконтинентальные и океанические. Выделенные зоны отличаются друг от друга по размерам, морфологии структурных форм, масштабу и составу вулканизма (наиболее интенсивно развитому в рифтовых зонах океанов), величине теплового потока (наивысшего в океанических рифтовых зонах), структуре магнитного поля, плану напряжений в очагах землетрясений (в континентальных рифтовых зонах вектор сжимающих напряжений ориентирован субвертикально простиранию рифтовой зоны) и т. д.

На основании наблюдаемых взаимопереходов и тесных структурных связей двух первых рифтовых зон, слагающих единые рифтовые пояса, Е. Е. Милановский допускает возникновение межконтинентальных рифтовых зон как результат далеко зашедшего процесса континентального рифтообразования. Формации эпиплатформенных рифтовых поясов и зон обозначим следующими индексами: континентальные Б-I, межконтинентальные Б-II, океанические Б-III.

Континентальные (внутриконтинентальные) рифтовые зоны. В них и рифт и его «плечи» обладают корой континентального типа, но обычно несколько уточненной, в особенности под рифтом (от 20 до 30—35 км). Кора здесь раздробленная, аномально прогретая и подстилается линзой несколько разупорядоченного мантийного материала.

Континентальные рифтовые зоны, наблюдаемые на востоке Азии, проявляются в виде многочисленных различного масштаба расколов, отходящих от системы краевых разломов Азиатского материка в глубь континента с образованием континентальных (внутриконтинентальных) вулканических поясов и более мелких (локальных) ареальных вулканических проявлений. Относительно крупными являются вулканические пояса и связанные с ними орогенные плутоны (Монголо-Охотский, Станового хребта, Южно-Алданский, Яньшанский), резко наложенные на докембрийские

структуры. К континентальным рифтовым структурам относятся Скалистые горы, сложенные третичными гранитоидами.

Континентальные рифтовые зоны разделяются на две группы [Милановский Е. Е., 1976]; 1) рифтовые зоны и пояса платформ, в которых рифтообразование началось после весьма длительного (200—500 млн. лет и более) времени платформенного развития; 2) рифтовые зоны и пояса молодых складчатых сооружений (эпиорогенные), где аналогичный процесс непосредственно следовал за орогенезисом, или даже сочетался с явлениями, свойственными эпигеосинклиналильному орогенезису.

В первой группе различают две подгруппы рифтовых зон: сводово-вулканические и щелевые. Первой подгруппе отвечают Эфиопская и Кенийская рифтовые зоны Восточной Африки. Для них типична сильная и продолжительная наземная вулканическая активность. Широкое проявление вулканизма началось до заложения рифта, т. е. в платформенную (предрифтовую) стадию развития области, а затем продолжалось в пределах осевого грабена и связанных с ним второстепенных грабенов и зон разломов, т. е. в эпиплатформенную (рифтовую) стадию. Предрифтовый (внерифтовый) мощный вулканизм в Эфиопии связан с разрастающимся длительное время обширным пологим овальным сводовым поднятием, в котором впоследствии начинает закладываться грабен, постепенно перерастающий в Эфиопский рифт.

Извержения в сводово-вулканических зонах происходили на площади растущего сводового поднятия перед заложением осевого грабена; после его образования вулканизм продолжался главным образом внутри грабена, и частично на его периферии.

Рифтовые зоны второй подгруппы характеризуются большой глубиной (3—4 км в Верхнерейнской и 5—7 км в Южно-Байкальской рифтовых зонах). Щели заполнены мощными рыхлыми осадками, вызывающими большие гравитационные минимумы. Рифтообразование происходит одновременно с общим погружением области. Внутри рифтов местами возникают сводо- и горстообразные поднятия, порой достигающие 4—5 км высоты, как это наблюдается, например, в блоке Рувензори в Танганьикской зоне. Вулканизм, связанный с щелевыми рифтовыми зонами, обычно либо слабый, локальный и эпизодический, либо вообще не проявляется. По этому признаку различают слабовулканические (Танганьикская и Верхнерейнская) и невулканические (средний сегмент Байкальского рифта) щелевые рифтовые зоны. Вулканиды сводово-вулканических и щелевых рифтовых зон близки по химическому составу.

Континентальные рифтовые зоны второй группы, т. е. рифтовые зоны и пояса молодых складчатых сооружений и эпиорогенные рифтовые зоны и пояса молодых складчатых сооружений или эпиорогенные рифтовые зоны развиваются после завершения орогенеза. В это время закладывается ряд узких и протяженных, прослеживаемых на многие сотни километров взаимопараллельных

грабенов, разделенных такими же узкими нормальными или односторонними горстами, что типично проявлено в рифтовой системе Кордильер. Излияние известково-щелочной магмы (кремнекислотной, среднекремнекислотной, основной) начинается в больших объемах до заложения рифтовых зон и продолжается также при рифтогенезе. Вулканы питались как в верхней мантии, обусловившей форму базальтоидных формаций, так и в гранито-метаморфитовом слое, продукты которого образовали липарито-дацитовые формации. Излияния щелочной магмы незначительны или вовсе отсутствуют. В первом случае они связаны с переходными зонами, расположенными между молодыми складчатыми зонами и платформами. Характер вулканизма в одних и тех же эпирогенных рифтовых зонах бывает различным. В одних районах могут преобладать кремнекислотные вулканы (провинция Бассейнов и Хребтов), а в других — базальты (Колумбийское плато и грабен р. Снейк). Кроме того, в некоторых районах, например в Каскадных горах, проявлен только интенсивный андезитовый вулканизм. Мощный вулканизм магмы кремнекислотного состава нередко предвращает возникновение и быстрое проседание узких грабенов (провинция Бассейнов и Хребтов). Кремнекислотный вулканизм часто сопровождается извержениями огромных масс игнимбритов, по-видимому, связанных с неглубокими очагами генерации магмы. Мощные извержения толеитовых базальтов (впадина Колумбийского плато) и субщелочных оливиновых базальтов (грабен р. Снейк), вероятно, связаны с мантийными магматическими очагами.

Ко второй группе континентальных рифтовых зон, т. е. эпирогенным рифтовым зонам, относятся области тектоно-магматической активизации, проявляющейся в послеплатформенную континентальную стадию развития земной коры. А. Д. Щеглов [1968] назвал ее автономной активизацией, так как она проявляется независимо от геосинклинального процесса. Автономная активизация обычно наблюдается в позднем палеозое — раннем мезозое и охватывает области завершенной складчатости, срединные массивы, платформы и их щиты. Однако наиболее отчетливо она выражена в областях развития протерозойской и палеозойской складчатости и срединных массивах.

А. Д. Щеглов выделяет две стадии развития автономной активизации, с каждой из которых связаны определенные магматиты и руды. На первой стадии возникают наложенные пологие изометричные прогибы, выполненные слабо дислоцированными континентальными вулканогенно-обломочными формациями (туфоконгломераты, туфобрекчии, туфопесчаники) и достигающие нескольких километров мощности. Состав вулкаников в одних случаях кремнекислотный, в других — основной. Наблюдается также перемежаемость покровов различного состава, вплоть до щелочного. Характерными являются трещинные, обычно субвулканические многофазные, часто кольцевые интрузии различной кремне-

кислотности. С названными интрузиями связаны месторождения олова, вольфрама, редких земель, полиметаллов, меди, молибдена, висмута и др.

Примерами первой стадии развития зон автономной активизации могут служить Западное Забайкалье и Восточный Саян, Кураминская зона Тянь-Шаня и срединные массивы Чешский, Верхнерейнский, Родопский, Буреинский, Уссури-Ханкайский и Восточно-Монгольский.

