



PETROLOGY OF THE IGNEOUS ROCKS

F. H. HATCH, A. K. WELLS, M. K. WELLS

Thomas Murby & Co

London 1972

Ф. ХЭТЧ, А. УЭЛЛС, М. УЭЛЛС

ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Перевод с английского

П. П. СМОЛИНА

*Под редакцией и с предисловием
д-ра геол.-мин. наук*

В. П. ПЕТРОВА

Издательство «Мир»

Москва 1975

Очень популярное и неоднократно переиздававшееся университетское руководство по петрографии магматических пород. В последнем его издании учтены новейшие данные о роли магматической деятельности в развитии крупных структурных единиц земной коры, а также современные достижения физической химии применительно к магматическим процессам. Руководство построено в плане классических учебников петрографии. Описание горных пород отличается четкостью классификации, охватывает широкий круг разновидностей, умело подобраны иллюстрации. Систематика горных пород, принятая в руководстве, соответствует унифицированной классификации пород, разрабатываемой в рамках Международного геологического конгресса.

Эту книгу можно рекомендовать не только в качестве учебного пособия для студентов геологических вузов, но и как настольный справочник для широкого круга геологов различных специальностей.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая вниманию советского читателя книга известных специалистов-петрографов Ф. Хэтча, А. Уэллса и М. Уэллса «Петрология магматических пород» представляет собой классическое руководство, на котором воспитывались несколько поколений геологов и петрографов английской школы. Начало 90-х годов прошлого столетия, когда вышло первое издание книги, было временем становления петрографии как науки; тогда для изучения горных пород впервые стал применяться микроскоп и были созданы первые классификации пород. Все последующие годы были годами бурного развития петрографии. Особенно плодотворными оказались последние десять-пятнадцать лет. В этот период развитие петрографического эксперимента и широкий размах региональных полевых исследований позволили по-новому осмыслить все основные проблемы петрографии и перейти к качественно новому этапу: теперь стало возможным говорить не только о генезисе каждой отдельной породы, но и судить об особенностях магматизма того или иного региона в целом. В последующих изданиях книги авторы учитывали все изменения, происходившие в петрографической науке. Особенно большой переделке книга подверглась перед последним, тринадцатым изданием, когда были пересмотрены и по существу заново написаны все разделы, трактующие вопросы генезиса и условий застывания горных пород. В то же время авторы сохранили традиционную схему построения и общую систематическую направленность книги, которые во многом определяют ее содержание. Такое совмещение традиционной схемы изложения и нового содержания помогает читателю по-новому осмыслить весь опыт старых петрографических работ и знакомит его с новыми проблемами, стоящими перед современным исследователем.

При подготовке книги к изданию перед переводчиком и редакцией возник ряд вопросов, связанных с различиями русской и иностранной терминологии, причем в данном случае терминологические различия тесно переплетаются со смысловыми. Остановимся на некоторых, наиболее существенных моментах.

Советские и английские петрографы по-разному понимают роль кремнекислоты, с одной стороны, и щелочей и щелочных земель, с другой, в магматических процессах. Советские ученые главную роль в формировании облика магматической горной породы отводят кремнекислоте, поскольку именно степень насыщенности кристаллизующейся магмы кремнекислотой определяет облик породы независимо от характера катионной части. За рубежом, напротив, большее значение придают катионному комплексу. Отсюда возникают и терминологические различия. Примером могут служить термины «ультрабазит» и «ультрамафит», отражающие разные точки зрения, но являющиеся, по существу, синонимами, поскольку только исключительный дефицит кремнекислоты может привести к образованию пород, обогащенных магнием и железом. Мы предпочли более привычный советскому читателю термин «ультрабазит», хотя, конечно, эти породы одновременно обогащены и магнием и железом.

Затруднения возникают и при сопоставлении термина «риолит», используемого за рубежом, и «липарит», который употребляют советские петрографы. Формально эти термины являются синонимами, и в отечественной литературе термин «риолит» постепенно вытесняет термин «липарит». В действительности же между риолитами и липаритами существует некоторое различие: риолит — это кислая эффузивная порода, представляющая собой аналог гранитоидов вообще, тогда как липарит в понимании советских авторов — эффузивный аналог собственно гранита.

Остановимся еще на двух крупных проблемах — «проблеме толента» и «проблеме спилита».

Как известно, все породы базальтового ряда, несмотря на существование многочисленных постепенных взаимных переходов, американские специалисты искусственно расчленили на щелочные, глиноземистые и толеитовые. Это разделение основывается на очень небольших химических различиях, выявляющихся при подсчете «нормы» по методу Кросса, Иддингса и Вашингтона. Теоретической основой такого деления является представление о возможности образования гранитной магмы в результате кристаллизационной дифференциации; по этим представлениям гранитная магма может образоваться только за счет толеитов. Однако эксперименты, проведенные в последние годы, показали несостоятельность таких предположений. Кроме того, полевые данные указывают на отсутствие каких-либо четких закономерностей в распределении этих разностей. Иначе говоря, выделение толеитов не имеет глубокого геологического смысла.

Спилиты ранее считались типичными породами, образовавшимися в подводных океанических условиях и теснейшим образом связанными с шаровыми лавами. Однако исследования, проведенные в последние годы крупными океанологическими экспедициями, уверенно показали, что в результате подводных извержений образуются такие же породы, как и на суше, и что спилиты ни в коем случае не могут считаться «типичными подводными образованиями»; они представляют собой продукт метаморфизма в условиях верхов зеленокаменной фации. Что же касается шаровых лав, то их подводное образование весьма вероятно, однако ассоциация шаровых лав со спилитами может возникнуть только при метаморфизме вулканической толщи, содержащей шаровые лавы.

Ряд замечаний редакции и переводчика, а также сведения о распространенности в Советском Союзе важнейших горных пород, описываемых в учебнике, даны в подстрочных примечаниях. В связи с тем, что в 1972 г. на русский язык была переведена книга Дж. Беннисона и А. Райта «Геологическая история Британских островов», редакция сочла целесообразным исключить из русского перевода данной книги последнюю (четвертую) часть, посвященную обзору магматизма Великобритании.

В качестве дополнения к настоящему предисловию дан список важнейших отечественных петрографических работ, которые помогут читателю более глубоко разобраться в некоторых рассматриваемых в этой книге вопросах.

Анортозиты СССР, сборник, «Наука», 1974.

Афанасьев Г. Д., Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии, Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1961.

Афанасьев Г. Д., К проблеме гранитов, в кн. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород», Изд. АН СССР, 1963.

Белоусов В. В., Земная кора и верхняя мантия материков, «Наука», 1966.

Беус А. А., Альбититовые месторождения, в кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений», «Недра», 1968.

Богатиков О. А., Биркис А. П., Габбро-норит-анортозитовый комплекс Западной Латвии, Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1970.

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

Буссец И. В., Сахаров А. С., Петрология Ловозерского щелочного массива, «Наука», 1972.

Бутакова Е. Л., Егоров Л. С., Маймеч-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных формаций, в кн. «Петрография Восточной Сибири», 1, Изд. АН СССР, 1962.

Галаева Г. М., К вопросу о генезисе лампрофиров и их положении в генетической классификации горных пород, Зап. Всесоюз. мин. о-ва, ч. 89, вып. 5, 1960.

Главнейшие провинции и формации щелочных пород, сб. под ред. Бородина Л. С., «Наука», 1974.

- Дэусон Дж. Б., Ол-Доиньо-Ленга — действующий вулкан с потоками лав пегматитов карбонатитов, в кн. «Карбонатиты», «Мир», 1969.
- Долгов Ю. А., Становление гранитных интрузий и образование камерных пегматитов, Тр. ВПИИС, XI, 1969.
- Егоров Л. С., Меллилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции, Труды НИИГА, 159, «Наука», 1969.
- Елисеев Н. А., Щелочные граниты массива Гремяха-Вырмес, в сб. «Щелочные граниты Кольского полуострова», Изд. АН СССР, 1958.
- Ефремова С. В., Дайки в гранитоидных комплексах Центрального Казахстана, «Наука», 1970.
- Жидков А. Я., Сложная Сынырская интрузия сиснитов Северо-Байкальской щелочной провинции, «Геология и геофизика», № 9, 1962.
- Заварицкий А. П., Изверженные горные породы, Изд. АН СССР, 1955.
- Коптев-Дворников В. С., К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана), Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
- Коржинский Д. С., Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанических и вулканологических данных, Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1962.
- Коржинский Д. С., Теоретические основы анализа парагенезисов минералов, «Наука», 1973.
- Кузнецов Ю. А., Главные типы магматических формаций, «Недра», 1964.
- Куплетский Б. М., Формация нефелиновых сиепитов СССР, Изд. АН СССР, 1937.
- Лавров В. М., Современный подводный вулканизм Среднего Атлантического хребта, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1973.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Петрография, 1-е изд., ОНТИ, 1925; 6-е изд., Изд. АН СССР, 1955.
- Любимова Е. А., Об условиях возникновения магматизма и роли вулканов в тепловом режиме земной коры, в кн. «Вопросы вулканизма», «Наука», 1962.
- Магницкий В. А., Внутреннее строение и физика Земли, «Недра», 1965.
- Магницкий В. А., Слой низких скоростей в верхней мантии Земли, Чтения им. Вернадского, № 8, 1968.
- Масуренков Ю. П., Иванов Б. В., Богоявленская Т. Е. и др., Формирование современных интрузий под некоторыми вулканами Курило-Камчатской зоны, в кн. «Материалы к III Всес. Вулк. совещ.», Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Наседкин В. В., Петров В. П., Экспериментальное получение перлитовой структуры в вулканическом стекле, ДАН СССР, 146, № 2, 1962.
- Петров В. П., Магма и генезис магматических горных пород, «Недра», 1972.
- Свешикова Е. В., Магматические комплексы центрального типа, «Недра», М., 1973.
- Туфовые лавы, сборник, Тр. лабор. вулканол., в. 14, 1957.
- Удодкина Н. Г., Эклэгиты полярного Урала, «Наука», 1971.
- Устиев Е. К., Проблемы вулканизма — плутонизма, вулканоплутонические формации, Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1963.
- Ферсман А. Е., Пегматиты, Изд. АН СССР, 1940.
- Шанкарев Н. Ф., О проблеме происхождения гранитов, Зап. Всесоюз. мин. о-ва, ч. 103, в. 4, 1974.
- Шейнман Ю. М., Очерки глубинной геологии, «Недра», 1968.
- Шипулин Ф. К., О самостоятельных малых интрузиях, в кн. «Магматические формации», «Наука», 1964.

В. Петров

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРОВ

Первое издание этого учебника в виде небольшой книги объемом 128 страниц, написанной покойным Ф. Х. Хэтчем, было опубликовано в 1891 г. В 1926 г. д-р Хэтч и А. К. Уэллс осуществили полную переработку учебника. Десять лет спустя после кончины д-ра Хэтча в очередном издании руководства еще более существенные изменения были внесены в схему классификации магматических пород; вместо условий залегания в качестве основного признака классификации была принята зернистость или степень кристалличности. В десятом издании изменился и другой важнейший классификационный признак. Содержание кремнезема, применявшееся ранее для расчленения пород, было заменено минеральным составом. Как и следовало ожидать, в процессе многократных переизданий и переработок по существу весь текст и все иллюстрации первоначального варианта руководства были полностью заменены. А. К. Уэллс и М. К. Уэллс теперь вполне обоснованно могли бы считать книгу только своим произведением, однако представляется целесообразным сохранить прежний состав авторов, который стал уже привычным, в связи с использованием руководства многими поколениями студентов.

С целью высвобождения места для включения нового материала из глав, посвященных минералогии, были исключены некоторые кристаллографические и другие описания. Характеристика пороодообразующих минералов в настоящем издании специально приспособлена для использования при практическом изучении магматических пород и в таком виде представляет собой вводную часть ко всему руководству; без нее в значительной мере обесценились бы другие петрографические и петрологические части учебника. Многолетний опыт преподавания позволяет считать, что студенты и впредь будут стремиться получить в одном томе сведения как о пороодообразующих минералах, так и о горных породах, несмотря на существование превосходных руководств по минералогии, к которым, естественно, следует обращаться для более систематичного и полного изучения предмета.

Со времени предыдущего издания учебника (1961 г.) были достигнуты крупные успехи в понимании главных структурных особенностей земной коры и роли магматической деятельности в их развитии. Значение новейших концепций глобальной геофизики и геологии для петрологии подчеркивается включением новой главы в раздел руководства, посвященный геологической обстановке магматизма.

Появление огромного количества данных о магматических породах всех частей света и непрерывное усовершенствование методик исследования приводит к серьезным изменениям в понимании многих фундаментальных проблем петрологии. Наиболее заметно это проявилось в трактовке природы и происхождения магм. Вопрос о происхождении базальтов и базальтовых магм, которые, как теперь установлено, возникают в результате частичного плавления верхней мантии, в последнее время привлекал столь же пристальное внимание, как проблема генезиса гранитов десять лет тому назад. В связи с новыми данными пришлось полностью переработать главу, посвященную распределению и происхождению базальтов. Аналогичным образом расширены и дополнены новыми материалами разделы о происхождении некоторых других групп пород, в особенности андезитов и трахитов.

Новые данные о распределении и генезисе различных групп пород составляют главную часть изменений, которые были произведены в этом издании учебника. Однако авторы пытались преподнести эти материалы таким образом, чтобы они не отвлекали внимания читателя от главной цели книги — показать основы магматической петрологии сквозь призму изучения самих горных пород. Петрогенетические теории часто в значительной мере базируются на данных, относительно далеких от непосредственного опыта большинства студентов. Опыт преподавания убеждает нас, что, несмотря на вполне естественную притягательную силу новых теорий для студентов, все-таки прежде всего необходимо прочное знание горных пород как таковых. В связи с этим в учебнике основной упор сделан на петрографические аспекты петрологии: особенности минерального состава и структуры горных пород, которые читатель может выявить собственными наблюдениями. Наши личные знания о горных породах существенно увеличились при подготовке петрографических иллюстраций к учебнику. Мы надеемся, что приведенные в книге зарисовки шлифов, снабженные детальным описанием, будут направлять читателей по такому же пути в их собственных петрографических исследованиях.

В петрографии важное значение имеют точные наименования и классификация горных пород. В настоящее время в различных частях света используются сильно отличающиеся друг

от друга классификационные схемы, что серьезно затрудняет многие аспекты петрологических исследований. В связи с этим мы всемерно приветствуем усилия подкомиссии Международного геологического конгресса, направленные на создание универсальной схемы классификации горных пород, которая может быть принята повсеместно. Наша свободная классификационная схема, эволюционировавшая в течение многих лет, по существу очень близка ко всем выдвинутым до настоящего момента предложениям комиссии конгресса. Учитывая конкретные предложения комиссии, мы и в этом последнем издании несколько видоизменили нашу классификацию, особенно в части кварцсодержащих пород. Эти и другие близкие вопросы, особенно касающиеся значения химического состава для определения содержания минералов в горных породах, детально рассматриваются в расширенной и по существу новой главе учебника, посвященной классификации горных пород.

Авторы выражают благодарность всем друзьям и коллегам, оказавшим великодушную помощь в подготовке этого издания руководства.

А. К. Уэллс

М. К. Уэллс

СПИСОК ОСНОВНОЙ РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- I. *Balk R.*, Structural Behaviour of Igneous Rocks, Geol. Soc. of America, Memoir 5, 1937.
- II. *Barth T. F. W.*, Theoretical Petrology, New York, 1952. (Имеется русский перевод: *Барт Т.*, Теоретическая петрология, Издатинлит, 1956.)
- III. *Bowen N. L.*, The Evolution of the Igneous Rocks, Princeton, 1928. (Имеется русский перевод: *Боуэн Н. Л.*, Эволюция изверженных пород, Гос. научн.-техн. горн.-геол.-нефт. изд-во ОНТИ, 1934.)
- IV. *Bowen N. L.*, The Later Stages of the Evolution of the Igneous Rocks, Journ. Geol., xxiii, Supplement, 91, 1915.
- V. *Bragg W. L.*, The Atomic Structure of Minerals, 1937. (Имеется русский перевод: *Брэгг У. Л.*, Кристаллическое состояние, I, Общий обзор, ОНТИ, М. — Л., 1938.)
- VI. *Cotton C. A.*, Volcanoes as Landscape Forms, Wellington, N. Z., 1944.
- VII. *Daly R. A.*, Igneous Rocks and their Origin, New York, 1914.
- VIII. *Daly R. A.*, Igneous Rocks and the Depths of the Earth, New York, 1933. (Имеется русский перевод: *Дэли Р. А.*, Изверженные породы и глубины Земли, ОНТИ, М. — Л., 1934.)
- IX. *Deer W. A.*, *Howie R. A.*, *Zussman J.*, Rock-forming Minerals, in five volumes, London; 1, 1962; 2, 1963; 3, 1962; 4, 1963; 5, 1962. (Имеется русский перевод: *Дир У. А.*, *Хауи Р. А.*, *Зусман Дж.*, Пороодообразующие минералы, изд-во «Мир», I—V, 1965—1966.)
- X. *Harker A.*, The Natural History of Igneous Rocks, 1909.
- XI. *Holmes A.*, Petrographic Methods and Calculations, 1921.
- XII. *Johannsen A.*, Descriptive Petrography of the Igneous Rocks, in four volumes, Chicago; I, 1931; II, 1932; III, 1937; IV, 1938.
- XIII. *Kerr P. F.*, Optical Mineralogy, 3rd. ed., 1959.

- XIV. *Rittmann A*, Volcanoes and their Activity, translated from the Second German Edition by E. A. Vincent, New York, 1962 (Имеется русский перевод *Ритман А*, Вулканы и их деятельность, Издательство, 1964)
- XV. *Shand S J*, Eruptive Rocks, 3rd ed., 1947.
- XVI. *Smith H. G*, Minerals and the Microscope, 4th ed., completely revised by M. K. Wells, London, 1956
- XVII. *Turner F J, Verhoogen J*, Igneous and Metamorphic Petrology, 2nd ed., 1960. (Имеется русский перевод: *Тернер Ф, Ферхуген Дж.*, Петрология изверженных и метаморфических пород, Издательство, 1961)
- XVIII. *Wager L R, Brown G M*, Layered Igneous Rocks, Edinburgh, 1968. (Имеется русский перевод *Уэйджер Л, Браун Г.*, Расслоенные изверженные породы, изд-во «Мир», 1970)

ВВЕДЕНИЕ

ПРИРОДА МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Петрология — ветвь геологии, занимающаяся изучением горных пород земной коры. Горной породой называется минеральный агрегат, состоящий из одного или многих минералов, которые могут быть аморфными или кристаллическими. В одних случаях зерна минералов видны невооруженным глазом, в других — различимы лишь под микроскопом. При изучении горных пород в поле прежде всего необходимо установить условия их залегания и характер ассоциаций, в которых они участвуют. Затем следует определить слагающие их минералы и количественное соотношение последних и, наконец, сделать выводы о взаимоотношениях отдельных компонентов.