Во второй стадии активизации образуются впадины, обрамленные крупными зонами долгоживущих разломов и выполненные грубообломочными угленосными отложениями. Впадины располагаются в виде гирлянд — Забайкалье (СССР), Бразилия, Китай — или представляют собой крупные межгорные изометрические прогибы — Алдан (СССР), Западная Африка.

Магматические проявления выражены базитово-щелочными интрузиями небольшого размера, с которыми связаны эпитермальные месторождения флюорита, барита, марганца, полиметаллов, сурьмы, ртути и др. В самом конце стадии отмечается базальтовый вулканизм, возможно отвечающий началу нового этапа развития области.

Вулканиды, образующиеся в связи с развитием континентальных рифтовых поясов и зон, следующие: пикритовые базальты, оливиновые базальты, андезито-базальты, трахиты, фонолиты, кварцевые трахиты, комендиты и пантеллериты (слабощелочные), игнимбриты (грабены Кампиданы и Пантеллерия), пикриты, оливиновые мелилититы, меланефелиниты, фонолиты и карбонатиты (сильнощелочные существенно натриевые); мафуриты, катунгиты, мелилититы, угандиты, лейцититы и лейцитовые базальты (сильнощелочные существенно калиевые вулканиды Танганьикской рифтовой зоны); габброиды и монцониты (субвулканические, плиоцен; Рокский сегмент Центрального французского массива) и др.

Ввиду весьма разнообразного состава вулканидов, связанных с континентальными (внутриконтинентальными) рифтовыми зонами, выделение формационных типов (Б-1) по характерным ассоциациям горных пород затруднено. Мы условно выделяем два формационных типа: континентальный эпиплатформенный слабощелочной (известково-щелочной и субщелочной) и континентальный эпиплатформенный щелочной (существенно натровый и существенно калиевый).

Межконтинентальные рифтовые зоны. Осевая часть этих рифтовых зон имеет кору, по составу близкую к таковой океанических (внутриокеанических) рифтовых зон. Периферические части рассматриваемых рифтовых зон несколько утончены и сложены переработанной континентальной корой.

Так как межконтинентальные рифтовые зоны представляют собой результат далеко зашедшего процесса развития континентальных (внутриконтинентальных) эпиплатформенных рифтовых

зон, их магматизм носит переходный характер от слабощелочного до толеитбазальтового, свойственного континентальным (внутриконтинентальным) рифтовым зонам. Зачаточная стадия такого развития фиксируется в узких раздвигих (впадина Афар в Эфиопии), более поздняя — в Красноморском и Аденском межконтинентальных рифтах. Например, в результате вулканизма в северной прибортовой зоне Аденского рифта образовались слабощелочные горные породы (оливиновые базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, комендиты), а в глубоководных осевых зонах с новообразованной океанической корой — толеитовые базальты, вскрытые при морском бурении в осевой зоне Красного моря, в глубоководной котловине под 14-метровой пачкой четвертичных осадков. На южном конце по простиранию рифт Красного моря утрачивает свой межконтинентальный характер; соответственно изменяются продукты вулканизма от толеитовых базальтов до промежуточных их разновидностей — между толеитовыми и щелочными базальтами, и далее до слабощелочных пород — щелочные базальты, трахибазальты, трахиты, развитые вдоль цепи вулканических островов осевой зоны рифта.

В Восточном Египте в прилегающей к грабену Красного моря (Красноморская межконтинентальная рифтовая зона) части Нубийского щита, т. е. в осевой зоне бывшего Аравийско-Нубийского щита, установлены мел-палеогеновые щелочно-карбонатитовые центральные интрузии, а южнее, в Восточном Судане — палеозойские кольцевые интрузии щелочных гранитов.

Аналогичные соотношения между различными элементами рифта фиксируются в Исландии. На наиболее активных поперечных участках рифта изливаются толеитовые базальты, свойственные внутриокеаническим рифтовым зонам, а на участках вырождения этих зон вместо толеитовых базальтов развиты щелочные оливиновые базальты, гавайиты и муджиериты.

Вулканыты, связанные с данным типом рифтовых зон, следующие: основные породы известково-щелочного ряда (толеитовые базальты в осевой зоне, субщелочные и щелочные на ее окончаниях и флангах); оливиновые базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, комендиты (Аденский рифт); толеитовые базальты, щелочные базальты и трахибазальты (Красноморский рифт); толеитовые базальты, щелочные оливиновые базальты, гавайиты, муджиериты.

Выделяются следующие формационные типы: межконтинентальный эпиплатформенные (комендит-трахит-оливинбазальтовый, трахибазальт-толеитбазальтовый, муджиерит-гавайит-щелочно-оливинбазальт-толеитбазальтовый).

Формации океанических рифтовых зон и дна океанов

Осевая «рифтовая долина» и обрамление внутриокеанических рифтовых зон обладают корой, близкой к океанической.

По прохождению сейсмических волн океаническую кору подразделяют на три слоя. Первый верхний слой составляют рыхлые осадки мощностью несколько сотен метров. Он подстилается магнитно сильноаномальными базальтовыми вулканитами и их пирокластолитами, отвечающими второму океаническому слою мощностью 0,5—2 км. Третий слой представлен существенно размагнитненными габброидами, метагабброидами, базальтами и метабазальтами.

Вулканиты связаны как с рифтогенезом, так и с предваряющим его процессом (ареальные извержения). Вулканиты занимают огромные пространства на дне океанов. Они, подобно вулканитам траппов материков, образуют покровы, силлы и дайки [Милановский Е. Е., 1976].

Базальтовые вулканиты широко обнажены в подводных срединно-океанических хребтах (внутриокеанические или океанические рифтовые зоны) [Miyashiro A., 1972, 1973]. Они представлены оливиновыми толеитами, содержащими K_2O менее 0,3%; содержание Ba, Sr, Pb, Th, U и Zr в этих вулканитах ничтожное. По сравнению с большинством континентальных базальтов отношения Na : K и K : Rb являются более высокими. По этим признакам их называют океаническими толеитами.

В подводных внутриокеанических хребтах щелочные базальты играют подчиненную роль; они обычны для океанических островов. В пределах таких хребтов распространены также перидотиты и серпентиниты, особенно обильные в поперечных зонах разломов, пересекающих Срединно-Атлантический хребет. Перидотиты и паргаситсодержащие разновидности серпентинитов богаты CaO и Al_2O_3 , что роднит их с высокотемпературными перидотитами, внедрившимися из верхней мантии в твердом состоянии. Встречаются также беспаргаситовые серпентиниты, обнаруживающие более низкое содержание CaO и Al_2O_3 . Наблюдаемые вариации в составе серпентинитов объясняются неодородностью вещества верхней мантии и миграцией материала при серпентинизации.

Базальты, долериты и габбро, развитые в подводных внутриокеанических хребтах, нередко метаморфизованы (метаморфизм океанического дна), метаморфизм осуществлялся в океанической коре под гребнями хребтов. На это указывает содержание в них высокотемпературных минеральных ассоциаций. Находки базитовых метаморфитов в удалении от оси хребта объясняются раздвижением океанического дна (спредингом) и перемещением литосферных плит в латеральном направлении (в направлении океанических впадин).

Метабазальты и метагабброиды, видимо, развиты на глубине всех внутриокеанических хребтов. Они обнажаются там, где происходили значительные разрывы, создавшие резкий рельеф и обусловившие интенсивные эрозионные процессы. Например, в Срединно-Атлантическом хребте метаморфиты обнажаются в нижних частях склонов срединной долины и вдоль зон поперечных разло-

мов, сопровождающихся серпентинитами, внедрившимися в твердом состоянии. В Восточно-Тихоокеанском поднятии metabазиты не обнажаются, они перекрыты неметаморфизованными базальтами.

Метабазальты не рассланцованы, либо рассланцованы слабо. Обычно они перекристаллизованы не до конца: различается исходная подушечная отдельность лав и пирокластолитов, являющихся, по-видимому, составной частью мощных вулканогенных толщ. В нижних частях таких толщ происходила метаморфическая перекристаллизация в условиях цеолитовой (t 120—180° С) и зеленосланцевой ($t \simeq 350^\circ$ С) фаций метаморфизма (метаморфизм погребения). Местами метаморфизм достигал амфиболитовой фации. Метаморфиты пренит-пумпеллиитовой и эпидот-амфиболитовой фации в магматитах дна океанов пока не установлены.

Метагабброиды обнаруживают сохранность структуры исходных габброидов и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. При проявлении регрессивного метаморфизма образуются горные породы, относящиеся к цеолитовой фации. В отличие от базальтов, габброиды внутриокеанических хребтов почти всегда в той или иной степени метаморфизованы. Вследствие небольшой мощности океанической коры температура под внутриокеаническими хребтами не могла бы обеспечить метаморфизм амфиболитовой фации (550—700° С), поэтому полагают, что кристаллизация габброидов и их последующий аллохимический метаморфизм протекали в верхней мантии.

Таким образом, метаморфизм пород океанического дна был значительно более низкотемпературным и протекал в условиях цеолитовой и зеленосланцевой (зеленокаменной) фации. Метаморфиты амфиболитовой фации имеют мантийное происхождение; они вынесены включающими их серпентинитами, интродуцированными в холодном состоянии по поперечным разломам.

Анализ большого фактического материала по исследованию горных пород дна океанов дает основание Л. В. Дмитриеву, А. Я. Шараськину и А. В. Гаранину [1976] для выделения особой магматической гипербазит-базитовой формации.

По мнению этих исследователей, все гипербазиты (лерцолиты, гарцбургиты) интенсивно серпентинизированы, хотя исходная структура обычно сохранена и минеральный состав легко распознается. Породы состоят из оливина, орто- и клинопироксенов с аксессуарной шпинелью и реже с плагиоклазом. Габброиды, ассоциирующие с гипербазитами, представлены габбро, габбро-норитами, оливиновыми габбро-норитами, анортозитами и роговообманковыми габбро, среди которых преобладают габбро, обогащенные оливином, редко встречаются такситовые габбро, сильно обогащенные магнетитом и ильменитом. Ультраосновные и основные магматиты образовались в результате дифференциации в верхней мантии, начиная с верхней юры до настоящего времени. Дифференциация мантии вызвана ее подъемом и частичным пла-

влением, сопровождающимся сепарацией базальтового расплава по схеме: исходный лерцолит → основной расплав + остаточный гарцбургит. В результате этого процесса образовались два различных комплекса горных пород: гипербазиты с телами габброидов, составляющие третий слой океанической коры, и базальты, переслаивающиеся с терригенными породами, составляющие второй океанический слой.

Новый фактический материал подтвердил существующее мнение об увеличении возраста магматических пород в стороны от внутриокеанического хребта, что указывает на спрединг.

В целом в океанах встречены следующие ассоциации горных пород: основная ассоциация или зона гребня — оливиновые толеитовые базальты, либо непрерывная серия оливиновых базальтов, андезитов и трахитов, либо контрастная серия оливиновых базальтов (либо безоливиновых базальтов) и трахитов. Донные ассоциации — оливиновые базальты (преобладают), пироксеновые базальты и пикритовые базальты; долериты, диабазы, габбро, metabазальты, серпентиниты (существенно меньше).

Таким образом, для внутриокеанических хребтов и дна океанов можно выделить следующие обобщенные эндогенные формационные типы (Б-III): габбро-диабаз-ультрамафитовый и трахит-андезит-оливин-толеитбазальтовый.

* *
* *

На протогеологическо-догеосинклинальном этапе наряду с базальтами образовались габбро, ультрамафиты и другие мафитовые породы, которые теперь составляют геофизический базальтовый слой, погребенный под позднее возникшим гранит-метаморфитовым слоем.

Надо полагать, что на рассматриваемом этапе развития Земли метаморфизм исходных горных пород распространялся на обширные территории — осуществлялся как под непосредственным воздействием магмы на вмещающие горные породы, составляющие стенки многочисленных магмоподводящих каналов (контактный метаморфизм), так и под влиянием активных поствулканических газогидротерм глубинного происхождения, преобразовавших не только мощные толщи вулканитов в соответствии с глубиной их залегания, но и подстилающие эти вулканиты массы горных пород (региональный метаморфизм).

Инициальный базальтовый вулканизм, характерный для эвгеосинклиналей неогей, и последующее формирование гранитоидов имеют место и в протогее, причем в протогее, как и в неогее, происходит формирование сначала плагиогранитов, затем калиевых гранитов, но эта последовательность здесь сильно растянута во времени.

В становлении гранито-метаморфитового слоя Земли, наряду с процессами анатексиса осадочных пород, по-видимому, немало-

важную роль играли процессы метаморфизма и метасоматизма, реализующиеся под воздействием химически активных восходящих растворов. В пользу этого соображения говорят развитие гранитизации в областях распространения базитового субстрата и наблюдаемый в природе процесс метасоматической гранитизации базальтоидов и габброидов как древних, так и фанерозойских, приуроченных в последнем случае к эвгеосинклиналям.

Огромный фактический материал по геосинклинально-платформенному этапу развития Земли позволяет более детально проанализировать эндогенные формации Земли (континентов и дна океанов) этого этапа и выделить соответствующие формационные типы как по горно-складчатым системам и островным дугам, так и по платформам, включая рифтовые зоны континентов и океанов.

- Ажгирей Г. Д.* Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1966.
- Акцессорные магнетиты и хромшпинелиды как индикаторы генезиса магматических пород/М. Г. Руб, Н. Г. Гладков, В. А. Павлов и др. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, с. 10—26.
- Афанасьев Г. Д.* Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Бейли Б.* Введение в петрологию. «Науки о Земле», М., Мир, 1972.
- Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М., Недра, 1975.
- Белякин Л. С.* Избранные труды, тт. 1 и 2. Изд-во АН СССР, М., 1956, 1958.
- Богатиков О. А.* Главные типы анортозитовых ассоциаций СССР. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М., 1976, с. 35—47.
- Богатиков О. А., Дмитриев Ю. И.* Базальты и анортозиты Луны. — В кн.: Проблемы петрологии. М., 1976, с. 206—219.
- Болк Р.* Структурные особенности изверженных горных пород. М. Госгеол-издат, 1946.
- Борсук А. М.* Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Бушляков И. Н., Соболев И. Д.* Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива. М., Наука, 1976.
- Гамкрелидзе П. Д.* Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси. Изд-во АН ГССР, 1949.
- Годовиков А. А.* Минералогия. М., Недра, 1975.
- Грачев А. Ф.* Рифтовые зоны Земли, Л., Недра, 1977.
- Дзоценидзе Г. С.* Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1948.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы, тт. 1—5. М., Мир, тт. 1, 2, 1965; тт. 3, 4, 5, 1966.
- Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Гаранин А. В.* Основные черты магматизма дна океана. В кн.: Проблемы петрологии. М., 1976, с. 173—189.
- Елисеев Н. А.* Структурная петрология. Л., Изд-во ЛГУ, 1953.
- Елисеев Н. А.* Метаморфизм. Л. Изд-во ЛГУ, 1959.
- Жариков В. А.* Основы физико-химической петрологии. М., Изд-во МГУ, 1976.
- Жуковский А. А., Шварцман А. А.* Физическая химия. М., Металлургия, 1976.
- Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Заварицкий А. Н.* Избранные труды, тт. 1 и 2. М., Изд-во АН СССР, 1956, 1958.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С.* Физико-химические основы петрографии изверженных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Закрутин В. В.* Об эволюции амфиболов при метаморфизме. — Зап. ВМО, 1968, ч. 97, вып. 1, с. 13—23.
- Заридзе Г. М.* Хевская неинтрузия в Дзирульском массиве. — Бюл. Геол. ин-та Грузии, 1938, т. 4, вып. 1, с. 81—94.
- Заридзе Г. М.* Среднеюрский магматический цикл Грузии. — Сообщ. АН ГССР, 1944₁, т. 5, № 2, с. 147—154.
- Заридзе Г. М.* Два магматических цикла в палеогене Малого Кавказа. — Сообщ. АН ГССР, 1944₂, т. 5, № 5, с. 391—400.
- Заридзе Г. М.* Магматический цикл верхнего миоцена-плиоцена в Грузии. — Сообщ. АН ГССР, 1944₃, т. 5, № 6, с. 601—610.
- Заридзе Г. М.* Магматический цикл четвертичного периода в Грузии. — Сообщ. АН ГССР, 1944₄, т. 3, № 9, с. 885—894.