Принято различать три главные категории горных пород: *осадочные, метаморфические и магматические, или изверженные*. По поводу первой из этих трех групп в дальнейшем изложении практически не будет речи. Ко второй категории относятся породы, в которых в результате существенного изменения условий произошли соответствующие изменения минерального состава, структуры или того и другого вместе. Главные агенты метаморфизма — высокая температура и повышенное давление. При достаточно высоких температурах и давлениях возникают грубозернистые метаморфические породы, по многим признакам похожие на магматические. Граница между метаморфическими и магматическими породами нечеткая и постепенная. Определение «магматические породы» основывается на минеральных ассоциациях и особенностях структуры таких горных пород, для которых прямыми наблюдениями установлено образование в результате вулканической деятельности и в процессе консолидации магмы, а также на форме и условиях залегания магматических тел. Под *магмой* понимают более или менее жидкую субстанцию, поступающую с различных уровней глубин Земли, где она получила запас энергии, придающий ей

подвижность, и в благоприятных условиях извергающуюся на дневную поверхность в виде лавы. Если можно говорить о том, что магма представляет собой потенциальную магматическую горючую породу, например базальт, то образец последнего, который по существу есть омертвевшая, затвердевшая и остывшая лава, нельзя отождествлять с исходной магмой, поскольку часть ее вещества утрачивается в процессе транспортировки. Особенно это относится к так называемым летучим компонентам. Большая часть летучих истекает в атмосферу во время извержения, но некоторое их количество остается ниже поверхности Земли и оказывает существенное влияние на породы, сквозь которые проникала магма, вызывая в них изменения минерального состава. Такого рода изменения, сопровождающиеся привнесением вещества магматического происхождения, называются *метасоматическими*. В благоприятных условиях в результате метасоматоза образуются породы, весьма напоминающие продукты кристаллизации магмы. Лава до излияния — это магма, однако последняя не обязательно должна быть полностью жидкой. Такое утверждение опять-таки вытекает из прямых наблюдений — магма часто поднимается к поверхности с большим количеством взвешенных в жидкости хорошо образованных кристаллов. Так, лавы, извергавшиеся из Везувия, иногда содержали взвесь кристаллов лейцита, а в лавах наиболее распространенного типа, базальтовых, часто присутствуют фенокристы оливина и авгита. Предполагается, что в определенных условиях магматические массы могут состоять практически из одних таких кристаллов, смоченных незначительным количеством жидкости, и, следовательно, обладать лишь очень ограниченной подвижностью.

К числу магматических пород относятся лавы широкого диапазона составов. Такие лавы тесно связаны с другими магматическими телами, консолидировавшимися ниже поверхности земли, в связи с чем процесс их формирования недоступен для непосредственного наблюдения. Однако, исходя из особенностей минерального состава и структуры, можно предполагать, что формировавшиеся на глубине породы возникли за счет той же субстанции, что и ассоциирующиеся с ними лавы. Аргументацию в защиту этого положения можно разви-

вать, идя от известных фактов к неизвестному. Рассмотрим, например, следующую серию сопоставлений. Базальт, образующий лавовые потоки, имеет достоверно магматическую природу. Наиболее типичный базальт состоит в основном из трех минералов — оливина, авгита и плагиоклаза. Последние два минерала часто образуют в базальтах характерные сростания, известные под названием офитовой структуры. Те же минералы в аналогичных структурных взаимоотношениях встречаются также в мелких пластообразных интрузивных телах (дайках и силлах). Тонкие пластообразные интрузивные тела могут слагаться базальтами, практически идентичными присутствующим в лавовых потоках. Однако более мощные интрузивы того же типа охлаждались медленнее, в связи с чем они приобрели несколько более крупнозернистое строение. Такие среднезернистые базальтовые породы называются долеритами. Однако, несмотря на то, что долериты получили особое название в связи с характером зернистости и условиями залегания, не вызывает никаких сомнений их образование за счет того же материала, из которого возникли базальты. Наконец, и в крупных интрузивах, обнажающихся при глубокой эрозии в корневых частях вулканических областей и сложенных преимущественно теми же тремя минералами, часто проявляется характерная офитовая структура. Эти грубозернистые породы одинакового с базальтами состава называются габбро. Они обнаруживают постепенные переходы к долеритам, тогда как последние постепенно переходят в базальты. Не может быть каких-либо сомнений в тесной генетической связи всех этих пород. Базальты, долериты и габбро по существу имеют одинаковый химический состав, тогда как некоторые различия в их структуре и в деталях минерального состава легко можно объяснить охлаждением в разных условиях. Эти три типа пород, несомненно, происходят из одной магмы и, следовательно, могут быть названы комагматичными (Дели) или генетически родственными (Харкер). Последний термин подчеркивает не столько магматическую природу, сколько общность происхождения пород — они «единокровны». Многие другие породы, сильно отличающиеся от базальтов по составу, связаны друг с другом точно таким же образом, как базальты, долериты

и габбро. Такие тесные генетические соотношения обычно характеризуют выделением соответствующих семейств горных пород. В рассмотренном выше конкретном случае мы имели дело с семейством габбро.

С внедрившейся в земную кору массой магмы поступает большое количество тепла, которое в конечном счете рассеивается в результате теплопроводности в породах кровли и боковых стенок интрузивного тела, обуславливая изменения их минерального состава и структуры. Такие изменения называются *термальным метаморфизмом*, а породы, претерпевшие эти превращения, относятся к категории метаморфических. Обычно различия между магматическими породами, вызвавшими метаморфизм, и метаморфическими породами, образовавшимися в результате воздействия магматических тел, бывают ясными и недвусмысленными. Метаморфизм проявляется в пределах ограниченной зоны, окружающей интрузив, что часто удается отразить на геологических картах. Такие изменения хорошо известны и понятны. Однако на относительно глубоких уровнях земной коры создаются весьма отличные условия. Здесь господствуют значительно более высокие температуры и давления. Прогрев достигает почти магматических условий, и вещество также находится в близмагматическом состоянии. Граница между метаморфическими и магматическими породами затушевывается, и отличить причину от следствия становится весьма трудно. Если породы таких глубинных горизонтов обнажаются на дневной поверхности, правильно интерпретировать их генезис зачастую оказывается затруднительным. Породы, кристаллизовавшиеся из расплава, в таких случаях тесно ассоциируются с материалом, находившимся в состоянии, близком к магматическому. К числу таких образований относятся очень характерные породы, состоящие из чередующихся полос (или жил), явно представленных веществом двух различных типов. В таких гетерогенных толщах жилы или прожилки одного типа, в которых обычно удается лучше распознать признаки магматической породы, часто гранитоидного характера, образовались в процессе проникновения или пропитывания материала другого типа, отличающегося по минеральному составу и структуре. Такие породы называются

мигматитами, а процесс пропитывания магматическим материалом называется *мигматизацией*.

Петрографы, естественно, интересуются происхождением изучаемых ими горных пород, т. е. *петрогенезисом*, однако, за исключением лав, мы никогда не можем знать с той же степенью определенности способ образования породы, как знаем и понимаем ее минеральный состав и структуру. В связи с этим авторы в этой книге прежде всего делают упор на наблюдаемые факты и описывают горные породы как таковые, не слишком глубоко вдаваясь в наиболее гипотетичные проблемы их происхождения.

Широко бытующий термин магматические (*igneous*, дословно огнезданные) породы нельзя считать идеальным, однако, несмотря на его недостатки, он хорошо понятен. Несомненно, можно было бы предложить какой-либо новый термин, не подчеркивающий связи с огнем. Так, Шенд предпочитал пользоваться термином эруптивные (*eruptive*, т. е. изверженные) породы. Однако извержение в относительно узком и прямом смысле подразумевает появление на дневной поверхности, и, таким образом, по существу лишь излившиеся магматические породы (лавы) правильно относить к числу эруптивных. Но, помимо излившихся пород, мы рассматриваем также их аналоги, образовавшиеся внутри земной коры (а не на ее поверхности), которые собирательно называют интрузивными, хотя и это слово может вызывать неправильное впечатление. Детальные исследования полевых взаимоотношений свидетельствуют о том, что во многих случаях тела габбро, гранитов и т. д. заняли свое современное положение в земной коре в результате смещения ранее занимавших их место вмещающих пород. Такие породы можно действительно недвусмысленно называть интрузивными, т. е. внедрившимися. Однако во многих других случаях доказательства механического воздействия отсутствуют, и, следовательно, полевые взаимоотношения если и не доказывают однозначно, то по крайней мере позволяют предполагать, что изучаемые породы заняли свое место не столько посредством *смещения*, сколько в результате *замещения* вмещающих пород. Чаще всего такие предположения высказываются в отношении пород, довольно обобщенно назы-

ваемых «гранитами», по поводу которых Рид некогда сказал: «Существуют граниты и граниты», подразумевая наряду с прочим различные пути их образования. Важно, однако, ясно отдавать себе отчет в том, что, несмотря на различные способы образования, все эти породы в литологическом отношении, т. е. по составу и структуре, относятся к одному типу гранитов. Мы предлагаем использовать определенные названия горных пород применительно к конкретным минеральным ассоциациям, не учитывая их происхождения. В этом отношении происхождение имеет второстепенное значение по сравнению с петрографическим (литологическим) характером породы. Именно на последнем следует основывать систематическую классификацию и номенклатуру горных пород, тогда как другие признаки можно учитывать введением дополнительных определений. Так, граниты могут возникать в результате непосредственной кристаллизации из расплава, однако весьма сходные, хотя не обязательно полностью идентичные, породы могут образоваться и при гранитизации, например при перекристаллизации лавы или вулканического пепла соответствующего состава в корневых частях вулканических аппаратов. Действительно, можно представить себе такой процесс изменения вмещающих пород газами и флюидами поднимающейся магмы, при котором в результате воздействия летучих образуются устойчивые в новых условиях минеральные ассоциации, напоминающие магматические граниты, а иногда от них неотличимые.

Читая петрологическую литературу, можно легко убедиться, что в ней устойчиво сохраняются противоречивые взгляды на проблемы петрогенезиса. Эти мнения часто высказываются очень уверенно и представляются весьма авторитетными. Так, в одном источнике можно узнать, что «все граниты магматические», а в другом, что «не существует магматических гранитов». Однако в действительности подобные утверждения отражают лишь личные взгляды авторов, которые не имеют общего реального значения. Они не содержат противоречий в вопросах о том, что представляет собою гранит как таковой и из чего он состоит. А такие вопросы относятся к области фактов, в которых студент может убедиться прямыми личными наблюдениями.

Часть I

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Глава I

МАФИЧЕСКИЕ¹ МИНЕРАЛЫ

1. Введение. Классификация. Породообразующие минералы можно классифицировать различным способом в соответствии с ролью, которую они играют в структуре и составе пород. Удобно их подразделение на первичные и вторичные, причем среди первых еще выделяются главные и второстепенные, в том числе акцессорные². Под *главными минералами* понимаются те их виды, присутствие которых определяет тип породы, тогда как наличие или отсутствие того или иного *второстепенного или акцессорного минерала* не влияет на принадлежность породы к тому или иному типу. Так, кварц, полевой шпат и слюда представляют собою главные минералы большинства гранитов, тогда как циркон, сфен и апатит относятся к их акцессорным минералам. Следует ясно отдавать себе отчет в том, что один и тот же минерал в одной породе может играть роль второстепенного, а в другой — главного. Кварц, например, присутствует в качестве второстепенного минерала в некоторых габбро, но вместе с тем он является наиболее характерным минералом гранитов, к которым нельзя причислить ни одну бескварцевую породу. Второстепенные и акцессорные минералы встречаются в горных породах в качестве рассеянной примеси.

¹ Синонимы магнезиально-железные, цветные

² Второстепенные минералы, присутствующие в породах в количестве до 10%, авторы не выделяют в самостоятельную группу, а относят к акцессорным. В этом издании редакция старалась придерживаться подразделения, принятого в советской геологической литературе — *Прим ред.*

Присутствие одного или двух из них иногда удается установить в штуфах макроскопически, однако обычно они обнаруживаются лишь при микроскопических наблюдениях. Более того, для выявления всех акцессорных минералов необходимо при помощи жидкостей с большим удельным весом из раздробленных образцов отделить тяжелую фракцию. Этот метод успешно применялся при изучении многих магматических пород, и результаты, полученные в процессе такого рода исследований, значительно увеличили наши знания о распределении относительно редких составных частей пород¹. Многие из акцессорных минералов относятся к числу наиболее устойчивых и наименее разложимых составных частей горных пород. В связи с этим они часто сохраняются в неизменном состоянии; в то время как главные минералы разрушаются при выветривании. Это в свою очередь помогает по их присутствию в песках и других осадках оценивать природу исходных магматических пород. Детальное изучение акцессорных минералов в настоящее время представляет важную ветвь петрологии.

Вторичные минералы образуются в результате изменения или преобразования первичных. В сильно измененных породах как главные, так и второстепенные минералы могут быть замещены вторичными.

Опять-таки необходимо отметить, что минерал может относиться к числу первичных в одной породе и играть роль вторичного в другой. Так, кварц в гранитах неизменно бывает первичным, но во многих породах он образуется в результате изменения некоторых других породообразующих минералов.

В последующих разделах прежде всего рассматриваются главные первичные минералы магматических пород. При этом детальность их описаний определяется представлением авторов о том оптимальном количестве сведений, которые необходимы для уяснения соотношений главных особенностей минерального состава и общей природы горных пород. Особое внимание уделено внутренней кристаллической структуре минералов, которая контролирует различия их свойств, обусловленные взаимным замещением атомов в каждом минеральном «семействе».

Описания наиболее важных вторичных и акцессорных минералов имеют выборочный характер.

Поскольку приводимая ниже характеристика минералов ни в коей мере не претендует на то, чтобы подменить собой полные стандартные руководства по минералогии, многие детали, касающиеся физических свойств минералов, опущены. Такие более детальные сведения читатель может легко найти в одном из стандартных учебников, на которые приведены ссылки.

¹ См. например, *Rastall and Wilcockson*, *Quart. J. Geol. Soc.*, 71, 1915.

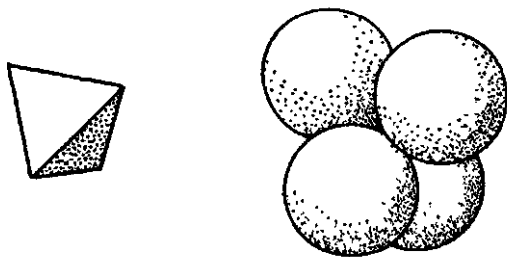
2. Общие сведения об атомной структуре минералов. В основе описания большинства порообразующих минералов в этой части руководства лежит их атомная структура, выявленная рентгеновским анализом. Методы этого анализа и строгая интерпретация полученных с его помощью экспериментальных данных — дело специалистов. Однако самые общие результаты этих исследований полезны для изучающих минералогию, особенно в части химических соотношений связанных друг с другом минеральных видов и зависимости физических свойств минералов от их внутренней атомной структуры. В связи с рассмотрением этих вопросов нам пришлось заниматься материалом из работы Брэгга [V], посвященной структурам минералов. При обсуждении кристаллических структур возникает одна сложность: далеко не просто изготовить наглядные иллюстрации, отображающие сложные узоры размещения атомов в трех измерениях. Приведенные здесь иллюстрации этого рода следует рассматривать как схемы — они представляют собой лишь первое приближение к истине. Однако в качестве учебного пособия эти схемы выполняют свою роль хотя бы в том, что они способствуют уяснению химической конституции минералов.

Атомы или их группы удерживаются друг подле друга электрическими силами притяжения противоположно заряженных частиц мельчайшего размера. Частицы, несущие положительный заряд, называются *катионами*, тогда как отрицательно заряженные носят название *анионов*.

Среди главных минералов магматических горных пород преобладают силикаты, т. е. соединения, состоящие в первую очередь из комбинаций кремния (Si) и кислорода (O), которые в свою очередь связаны с различными катионами. Наиболее распространены в силикатах следующие катионы (в порядке увеличения ионного радиуса):

Si — 0,39,	Na — 0,98,
Al — 0,57,	Ca — 1,06,
Mg — 0,78,	K — 1,33.
Fe ²⁺ — 0,83,	

Значительно менее разнообразны анионы. Среди них главную роль играет кислород (O — 1,32), который в определенных минералах в ограниченной мере может замещаться гидроксидом (OH — 1,32) или фтором (F — 1,33). Можно видеть, что эти анионы значительно крупнее большинства катионов, так что структуры минералов по существу можно рассматривать как состоящие из плотно упакованных анионов (преимущественно кислорода), в интерстициях между которыми располагаются мелкие катионы. В некоторых сложных по составу



Фиг. 1. Тетраэдр и тетраэдрическая группа SiO_4 .

Мелкий ион кремния зажат между четырьмя крупными ионами кислорода, центры которых располагаются в вершинах тетраэдра. Черным кружком изображен ион Si в том же масштабе, что и ионы кислорода, показанные справа в виде шаров.

минералах число видов атомов может увеличиваться, а узор атомной структуры — сильно усложняться. Однако как современный небоскреб строится из относительно простых мелких строительных блоков, так и эти сложные атомные структуры можно разложить на простые структурные единицы. Для наших целей необходимо различать лишь две такие единицы. В первой из них четыре иона кислорода, тесно упакованные вокруг иона кремния, образуют группу SiO_4 . Ионы кислорода занимают вершины тетраэдра, тогда как кремний имеет как раз такой размер, что плотно располагается в интерстиции между ионами кислорода, как это показано на фиг. 1. Вторая важнейшая структурная единица состоит из тесно соприкасающихся шести ионов кислорода, приуроченных к вершинам октаэдра. В этой единице пространство между ионами кислорода больше, и в нем могут располагаться более крупные катионы, чем кремний, например магний, алюминий или железо, обычно находящиеся «в шестерной координации» с окружающими их анионами. Заряд любого катиона (будь он равен единице, двум, трем или четырем) делится между всеми непосредственно окружающими его анионами. Так, Al^{3+} в центре октаэдрической кислородной группы имеет заряд в три единицы, который разделяется между шестью окружающими его ионами кислорода, т. е. на долю каждого иона кислорода приходится заряд $+1/2$. С другой стороны, в тетраэдрической группе SiO_4 заряд иона кремния (+4) распределяется таким образом, что на долю каждого из окружающих его ионов кислорода приходится заряд +1. Рассмотренные соотношения называются *принципом Полинга*. В обоих упомянутых случаях кислород двухвалентен, т. е. имеет заряд, равный двум. Отсюда следует, что тетраэдрические и октаэдрические структурные единицы должны обладать остаточным зарядом. В целом же структура минералов представляет собой сооружение из таких

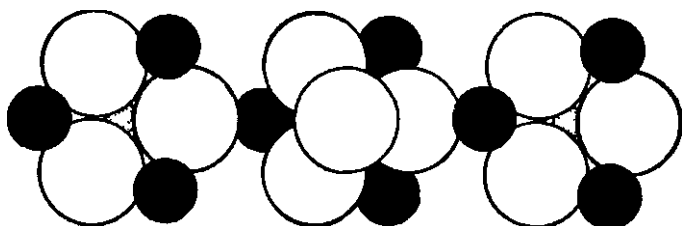
единиц с промежутками, заполненными таким числом катионов, которое сможет нейтрализовать остаточные отрицательные заряды. В устойчивом минерале не должно оставаться остаточных зарядов. Таким образом, сбалансированностью суммы положительных и суммы отрицательных зарядов контролируется правильность формулы, отражающей химический состав минерала.

Во многих образцах горных пород можно видеть, что слагающие их зерна минералов имеют либо светлую, либо темную окраску. Этот простой факт служит основанием для подразделения главных породообразующих минералов на две категории: «светлые» и «темные» или соответственно на фельзические и мафические¹. В группу мафических минералов входят магнезиально-железистые силикаты — оливины, пироксены, амфиболы и слюды. Минералы этой группы рассматриваются ниже в порядке, соответствующем усложнению их кристаллической структуры. В следующей же главе описаны фельзические минералы, состоящие из двух «семейств» безводных алюмосиликатов — полевых шпатов и фельдшпатоидов, а также минералов группы кремнезема.