Заридзе Г. М. Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанное с ним рудообразование. Тбилиси. Изд-во «Техника да Шрома», 1947.

Заридзе Г. М. О проблеме генезиса гранитов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 3, с. 139—140.

Заридзе Г. М. О происхождении кавказских гранитоидов и их рудоносности. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, 1955, с. 392—399.

Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Заридзе Г. М. О магматических и метаморфических формациях (на примере Кавказа). — Сов. геология, 1962, № 5, с. 33—46.

Заридзе Г. М. О генетической связи метаморфитов, гранитоидов и зон минерализации с вулканогенно-осадочными формациями. Тр. I уральского петрогр. совещ., т. I. Свердловск. Изд-во УФ АН СССР, 1963.

Заридзе Г. М. О роли вулканизма в эндогенной минерализации на примере некоторых месторождений Кавказа. — Изв. вузов, Геология и разведка, 1965, № 4, с. 3—10.

Заридзе Г. М. Типы эндогенных геологических формаций. Тбилиси, Ганатлеба, 1966₁.

Заридзе Г. М. О генезисе глубинных базитов и ультрабазитов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1966₂, № 6, с. 27—38.

Заридзе Г. М. Эндогенные формации орогенных областей. М., Недра, 1970.

Заридзе Г. М. Геолого-структурные типы гранитоидов. — В кн.: Петрология. МГК, сес. 24. Докл. сов. геологов. Пробл. 2, М., 1972, с. 66—72.

Заридзе Г. М. Генетическая классификация главных типов эндогенных горных пород. — Бюл. МОИП, отд. геол., т. 1, 1976, с. 94—105.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О второстепенных минералах гранитоидов. — Зап. ВМО, сер. 2, ч. 80, 1952, с. 305—307.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Локского массива. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. М., 1953, с. 311—316.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива. — Труды геол. ин-та АН СССР, сер. мин.-петрогр., т. 3, Тбилиси, 1953₂, 121—124.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О процессах замещения плагноклазов. — Науч. доклады высшей школы, Геол.-географ. науки, 1958, № 2, с. 57—61.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1959₁.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О метасоматических пегматитовых и пертитовых структурах. — Сообщ. АН СССР, т. 22, № 2. 1959₁, с. 175—178.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О стадиях метасоматоза. — В кн.: Гранито-гнейсы, МГК, сессия 21, Докл. сов. геологов, пробл. 14. Киев. 1960, с. 127—139.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Соображения о метаморфических фациях. Докл. грузин. геол. на 22 сесс. МГК, Мецниереба, 1964₁, с. 43—54.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Минералы и генезис некоторых характерных для Кавказа пегматитов. — В кн.: Магматизм и генезис пегматитов. МГК, сессия 22, Докл. сов. геологов., М., 1964₂, с. 321—331.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Петрология метаморфических образований северного склона Большого Кавказа (Северная Осетия и Дигория). Тбилиси, Мецниереба, 1967.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Петрология метаморфических образований северного склона Большого Кавказа (Балкария, Карачай, Адыгей). Тбилиси, Мецниереба, 1974.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., Хмаладзе И. И. Некоторые особенности верхнемелового вулканизма юго-восточной Грузии. — Докл. АН СССР, т. 133, 1960, № 3, с. 649—652.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., Шенгелия Д. М. К методике изучения процессов метасоматического породообразования. — В кн.: Магматизм, мета-морфиз, метасоматизм. Тбилиси, 1969, с. 223—332.

- Кизельватер Д. С.* О явлениях альбитизации в кристаллических сланцах докембрия Северного Кавказа. М., Тр. МГРИ, т. 29, 1956.
- Кикнадзе И. И., Цимакуридзе Г. К.* Секториальные двойники плагиоклазов из метаморфических сланцев ладевальской свиты (Верхняя Сванетия). Сообщ. АН ГССР, т. 89, 1978, № 1, с. 133—136.
- Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород.* Петрограф. комитет, Отделение геологии, геофизики и геохимии АН СССР. М., Недра, 1975.
- Коржинский Д. С.* Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. — В кн.: Очерк метасоматических процессов. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М. Изд-во АН СССР, 1957.
- Коржинский Д. С.* Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканических данных. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 9, с. 12—17.
- Коржинский Д. С.* Режим кислотности щелочнометалльности трансмагматических растворов. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., Недра, 1967, с. 163—169.
- Кориковский С. П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Узакано-Становой зоны. М., Наука, 1967.
- Костов И.* Минералогия. М., Мир, 1971.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л.* Гранитоидный магматизм и тектоника. — Геология и геофизика, 1967, № 10, с. 108—121.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л.* Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., Наука, 1968, с. 65—78.
- Курс физической химии*, т. 1/Я. И. Герасимов, В. П. Дервинг, Е. Н. Еремин и др. М., Химия, 1970.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Избранные труды, тт. 2 и 4. Л.—М. Изд-во АН СССР, 1950 и 1955.
- Лихачев А. П.* О формировании Бушвельдского интрузивного комплекса и связанных с ним рудных месторождений — Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 12, с. 50—65.
- Лодочников В. Н.* Главнейшие породообразующие минералы. М., Недра, 1974.
- Луцицкий И. В.* Основы палеовулканологии, т. 2. М., Наука, 1971.
- Луцицкий И. В.* Древние вулканические области южных материков в фанерозое. М., Наука, 1978.
- Маракушев А. А.* Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во МГУ, 1973.
- Маракушев А. А.* Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973₂, № 8, с. 3—16.
- Маракушев А. А.* Метод термодинамического расчета показателей основности горных пород и минералов. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1976₁, т. 81, отд. геол., вып. 1, с. 5—25.
- Маракушев А. А.* Кислотно-щелочные свойства безводных силикатов и алюмосиликатов. — Зап. ВМО, 1976₂, ч. 105, вып. 5, с. 562—579.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л.* Минеральные фации кислотности — щелочности гранитоидов, бедных кальцием. — В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., 1966, с. 5—72.
- Масайтис В. Л.* Базитовые магматические формации Сибирской платформы. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, 1973, с. 159—170.
- Милановский Е. Е.* Основные типы рифтовых зон материков. — Вестн. МГУ, сер. геол., 1970, № 2, с. 13—35.
- Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976.
- Милер Р., Кан Дж.* Статистический анализ в геологических науках. М., Мир, 1965.

- Наковник Н. И. Грейзены. — В кн.: Измененные околожильные породы и их поисковое значение. М., 1954, с. 53—80.
- Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 5, с. 23—39.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков. — В кн.: Геотектоника. М., 1975, № 6, с. 1—14.
- Павловский Е. В., Колотухина С. Е. Роль гранитов в формировании земной коры в раннем докембрии (на примере Канады и Гренландии). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 9, с. 5—16.
- Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М., Недра, 1976.
- Петров В. П. Проблемы и задачи современной петрографии. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., 1974. с. Петрография, ч. 1. М., Изд-во МГУ, 1976, с. 20—38.
- Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород, чч. 1, 2, тт. I, II. М., Недра, 1966.
- Природа метаморфизма. М., Мир, 1967.
- Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., Наука, 1964.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. М.—Л., Изд-во Горно-геол.-нефт. лит., 1934.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н. Сравнительная оценка интенсивности вулканизма на континентах и в океанах — Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1979, с. 5—12.
- Руб М. Г., Левицкий В. В. Петрогеохимические особенности Кокшаровского массива ультраосновных и щелочных пород и сопровождающих их послемагматических образований. Тр. ИГЕМ АН СССР. М. Изд-во АН СССР, 1962, вып. 76.
- Руб М. Г., Ашихмина Н. А., Магидович Т. С. Акцессорные минералы как один из индикаторов комагматичности и металлогенической специализации эффузивных, субвулканических и интрузивных образований (на примере Северо-Востока СССР). — В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. М., 1965, с. 7—38.
- Рундквист Д. В. Распределение давления в горных породах и размещение метасоматических образований. Тр. I конф. по околорудному метасоматозу. М., Недра, 1966.
- Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. М., Недра, 1973.
- Семенов Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, Наукова думка, 1966.
- Систематика магматических горных пород/Е. Д. Андреева, О. А. Богатиков, М. Б. Бородаевская и др. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 10, с. 17—25.
- Соболев В. С. О давлении при процессах метаморфизма. — В кн.: Физ.-химич. проблемы формирования горных пород и руд, т. 1. М., 1961, с. 7—16.
- Соловьев С. П. Чегемская вулканическая область и район бассейна рек Кестанты и Сакашиль (Северный Кавказ). — Тр. ЦНИГРИ, вып. 103, 1938, с. 84—86.
- Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли, М., Наука, 1974.
- Судовников Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964.
- Татришвили Н. Ф. Кристаллохимические особенности амфиболов в метаморфитах Большого Кавказа. — Сообщ. АН ГССР, 1975, т. 79, № 3, с. 641—644.
- Татришвили Н. Ф. Эволюция состава амфиболов в метаморфитах Большого Кавказа. Тр. Геол. ин-та, Тбилиси, н. с., 1978.
- Устиев Е. К. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 12, с. 3—30.
- Ушаков С. А. Физика Земли, т. 1. Строение и развитие Земли., М., Изд-во ВИНТИ, 1974.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 4, М., 1939.

Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определение их химических типов. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Шарапов И. П. Применение математической статистики в геологии. М., Недра, 1965.

Шацкий Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5. с. 3—23.

Шенгелия Д. М. О генезисе турмалина из песчано-глинистых сланцев Дарьяльского ущелья. — Изв. Геол. об-ва. Грузин, т. 3, вып. 1, 1963, с. 67—69.

Шенгелия Д. М. О характере калинатровых полевых шпатов в верхнепалеозойских порфиробластических гранитах Северного Кавказа. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, метасоматизм. Тбилиси, 1969, с. 185—205.

Шенгелия Д. М. О равновесии эпидота в палеозойских гранитоидах и гранитизированных породах Северного Кавказа. — Сообщ. АН ГССР, 1972, т. 66, № 3, с. 617—620.

Шенгелия Д. М. Богатый железом мусковит из палеозойских диафторитов Северного Кавказа. Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 4, с. 937—939.

Шенгелия Д. М., Ахвледиани Р. А., Кецохели Д. Н. Рентгеновское изучение углисто-графитового вещества в температурном интервале 300—850 °С. — Сообщ. АН ГССР, т. 83, № 3, 1977, с. 661—663.

Шенгелия Д. М., Кецохели Д. Н., Милановский А. В. Фтор в биотитах из палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. Сообщ. АН ГССР, 68, № 3, 1972, с. 649—652.

Шенгелия Д. М., Кецохели Д. Н., Чичинадзе Г. Л. Черные калиевые полевые шпаты из кристаллических сланцев Абхазии. — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 1, с. 186—189.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968.

Янов Э. Н. Типы подвижных областей и стадии их развития. — Сов. геология, 1977, № 4, с. 8—19.

Ampferer Otto. Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. — Jahrb. der Kaiserlich-Königlichen Reichsanstalt, Bd. 56, Wien, 1906, S. 539—622.

Auboin Jean. Geosynclines. Elsevier Publishing Company. Amsterdam, London, New York, 1965.

Dewey J. F., Birg J. M. Mountain Belts and the New Global Tectonics. — J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 14, p. 2625—2647.

Le Pichon X. Sea-floor Spreading and Continental Drift. — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, No 12, p. 3661—3697.

Eskola P. On the petrology of the Orijarvi Region in southwestern Finland. — Geol. Finland, N 40, 1914.

Eskola P. On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi Region. — Comm. Geol. Finlande Bull., N 44, 1915.

Fife W. G., Turner F. J., Verhoogen J. Metamorphic reactions and metamorphic facies. Baltimore, 1959.

Green D., Ringwood A. The genesis of basaltic magmas. Earth's Crust and Upper Mantle. Geophysical monograph., N 13, Washington, D. C., 1969.

Hatch F., Wells A., Wells M. Petrology of the igneous rocks, London, 1972.

Hamilton W. Mesozoic California and the underflow of pacific mantle. — Geol. Soc. Am. Bull., vol. 80, 1969, S. 2409—2430.

Hess H. H. Stillwater igneous complex. Montana. A quantitative mineralogical study. — Mem. Geoc. Soc. Am., 1960, vol. 80, p. 230.

Jackson E. D. Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the stillwater complex. Montana, U. S. — Geol. Serv., Paper 358, p. 1—106, 1961.

Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. — J. Petrol., 1961, vol. 2, N 3, p. 277—311.

Miyashiro A. Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean-floor metamorphism. — Tectonophysics, 1972, N 1—4, S. 141—159.

- Miyashiro A.* Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. — *Am. J. Sci.*, 1972, N 7, p. 629—656.
- Miyashiro A.* Metamorphism and metamorphic belts. London George Allen and Unwin Ltd., 1973.
- Morgan W. J.* Rises, trenches, great faults and crustal blocblocks. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, N 6, p. 1959—1982.
- Simonen Antti.* Die Batholits und teir Orogenic — Selting. Sec. rep. Upper Mantleproject. Geophysical monograph, N 21, Washington, 1969, p. 483—489.
- Sutton J.* Controls of metamorphism. Oliver Boyd Edinburg and London, 1965.
- Turner F. J., Verhoogen J.* Igneous and Metamorphic Petrology. London, 1960.
- Wager L., Brown G.* Layered igneous rocks. Edinburgh and London, 1968.
- Wegener A.* Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig, 1915.
- Winkler Helm. G. F.* Die genese der metamorphen gesteine. Springer—Verlag, Berlin, Heidelberg, New—York, 1967.
- Zaridze G. M.* The geological — structural types. — *Canadian J. of Earth Sci.*, vol. 11, N 4, p. 595—598, Ontario, 1974.
- Zaridze G. M.* Formation of Granitoids in Relation to Tectonic Structure. *Kristalinikum II*, Praha, 1975, S. 115—122.
- Zaridze G. M.* Über Kristallisationsdifferentiation und metasomatische Granitisation bei der Bildung der Granit—Metamorphitschicht. — *Z. geol. Wiss.*, Jg. 6, H. 8, 1978, S. 985—994.