ОЛИВИНЫ

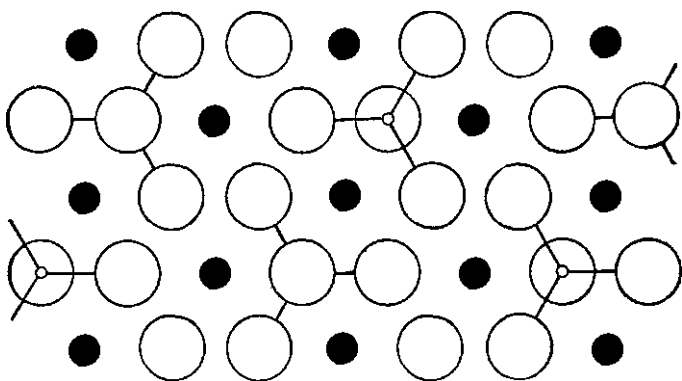
В эту группу входит ряд важных породообразующих минералов, основной тип атомной структуры которых одинаков и определяется изолированными тетраэдрами SiO_4 , сгруппированными в линии, параллельные кристаллографическим осям. В каждой такой линии, параллельной какой-либо из осей, все тетраэдры одинаково повернуты (фиг. 2), но в смежных линиях тетраэдры попеременно повернуты налево и направо, как это показано на условной объемной диаграмме фиг. 3. Отдельные тетраэдры соединены друг с другом через катионы. Последние окружены, или, как говорят, координируются, шестью атомами кислорода, которые, как видно на диаграмме, принадлежат различным смежным тетраэдрам. Таким образом, единицей структуры является единичный тетраэдр SiO_4 . На отрицательный заряд в 8 единиц, создаваемый атомами кислорода, приходится положительный заряд атома кремния в 4 единицы (Si^{4+}). Следовательно, у каждого тетраэдра возникает оста-

¹ Такое деление породообразующих минералов не привилось в советской литературе. Неточности его видны из следующего описания. Например, мусковит практически не содержит ни магния, ни железа и явно является «светлым» минералом, но рассматривается среди мафических; жадеит и кордиерит, напротив, могут содержать и магний и железо, но обычно рассматриваются как фельзические компоненты породы. Выгода использования этих искусственных терминов ничтожна, и мы оставляем их в этой книге, придерживаясь трактовки, принятой авторами. — *Прим. ред.*



Фиг. 2. Атомная структура оливина.

Небольшой фрагмент одного ряда тетраэдров SiO_4 , параллельного оси b . Черные кружки — ионы Mg и Fe , связанные с кремнекислородными тетраэдрами, кружки с крапом — ионы Si .



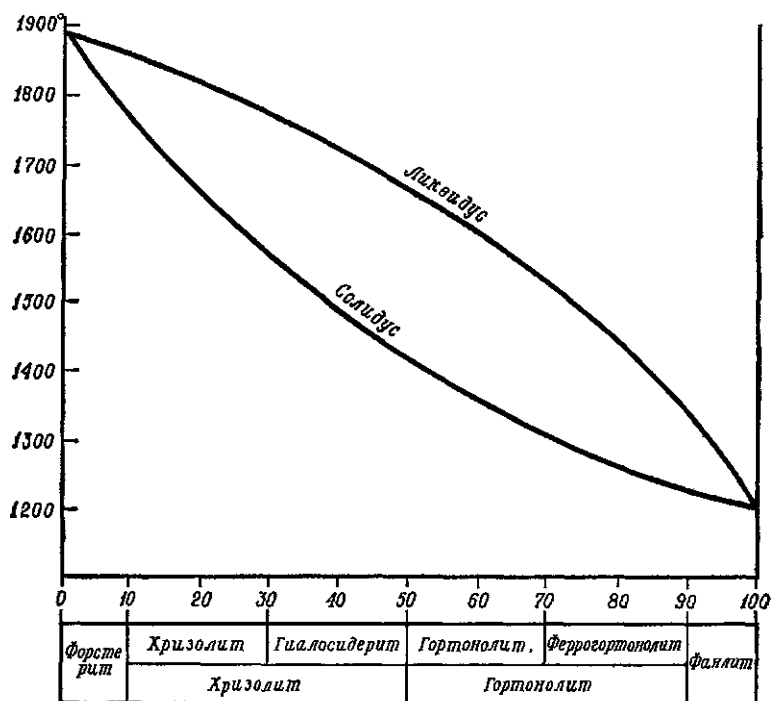
Фиг. 3. Схема атомной структуры оливина.

Показаны два ряда тетраэдров SiO_4 с ионами кислорода в плоскостях (100). Каждый тетраэдр связан с тремя ионами металлов (Mg^{2+} и Fe^{2+}). Такие тройки ионов, как показано на фиг. 2, попеременно располагаются то несколько сзади, то несколько впереди тетраэдров. Большие кружки — ионы кислорода; самые мелкие — ионы кремния; черные кружки — ионы магния и железа.

точный отрицательный заряд в 4 единицы, который должен быть сбалансирован введением в структуру необходимого количества катионов. В большинстве минералов группы оливина катионы представлены Mg^{2+} и Fe^{2+} и значительно реже Mn^{2+} и Ca^{2+} . Если все необходимые катионы представлены одним Mg^{2+} , формула минерала имеет вид Mg_2SiO_4 . Этой формуле соответствует природный минерал *форстерит*. Случаю же, когда катионы представлены только железом, отвечает минерал *фаялит* с формулой Fe_2SiO_4 . Эти два ортосиликата, как называют минералы такого типа, представляют конечные члены серии непрерывных вариаций состава, в которой отношение $\text{Mg}:\text{Fe}$ меняется от 100:0 до 0:100. Такую серию можно условно подразделить на ряд минеральных видов с теми или иными интервалами составов. К сожалению, по поводу границ

разновидностей оливинов и их числа до сих пор не существует общепринятой точки зрения. На фиг. 4 приведены две недавно предложенные номенклатуры оливинов. Для избежания неопределенностей необходимо в дополнение к названиям разновидностей или взамен их приводить символы, которые точно указывают состав в молекулярных процентах. Так, чистый форстерит обозначается символом Fo , а чистый фаялит — Fa , тогда как символ $Fo_{52}Fa_{48}$ дает исчерпывающую информацию о составе одного из представителей ряда оливинов. Небезынтересно отметить, что по номенклатуре Уэйджера и Дира минерал такого состава относится к гялосидериту, по системе Томкеева — к хризолиту, тогда как первоначально минерал был назван гортонолитом [1].

Состав промежуточных членов серии оливинов действительно удобно выражать в виде молекулярных соотношений конечных членов — форстерита и фаялита. Однако не следует



Фиг. 4. Кривые плавления и кристаллизации составов серии форстерит — фаялит.

В нижней части диаграммы даны два варианта номенклатуры оливинов. верхний — по Уэйджеру и Диру [7]; нижний — по Томкееву [3].

думать, что такие самостоятельные молекулы реально присутствуют в минерале. Кремнекислородный каркас атомной структуры непрерывно протягивается в кристалле, а в нем равномерно распределяются ионы Mg^{2+} и Fe^{2+} . Таким образом, правильнее понимать состав с точки зрения взаимных замещений ионов в структуре, нежели в свете представления о твердом растворе одного молекулярного компонента в другом. В связи с этим наблюдается усиливающаяся тенденция к изображению составов в виде соотношений металлических катионов, например $Mg_{52}Fe_{48}$.

Равновесная кристаллизация членов серии оливинов была изучена экспериментально [2]. В лабораторных условиях температура кристаллизации колебалась в пределах примерно от 1890°C для чистого форстерита до 1205°C для чистого фаялита (фиг. 4). На диаграмме видно, что расплав, отвечающий по составу оливину Fo_{50} , начинает кристаллизоваться при температуре около 1650°C, но выделяющиеся при этом первые кристаллы оказываются значительно более магнезиальными, чем исходный расплав¹. По мере падения температуры состав выделяющихся кристаллов изменяется в сторону последовательного обогащения железом. При относительно быстром охлаждении слои последовательно кристаллизующегося вещества могут сохраниться в кристалле в виде зон различного состава. Ядро в таких зональных кристаллах должно быть относительно обогащено Fe , тогда как наиболее внешние зоны соответственно будут самыми железистыми. В зональных кристаллах оливинов отмечались различия в составе между ядром и внешней зоной порядка 20% Fe [3].

По аналогии с изложенным выше ранее кристаллизовавшиеся вкрапленники оливина в лавах должны быть богаче магнезиальным компонентом по сравнению с мелкими кристаллами основной массы, что действительно и наблюдается. Однако и среди зерен основной массы наиболее крупные, вероятно начавшие кристаллизоваться раньше при относительно высокой температуре, также оказываются более магнезиальными по сравнению с самыми мелкими зернами оливина, выделившимися позднее при меньшей температуре.

Вариации состава последовательных генераций зерен оливина, так же как и зон в пределах крупных его монокристаллов, можно установить, умея точно определять состав этого мине-

¹ Из точки на горизонтальной оси, соответствующей составу 50%, проводим вертикальную линию до пересечения с кривой ликвидуса. Горизонтальная линия, проведенная через точку пересечения, укажет на вертикальной оси температуру, при которой начинается кристаллизация. Проекция же точки пересечения этой горизонтальной линии с кривой солидуса на горизонтальную ось даст состав первых выделяющихся кристаллов.

родовой принадлежности минерала к серии оливинов, хотя и имеются способы косвенно уточнить его состав, исходя из приводимых ниже фактов, касающихся распределения различных членов этой группы.

Боуэн и Шерер экспериментально показали, что обогащенные магнием оливины — форстерит, хризолит и гортонолит неустойчивы в присутствии свободного кремнезема. Следовательно, в нормальных условиях эти члены группы не встречаются в ассоциации с кварцем, и, таким образом, в гранитоидных породах магнезиальные оливины присутствовать не могут. Однако сильно обогащенный железом оливин может существовать в присутствии свободного кремнезема, хотя даже и в этом случае имеются некоторые ограничения. Температура должна быть относительно низкой, с тем чтобы она оказалась в пределах термического интервала существования риолитовой магмы. Иначе говоря, в «гранитной» ассоциации может встречаться лишь единственная разновидность оливинов, а именно почти чистый фаялит. Этот минерал в настоящее время установлен в ряде кварцсодержащих пород, в том числе в обидианах Аррана (Шотландия) и Йеллоустонского парка, кварцевых порфирах и риолитах Нигерии и т. д., но пока такие находки еще относительно редки. Оливины промежуточных составов (исключая форстерит и фаялит) — типичные минералы мало-кремнеземистых (основных и ультраосновных) магматических пород. В наибольших количествах они присутствуют в некоторых ультраосновных породах, сами названия которых — оливиниты и перидотиты¹ — прямо об этом свидетельствуют. Лишь несколько меньшими содержаниями оливина характеризуются такие основные магматические породы, как оливиновые габбро, троктолиты и оливиновые базальты. В последних иногда присутствуют так называемые «оливиновые нодули», которые по существу представляют собой кусочки перидотитов, захваченные магмой во время ее подъема к поверхности. Хорошо известные проявления оливиновых нодулей приурочены к карбоновым базальтам Дербишира. Во всех этих породах оливины характеризуются преобладанием магния над железом. За немногими исключениями, можно говорить о существовании общего правила, в соответствии с которым неизменно в более основных породах присутствуют относительно магнезиальные, а в более кремнеземистых — относительно железистые оливины.

Конечный магнезиальный член серии оливинов форстерит по своему парагенетическому положению самостоятелен. Он представляет собой характерный продукт термального метаморфизма.

¹ От термина «перидот», обозначающего оливин ювелирного качества.

родовой принадлежности минерала к серии оливинов, хотя и имеются способы косвенно уточнить его состав, исходя из приводимых ниже фактов, касающихся распределения различных членов этой группы.

Боуэн и Шерер экспериментально показали, что обогащенные магнием оливины — форстерит, хризолит и гортонолит неустойчивы в присутствии свободного кремнезема. Следовательно, в нормальных условиях эти члены группы не встречаются в ассоциации с кварцем, и, таким образом, в гранитоидных породах магнезиальные оливины присутствовать не могут. Однако сильно обогащенный железом оливин может существовать в присутствии свободного кремнезема, хотя даже и в этом случае имеются некоторые ограничения. Температура должна быть относительно низкой, с тем чтобы она оказалась в пределах термического интервала существования риолитовой магмы. Иначе говоря, в «гранитной» ассоциации может встречаться лишь единственная разновидность оливинов, а именно почти чистый фаялит. Этот минерал в настоящее время установлен в ряде кварцсодержащих пород, в том числе в обсидианах Аррана (Шотландия) и Йеллоустонского парка, кварцевых порфирах и риолитах Нигерии и т. д., но пока такие находки еще относительно редки. Оливины промежуточных составов (исключая форстерит и фаялит) — типичные минералы мало-кремнеземистых (основных и ультраосновных) магматических пород. В наибольших количествах они присутствуют в некоторых ультраосновных породах, сами названия которых — оливиниты и перидотиты¹ — прямо об этом свидетельствуют. Лишь несколько меньшими содержаниями оливина характеризуются такие основные магматические породы, как оливиновые габбро, троктолиты и оливиновые базальты. В последних иногда присутствуют так называемые «оливиновые нодулы», которые по существу представляют собой кусочки перидотитов, захваченные магмой во время ее подъема к поверхности. Хорошо известные проявления оливиновых нодул приурочены к карбонатным базальтам Дербшира. Во всех этих породах оливины характеризуются преобладанием магния над железом. За немногими исключениями, можно говорить о существовании общего правила, в соответствии с которым неизменно в более основных породах присутствуют относительно магнезиальные, а в более кремнеземистых — относительно железистые оливины.

Конечный магнезиальный член серии оливинов форстерит по своему парагенетическому положению самостоятелен. Он представляет собой характерный продукт термального метаморфизма.

¹ От термина «перидот», обозначающего оливин ювелирного качества.

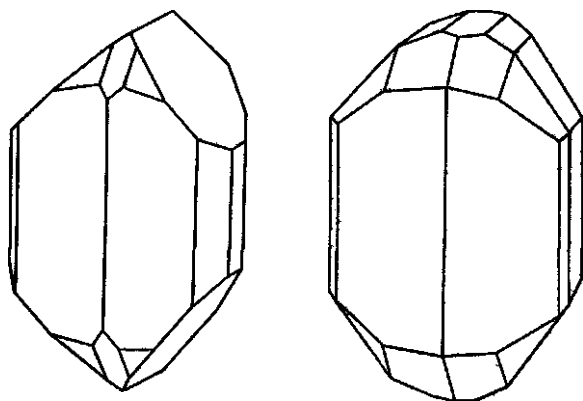
Обычные более или менее магнезиальные оливины обладают тремя свойствами, помогающими отличать их от большинства остальных породообразующих силикатов: 1) небольшим содержанием SiO_2 (в чистом форстерите — 42 вес.%, тогда как в соответствующем магнезиальном пироксене, энстатите, 60%); 2) кристаллизацией при высокой температуре, в связи с чем у них проявляется тенденция выделяться из основной магмы в числе наиболее ранних минералов; 3) большим удельным весом (около 3,3 у обычного оливина). Вследствие взаимодействия всех этих трех свойств оливины играют важную роль в процессах дифференциации магмы; в частности, возможна сепарация ранних кристаллов оливина, которые благодаря большому удельному весу опускаются на дно магматического очага. Если учесть все эти особенности поведения оливина, то станет понятным, почему этот минерал является главным компонентом мантии.

Общая характеристика минералов группы

Все члены группы оливина кристаллизуются в ромбической сингонии. Хотя оливин и относится к числу обычных минералов, тем не менее его хорошо образованные кристаллы редко встречаются в коллекциях минералов. Совершенные, хотя и мелкие кристаллы оливина в большом количестве присутствуют в оливиновых песках, распространенных на некоторых участках побережий океанических островов, таких, как Гавайи. Здесь они концентрируются в результате размыва оливиновых базальтов, выходящих на поверхность вдоль береговой линии. Многие из таких мелких вкрапленников имеют таблитчатую форму с хорошо развитым пинакоидом (100) в комбинации с призмой (110) и диэдром (101). На фиг. 6 показаны другие характерные для оливинов кристаллографические формы. У магнезиальных оливинов в разных условиях развиваются различные кристаллографические формы.

В связи с обычным преобладанием кристаллов таблитчатого габитуса у зерен оливина в петрографических шлифах проявляется тенденция к образованию шестиугольных поперечных срезов специфического облика (фиг. 114). Для всех членов группы оливина характерны высокие показатели преломления и высокий рельеф в сочетании с полным отсутствием окраски. Их правильной диагностике способствует также преобладание криволинейных трещин над плохо выраженной спайностью¹ и сильное двупреломление. Величину двупреломления у оливинов

¹ У железистых оливинов, особенно у фаялита, проявляется спайность по пинакоидам (010) и (001).



Фиг. 6. Кристаллы оливины

Слева комбинация четырех ромбических призм (110), $(hk0)$, $(0k1)$ ($h0l$), ромбической бипирамиды (111) и пинакоида (010). *Справа* кристалл из района Сент Джон, Красное море, в котором присутствуют две ромбические призмы, две ромбические бипирамиды и базальный пинакоид

известного состава можно определить по соответствующей кривой фиг. 5. Наибольшей величины оно достигает у фаялита. Все оливины подвержены характерным вторичным изменениям. В представительных коллекциях шлифов оливиновых базальтов можно наблюдать все стадии таких изменений от самых незначительных до полных псевдоморфоз вторичных продуктов по зернам оливина. Наиболее обычные вторичные минералы — волокнистый антитигрит и зеленый хризотил — вначале порознь или совместно развиваются вдоль трещин, а затем замещают весь кристалл. Менее распространенными продуктами изменения оливина являются боулингит и иддингсит — «серпентины», окрашенные в шлифах в желтые и красновато-бурые тона. Иногда, особенно при выветривании базальтов на дневной поверхности, оливины замещаются окислами железа. В лампрофирах, а изредка и в других породах по оливинам может псевдоморфно развиваться карбонат, иногда совместно с различными формами кремнезема — опалом, халцедоном или мозаичным кварцем. Вероятно, к числу наиболее детально изученных псевдоморфоз по оливину относятся его измененные кристаллы из базальтов типа «Маркл» в Шотландии. Эти псевдоморфозы состоят из алорита типа пеннинна (66%), гематита (32%) и кварца (2%) [4].

ПИРОКСЕНЫ

Пироксены — одна из наиболее важных групп породообразующих силикатов. По сравнению с оливинами кремнезем в их состав входит в большем количестве относительно присутствующей

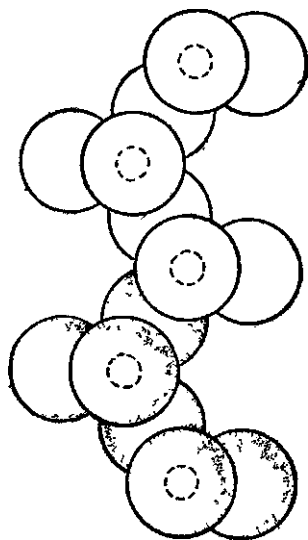
щих оснований, так что пироксены относятся к метасиликатам. В различных членах группы в весьма разных соотношениях присутствуют железо, магний, кальций и натрий, совместно с меньшими количествами алюминия, марганца и титана.

Атомная структура и химизм

Рентгеновские исследования показали, что основу структуры пироксенов составляют тетраэдры SiO_4 , соединенные общими атомами кислорода в вертикальные цепочки. Отдельные цепочки соединяются катионами Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} и т. д., которые связаны со «свободными» (т. е. не участвующими во внутренних связях цепочек) ионами кислорода. Во всех пироксенах цепочки ориентированы параллельно вертикальной кристаллографической оси и образуют слои, параллельные (100). Наиболее существенные особенности структуры пироксенов схематически отражены на фиг. 7 и 8.

Форма и положение в пространстве цепочек определяют ориентировку поверхностей спайности (фиг. 9). Эти поверхности параллельны граням призмы кристаллов пироксенов и пересекаются друг с другом под углом 87° (или 93°).

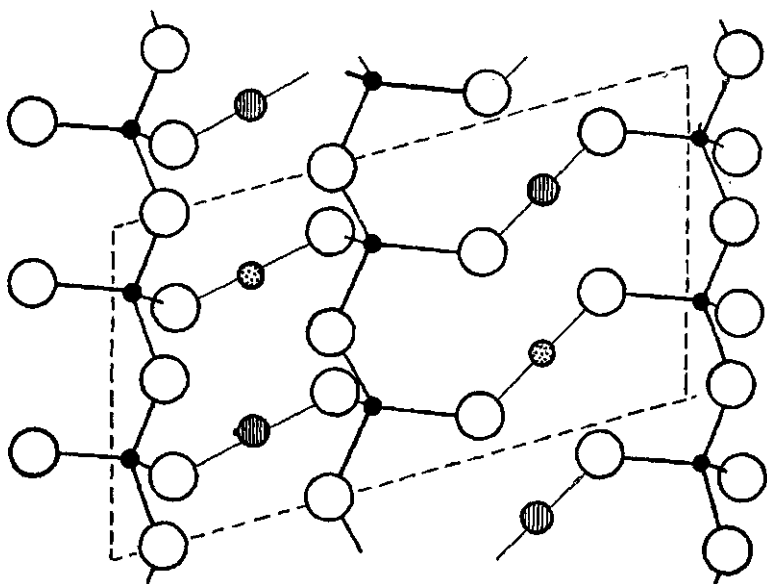
Единица узора пироксеновой цепочки содержит группу Si_2O_6 , остаточный электростатический заряд которой составляет -4 . Этот заряд может быть сбалансирован в структуру двух двухвалентных катионов, роль которых в различных случаях могут играть Mg , Fe , Ca , так что соответствующие минералы имеют формулы $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (энстатит, En), $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (ферросилит, Fs) или $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (волластонит, Wo)¹. Если прене-



Фиг. 7. Часть пироксеновой цепочки тетраэдров SiO_4 .

Элементарная единица узора (Si_2O_6) показана заштрихованными шарами. Крупные кружочки (и шары) — ионы кислорода, мелкие кружочки, изображенные пунктиром, — ионы кремния.

¹ Хотя молекула метасиликата кальция CaSiO_3 , обозначаемая символом Wo , в значительных количествах входит в пироксены более сложного состава, существует также самостоятельный минерал волластонит, отвечающий этой формуле, который, однако, отличается по атомной структуре от пироксенов. Волластонит обычно не встречается в магматических породах, а образуется при термальном метаморфизме известняков. Хотя волластонит и не изоморфен с пироксенами, он по структуре близок к ним, в связи с чем называется «пироксенондом».

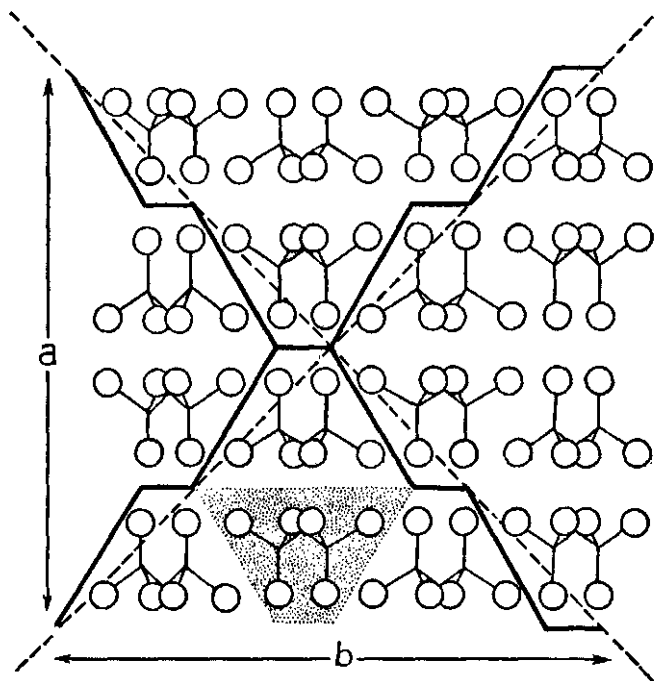


Фиг. 8. Структура диопсида.

Три параллельные пироксеновые цепочки, спроецированные на плоскость (010). Пунктиром оговорена элементарная ячейка структуры, но на схеме показаны не все входящие в нее ионы. Мелкие черные кружочки — Si^{4+} ; крупные светлые кружки — O^{2-} ; кружки с крапом — Mg^{2+} ; заштрихованные кружки — Ca^{2+} .

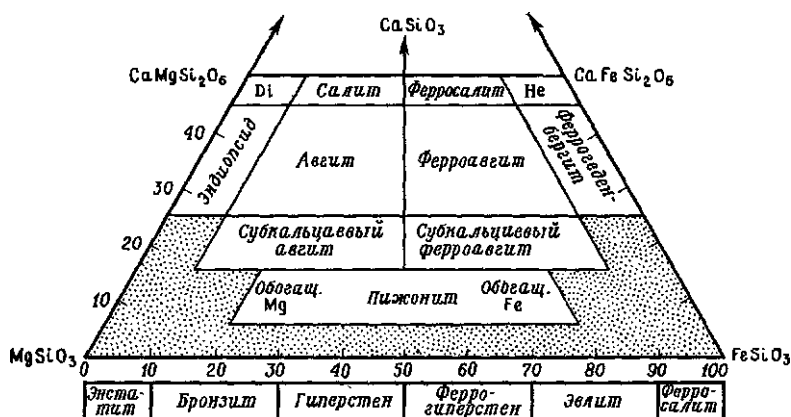
брежь некоторыми малыми примесями, то состав всех пироксенов можно удобно выражать в виде комбинации из трех перечисленных выше конечных членов, что весьма наглядно изображается графически на треугольной диаграмме, в вершинах которой располагаются Wo, En и Fs, как это показано на фиг. 10. Фигуративные точки состава всех реальных пироксенов располагаются лишь в нижней половине этого треугольника. В иных словах кальциевый компонент Wo не может входить в состав пироксенов в количествах, превышающих 50 мол.%. Однако и в нижней половине треугольника фигуративные точки распределяются неравномерно. Один их хорошо выраженный максимум располагается между значениями Wo_{40} и Wo_{50} , а другой тяготеет к основанию треугольника и располагается между Wo_{15} и Wo_0 . Основание треугольника охватывает все возможные соотношения En и Fs, перекрывая, таким образом, пределы колебаний состава важной группы ортопироксенов, а также химически эквивалентной им группы моноклинных пироксенов. В природных минералах серии энстатит — ферросилит присутствует небольшое количество, обычно 4—5%, кальциевого компонента Wo.

Фигуративная точка состава *диопсида* (Di) с формулой $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ расположена на треугольной диаграмме точно посередине между Wo и En. Аналогичным образом точка состава его железистого аналога *геденбергита* (He) $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ лежит в том же треугольнике посередине между вершинами Wo и Fs. Важно уяснить, что точки Di и He на диаграмме отвечают теоретическим составам «чистых» диопсида и геденбергита соответственно; в природных же минералах, носящих аналогичные названия, как показано на фиг. 10, допускается определенная изменчивость состава. На диаграмме между полями диопсида и геденбергита располагается полоса «салита» с непрерывно изменяющимся составом. Лишь очень немногие пироксены располагаются выше линии Di—He. В нижней половине треугольника составов пироксенов между сериями диопсид—салит—геденбергит и эгстатит—гиперстен—ферросилит располагаются две важные группы моноклиновых пироксенов—авгита и пизжонита. Минералы последней группы по составу очень



Фиг. 9. Соотношения атомной структуры и спайности у пироксенов.

Кремнекислородные цепочки изображены в проекции на горизонтальную плоскость. Крапом обозначено пространство, занятое одной цепочкой и связанными с ней катионами (не показаны). Ослабленные плоскости показаны жирными линиями, а обусловленные ими направления спайности — пунктиром. Указано положение кристаллографических осей *a* и *b*; ось *c* перпендикулярна плоскости рисунка.



Фиг. 10. Классификация пироксенов.

Разновидности моноклиновых пироксенов даны по Поддверваарту и Хессу [J. Geol., 60, 1951]. Крапом выделена область составов, отсутствующих у моноклиновых пироксенов; в нижней части ее между величинами Wo_3 и Wo_0 располагаются фигуративные точки состава ромбических пироксенов, разновидности которых показаны под треугольником.

близки к ромбическим пироксенам, но несколько обогащены по сравнению с ними кальциевым компонентом. По мнению Хесса, область состава пижонитов простирается от Wo_5 до Wo_{15} .

Таким образом, на обсуждаемой диаграмме видно, что в группе пироксенов выделяются пять серий:

а) серия энстатит — ферросилит, известная под собирательным названием «ромбических пироксенов», поскольку они кристаллизуются в ромбической сингонии.

б) серия пижонита, характерная лишь для быстро охлаждающихся основных магматических пород, особенно для некоторых разновидностей базальтов и близких к ним по химическому составу андезитов;

в) серия субкальциевый авгит — субкальциевый ферроавгит;

г) широко распространенная серия авгит — ферроавгит;

д) серия диопсид — геденбергит, представители которой редко присутствуют в магматических породах, но весьма обычны для метаморфических образований.

Далее приводится описание пироксенов в том порядке, в котором они только что перечислены.

а. Ромбические пироксены (серия энстатит — ферросилит). Минералы, по составу варьирующие от $MgSiO_3$ до $FeSiO_3$, кристаллизуются либо в моноклиновой, либо в ромбической сингонии. К названиям минералов, принадлежащих серии моноклиновых пироксенов, часто прибавляется приставка клино- (клиноэнстатит, клиногиперстен). Эти минералы устойчивы

лишь при высоких температурах. В магматических породах они не встречаются, но известны в метеоритах и как продукты кристаллизации сухих расплавов в экспериментах. Гораздо более важное значение имеет вторая серия пироксенов, кристаллизующихся в ромбической сингонии. Ромбические пироксены широко распространены и встречаются во многих типах магматических пород. Соотношения между пироксенами двух серий экспериментально изучены Боуэном и Шерером [2], которые показали, что моноклинные разновидности превращаются в ромбические при температуре около 1000°C ¹.

Для удобства изоморфную серию ромбических пироксенов подразделяют на шесть условных минеральных видов в зависимости от количественных соотношений MgSiO_3 и FeSiO_3 . В качестве границ между отдельными разновидностями приняты содержания в 10, 30, 50, 70 и 90 мол.%, как это практикуется и в отношении оливинов и плагиоклазов.

Ромбические пироксены обычно образуют агрегаты зерен с блестящими поверхностями спайности бронзовой окраски, поэтому их кристаллы не удается изучить макроскопически. Однако в шлифах некоторых лав вкрапленники ромбического пироксена обладают идиоморфными очертаниями. Наиболее характерный облик имеют их базальные сечения почти квадратной формы со срезанными углами, в которых наблюдается хорошо развитая спайность по призме, часто дополняющаяся спайностью по пинакoidу. В таких разрезах обнаруживается умеренный рельеф, минерал в них или бесцветен, или окрашен очень слабо и соответственно лишь крайне слабо плеохроирует, так что эту особенность можно легко пропустить. В относительно толстых срезах проявляется очень характерный плеохроизм от глубокого розового до голубовато-зеленого цвета. Причем интенсивность окраски и плеохроизма возрастает от эггстатита к гиперстену по мере увеличения содержания железистого компонента. Двупреломление у ромбических пироксенов слабое и окраски интерференции ограничены тонами серого цвета. Погасание меняется в зависимости от ориентировки среза. Не следует думать, что у ромбических минералов во всех срезах должно проявляться прямое погасание. Оно

¹ Рентгеновское изучение препаратов MgSiO_3 непосредственно в момент полиморфных переходов при высоких температурах показало, что высокотемпературная модификация этого соединения представлена ромбическим протоэггстатитом, который при охлаждении превращается в моноклинный клиноэггстатит. Возможно, главный фактор, обуславливающий кристаллизацию клиноэггстатита, это анизотропные механические напряжения (резкие механические шоки при падении метеоритов, натяжения кристаллов протоэггстатита в процессе охлаждения и при истирании препаратов для съемки порошковых и т. п.) (см. Смолин П. П., Известия АН СССР, сер. геол., № 11, 1968). — *Прим. перев.*

наблюдается лишь в сечениях, параллельных кристаллографической оси, тогда как во всех остальных срезах минерал может погасать под углами, варьирующими в широких пределах. Таким же образом обнаружение в шлифе одного или двух пироксеновых разрезов с серыми цветами интерференции не обязательно свидетельствует о присутствии ромбического пироксена, так как определенные сечения моноклиновых пироксенов (например, авгита) будут давать такие же интерференционные окраски, если они ориентированы перпендикулярно оптической оси. Двойники в ромбических пироксенах проявляются лишь в тех случаях, когда они возникли в результате твердофазового превращения из пикноита.

Для ромбических пироксенов многих крупнозернистых магматических пород весьма характерны вросстки моноклинного пироксена иного состава. Эти вросстки представляют собой правильно ориентированные пластинки, иногда исключительно тонкие. Моноклинный пироксен вростсков, обычно имеющий состав диопсидового авгита, отличается от вмещающего ромбического пироксена более интенсивным двупреломлением. Теоретическое значение этого явления рассматривается ниже в разделе, посвященном распаду пироксеновых твердых растворов.

Роль ромбических пироксенов как породообразующих минералов исключительно велика. Они встречаются в эффузивных, жильных и плутонических породах различного состава от кислых до ультраосновных. Наиболее распространенными в природе ромбическими пироксенами являются энстатит, гиперстен и бронзит. Значительно реже встречаются существенно железистые ромбические пироксены. Так, ферросилит известен лишь в мелких пустотах риолитовых обсидианов [5].

Среди лав наиболее благоприятными породами для изучения энстатита и гиперстена в шлифах являются андезиты, в которых часто встречаются подходящие для этой цели зерна (см. фиг. 111). В группе среднезернистых магматических пород наиболее интересны с точки зрения проявлений ромбических пироксенов некоторые кварцевые долериты, в том числе из хорошо известного английского силла Уин. В кварцевых долеритах гиперстен ассоциируется с другими пироксенами. В крупнозернистых породах ромбические пироксены имеют наибольшее значение в базитах и ультрабазитах, достигая особенно высоких содержаний в практически мономинеральных бронзитах. Другой пример пород, богатых ромбическим пироксеном, представляют бронзитовые перидотиты. Однако самыми распространенными породами, содержащими ромбический пироксен в качестве породообразующего минерала, являются нориты, в которых доминирующий пироксен представлен гиперстеном или бронзитом.

Соотношения полей устойчивости отдельных пироксенов можно понять лишь после рассмотрения всех их порознь. Этому вопросу уделяется внимание в конце раздела.

б. Серия пижонита. Пижониты получили свое название от местности Пиджен-Пойнт в Миннесоте. Они устойчивы лишь при высоких температурах и, следовательно, ограничены в своем распространении лавами и дайками преимущественно базальтов и некоторых андезито-базальтов. При медленном охлаждении моноклинная структура пижонита превращается в ромбическую, и образующиеся при этом ромбические пироксены сохраняют определенные реликтовые признаки исходного моноклинного минерала. Такие ромбические пироксены, известные под названием претерпевших инверсию пижонитов, весьма характерны для многих габбро и некоторых относительно медленно охлаждавшихся долеритов. Детально эти фазовые соотношения рассматриваются ниже.

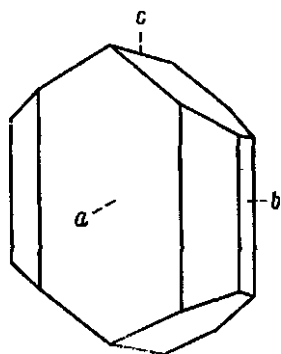
Определенные трудности возникают в связи с тем, что пижонит редко появляется один: обычно он ассоциируется с авгитом, а иногда с авгитом и ромбическим пироксеном. Поэтому важно точно определять все пироксены.

Пижонит в шлифах по своим оптическим свойствам очень похож на авгит, но отличается от последнего ориентировкой плоскости оптических осей и величиной угла оптических осей. Во многих случаях пижониты одноосны, но часто двуосны и обладают небольшим $2V$ ($0-25^\circ$). Диагностика пижонита, как правило, основывается на измерении $2V$. Для этой цели необходимо выбирать разрезы с серыми цветами интерференции (чем глубже серая окраска, тем лучше) и исследовать их в сходящемся свете, позволяющем наблюдать фигуры интерференции. Убедившись посредством определения величины $2V$, что мы действительно имеем дело по крайней мере в одном исследованном зерне с пижонитом, можно далее, внимательно рассматривая остальные зерна пироксенов, найти другие кристаллы пижонита и оценить его относительную роль в породе.

в. Субкальциевые авгиты и субкальциевые ферроавгиты. Пироксены этих двух групп занимают на треугольнике составов промежуточное положение между пижонитами, располагающимися ниже, и авгитами и ферроавгитами, располагающимися ближе к вершине. Как нижняя (Wo_{15}), так и верхняя (Wo_{25}) границы поля субкальциевых авгитов являются условными. Выделение его произведено сравнительно недавно; ранее считалось, что на этот интервал составов приходится разрыв смесимости между ромбическими пироксенами и пижонитами, с одной стороны, и авгитами и диопсидами, с другой. Число известных анализов субкальциевых авгитов и ферроавгитов очень невелико. В своем распространении они явно ограничены

основной массой базальтов, быстро закалившихся при высокой температуре.

г. **Серия авгит — ферроавгит.** Авгиты относятся к числу наиболее известных пироксенов. Коричнево-черные кристаллы авгита, подобные изображенному на фиг. 11, обычно используются как эталоны при изучении кристаллографических форм моноклинной сингонии. Обычный авгит — типичный минерал основных магматических пород и известен в различных базальтах, долеритах и габбро. Средний химический состав авгита отвечает формуле $\text{Wo}_{40}\text{En}_{45}\text{Fs}_{15}$. Однако такая формула не учитывает наиболее характерной особенности химизма авгита. Во всех его разновидностях часть кремния замещена алюминием, так что группу Si_2O_6 в формуле авгита приходится изображать как $(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$. В состав авгита, помимо катионов, предусмотренных тремя главными конечными молекулами, входят и другие катионы, а именно Fe^{3+} , Na , Ti , а также некоторое дополнительное количество Al . Таким образом, формулу авгита правильнее писать $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Al})_2(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$. Авгиты, образующиеся на ранних стадиях консолидации и фракционирования основной магмы, обогащены магнием, а на последующих стадиях они прогрессивно обогащаются ферросилитовым



Фиг. 11. Кристалл авгита со следующими формами: передний пинаконт (100), вертикальная призма (110), боковой пинаконт (010) и гемипирамида (111).

Следует обратить внимание на ориентировку кристалла относительно кристаллографических осей a , b и c . Ось a наклонена вниз в направлении к наблюдателю, а ребро, образованное верхними гранями гемипирамиды (пересекается осью c), наклонено вниз в сторону от наблюдателя.

компонентом и в связи с этим выделяются в самостоятельный тип *ферроавгита*. Следует отметить еще две обычные разновидности авгитов: титанаавгит, называемый так в связи с повышенным количеством в нем титана, а также эгирин-авгит, разновидность с примесью натровой эгириновой молекулы.