УКАЗАТЕЛЬ ГОРНЫХ ПОРОД

- Адамеллит 235
 Адинол 275, 337
 Альбитит 66, 251, 302
 Альбитофир 34, 233, 300
 кварцевый 245, 275
 Альенит 133, 258
 Аляскит 285, 288
 Амфиболит 34, 66, 67, 163, 300, 302, 325, 344
 гранатовый 132, 165, 325, 349
 кванитовый 325
 пироксеновый 325, 354
 скаполитовый 325
 цоизитовый 325
 эпидитовый 325
 Андезит 34, 40, 44, 45, 48, 50, 96, 171,
 184, 185, 203, 231, 232, 233, 234, 245,
 281, 300, 305, 378, 379, 380, 386, 388,
 395, 399, 406
 Андезит-базальт 21, 41, 44, 48, 50, 55,
 177, 185, 205, 228, 407
 Андезит-липарит 44, 395
 Анортозит (плагноклазит) 96, 217, 218,
 219, 228, 357, 366, 367, 368, 410
 андезинит 218, 219, 229
 лабрадорит 218
 олигоклазит 218, 229
 Аплит 30, 41, 42, 113, 176, 190, 284
 гранитовый (гранит-аплит) 239, 240
 Аплит-пегматит 41
 Аплит сиенитовый (сиенит-аплит) 258, 259
 Аппинит 229
 Атаксит 181
 Базальт 9, 23, 24, 28, 34, 40, 44, 45, 48, 50,
 93, 139, 156, 159, 162, 177, 185, 220, 221,
 222, 226, 228, 229, 232, 265, 268, 281,
 292, 300, 305, 366, 367, 378, 386, 388,
 394, 400, 403, 408, 409, 410, 411
 анальцимовый 269, 271
 лейцитовый 269, 273, 379, 407
 мелилитовый 133, 273
 нефилиновый 269, 273
 оливиновый 141, 223, 225, 374, 379, 406,
 407, 408
 пикритовый 211, 407, 411
 пироксеновый 411
 толенитовый (\pm оливин) 9, 205, 222, 225,
 228, 366, 374, 378, 393, 396, 406, 408,
 409, 411
 щелочной (\pm оливин) 48, 50, 156, 171,
 225, 378, 402, 407, 408, 409
 Базальтоид 203, 214, 220, 225, 374, 378,
 402, 412
 Базанит 48, 268, 271, 273, 274
 Базанитоид 271
 Базит (мафит) 30, 90, 102, 122, 133, 142,
 150, 151, 156, 157, 203, 227, 368, 371
 373, 378
 Березит 114, 289
 Бластомилонит 274, 363
 Боксит 165
 Бостонит 259
 Брекчия тектоническая 274, 361
 Бронзитит 207, 212
 Бухит 308, 318
 Варнолит 185, 186, 223, 224, 254
 Вебстерит 144, 207
 Верлит 205, 206, 373
 Вогезит 249
 Вульзенит 268
 Вулканическое стекло 17
 Габбро 31, 34, 41, 45, 48, 93, 96, 98, 102,
 125, 139, 156, 157, 159, 168, 182, 190,
 208, 214, 216, 219, 227, 228, 229, 239,
 242, 265, 300, 302, 304, 370, 372, 376,
 393, 394, 395, 398, 409, 410, 411
 анортитовое 216
 гранатовое 214
 кварцевое 214, 299, 333
 оливиновое 141, 214
 ортоклазовое 102
 рогообманковое 410
 шпинелевое (шпинельсодержащее) 214
 Габбро-амфиболит 41, 296
 Габбро-анортозит 366, 402
 Габбро-диабаз 99
 Габбро-диорит 41, 43, 44, 48, 98, 190, 229,
 288, 302, 386
 Габбро-долерит 44
 Габброид 33, 104, 175, 203, 205, 212, 220,
 265, 273, 280, 293, 294, 295, 296, 372,
 398, 408, 410, 411
 Габбро-норит 134, 214, 216, 296, 366, 410
 Габбро-пегматит 214
 Габбро-сиенит 102, 252, 265, 266, 402
 Гавайит 223, 378, 379, 408
 Гарцбургит 205, 206, 410, 411
 Гельфлинит (гелфлинита) 309, 339
 Гельсинкит (хельсинкит) 235, 238
 Гиалобазальт 222, 223
 Гиаломелан 223
 Гипербазит (см. ультрабазит)
 Гиперстенит 207
 Гнейс 37, 66, 67, 116, 121, 134, 144, 149,
 154, 161, 165, 192, 197, 199, 205, 278,
 301, 323, 324, 325, 331, 342, 343, 347,
 348, 349, 350, 352, 353, 354, 356, 375, 388
 Гондит 349
 Горнблендит 208, 212, 276, 303
 Гранит (гранитоид) 8, 16, 30, 32, 33, 34,
 35, 36, 37, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 48,
 50, 62, 92, 96, 97, 98, 102, 104, 113, 118,
 119, 120, 121, 125, 134, 144, 148, 149,
 150, 151, 153, 154, 155, 156, 157, 158, 159,
 166, 182, 190, 191, 197, 199, 201, 203,
 220, 228, 235, 236, 237, 238, 240, 241,
 242, 243, 249, 250, 275, 276, 277, 278,
 279, 280, 282, 285, 286, 287, 288, 289, 290,
 291, 292, 293, 295, 296, 299, 300, 301,
 304, 305, 306, 333, 357, 359, 360, 365,
 367, 368, 369, 371, 372, 373, 374, 375,
 376, 378, 380, 394, 395, 396, 397, 400,
 402, 406, 411, 412
 Гранит-порфир 39, 43, 44, 236, 284, 289,
 306, 395
 Гранит щелочной 240, 241, 249,
 Гранито-гнейс 229
 Гранодиорит 38, 39, 41, 43, 44, 48, 50, 96,
 122, 147, 159, 228, 235, 236, 237, 238,
 249, 277, 279, 280, 285, 288, 289, 333,
 367, 395
 Граносиенит 37, 41
 Гранофир 31, 236, 242, 372
 Гранулит 139, 144, 163, 165, 355, 357, 358,
 359, 360
 Грейзен 90, 114, 153, 285, 286, 304
 Грикварт 207
 Дацит 34, 39, 40, 41, 43, 44, 45, 48, 50, 156,
 203, 233, 235, 244, 245, 246, 249, 250,
 300, 378, 379, 380, 399
 Десмозит 275, 337
 Джемспилит (кварцит магнетитовый) 326,
 343

- Диабаз 99, 117, 225, 227, 244, 267, 275, 281, 299, 305, 411
 Диабаз-порфирит 158, 290, 293, 305
 Диаллагит 207, 208
 Динамометаморфит 311, 312, 361
 Диопсидит 207
 Диорит 39, 41, 43, 45, 48, 50, 96, 125, 147, 182, 203, 228, 229, 230, 231, 234, 238, 250, 288, 302, 303, 395, 398
 альбитовый 299
 кварцевый 39, 41, 43, 299, 235, 249, 275, 285, 288, 303, 333
 слюдяной 236
 Долерит 31, 139, 167, 168, 226, 227, 242, 403, 409, 411
 кварцевый 220
 оливиновый 220, 267
 щелочной 267
 Дунганнит 229
 Дунит 50, 93, 96, 117, 135, 190, 203, 205, 206, 209, 211, 303, 373

 Жадеит 66, 352, 345
 Жедритит гранатовый 352
 Игнимбрит 44, 171, 247, 248, 260, 406
 Известняк мраморизованный 335
 Ийолит 112, 133, 182, 254, 257
 Ингилит 209, 210
 Исит 212
 Исландит 233, 378
 Италит 113, 255, 270