Титанаавгит отличается по составу от обычного авгита в трех отношениях: наиболее существенным является его обогащение титаном (обычно содержание TiO_2 в нем составляет от 3 до 5%, но иногда может достигать и 10%); наряду с этим в титанаавгите отмечаются повышенные содержания Al и Fe^{3+} . Большинство фигуративных точек химического состава титанаавгитов на фиг. 10 располагается в пределах ноля диопсида, а некоторые из них ложатся даже выше линии Wo_{50} . Титанаавгит легко определяется под микроскопом. Он напоми-

нает обычный авгит во всех отношениях, кроме одной специфической особенности — плеохроизма от лилового до светло-коричневого цвета. Титанавгит встречается в обогащенных щелочами основных магматических породах, например в шотландских эссекситах и лугарите, в шлифах которых очень хорошо проявляются специфические особенности оптических свойств этого минерала.

Эгирин-авгит — наиболее интенсивно окрашенная разновидность авгита. Даже в шлифах нормальной толщины он может быть густо-зеленым и плеохроичным. По этим свойствам он стоит ближе к эгирину, чем к обычному авгиту, но отличается от последнего большим углом погасания.

Эгирин и акмит. Эти два моноклинных пироксена, встречаются в обогащенных натрием магматических породах. Эгирин и акмит имеют одинаковый химический состав, отвечающий формуле $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$. Оба они встречаются в виде черных блестящих вытянутых призм; кристаллы акмита венчаются острыми пирамидами. В шлифах у акмита преобладает бурая, а у эгирина зеленая окраска. Эгирин имеет сильный плеохроизм со схемой: *Np* — глубокий зеленый, *Nm* — желтовато-зеленый, *Ng* — коричневатозеленый. В продольных разрезах удлинение отрицательное, а угол погасания обычно не превышает 10° .

С эгирином нередко ассоциируется нефелин, который трудно распознается в шлифах и легко может быть пропущен. Таким образом, появление очень характерного и легко определяемого эгирина следует всегда рассматривать как признак возможного присутствия нефелина. Ассоциация эгирина с еще интенсивнее окрашенными амфиболами — арфведсонитом и рибекитом особенно характерна для крупнозернистых пород; эти амфиболы часто находятся в реакционных отношениях с эгирином. При изучении эгиринсодержащих пород следует помнить и об упомянутых амфиболах, особенно об их характерном плеохроизме.

Жадеит наиболее удобно рассматривать как аналог эгирина (акмита), в котором Fe^{3+} нацело замещено алюминием. Таким образом, формула жадеита имеет вид $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$. Как видно из формулы, жадеит по составу близок, с одной стороны, к нефелину, а с другой стороны — к альбиту (см. стр. 67). Все проанализированные до сих пор жадеиты имели состав, близкий к идеальной формуле, хотя иногда наблюдалось некоторое слабое замещение алюминия трехвалентным железом.

Омфацит по своему химическому составу представляет собой разновидность, переходную от жадеита к диопсиду; это дает основание утверждать, что «омфацит содержит жадеитовую молекулу». Такое утверждение имеет, конечно, как и в других случаях, фигуральный смысл. В действительности омфацит

образуется в результате частичного замещения CaMg в диопсиде на NaAl , а также вхождения в решетку некоторых количеств окисного и закисного железа, в связи с чем формула омфациита приобретает вид $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})\text{Si}_2\text{O}_6$. Омфациит является одним из главных минералов очень интересных пород — эклогитов. Эти породы имеют особенно глубинное происхождение, в связи с чем предполагается, что омфациит может кристаллизоваться лишь в обстановке исключительно высоких давлений. Такое предположение подтверждается кристаллизацией жадеита в лабораторной обстановке лишь в условиях высоких давлений.

д. Серия диопсид — геденбергит. Идеальные составы членов этой серии на фиг. 10 изображаются точками, лежащими на горизонтальной линии, расположенной посередине между основанием и вершиной треугольника составов пироксенов. Фактически же составы природных образцов ложатся несколько ниже этой линии и в целом образуют поле, постепенно переходящее в поле авгитов. Условная граница между этими двумя сериями по предположению Хесса проводится на уровне состава Wo_{45} . При меньшем содержании воластонитовой молекулы минерал не следует относить к серии диопсида [6].

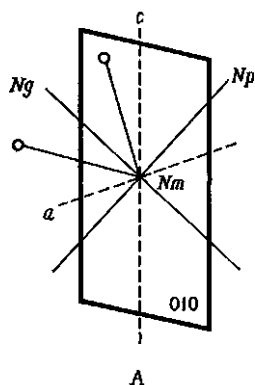
Среди минералов серии диопсид — геденбергит в природе резко преобладают представители, обогащенные магнием. Сам *диопсид* — характерный минерал метаморфических пород. Однако диопсид-авгиты обычны и для магматических пород, в том числе для некоторых негматитов. Разновидности хромдиопсид и хромавгит можно кратко рассмотреть совместно. Как об этом говорит само наименование этих моноклиновых пироксенов, они отличаются от диопсида и салита лишь присутствием небольшого количества Cr_2O_3 , что обуславливает их темно-зеленый цвет как в штуфах, так и в шлифах. В магматических породах эти минералы крайне редки и встречаются лишь в некоторых гипербазитах.

Геденбергит, так же как и диопсид, более характерен для метаморфических, а не для магматических горных пород. Однако феррогеденбергит, промежуточный по составу между геденбергитом и ферросилитом, обычен для некоторых гранофилов, например входящих в состав Скергаардского комплекса в Гренландии [7], а также для других конечных продуктов дифференциации, обусловленной кристаллизационным фракционированием. Феррогеденбергит можно рассматривать как наиболее низкотемпературный член ряда кристаллизационного фракционирования авгит — ферроавгит — феррогеденбергит¹.

¹ См., например, *Brown G. M.*, Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skergaard magma, *Min. Mag.*, 31, 511, 1957.

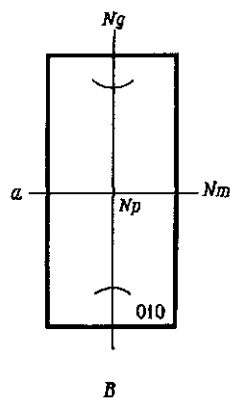
Оптические свойства моноклинных пироксенов

В моноклинных пироксенах плоскость оптических осей совпадает с единственной кристаллографической плоскостью симметрии, параллельной (010) (фиг. 12, А, В). Исключения составляют некоторые пижониты, в которых она повернута на 90° к (010). Таким образом, максимальный угол погасания у моноклинных пироксенов измеряется в разрезах, параллельных (010). Углы погасания меняются в зависимости от состава, что позволяет их использовать для диагностики разновидностей моноклинных пироксенов, как это показано на фиг. 13. В левой части диаграммы приведены углы между следом спайности и направлением колебаний Ng . В правой части фигуры приведены дополнительные до 90° углы между следом спайности и направлением колебаний Np . Если не учитывать, по отношению к какому направлению колебаний мы измеряем угол, можно прийти к неправильным выводам. Кроме того, следует помнить, что диагностическое значение имеет лишь максимальный угол погасания. В разрезах авгита, параллельных пинакиду (100), наблюдается прямое погасание (т. е. угол погасания равен 0°), тогда как максимальный угол погасания, измеренный в разрезе по (010), составляет 51° . Таким образом, в разрезах в зоне (100)—(010) можно наблюдать все значения углов погасания между приведенными двумя крайними величинами.



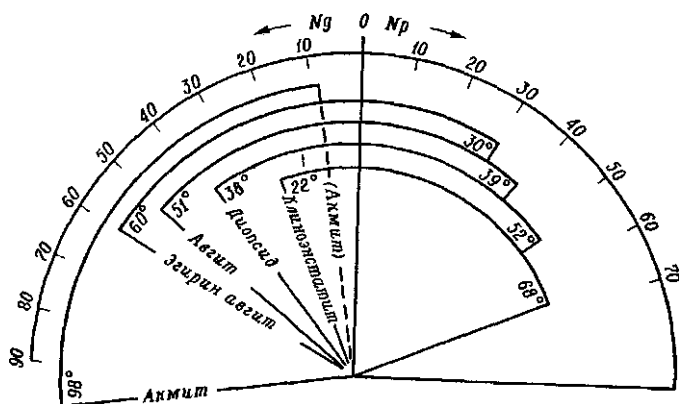
Фиг. 12А. Оптическая ориентировка авгита.

Разрез по (010), соответствующий единственной вертикальной плоскости симметрии, совпадает с плоскостью оптических осей. Следует обратить внимание на положение оптических осей (маленькие кружочки), а также угол погасания между Ng и c .



Фиг. 12В. Оптическая ориентировка гиперстена.

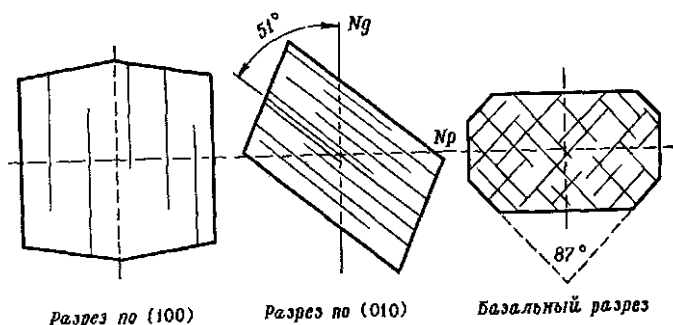
Направление Np совпадает с осью b , Nm — с осью a , Ng — с осью c . Выходы оптических осей показаны небольшими отрезками дуг.



Фиг. 13. Углы погасания моноклиновых пироксенов в разрезах, параллельных боковому пинаконду (010).

Вертикальная линия диаграммы (?) соответствует вертикальной нити креста в окуляре микроскопа. Лучевые линии (боковые стороны «вееров») соответствуют следам спайности в разрезах по (010) в моменты погасания.

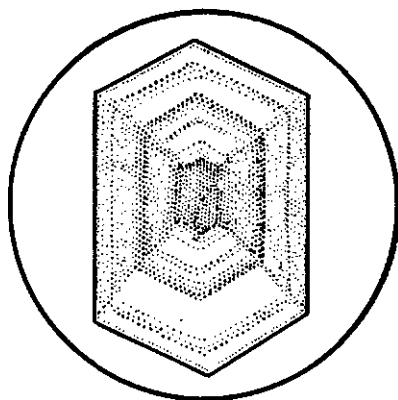
На фиг. 14 изображены различные разрезы авгита в положении погасания. Двупреломление авгита, судя по пределам окрасок интерференции, соответствует концу первого и началу второго порядка, что обуславливает в скрещенных николях разнообразие окрасок минерала, среди которых особенно характерны желтые, синие, зеленые, красные и фиолетовые. Как уже указывалось выше, некоторые разрезы авгита имеют темно-серую интерференционную окраску. При выборе таких разрезов следует на основании цвета в проходящем свете, рельефа



Фиг. 14. Главные разрезы кристалла авгита в положении погасания.

Вертикально ориентированы Ng и Ng' , горизонтально — Nr и Nr' . В разрезе по (100) погасание прямое, в базальном разрезе — симметричное, а в разрезе по (010) — косое под максимальным углом.

и характера вторичных изменений убедиться, что они относятся к тому же минералу, у которого в других разрезах наблюдаются столь яркие интерференционные окраски. Поскольку моноклинные пироксены в большинстве случаев представляют собой серии минералов с непрерывным изменением состава, в их кристаллах может проявляться зональность; такая зональность особенно характерна для некоторых титанавгитов. Близкую к зональности природу имеет структура песочных часов, вероятно отражающая селективную абсорбцию ионов различными гранями растущего кристалла. На фиг. 15 показан зональный кристалл, в котором одновременно проявилась и структура песочных часов.



Фиг. 15. Зональность и структура песочных часов в кристалле авгита из лампрофира.

У авгита обычно наблюдаются как простые, так и полисинтетические двойники. Двойниковая плоскость параллельна (100), т. е. в базальном разрезе, показанном на фиг. 14, она совпадает с горизонтальной нитью креста. В некоторых случаях, особенно в лавах, у моноклинных пироксенов обнаруживаются и более сложные двойники, обычно крестообразные.

Кристаллизация пироксенов

Понижение температуры кристаллизации обуславливает последовательное изменение состава пироксенов слева направо на диаграмме фиг. 10, т. е. от обогащенных магнием к существенно железистым членам. Это прогрессивное обогащение железом проявляется тремя способами: 1) возникновением зональных кристаллов с магнезиальными ядрами и железистыми краевыми оторочками; 2) большей магнезиальностью ранее кристаллизовавшихся пироксеновых вкраплений по сравнению с зернами и микролитами пироксенов в основной массе лав и даек; 3) большей магнезиальностью пироксенов в ранних дифференциатах серий пород, произошедших в результате последовательного фракционирования магмы.

Моноклинная кристаллическая структура типа диопсида устойчива в пределах широкого интервала температур. Поэтому авгит практически повсеместно присутствует в основных

магматических породах, он также обычен и в средних породах, особенно в андезитовых лавах. Распространенность пижонитов и ромбических пироксенов более ограничена, что объясняется двумя причинами. Во-первых, пижониты устойчивы лишь при относительно высоких температурах и превращаются при охлаждении в ромбические пироксены. Во-вторых, магнезиально-железистые пироксены должны рассматриваться как заменители оливинов в определенных рассматриваемых ниже условиях.

Температура превращения пижонита в ромбический пироксен уменьшается от 1140° для магнезиальных конечных членов серии до 980°C для железистых разностей порядка Fs_{80} . Температура кристаллизации пироксена из магмы зависит от состава последней. В обогащенных магнием основных магмах кристаллизация пироксена начинается при температуре несколько ниже точки инверсии пижонит — ромбический пироксен, так что первые выделяющиеся в этом случае пироксены представлены эггстатитами и бронзитами. С другой стороны, в более поздних обогащенных железом фракциях магмы кристаллизация пироксена начинается при температуре несколько выше точки инверсии, в связи с чем здесь первым выделяется пижонит (обычно в пределах интервала составов гиперстена). Иными словами, кривые зависимости температуры кристаллизации магмы и инверсии пироксенов от их состава взаимно пересекаются.

В свете изложенного должно быть очевидным, что тщательное изучение пироксенов в горной породе позволяет судить о температуре ее кристаллизации. Эта методика, предложенная впервые Хессом [6], была с успехом применена к изучению магматического комплекса Стиллуотер, Монтана. Здесь в ряду пород, образовавшихся в процессе кристаллизационной дифференциации, была установлена точка первого появления пижонита, фиксирующая момент пересечения двух упоминавшихся кривых. Был определен состав пижонита, и тем самым установлена температура магмы по кривой инверсии. В данном случае состав первых выделившихся кристаллов пижонита оказался $\text{En}_{70}\text{Fs}_{30}$, что соответствует температуре магмы 1100°C . Дальнейшее поведение пижонита зависит от скорости охлаждения. При быстром падении температуры, как это имеет место в лавах, пижонит может сохраниться в метастабильном состоянии, тогда как при медленном охлаждении в глубинных условиях он будет превращаться в ромбический пироксен. Такие «претерпевшие инверсию пижониты» легко распознаются по присутствию относительно толстых пластинчатых вросков распада, ориентированных параллельно плоскости (001) исходного пижонита (см. ниже).

Распад твердых растворов в пироксенах

В условиях медленного охлаждения в пироксенах проявляются характерные структурные особенности, отсутствующие у их высокотемпературных эквивалентов. Прежде всего при медленном охлаждении не может сохраниться пижонит, который превращается в ромбический пироксен. Как видно на диаграмме состава пироксенов, в пижонитах по сравнению с ромбическими пироксенами содержится несколько меньше Mg^{2+} и Fe^{2+} , но соответственно больше Ca^{2+} (около 9,5% CaO по сравнению с 1,6% в ромбических пироксенах). Таким образом, в момент превращения пижонита в ромбический пироксен возникает большой избыток CaO , который не может войти в структуру новообразующегося ромбического пироксена. Этот избыток входит в состав продуктов распада твердого раствора. В связи с ограниченной возможностью диффузии ионов сквозь твердый кристалл материал, не вошедший в решетку ромбического пироксена, формирует мельчайшие параллельно ориентированные пластиночки диопсида. Описаны два типа структуры сростков такого рода. Первый из них — «бушвелдский тип» — получил название по наименованию магматического комплекса, в котором он был описан. В таких сростках в преобладающей массе «минерала-хозяина» ромбического пироксена присутствуют тончайшие пластинчатые вроски моноклинного пироксена (количество которых достигает 100—250 на миллиметр поперечного сечения зерна), ориентированные параллельно плоскости (100) (см. фиг. 71). Второй, «стиллуотерский тип» (также по одноименному интрузиву) сростков отличается от бушвелдского тем, что пластинчатые вроски здесь толще в 25—100 раз и ориентированы параллельно плоскости (001) исходного моноклинного пироксена. По мнению Хесса, более крупные пластинки по (001) образуются в тех случаях, когда распад твердого раствора осуществляется преимущественно в момент инверсии. И наоборот, тонкая пластинчатость по (100) отражает относительную трудность распада при температурах ниже точки инверсии. При комбинации пластинок распада по (001) с двойниками по (100) первые наклонены в сторону от двойниковой плоскости с образованием очень характерной структуры «в елочку». Наличие этой структуры доказывает, что изучаемый ромбический пироксен является претерпевшим инверсию пижонитом, поскольку двойникование по (100), весьма обычное в моноклинных минералах, в том числе авгите и пижоните, не может проявляться в ромбическом пироксене.

В авгитах из основных габброидных интрузивов также часто наблюдаются вроски распада, подобные только что описанным, но с прямо обратными взаимоотношениями моноклинных и

ромбических пироксенов. В этом случае роль минерала-хозяина играет авгит, а пластинчатые вростки распада представлены ромбическим пироксеном. Эти вростки особенно отчетливы в связи с присутствием в них многочисленных волосовидных включений магнетита или возникшего за его счет лимонита. Волосовидные стерженьки железорудного минерала располагаются взаимно параллельно и обычно параллельно оси z пироксена-хозяина. Включения железорудного минерала создают бронзовый отлив у зерен пироксена, о котором в таком случае говорят как о претерпевшем «шиллеризацию». Такие шиллеризированные авгиты получили специальное название «диаллаг». Возникновение вросток распада в авгитах предположительно представляет собою прямое следствие изменения их состава с понижением температуры. Ранние высокотемпературные авгиты относительно обогащены $MgFe^{2+}$ и соответственно содержат относительно немного Ca^{2+} по сравнению с кристаллизующимися позднее при меньшей температуре их разностями. В действительности изменение состава авгитов по мере уменьшения температуры кристаллизации заключается не только в прогрессивном обогащении железом, но и в увеличении содержания кальция, так что точки состава на диаграмме фиг. 10 смещаются вправо и вверх в направлении к сечению диопсид — геденбергит. В ранних авгитах содержание кальциевого компонента составляет около 40%, а в поздних оно достигает 50%.

Соотношения оливинов и пироксенов

Выше уже указывалось, что между оливинами и ромбическими пироксенами существуют реакционные взаимоотношения. Оливины кристаллизуются при большей температуре, чем ромбические пироксены, однако эти ранее кристаллизовавшиеся оливины в дальнейшем могут реагировать с магмой, заимствуя из нее кремнезем в количествах, достаточных для превращения их в соответствующий ромбический пироксен. Однако для завершения такой реакции необходимо некоторое время, и если охлаждение происходило настолько быстро, что температурный интервал, в котором может осуществляться реакция, оказался пройденным в течение очень короткого времени, как это имеет место в лавах, кристаллы оливина могли сохраниться, несмотря на то, что кремнезема в магме было столько, что его хватило бы для полного превращения всего оливина в ромбический пироксен. В породах, возникших при кристаллизации относительно кремнеземистых магм, например андезитах, оливина обычно нет, а ромбические пироксены (гиперстены и энстатиты) могут присутствовать в заметных количествах и без всяких признаков образования за счет раннего оливина. Отсутствие в таких лавах

пижонита является прямым следствием их кристаллизации из относительно низкотемпературной магмы (ниже точки инверсии пижонит — ромбический пироксен).