 Какрит 274, 361
 Камptonит 249, 257, 258
 Карбонатит 133, 151, 210, 402, 407, 408
 Катаклизит 274, 361
 Катунгит 270, 407
 Кварцит 153, 154, 158, 326, 337, 343, 344, 349
 Кварцитовидная порода 335
 Кварцит вторичный 285, 299, 305, 338
 Кварц-порфир 39
 Кенталленит 265, 266
 Кератофир 227, 265, 282
 кварцевый 227, 244, 249, 250
 Керсантит 249
 Кимберлит и кимберлитовая брекчия 24, 48, 117, 122, 141, 144, 156, 172, 203, 209, 210, 211, 402, 403
 Комендит 48, 407, 408
 Кордиерит-антофиллитовая порода 346
 Корсит 24, 216
 Кортлендит 207
 Косьвит 209
 Кринанит 266, 272, 273

 Лабрадорит 376
 Лагурит 267
 Лавобрекчия 24
 Лаврицит (лаурицит) 251, 252, 253
 Лавсонит-глаукофановая порода 340, 341
 Лампрофир 212, 219, 220, 257, 258
 Латит 253, 265, 379
 Лейкогаббро 214, 218
 Лейкогранит 241
 Лейконорит 218
 Лейцитит 133, 273, 407
 Лейцитофир 48, 261, 262
 нозеановый 262
 флогопитовый 263
 Лептит 309
 Лерцолит 96, 205, 206, 207, 373, 410, 411
 Лимбургит 24
 Липарит (риолит) 44, 45, 48, 50, 96, 156, 185, 203, 235, 241, 242, 243, 244, 245, 246, 249, 250, 378, 379, 399
 щелочной 44, 45, 379
 Лиственит 163, 289
 Личфильдит 256
 Лугарит 266

 Малиньит 112, 255
 Малхит 230
 Мангерит 254
 Мандельштейн 182
 Мариуполит 254, 256
 Маркфильдит 230
 Мафурит 270, 407
 Меймечит 48, 50, 203, 209, 210
 Меланогаббро 214
 Меланоиднорит 229
 Меланофергусит оливиновый 255
 Меллитит 407
 Меллитовая порода 93
 Мельтейгит 112, 257
 Метааркоз 326, 335
 Метабазальт 409, 410, 411
 Метагаббро 409, 410
 Мниасит 126, 254, 256
 Мигматит 112, 161, 197, 199, 201, 278, 293, 294, 295, 325, 333, 342, 343, 348, 373, 375, 367
 Микродиорит 230
 Микромонцит 253
 Микросиенит 258, 259
 Микротоналит 230
 Милонит 274, 362
 Минетта 231
 Миссурит 254, 255
 Монмутит 254, 256
 Мончикит 249, 257, 258, 272
 Монцитит 30, 41, 191, 212, 250, 252, 253, 254, 264, 288, 386
 Монцитит кварцевый 281, 367
 Мрамор 161, 163, 165, 166, 167, 168, 326, 337, 344, 349, 353
 Муджирит 222, 228, 378, 379, 408

 Наждак (наждачная порода) 154, 165, 344
 Нефелинит 48, 271, 273, 374, 407
 Нордмаркит 251, 263
 Норит 96, 134, 141, 156, 208, 216, 303, 368, 398
 ильменитовый 216
 кварцевый 216
 кордиерит-гранатовый 216
 кордиеритовый 216
 оливиновый 216
 слюдяной 216

 Обсидиан 223, 246
 Одинит 219
 Окант 133, 271
 Оливинит 206, 209, 217
 Ортоамфиболит 366
 Ортогнеис 324

 Павдит 231
 Пантеллерит 48, 50, 243, 260, 263, 407
 кварцевый 243
 Парагнейс 324, 332
 Пегматит 30, 42, 90, 92, 96, 99, 104, 113, 114, 116, 122, 129, 144, 153, 154, 161, 175, 176, 240, 285, 286
 гранитный 30, 42, 90, 92, 96, 99, 104, 113, 114, 116, 144, 153, 154, 165, 175, 182, 238, 239, 240, 287
 сиенитовый 160, 239, 258
 Перидотит 48, 93, 96, 117, 141, 144, 188, 203, 206, 207, 211, 276, 368, 372, 376, 409
 слюдяной 207, 209
 Пемза 246, 247
 Перлит 180, 246, 247
 Пехштейн (смоляной камень) 246, 247
 Пикрит 48, 50, 211, 227, 374, 407
 бронзитовый 212
 роговообманковый 212
 щелочной 48, 50
 Пирокластолит (пирокласт) 26, 36
 Пироксенит 48, 134, 135, 147, 203, 207, 208, 210, 212, 301, 302, 369, 370, 371, 398

- Плаггиогнейс 116
Плаггиогранит 38, 39, 41, 44, 116, 235, 237, 285, 365, 367, 376, 383, 395, 397, 398, 411
Плаггиогранодиорит 383
Плаггиомигматит 383
Плюмазит 229
Порфир 43, 40, 157, 258, 352, липаритовый 159, 185, 244 сиенитовый 352 трахитовый 185, 261
Порфирит 34, 40, 43, 158, 185, 227, 244, 281 андезитовый 230, 233 базальтовый 225 дацитовый (кварцевый) 158, 185, 245, 275, 299, 300 пикритовый 211
Пропилит 285, 338
Пуласкит 251, 263
Рапакиви (гранит-рапакиви) 45, 93, 141, 235, 238, 402
Реголит 165
Риолит (см. липарит)
Роговик 119, 163, 165, 172, 175, 192, 274, 306, 326, 337, 343, 345, 347, 349, 352, 353, 355, 358, 360
Санидинит 307, 310, 318
Серпентинит 39, 209, 251, 276, 289, 338, 340, 394, 396, 409, 410
Сиенит 5, 30, 33, 41, 48, 50, 92, 93, 102, 112, 139, 144, 149, 157, 165, 212, 239, 250, 251, 252, 253, 265, 373, 398
авгитовый 140
актинолитовый 338
гортонолитовый 93
кварцевый 48, 50, 250, 251
нефелиновый 41, 48, 92, 102, 121, 144, 147, 149, 160, 161, 190, 239, 251, 256, 257, 258, 261, 301, 302, 402
щелочной 254, 263, 264, 373
Скарн 154, 155, 172, 192, 304, 349, 353, 354
Сланец амфиболовый 115, 120 аспидный (глинистый) 6, 39, 67, 153, 205, 275, 282, 332, 335, 364 гематитовый 335 глаукофановый 114, 171 гранатовый 115, 166 графитовый 161, 163 зеленый (актинолит-альбит-хлорит-эпидотовый) 322 кремнистый 205 кристаллический 66, 98, 105, 106, 144, 149, 154, 161, 175, 197, 199, 201, 274, 301, 321, 322, 323, 324, 331, 333, 334, 335, 343, 347, 348, 350, 351, 353, 354, 358, 366 магнетитовый 335 марганцеворудный 335 нефелиновый 96, 121 пятнистый (узловато-слюдяной) 320, 336, 343 слюдяной 115, 120, 163, 192, 300, 323, 342, 352 тальковый 67, 338 углисто-глинистый хнастолитовый 321 хлоритовый 338 хлорит-серцит-углисто-графитовый 161
Сордавалит 223
Спессартит 231
Спилит 180, 185, 225, 226, 227, 228, 244, 276, 282, 300, 353
Спилозит 275, 337
Соссюритит 345
Сферолит 185
Тахилит 222, 223
Тералит 48, 266, 272
Тефрит 48
анальцитовый 269
лейцитовый 269
нефелиновый 269
Тешенит 171, 266, 267, 272, 273, 400
Тешенит-перматит 266
Тингуанит 262, 301, 302
Туффит 339
Толит-базальт (см. базальт)
Тоналит 41, 235, 236, 237, 367
Трапп 117, 212
Трахандезит 16, 185, 253, 408
Трахандезит-базальт 48, 50
Трахибазальт 16, 222, 265, 268, 273, 400, 403, 408
Трахит 48, 50, 185, 250, 251, 263, 265, 269, 379, 403, 407, 408 альбитовый 260 кварцевый 50, 260 фонолитовый 261, 263 щелочной 265
Троктолит 216, 217, 370 магнетитовый 217 пегматоидный 217
Трондхемит 236, 237
Туф 24, 34, 39, 44, 171, 300, 339, 342, 406
Туфобрекчия 406
Турьяит 133, 271
Тылаит 216
Угандит 270, 407
Ультрабазит (ультрамафит, гипербазит) 30, 36, 41, 90, 102, 133, 135, 142, 143, 147, 156, 159, 160, 165, 203, 204, 205, 206, 210, 212, 217, 222, 289, 301, 303, 368, 369, 371, 372, 373, 393, 394, 398, 402, 410, 411
Уртит 112, 133, 254, 257
Фельзит 31, 43, 245, 372
Фергусит 254, 255
Фергусит-порфир 112
Филлит 67, 321, 336 гематитовый 337 кварцевый 321, 337 магнетитовый 337 марганцеворудный 337 серицитовый 321
Филлонит 274, 362
Фонолит 48, 185, 261, 407 лейцитовый 261, 262 нефелиновый 48 меллитовый 403 нозеановый 262
Форелленштейн 217
Фойяит 255
Хибинит 256
Чарнокит 92, 121, 134, 139, 235, 293, 356, 357, 359, 360, 372, 376
Чиминит 268
Шлак 24
Шошонит 378, 379
Эвтаксит 181
Эклогит 66, 114, 122, 134, 139, 140, 144, 154, 163, 210, 326, 329, 340, 345 амфиболовый 132, 351, 357 гранатовый 357 кианитовый 351, 354 плагиоклазовый (плагиоклаз-кианитовый) 354 доцитовый 345, 357
Эклогитоподобная порода 347
Эндербит 360, 372, 376
Эпидозит (эпидотит) 345
Эсексит 266, 271, 272
Эсексит-диабаз 272
Эулизит (эвлизит) 135, 353, 354
Якупирангит 48, 112