С другой стороны, базальтовые магмы относительно горячие. Так, в базальтовых «лазовых озерах» Гавайи прямо измерены температуры порядка 1100°C . По составу эти магмы более основные, чем упомянутые выше андезитовые, и, следовательно, в породах, возникших за их счет, неминуемо должен присутствовать оливин, если только магма не была слишком богатой (для базальта) кремнекислотой. Вследствие кристаллизации оливина из магмы удаляется большое количество магния и железа, а это приводит к изменению состава кристаллизующегося в дальнейшем пироксена. В результате возникает ассоциация, свойственная многим оливиновым базальтам, в которых обогащенный Ca^{2+} моноклинный пироксен (авгит) встречается совместно с обильным оливином. В составе авгита важную роль играют ионы Ca^{2+} и Al^{3+} , которые также представляют главные компоненты плагиоклазов, сопровождающих оливины и пироксены в рассматриваемых породах. Примем для простоты, что по составу плагиоклазы отвечают анортиту $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Ранняя кристаллизация значительных количеств анортита должна обеднять магму Ca^{2+} и Al^{3+} , необходимыми для образования авгита, в связи с чем вместо последнего могут начать кристаллизироваться бронзит или гиперстен. Таким образом, оливин и анортит оказывают противоположное влияние на процесс кристаллизации магмы. На конкретное направление кристаллизации, помимо оливина и анортита, влияют еще некоторые факторы, которые пока нецелесообразно рассматривать детально.

АМФИБОЛЫ

Амфиболы образуют крупную группу сложных метасиликатов, близких по своему химизму к пироксенам. Существуют пары пироксенов и амфиболов с тождественным качественным составом и несколько различающиеся лишь по количественным соотношениям элементов. Однако наиболее важное различие заключается в том, что амфиболы в отличие от пироксенов содержат ион гидроксила (OH) с отрицательным зарядом, равным единице. Гидроксильная группа имеет те же размеры и выполняет в структуре минералов те же функции, что и атом кислорода.

Химизм

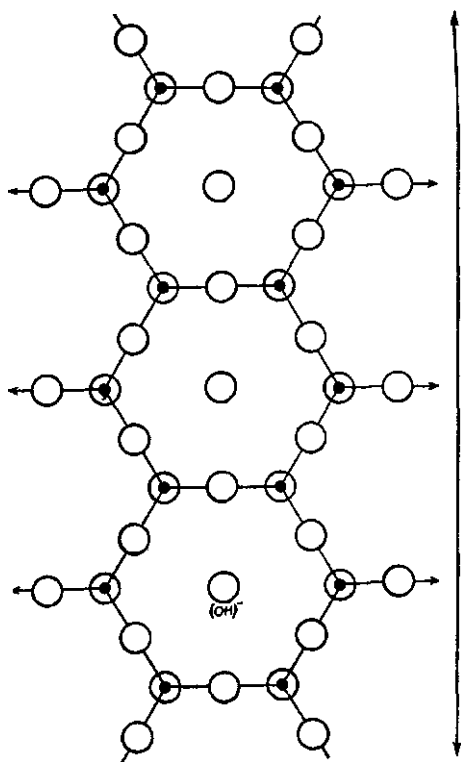
Основу рентгеновской структуры амфиболов составляют ленты связанных друг с другом тетраэдров SiO_4 . Каждая такая лента по существу состоит из двух пироксеновых цепочек,

соединенных общими атомами кислорода, как это показано на фиг. 16 и 17. Ленты амфиболовой структуры располагаются параллельно вертикальной оси, так же как и пироксеновые цепочки (см. фиг. 7).

Элементарной ячейке узора фиг. 16 соответствует состав $\text{Si}_4\text{O}_{11}(\text{OH})$, однако формулы амфиболов основываются на вдвоенной ячейке, т. е. $\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Суммарный отрицательный электростатический заряд такой группы равен 46. Он лишь частично сбалансирован положительным зарядом 32, которым обладают входящие в группу атомы кремния. Остаточный отрицательный заряд —14 должен нейтрализоваться введением в структуру необходимого числа катионов. Так, например, для

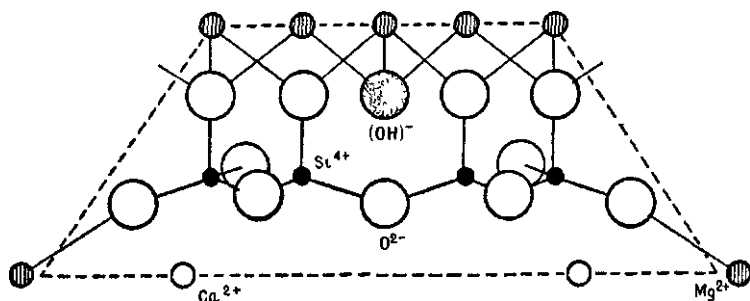
этого нужны семь ионов магния Mg^{2+} , т. е. формула магнезиального амфибола имеет вид $\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Если же роль такого катиона будет выполнять железо, то формула амфибола будет $\text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Эти две формулы отражают соответственно составы купферита и грюнерита, которые представляют конечные члены серии непрерывно изменяющих состав амфиболов. В этой серии наиболее распространены ромбический антофиллит, сопоставимый с ромбическим пироксеном (гиперстеном), и моноклинный аналог антофиллита — куммингтонит.

На фиг. 17 изображено в сильно упрощенном виде поперечное сечение ленты структуры амфибола, тремолита. В этом сечении можно видеть три различных катиона, занимающие свои особые позиции в структуре. В нижней части схемы



Фиг. 16. Атомная структура амфиболов.

Изображен фрагмент амфиболовой «ленты». Стрелками показаны связи «свободных» ионов кислорода с катионами. Ионы кислорода, падающие на ионы кремния, также связаны с катионами, которые, таким образом, изолируют каждую отдельную кремнекислородную ленту от других.



Фиг. 17. Вид амфиболовой ленты с торца.

Ось b ориентирована горизонтально, а ось c перпендикулярна плоскости рисунка. Два иона Mg , находящиеся за пределами пунктирного контура данной амфиболовой ленты, относятся к двум другим таким же лентам, расположенным левее и правее. Для упрощения на диаграмме показаны не все связи.

изображены два иона Ca^{2+} , которые занимают так называемые позиции X . В верхней части схемы располагаются пять ионов Mg^{2+} , каждый из которых занимает позицию Y . Наконец, значительно более мелкие ионы Si занимают позиции Z . Если взамен конкретных химических символов использовать условные символы X , Y и Z , то формульная единица амфиболов приобретет вид $X_2Y_5Z_8O_{22}(OH)_2$. Исходя из плана этой общей формулы, можно изобразить состав любого амфибола, как бы он ни был сложен. Так, формула тремолита будет $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$, тогда как при замене в этой формуле Mg на Fe^{2+} получится формула актинолита. Для этих двух амфиболов характерно метаморфическое происхождение и применительно к предмету настоящей книги они имеют значение лишь как поздние или вторичные минералы габбро и долеритов.

Широко известна схема классификации амфиболов, построенная на признаках химического состава. Все амфиболы в этой схеме подразделяются на три группы в соответствии с природой катионов, занимающих положения X в структуре:

- 1) группа магнезиально-железистых ($MgFe$) амфиболов;
- 2) группа кальциевых (Ca) амфиболов;
- 3) группа щелочных (Na) амфиболов

1) В группу магнезиально-железистых амфиболов входят упомянутые выше грюнерит и купферит, а также ромбический антофиллит и моноклинный куммингтонит. Последние два минерала занимают промежуточное положение в серии, конечные члены которой представлены купферитом и грюнеритом. Эти минералы, которые можно рассматривать в качестве аналогов ромбических пироксенов, главным образом имеют метаморфическое происхождение. Однако в некоторых основных

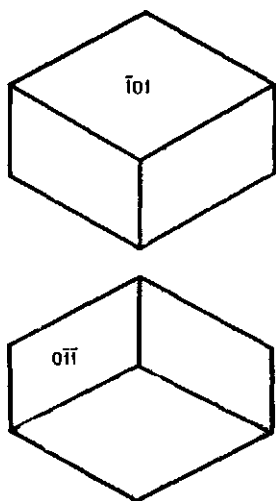
магматических породах антофиллит и куммингтонит участвуют в позднематматических срастаниях

2) *Кальцевые амфиболы* объединяют наибольшее количество представителей и имеют более важное значение по сравнению с другими группами амфиболов Сюда относят тремолит и тесно связанный с ним актинолит Кроме того, в эту группу входит обыкновенная роговая обманка (со всеми ее разновидностями) — наиболее широко распространенный амфибол. В числе разновидностей роговой обманки следует упомянуть зеленые (в шлифах) паргасит, гастингсит и феррогастингсит. Паргасит и феррогастингсит при этом представляют собой конечные члены непрерывной серии К роговым обманкам относятся бурая базальтическая роговая обманка (лампроболит) и керсутит, представляющий амфиболовый аналог титанавгита, который можно было бы назвать Ti-роговой обманкой В эту группу входит и баркевикит Этот амфибол также обладает бурой окраской По мнению Йоханссена, этот минерал по составу имеет промежуточный характер между арфведсонитом (интенсивно окрашенным зеленым Na-амфиболом) и обыкновенной роговой обманкой (Ca-амфиболом) Таким образом, баркевикит как бы находится на границе двух групп амфиболов Такой же состав имеет катофорит, который обычно рассматривают как щелочной (Na) амфибол Однако в действительности в позициях X этого минерала находятся как Ca, так и Na, причем первый значительно преобладает над вторым

3) *К щелочным (Na) амфиболам* относятся арфведсонит, глаукофан и рибекит — конечные члены изоморфной серии и энigmatит, прежде называвшийся кассиритом, — единственный триклинный амфибол

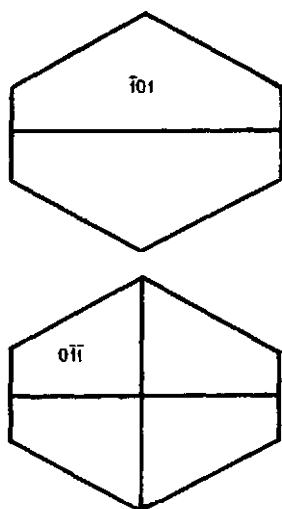
Кристаллографические и оптические свойства моноклинных амфиболов

Относительно крупные кристаллы амфиболов, которые читатель мог встретить в обычных коллекциях — это коричневаточерные кристаллы обыкновенной роговой обманки с ясным восковым блеском На фиг 18 и 19 показаны головки несдвоенного и сдвоенного кристаллов призматического габитуса За редким исключением, оптическая ориентировка амфиболов такая же, как и у пироксенов Плоскость оптических осей у них располагается параллельно (010) Углы погасания в различно ориентированных разрезах у амфиболов изменяются примерно так же, как и у пироксенов, что уже рассматривалось выше На фиг 20 показаны главные разрезы амфиболов в положении погасания На фиг 21 можно видеть, что наиболее простой способ разграничения отдельных членов группы амфибо-



Фиг. 18 Две головки монокристалла роговой обманки (проекция на горизонтальную плоскость)

Представлены следующие формы ромбическая призма ($0\bar{1}\bar{1}$) и пинакоид ($\bar{1}01$). В вертикальной зоне — ромбическая призма (110) и пинакоид (010)



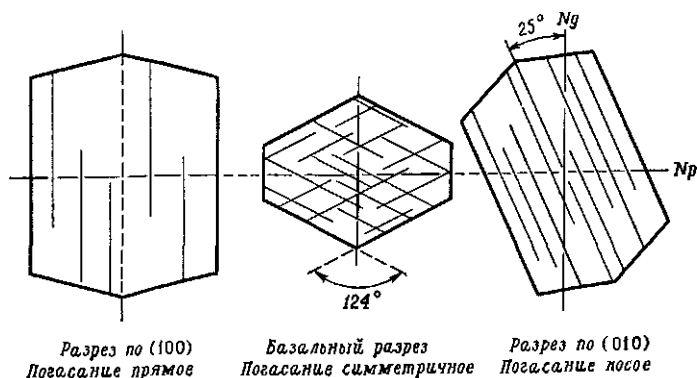
Фиг. 19 Головки простого двойника роговой обманки (проекция на горизонтальную плоскость)

$\bar{1}01$ — грань пинакоида (011) — грань ромбической призмы. Двойниковая плоскость (100)

лов — величина угла погасания в разрезах по (010) . Углы, изображенные слева от средней линии, соответствуют углам между направлением Ng и спайностью, которая фиксирует положение вертикальной оси кристалла. Справа от средней линии диаграммы изображены углы между спайностью и Np . Важно подчеркнуть, что рибекит и глаукофан имеют одинаковые углы погасания, однако у первого из этих минералов наименьший угол погасания расположен между направлением спайности и Np , а у второго — между направлением спайности и Ng .

Специфика диагностики амфиболов

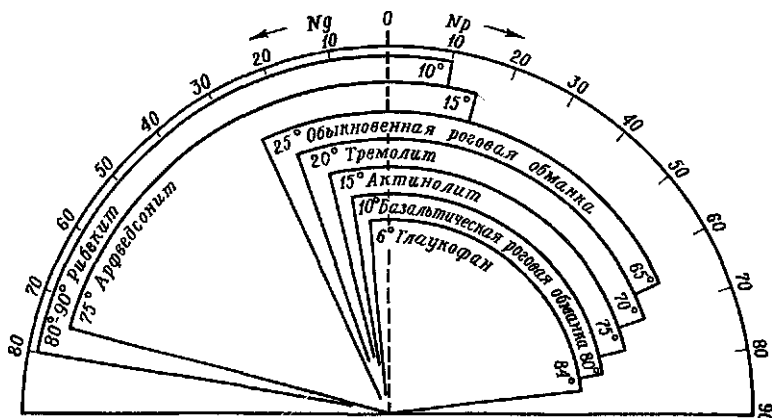
Ранее уже отмечалось, что некоторые амфиболы имеют очень сложный состав. В связи с этим важно подчеркнуть, что в определенных условиях практически все химические компоненты основной магматической породы могут войти в состав какого-либо одного метаморфического амфибола. При таком большом числе переменных, обусловленных атомными замещениями, очень трудно предложить вполне удовлетворительную схему классификации амфиболов и вариации их химического состава невозможно представить на двумерной диаграмме. Из предыдущего



Фиг. 20. Главные разрезы кристалла роговой обманки в положениях погасания.

Показаны следы спайности по призме. Вертикально ориентированы Ng и Ng' , горизонтально — Np и Np' . В разрезе по (100) следы спайности проявлены слабо в связи с их косой ориентировкой к этой плоскости. В разрезе по (100) погасание прямое, в базальном разрезе — симметричное, а в разрезе по (010) — косое под максимальным углом.

также следует, что нельзя построить диаграмму корреляции химического состава и оптических свойств. Точные измерения одного оптического параметра, например показателя преломления или угла оптических осей, позволяя однозначно оценить состав оливина или плагиоклаза, в которых изменяется лишь соотношение двух компонентов (Mg/Fe в оливине и Na/Ca в плагиоклазе). Однако такие приемы совершенно неприменимы к амфиболам в связи с большим числом переменных в их



Фиг. 21. Углы погасания амфиболов.

Цифры в левом верхнем углу каждого 90°-веера представляют собою максимальный угол погасания в разрезах по (010). Вертикальная линия диаграммы (0) соответствует вертикальной нити креста в окуляре микроскопа. Вокруге стороны каждого веера фиксируют положения спайности в разрезе по (010) в момент погасания.

составе. Конкретные оптические свойства очень широко изменяются даже в отдельных образцах одного минерального вида. Судя по опубликованным данным, нет какого-либо химического показателя или оптического параметра, который позволял бы точно определить тот или иной амфибол. Не следует, конечно, думать, что оптические свойства вообще не имеют значения при диагностике амфиболов. Однако при изучении интенсивно окрашенных их разновидностей, особенно бурых, оптические параметры не дают однозначного решения и приходится обращаться к детальному химическому анализу. Раньше считалось нецелесообразным производить такие анализы, в настоящее же время при петрологических исследованиях, как правило, выделяют мономинеральные фракции амфиболов и подвергают их детальному химическому анализу.

Свойства отдельных видов амфиболов

В этом разделе удобнее сначала рассмотреть зеленые, затем бурые амфиболы, что позволит дать общую характеристику некоторых свойств и сопоставить особенности отдельных минералов.

Обзор амфиболов обычно начинают с *обыкновенной роговой обманки*, в которой проявляются интенсивные атомные замещения, характерные для амфиболов вообще. Позиции X в структуре обыкновенной роговой обманки бывают заняты в порядке уменьшения количества ионами Ca^{2+} , Na^+ , K^+ . В позициях Y располагаются катионы Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} . В позиции Z обнаруживаются 6 атомов Si , тогда как остальные два атома, относящиеся к этой позиции, частично заняты Si , а частично Al . Отметим, что, несмотря на различие валентностей, Al^{3+} в структуре обыкновенной роговой обманки заметно замещает Si^{4+} , следовательно, суммарный заряд положений Z уменьшается с 32 до 31. Для сохранения баланса валентностей в другие части структуры, обычно в положения X , входят соответствующие количества Na^+ . Полная формула обыкновенной роговой обманки, учитывающая наиболее обычные замещения ионов, имеет вид $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_{2-3}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_5\text{Si}_6(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$.

К этой формуле необходимо дать пояснения относительно переменного количества (2—3) катионов в позиции X . На фиг. 17 показаны лишь два катиона, однако в действительности в структуре амфиболов имеется пространство для трех катионов. В некоторых амфиболах эта третья позиция X не занимается катионами и остается вакантной.

В связи со сложностью химического состава амфиболов условия их кристаллизации не удалось изучить экспериментально с такой же детальностью, как это сделано для оливинов

и пироксенов. Однако по этому поводу можно высказать ряд достаточно обоснованных предположений, исходя из взаимоотношений, наблюдающихся в шлифах. В случае одновременного присутствия в породе пироксенов и амфиболов последние обычно образуются позднее. Нередко роговая обманка окружает зерна авгита, и это может свидетельствовать или о ее более поздней кристаллизации из расплава, или о замещении авгита. В глубинной обстановке при температуре порядка 950 °C и в присутствии должного количества воды роговая обманка вообще может кристаллизоваться взамен авгита. Амфиболы — продукты магм, обогащенных водой, в которых важную роль приобретают высокие концентрации флюирующих компонентов. Из наблюдений за распределением амфиболов в магматических породах делается вывод, что повышенные содержания воды свойственны магмам в глубинных, а не в вулканических условиях. Обыкновенная роговая обманка — наиболее типичный темноцветный минерал кислых и средних пород известково-щелочной серии: гранодиоритов, тоналитов, монзонитов и диоритов. Она также образуется за счет первичных пироксенов основных пород (габбро и долеритов), подвергшихся региональному метаморфизму. Возникающие при этом породы называются амфиболитами.