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Введение	5
ЧАСТЬ ПЕРВАЯ	
МОРФОЛОГИЯ, СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЭНДОГЕННЫХ ПОРОД	
<i>Глава 1. Краткие сведения о внутреннем строении Земли, магме и горных породах</i>	8
Внутреннее строение Земли	8
Магма	11
Основные сведения о магматических и метаморфических породах	17
Методы исследования горных пород	19
<i>Глава 2. Морфология тел эндогенных пород</i>	20
Морфология тел магматических пород	20
Морфология тел метаморфических и метасоматических пород	32
Геологические условия образования различных тел магматических пород	36
<i>Глава 3. Вещественный состав эндогенных пород</i>	46
Химический состав (петрохимия) магматических пород	47
Петрохимические расчеты по методу А. Н. Заварицкого	52
Петрохимические расчеты по методу А. А. Маракужева (термодинамический расчет показателей основности горных пород и минералов)	60
Расчеты по методу математической статистики	61
Химический состав (петрохимия) метаморфических пород	66
Физико-химические основы минерало- и пороодообразования	68
<i>Глава 4. Породообразующие минералы магматических пород</i>	88
Бесцветные минералы	93
Полевые шпаты	93
Минералы кремнезема	107
Нефелин и кальсилит	111
Лейцит	112
Мусковит	113
Алмаз	117
Цвета минералов	118
Цветные минералы	118
Биотит	122
Амфиболы	132
Мелилиты	134
Пироксены	141
Оливины	144
Гранаты	144
Акцессорные минералы	146

Глава 5. Породообразующие минералы метаморфических пород	160
Самородные элементы	160
Сульфиды	163
Оксиды	163
Гидроокислы	165
Карбонаты	166
Силикаты алюминия и продукты их гидратации	170

Глава 6. Внутреннее строение, текстуры и структуры эндогенных пород	175
Трещины и отдельности магматических пород	175
Текстуры и структуры магматических пород	180
Текстуры и структуры метаморфических пород	192
Структурный и микроструктурный анализ магматических пород	195

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ ТИПОВ ЭНДОГЕННЫХ ПОРОД

Глава 7. Характеристика главных типов магматических пород	203
Ультрамафиты	204
Мафиты (габброиды и базальтоиды)	214
Среднекремнекислотные породы (диориты и андезиты)	228
Кремнекислотные породы (гранитоиды, липариты и дациты)	235
Сиениты и трахиты	250
Фельдшпатондные мафитовые и ультрамафитовые породы	265

Глава 8. Метаморфическое и метасоматическое породообразование	273
--	------------

Виды метаморфизма	273
Дебазификация и гранитизация	290
Давление при метаморфизме и метасоматизме	297
Стадийность в метасоматическом минерало- и породообразовании	299
Рудная минерализация в связи с метасоматическим породообразованием	302

Глава 9. Минеральные фации и температурно-фациальная систематика эндогенных пород	306
--	------------

Глава 10. Фациальная характеристика главных типов метаморфических пород	318
--	------------

Метаморфиты, связанные с вулканитами	318
Метаморфиты регионального, локального, регрессивного и контактового метаморфизма, а также метасоматизма и динамометаморфизма	319
Глинистосланцевая (аспидносланцевая) фациальная серия	334
Филлитовая (зеленосланцевая) фациальная серия	336
Лавсонит-глаукофановая фациальная серия	340
Слюдяно-плагиогнейсовая (эпидот-амфиболитовая) фациальная серия	342
Биотит-силлиманит (кианит)-гнейсовая (амфиболитовая) фациальная серия	345
Гранат-кордиерит-гнейсовая (пироксен-амфиболитовая) фациальная серия	353
Гранат-кордиерит-гиперстен-гнейсовая (гранулитовая) фациальная серия	355
Динамометаморфиты	361

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЗЕМЛИ

Глава 11. О понятии «Эндогенная геологическая формация»	364
Глава 12. Формации главных этапов развития Земли	365
Формации протогеологическо-догеосинклинального этапа	366
Формации протоплатформенно-протогеосинклинального этапа	368
Формации геосинклинально-платформенного этапа	376
Геосинклинальные формации	376
Формации собственно геосинклинальной стадии	390
Формации орогенной стадии	397
Платформенные формации	401
Внерифтовые и предрифтовые платформенные формации	401
Формации эпиплатформенных рифтовых поясов и зон	404
Формации океанических рифтовых зон и дна океанов	408
Список литературы	413
Указатель горных пород	419

ГЕОРГИЙ МИХАЙЛОВИЧ ЗАРИДЗЕ

Петрография магматических и метаморфических пород

Редакторы издательства: Л. М. Старикова, А. М. Антокольская
 Переплет художника В. А. Сергеева
 Художественный редактор Е. Ю. Юрковская
 Технический редактор Р. Ф. Самойлова
 Корректор Р. Т. Баканова

ИБ № 4033

Сдано в набор 19.11.79. Подписано в печать 11.02.80. Т-01762.
 Формат 60×90¹/₁₆. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная».
 Печать высокая. Усл. печ. л. 26,5. Уч.-изд. л. 30,1.
 Тираж 7 000 экз. Заказ 1572/8185—14. Цена 1 р. 30 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
 Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 6 Ленинградского
 производственного объединения «Техническая книга»
 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР
 по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
 193144, Ленинград, С-144, ул. Моисеенко, 10.

3158

HEIPA