Помимо обыкновенной роговой обманки, еще три амфибола обладают в шлифах зеленой окраской и поддаются определению при тщательном оптическом изучении: *паргасит*, *гастингсит* (и феррогастингсит) и *арфведсонит*. В состав всех этих минералов входят одни и те же химические элементы, но в разных количественных соотношениях:

<i>Паргасит</i>		
$X_3 = \text{Ca}_2\text{Na}$	$Y_5 = \text{Mg}_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})$	$Z_8 = \text{Si}_6\text{Al}_2$
<i>Феррогастингсит</i>		
$X_3 = \text{Ca}_2\text{Na}$	$Y_5 = \text{Fe}_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})$	$Z_8 = \text{Si}_6\text{Al}_2$
<i>Арфведсонит</i>		
$X_3 = \text{Na}_{2,5}\text{Ca}_{0,5}$	$Y_5 = (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})$	$Z_8 = \text{Si}_{7,5}\text{Al}_{0,5}$

Важно отметить различную роль Na и Ca в феррогастингситах и арфведсонитах. В первом минерале отношение Na/Ca составляет 1/2, а во втором — 5/1. Теоретически диагностика этих минералов как будто бы не должна вызывать затруднений, однако реально такие трудности возникают в связи с интенсивной окраской феррогастингсита и особенно арфведсонита. В отличие от всех остальных амфиболов у арфведсонита максимальная абсорбция, обуславливающая интенсивную голубовато-зеленую окраску, проявляется в направлении *Np*. У феррогастингсита максимальная абсорбция, обуславливающая оливково-

зеленую окраску, наблюдается в направлении *Ng*. У большинства амфиболов плоскость оптических осей располагается параллельно плоскости кристаллографической симметрии (010), однако у арфведсонита эти плоскости взаимно перпендикулярны. Кроме того, угол погасания у обоих этих минералов невелик (менее 15°), но у арфведсонита слабое двупреломление (максимальное 0,005), тогда как у феррогастингсита оно относительно сильное (0,028).

Паргасит — типичный метаморфический минерал; он наиболее характерен для термально метаморфизованных доломитов. Однако паргаситовая роговая обманка встречается и в магматических породах, например в гранитах типа рапакиви в Финляндии и других районах. Гастингсит часто отмечается в щелочных сиенитах, тогда как феррогастингсит, будучи амфиболовым аналогом железистых пироксенов и оливинов (феррогеденбергита и фаялита), встречается в обогащенных щелочами гранитах (например, третичных гранитах района Марско на острове Скай) [8].

Арфведсонит — вероятно, наиболее широко распространенный натровый амфибол, установленный в различных натровых сиенитах. В дитроитах и нефелин-содалитовых сиенитах он встречается (как член типичной натровой ассоциации минералов) в реакционных взаимоотношениях с эгирин-авгитом.

Вплоть до последних лет все интенсивно окрашенные бурые амфиболы, за исключением базальтической роговой обманки, было принято относить к баркевикитам. Такие определения основывались на оптических свойствах, а не на полных химических анализах. В Великобритании в качестве типичных баркевикитов в учебных коллекциях петрографических шлифов широко использовались определяемые таким образом амфиболы из пород дифференцированного Лугарского силла в Айршире, Шотландия. Позднее в Керсуте, Гренландия, был установлен и описан обогащенный титаном бурый амфибол, получивший название керсутит. После этого стало ясно, что некоторые амфиболы, прежде относимые к баркевикитам, в действительности представляют собой керсутиты. Это, например, выяснилось в отношении амфибола из минверита — одной из немногих пород, для минерального состава которой в течение многих лет считалось типичным присутствие баркевикита. Повторное определение этого амфибола с использованием новейших методов показало принадлежность его к керсутитам [9]. Для некоторых лампрофиров, в частности камптонитов, баркевикит ранее считался типоморфным темноцветным минералом. Однако к настоящему времени в камптонитах ряда районов установлен керсутит [10], так что, возможно, и во всех остальных случаях в породах этого типа амфибол также не является баркевикитом.

Сейчас керсутит обнаружен во многих породах, в частности в трахибазальтах, трахиандезитах, трахитах, базальтах и связанных с ними туфах. В последнем случае керсутит встречен в виде ксенокристов и здесь его, вероятно, на общих основаниях следует определять как базальтическую роговую обманку.

Базальтическая роговая обманка — *лампроболит* широко распространена в лавах, относящихся к известково-щелочному ряду магматических пород, — андезитах, латитах и дацитах. (В базальтах амфиболы довольно редки и обычно образуют ксенокристаллы, не всегда относящиеся к одному и тому же виду амфиболов.) По сравнению с другими бурыми амфиболами базальтическая роговая обманка характеризуется большим содержанием железа, высоким отношением $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, дефицитом (ОН) и присутствием кислорода, замещающего часть гидроксильных групп. Последнее обстоятельство послужило основанием называть этот минерал окисленной роговой обманкой. Особенности состава базальтической роговой обманки не столько зависят от природы магмы, из которой она кристаллизовалась, сколько от воздействий, которым она подвергалась после образования. В связи с этим отметим, что обыкновенная роговая обманка превращается в базальтическую при нагревании примерно до 800°C . Это позволяет предполагать, что и в природе она возникает в результате такого «прожаривания». Некоторые кристаллы базальтической роговой обманки окружены реакционными каемками мельчайших зернышек магнетита, а иногда полностью замещены железистоокисными минералами или их смесью с тончайшими зернышками моноклинного пироксена (см. фиг. 110), что свидетельствует о существовании неравновесных условий в процессе подъема магмы или несколько позже.

Катофорит — последний из числа бурых амфиболов, получивших самостоятельные наименования. Он был установлен в основных глубинных породах, обогащенных щелочами, — тералитах и шоикийитах, а также в их вулканических аналогах. Недавно катофорит был описан в трахитах, фonoлитах и пантеллеритах Африканской щелочной вулканической провинции в районе Восточно-Африканского рифта. В пантеллеритах он встречается как в виде вкрапленников, образовавшихся при относительно высоких температурах, так и в основной массе совместно с арфведсонитом.

Отметим в заключение *энигматит*, вероятно, наиболее своеобразный из бурых амфиболов. По существу этот минерал уже давно известен, но обычно под неправильным названием — *коссирит*. Коссирит рассматривался в качестве важного типоморфного минерала при первоначальном определении пантеллерита. В своем распространении энигматит ограничен ультращелоч-

ными вулканическими породами. Одна из разновидностей фonoлитов, наиболее богатая энигматитом, выделялась в особый тип «апахита». Энигматит присутствует также в некоторых разновидностях ультращелочных сиенитов, в одних случаях в ассоциации с эгирин-авгитом, а в других — с рибекитом.

Бурые амфиболы содержат примерно одинаковое количество SiO_2 (40%), но по другим особенностям химического состава они сильно различаются. Для керсутита характерны особенно высокое содержание TiO_2 , повышенная величина отношения $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ и высокое содержание CaO . Катофорит отличается высоким содержанием Al_2O_3 , MgO и CaO , отношение же $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ в нем является обратной величиной этому отношению в керсутите. Для образования энигматита необходимы высокие содержания TiO_2 , Na_2O и особенно FeO при одновременной дефицитности Al_2O_3 и MgO .

Оценивая возможности идентификации различных бурых амфиболов, важно упомянуть мнение некоторых специалистов, которые считают, что даже после детального определения всех оптических параметров и при наличии полного химического анализа минерала лучше все-таки ограничиваться относительно общим определением — «бурый амфибол». В опубликованных данных видны широкие вариации оптических свойств «бурых амфиболов». В этом отношении характерна, в частности, величина $2V$. У катофорита она от 0 до 50° и таким образом перекрывает весь интервал $2V$ баркевикита (40 — 50°), тогда как у базальтической роговой обманки и керсутита $2V$ изменяется в одних и тех же пределах — от 60 до более 80° . Подобным образом двупреломление у катофорита варьирует от слабого до умеренного (0,007—0,021), а у керсутита — от умеренного до сильного (0,019—0,083). Таким образом, если все зерна катофорита имеют двупреломление близкое к минимальному, а все зерна керсутита — близкое к максимальному, то простого наблюдения в скрещенных николях окажется достаточно для разграничения этих двух минералов: у катофорита окраска будет одинаковой при параллельных и при скрещенных николях, но у керсутита в скрещенных николях проявится мерцание, подобное характерному для кальцита, но наблюдающееся как бы сквозь коричневатый экран. В благоприятном случае одного этого наблюдения достаточно для диагностики, но чаще для этого требуется определение угла погасания, плеохроизма и даже оценка парагенезиса. Углы погасания не являются надежным диагностическим параметром для бурых амфиболов в связи с сильной абсорбцией ими света, а иногда также и сильной дисперсией. Тем не менее большие углы погасания катофорита (36 — 70°) отличаются от небольших углов погасания базальтической роговой обманки (в среднем 9°) и баркевикита

(11—18°). Плеохроизм имеет очень ограниченное использование как диагностический признак бурых амфиболов. Вариации схемы плеохроизма в пределах одного минерального вида столь же велики, как и у разных минералов. Лишь энigmatит довольно постоянен в этом отношении.

Парагенезисы бурых амфиболов уже упоминались выше. В дополнение следует отметить, что в ассоциации с титанавгитом, ильменитом и сфеном из бурых амфиболов чаще всего встречается керсутит.

Глаукофан и *рибекит* — близкие по химическому составу амфиболы, различающиеся, однако, по парагенезису. Глаукофан характерен для продуктов регионального метаморфизма, осуществляющегося при низких температурах, но высоких давлениях. В отличие от него рибекит встречается в магматических породах. Если в формуле тремолита группу CaMg заменить на NaFe , то получится формула рибекита, которую можно записать следующим образом: $\text{Na}_2\text{Fe}_2^{3+}\text{Fe}_3^{7+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$. Подобным образом замена CaMg на NaAl дает формулу глаукофана. Реальные природные образцы этих минералов занимают промежуточное положение между только что упомянутыми конечными членами.

Рибекит можно рассматривать как амфиболовый аналог пироксена эгирина. Это наиболее широко распространенный натровый амфибол. В отличие от остальных щелочных амфиболов он встречается в пересыщенных кремнеземом кварцсодержащих породах — гранитах, микрогранитах и риолитах некоторых щелочных комплексов, особенно в северной Нигерии [11]. В последнем районе в гранитных пегматитах, ассоциирующихся с щелочными магматическими комплексами, присутствуют очень крупные кристаллы рибекита. На фиг. 86 приведена зарисовка рибекитового микрогранита из северного Уэльса, а на фиг. 85 — разновидность породы того же типа из Ферт-оф-Клайд в Шотландии. Островок Роколл, расположенный западнее Шотландии в Северной Атлантике, также частично сложен эгирин-рибекитовыми гранитами.

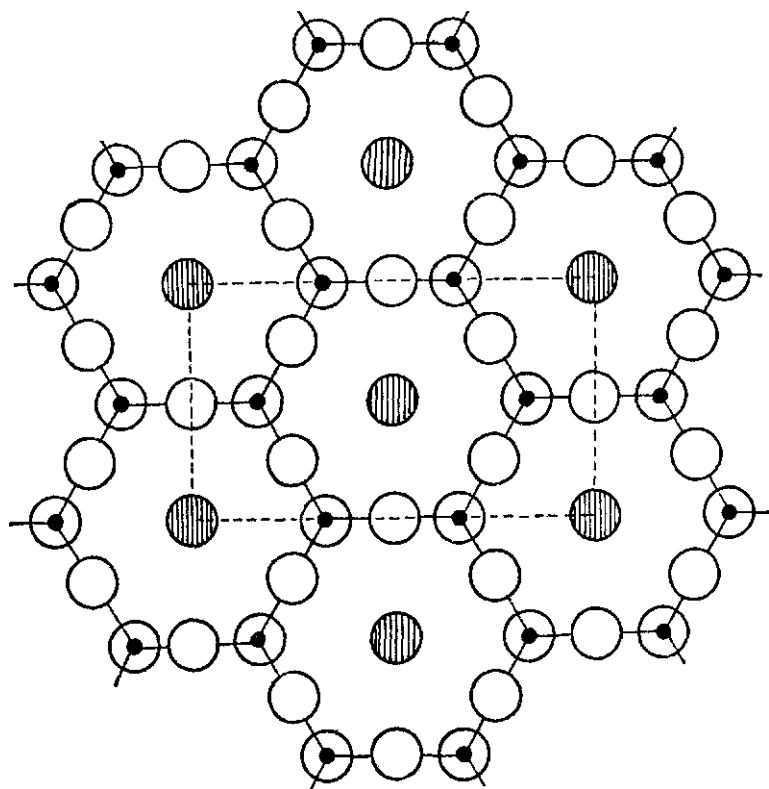
В шлифах рибекит интенсивно окрашен и обнаруживает характерный плеохроизм. Максимальная абсорбция наблюдается в направлении Np , обуславливая интенсивную индигово-синнюю до почти черной окраску. Вследствие сильной дисперсии нецелесообразно точно измерять угол погасания рибекита. Однако он настолько характерно окрашен, что определяется, как говорится, с первого взгляда и редко для этого требуются какие-либо дополнительные подтверждения. Отметим также, что и у глаукофана проявляется чрезвычайно характерная схема плеохроизма: Np — светло-желтый, Nm — фиолетовый, Ng — синий (чистая берлинская лазурь).

СЛЮДЫ

Слюды образуют одну из наиболее важных групп природных силикатов. От уже рассмотренных выше групп минералов они по своему химическому составу четко отличаются двумя моментами: 1) во всех слюдах важную роль играют щелочные элементы; 2) в отличие от ряда амфиболов и пироксенов в слюдах отсутствует кальций. Весьма характерна для слюд и специфическая атомная структура, в которой ионы располагаются слоями

Атомная структура и вариации химического состава

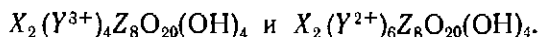
В слюдах и некоторых других группах минералов, построенных по тому же плану, тетраэдры SiO_4 связаны друг с другом тремя вершинами и образуют таким образом бесконечные слои, в которых ионы различных элементов располагаются по гексагональному узору (фиг. 22). Такие слои, как показано на фиг. 23, в действительности сдвоены и несколько развернуты по отношению друг к другу, что приводит к симметрии, отвечающей моноклинной сингонии, хотя внешне кристаллы слюд имеют псевдогексагональный облик. Элементарная ячейка структурного узора, выделенная пунктиром на фиг. 22, имеет состав $\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, однако для удобства она удваивается и приобретает вид $\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4$. На каждую элементарную ячейку приходится по четыре гидроксильные группы, которые располагаются в плоскостях со «свободными» кислородами. Используя тот же подход, как и при рассмотрении амфиболов, общую формулу слюд можно изобразить посредством символов X , Y и Z , которыми обозначаются группы ионов, занимающих постоянные позиции в структуре. Позиции X заняты крупными относительно слабо связанными с остальной частью структуры катионами, расположены в пределах «слоев K^+ » (фиг. 23) и между слоями, один из которых в плане изображен на фиг. 22. Позиции Y заняты менее крупными катионами (Al^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+}) в октаэдрической координации, показанными на фиг. 23 кружочками с крапом. Наконец, позиции Z соответствуют ионам в тетраэдрической координации, показанным на фиг. 23 черными кружочками, которые формируют «слой Si^{4+} , Al^{3+} ». Количественные соотношения катионов групп X , Y и Z отражены в общей формуле слюд, приведенной ниже. В зависимости от того, какие катионы, двух- или трехвалентные, занимают в слюдах положения Y , различаются два главных структурных типа слюд. Поскольку суммарный заряд группы Y должен быть равен $+12$, в случае трехвалентных катионов их



Фиг. 22. Непрерывная листовая структура слюд.

Мелкие черные кружки — ионы Si^{4+} ; крупные светлые кружки — ионы O^{2-} ; заштрихованные кружки — ионы гидроксила $(\text{OH})^-$. Два таких слоя, соединенные друг с другом зеркально-симметрично, образуют спайный листочек минимальной толщины (см. фиг. 23).

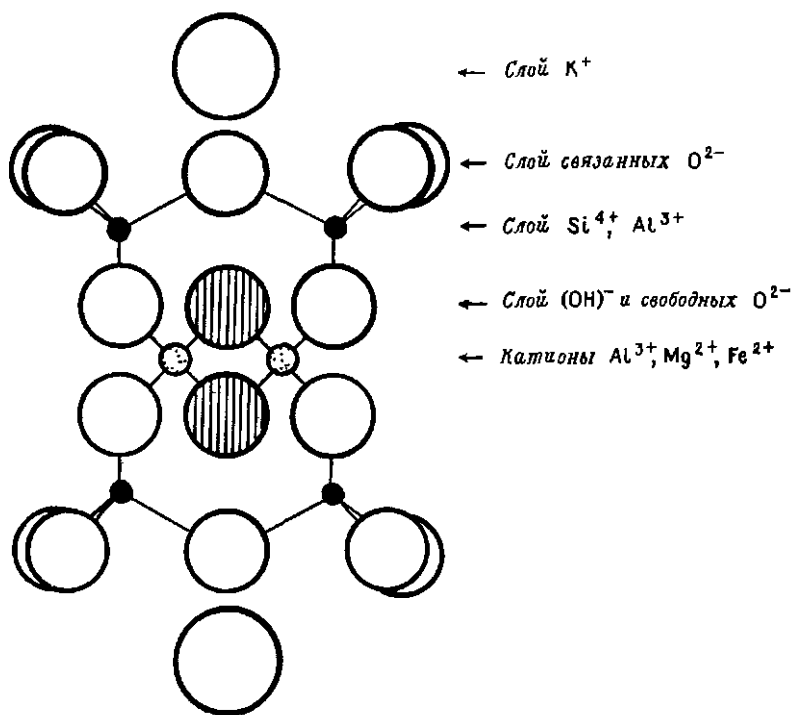
число будет равно четырем, $(Y^{3+})_4$, а в случае двухвалентных — шести, $(Y^{2+})_6$. В группу Z во всех слюдах входят одновременно Si и Al, часто в соотношении 6:2. Слюда с группой Y_4 называются диоктаэдрическими, а с группой Y_6 — триоктаэдрическими. Соответственно их общие формулы имеют вид



Общие свойства слюд

Вследствие особенностей своей атомной структуры слюды обладают псевдогексагональной симметрией, хотя в действительности относятся к моноклиной сингонии. Внешне их инди-

виды выглядят как обычные таблитчатые гексагональные кристаллы. Однако точные измерения показывают, что базопинакоид таких кристаллов располагается не точно под прямым углом к граням призмы. «Угол бета», правда, отличается от 90° лишь на несколько минут. Равным образом и угол между гранями кажущейся гексагональной призмы почти, но не точно равен 60° . Изредка у слюд встречаются кристаллы с гемипирамидальными и другими гранями, выдающими истинную сингонию этих минералов. Кроме того, и фигуры удара, получаемые резким надавливанием тупой иглы на поверхность грани (001), доказывают, что симметрия минерала не гексагональная. При этом испытании возникает шестилучевая звезда, лучи которой, однако, различны. Лучи, ориентированные параллельно единственной плоскости симметрии слюд, оказываются длиннее остальных. При помощи этого испытания в слюдяных кристаллах можно легко находить положение плоскости оптических осей.



Фиг. 23. Расположение слоев в разрезе двойного листа слюды.

Наиболее важное физическое свойство всех слюд — совершенная базальная спайность, которая проявляется в плоскостях, занятых атомами щелочных элементов, и обуславливает отделение листочков, состоящих из сдвоенных слоев тетраэдров SiO_4 (фиг. 23). Такой характер спайности объясняется не только относительно небольшим количеством атомов калия в занятых ими слоях структуры, но также и очень слабой их связью с остальной постройкой; они находятся в двойной координации.

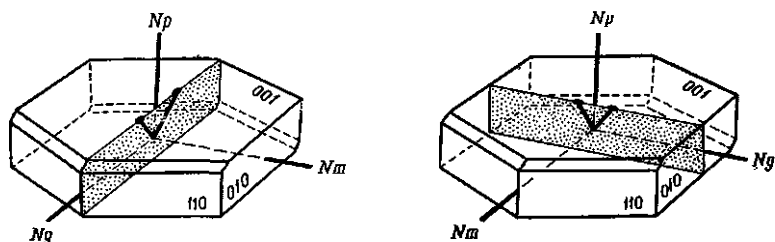
Состав обычных слюд

	X	Y	Z	Анионная часть
<i>Диоктаэдрические</i>				
Мусковит	K_2	Al_4	Si_6Al_2	$\text{O}_{23}(\text{OH}, \text{F})_4$
Парагонит	Na_2	Al_4	Si_6Al_2	$\text{O}_{20}(\text{OH}, \text{F})_4$
<i>Триоктаэдрические</i>				
Флогопит	K_2	$(\text{Mg}, \text{Fe})_6$	Si_6Al_2	$\text{O}_{23}(\text{OH}, \text{F})_4$
Бнотит	K_2	$(\text{Mg}, \text{Fe})_{6-4}$ $(\text{Fe}, \text{Al}, \text{Ti})_{0-2}$	$\text{Si}_{6-5}\text{Al}_{2-3}$	$\text{O}_{23-22}(\text{OH}, \text{F})_{1-2}$
Циннвальдит	K_2	$(\text{Fe}, \text{Li}, \text{Al})_6$	$\text{Si}_{6-7}\text{Al}_{2-1}$	$\text{O}_{23}(\text{F}_{3-2}\text{OH})_{1-2}$
Лепидолит	K_2	$(\text{Li}, \text{Al})_{5-6}$	$\text{Si}_{6-5}\text{Al}_{2-3}$	$\text{O}_{20}(\text{OH}, \text{F})_4$

В слюдах нередко проявляется двойникование по так называемому слюдяному закону, в котором двойниковая плоскость приблизительно совпадает с (110), а плоскостями срастания могут быть или (001), или (110). В последнем случае базальные спайности обеих частей двойника совпадают, но вследствие различной ориентировки двух частей наблюдаются резкие различия в абсорбции света, хорошо заметные при рассматривании сквозь спайную пластинку слюды яркого источника света под косым углом. В шлифах двойникование наблюдается редко.

Оптическая ориентировка

Выше уже подчеркивался псевдогексагональный характер симметрии слюд. Изучение оптических свойств под микроскопом также свидетельствует о том, что слюды не относятся к гексагональной сингонии. Все слюды двуосны, хотя величина $2V$ у них весьма изменчива. Плоскость оптических осей в одних случаях параллельна, а в других — перпендикулярна (010) (см. фиг. 24). Это различие в ориентировке служит основанием для подразделения слюд на две группы, в одну из которых



Фиг. 24. Оптическая ориентировка слюд.
 Слева: ряд биотита — флогопита; справа: светлые слюды.

входят преимущественно светлые, а в другую — темные слюды. У всех слюд Np располагается перпендикулярно плоскости (001), а поскольку Np представляет острую биссектрису, все слюды оптически отрицательны.

Светлые (диоктаэдрические) слюды

а. *Мусковит* — серебристо-белая слюда, которую макроскопически видно в штучках многих гранитов, особенно их щелочных разностей, а также в связанных с ними пегматитах и породах, слагающих малые интрузивные тела. В магматических породах мусковит распространен только в наиболее кремнеземистых разностях. Кроме того, мусковит широко развит в кристаллических сланцах и гнейсах.

Мусковит образуется не только в результате кристаллизации из расплава. В состав калиевых полевых шпатов входят те же элементы, что и в мусковит. Поэтому последний легко возникает в результате гидролиза калишпата. Наоборот, при метаморфизме магматических или осадочных пород присутствующая в них светлая слюда превращается в ортоклаз. Следует четко различать первичную светлую слюду, образующуюся в результате кристаллизации из расплава, и вторичную, возникающую при изменениях обогащенных щелочами силикатов. Светлая слюда второго типа называется *серицитом*. Хотя по составу серицит идентичен мусковиту, эти минералы резко различаются по формам проявления в горных породах и в какой-то мере — по физическим свойствам. Обычно серицит встречается в виде агрегатов мельчайших чешуек.

Аналог мусковита с натрием вместо калия в позициях X_2 называется *парагонитом* и относится к числу главных минералов слюдяных сланцев, но очень редко встречается в других парагенезисах. По аналогии с серицитом можно было бы предполагать, что мелкослюдистые агрегаты, замещающие

натровый плагиоклаз, должны состоять из парагонита. Однако во многих случаях было установлено, что и в плагиоклазах вторичная слюда представлена серицитом, образовавшимся за счет калиевого компонента альбита. Парагонит — одноосный или почти одноосный минерал, чем он существенно отличается от двухосного мусковита, величина $2V$ у которого составляет около 40° .

Под микроскопом мусковит легко узнается по сильному двупреломлению (0,036). Такое двупреломление обуславливает в большинстве разрезов яркие цвета интерференции. Однако базальные срезы мусковита имеют светло-серую интерференционную окраску. Поскольку в таких разрезах характерная базальная спайность отсутствует, их легко можно ошибочно принять за зерна какого-либо другого минерала. Однако в этих же разрезах мусковита проявляется хорошая фигура интерференции двухосного минерала, по которой легко определить оптический знак.

б. *Лепидолит* — литийсодержащая светлая слюда, в состав которой входит до 5% Li_2O . В массе он имеет привлекательную лиловую окраску. В некоторых сложных пегматитах присутствуют крупные кристаллы лепидолита поперечником в десятки сантиметров, однако чаще встречаются агрегаты мелких листочков или чешуек этого минерала, о чем свидетельствует его название. В редких, особенно эффектных образцах лепидолит слагает связующую массу ярко окрашенных литиевых турмалинов. Общая оптическая ориентировка у лепидолита такая же, как и у мусковита, однако угол $2V$ у него очень мал, а в некоторых разновидностях лепидолит практически выглядит одноосным. Лепидолит — характерный минерал многих пегматитов, где он тесно ассоциируется с литийсодержащими турмалинами.

Из таблицы состава слюд было видно, что лепидолит занимает промежуточное положение между ди- и триоктаэдрическими слюдами, что связано с замещением титаном части алюминия в позициях Y. Из других изоморфных замещений особенно характерно появление Sr, Rb и Cs вместо калия в позициях X. Присутствие в составе лепидолита стронция и рубидия делает его ценным материалом для определения радиометрического возраста по величине отношения $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$.

в. *Циннвальдит* — также литийсодержащая слюда (около 3% Li_2O), отличающаяся от лепидолита заметным содержанием железа. Циннвальдит встречается в пегматитах, играет важную роль в грейзенах и связанных с ними оловорудных касситеритовых жилах. Свое название он получил именно в связи с последней ассоциацией от немецкого слова *zinn* — олово.

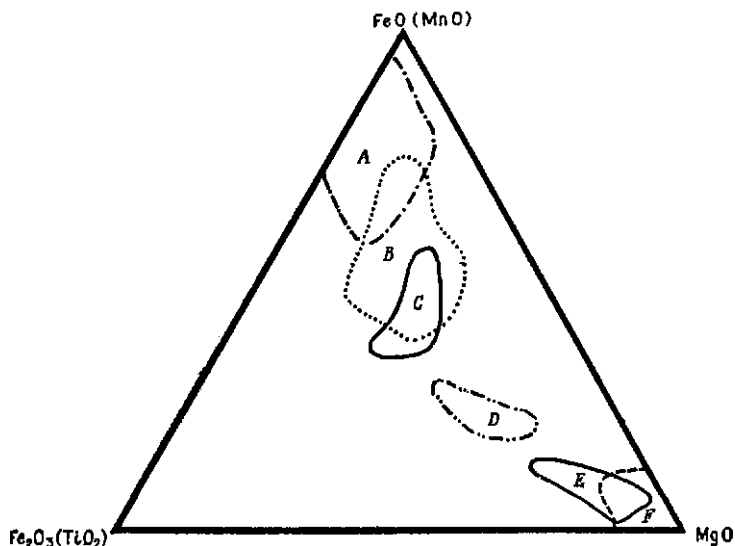
Темные (триоктаэдрические) слюды

Минералы этой группы резко отличаются от рассмотренных выше слюд не только по своему облику и оптической ориентировке, но также и по характеру проявления в горных породах.

Биотит и флогопит — конечные железистый и магнезиальный члены ряда слюд с непрерывными изменениями состава. Теоретически в позициях Y конечного биотита присутствуют Mg^{2+} и Fe^{2+} , тогда как в конечном флогопите эти позиции заняты лишь одним магнием. Границу между флогопитом и биотитом условно проводят у состава с отношением $Mg/Fe = 2/1$, однако на практике их различают по окраске: черной у биотита и красновато-бурой (бронзовой) у флогопита. Биотиты имеют чрезвычайно сложный состав. Отчасти это видно из таблицы, но в действительности проявляется еще ряд изоморфных замещений (калий может замещаться небольшими количествами кальция и натрия; в позициях Y наряду с Fe^{2+} и Mg^{2+} обычно присутствуют также Fe^{3+} , Al , Mn и Ti).

Лепидомеланом называется разновидность биотита с особенно высоким содержанием суммарного железа, встречающаяся в обогащенных кварцем гранитоидах и щелочных сиенитах.

На фиг. 24 показана оптическая ориентировка биотита. Угол $2V$ у него очень мал, в связи с чем нужно быть очень внимательным, чтобы, наблюдая фигуры интерференции, заметить некоторое расхождение изогир при вращении столика. Кроме того, для этого испытания необходимо прибегать к очень сильному освещению, поскольку в базальных срезах биотита проявляется особенно сильная абсорбция света, так что они иногда выглядят как непрозрачный минерал. В разрезах биотита со спайностью наблюдается очень резкий плеохроизм. Параллельно Np наблюдается светлая соломенно-желтая окраска, тогда в направлениях Nt и Ng , обычно неразличимых в этом отношении, проявляется темно-бурая, иногда почти черная окраска. Отсюда следует, что базальные разрезы неплеохроичны. При вращении их в поляризованном свете действительно не наблюдается заметных изменений окраски. Следует отметить, что неизменный биотит иногда в шлифах имеет зеленую окраску и плеохроирует в зеленых и желтых тонах, вместо более обычных бурых и желтых. В биотите часто лучше, чем в других минералах, обнаруживается эффект внутренней бомбардировки α -частицами, выделяющимися радиоактивными элементами, входящими в состав включенный циркона. Подобная бомбардировка обуславливает возникновение вокруг включений циркона зон обесцвечивания, которые в шлифах выглядят как плеохроичные ореолы. Биотит довольно легко подвергается вторичным изменениям с образованием



Фиг. 25. Колебания состава слюд биотит-флогопитового ряда в различных породах.

A — темные слюды из гранитных пегматитов, *B* — темные слюды из глубинных гранитоидов (гранитов, граодиоритов и т. д.), *C* — темные слюды из тоналитов и диоритов, *D* — темные слюды из габбро, *E* — темные слюды из ультраосновных пород, *F* — флогопиты из метаморфизованных магнезиально карбонатных пород (по Хейнриху, 1946).

светло-зеленого хлорита, который начинает развиваться по спайности, но в конечном счете может заместить все зерно.

Биотит встречается в самых различных парагенетических обстановках. Он самый обычный минерал слюдяных сланцев и присутствует в магматических породах всего диапазона их составов от кислых до ультраосновных. По вариациям состава биотитов в магматических породах можно наметить явную аналогию с оливинами, пироксенами и амфиболами. Наиболее магнезиальные слюды встречаются в самых основных породах — перидотитах и пироксенитах, среди которых наиболее интересным примером следует считать слудоносные кимберлиты (см. стр. 462). Эти слюды относятся к флогопитовой разновидности. Такой же состав имеют и слюды некоторых лампрофиров, представленные здесь весьма идиоморфными и четко зональными кристаллами. Обычный биотит распространен в многочисленных средних и кислых магматических породах, особенно в гранитах, в которых он иногда тесно ассоциируется с мусковитом, за что эти породы получили название двуслюдяных гранитов. Слюды довольно редко обнаруживаются в кислых лавах, они более ха-

рактены для глубинных магматических пород и пегматитов. В некоторых пегматитах встречаются кристаллы слюд поперечником до метра.

Глава 2

ФЕЛЬЗИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ¹

Термин «фельзические» (felsic) имеет мнемоническое значение, поскольку он объединяет полевые шпаты, фельдшпатоиды и минералы кремнезема¹. Главные безводные алюмосиликаты, встречающиеся в магматических породах, для удобства перечислены в соответствии с их химическим составом:

Калиевые	Натровые
$KAlSi_3O_8$ кальсит	$NaAlSi_3O_8$ нефелин
$KAlSi_2O_6$ лейцит	$NaAlSi_2O_6$ жадеит ²
$KAlSi_3O_8$ ортоклаз и т. д.	$NaAlSi_3O_8$ альбит и т. д.

Необходимо отметить, что добавление кремнезема (SiO_2) к каждому минералу верхней строки колонки дает состав минерала следующей строки. Минералы с группами SiO_4 и Si_2O_6 приведенного перечня неустойчивы в присутствии свободного кремнезема, в связи с чем их и называют недосыщенными этим компонентом. В отличие от них ортоклаз и альбит устойчивы совместно с кварцем и называются насыщенными кремнеземом.

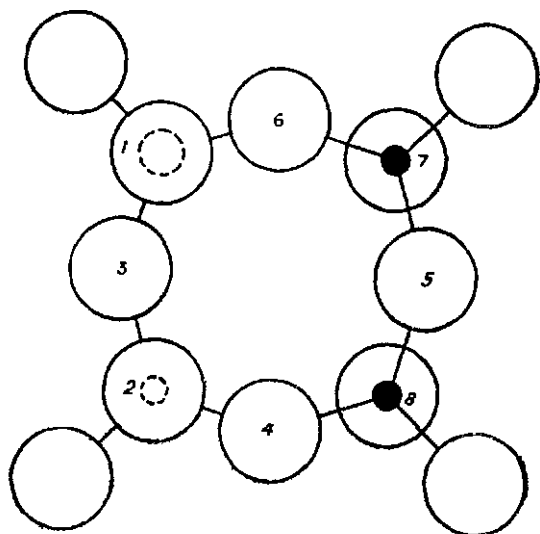
Учитывая наибольшее значение полевых шпатов в качестве породообразующих минералов, рассмотрим их в первую очередь, а затем фельдшпатоиды.

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Полевые шпаты являются наиболее распространенными породообразующими силикатами. Все они относятся к числу алюмосиликатов (калиевых, натровых, кальциевых, изредка бариевых) и кристаллизуются в триклинной и моноклинной сингониях. Различаясь в деталях атомной структуры, все полевые шпаты тем не менее в общем очень сходны. Трехмерный каркас соединенных друг с другом тетраэдров SiO_4 можно расчленить на специфические «цепочки», которые связаны общими атомами

¹ Синонимы светлые минералы, щелочные и щелочноземельные минералы и минералы кремнезема — *Прим. ред.*

² Жадеит помещен сюда как натровый аналог лейцита по химическому составу. Однако в действительности он относится не к фельдшпатоидам, а близок к пироксенам.



Фиг. 26. Единичное звено «цепочки» структуры полевого шпата.

В плоскости рисунка располагается 8 ионов кислорода, 2 иона (1 и 2) расположены выше, а 2 (7 и 8) — ниже чертежа. В этом звене имеются три иона кремния (один из них располагается под ионом кислорода 2) и один ион алюминия (ниже кислорода 1), занимающий положение кремния.

кислорода¹ (фиг. 26, 27). Эти цепочки располагаются параллельно оси *a* (клинооси) кристалла. Две такие цепочки, зеркально симметричные относительно плоскости, параллельной (010), образуют элементарную ячейку.

Каждое звено цепи состоит из четырех тетраэдров SiO_4 , но, так как все ионы кислорода относятся одновременно к нескольким тетраэдрам, состав такого звена можно изобразить как Si_4O_8 . А поскольку в каждом из звеньев один ион кремния замещен алюминием, формула приобретает вид $(\text{AlSi}_3)\text{O}_8$. Такое замещение приводит к возникновению у отдельного звена отрицательного заряда, который в одной из групп полевых шпатов сбалансирован введением в структуру иона K^+ , что обуславливает формулу ортоклаза KAlSi_3O_8 . В другой группе вместо ионов

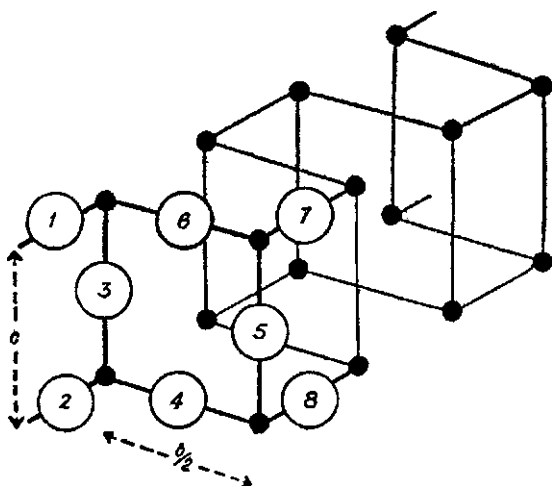
¹ Термин «цепочки» мы использовали лишь для облегчения интерпретации структуры полевых шпатов. В действительности эти структурные элементы не сопоставимы с настоящими цепочками пироксенов и лентами амфиболов, которые соединяются лишь посредством катионов, тогда как в полевых шпатах «цепочки» со всех сторон связаны друг с другом общими ионами кислорода тетраэдров SiO_4 . [Сказанное говорит о большей правильности рассматривать структуру полевых шпатов как «каркасную» в отличие от «цепочечной» пироксенов, «денточной» амфиболов и «слоистой» структуры слюд. — *Прим. ред.*]

калия в структуру входят либо ионы натрия, что приводит к формуле альбита $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, либо ионы Са. Поскольку Са двухвалентен, его вхождение в структуру обуславливает необходимость введения в нее второго иона Al^{3+} вместо Si^{4+} , в связи с чем формула анортита имеет вид $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. В редких случаях роль кальция выполняет барий, что приводит к формуле цельзиана $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.

Поскольку ионы К и Ва имеют приблизительно одинаковые радиусы, они могут взаимно замещать друг друга: в природе существуют полевые шпаты типа гялофана, по составу промежуточные между ортоклазом и цельзианом. Ионы Ca^{2+} и Na^+ могут почти в любой степени замещать друг друга, обуславливая существование ряда минералов, промежуточных по составу между альбитом и анортитом и известных под собирательным названием плагиоклазов.

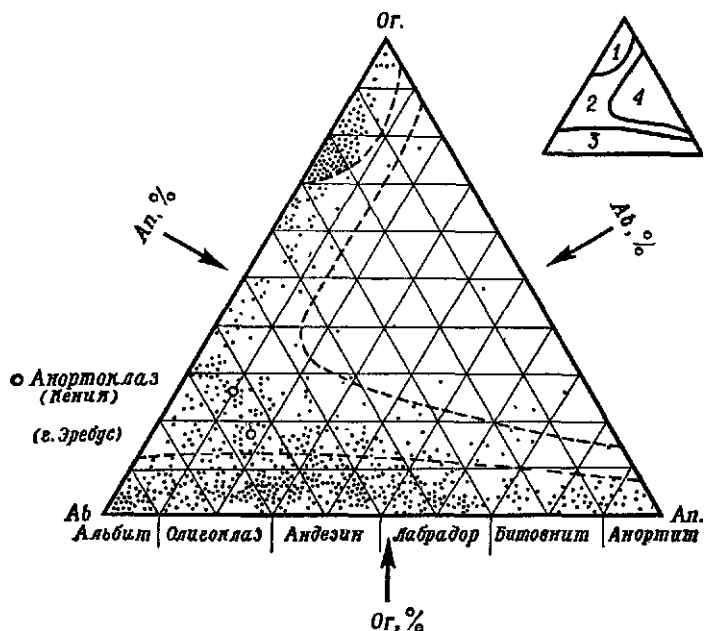
В противоположность этому Na и К не могут неограниченно замещать друг друга, в связи с чем гомогенная серия Na—К-полевых шпатов, подобная плагиоклазам, отсутствует за исключением высокотемпературных условий (см. ниже).

Рассмотренные до сих пор формулы относились к конечным «чистым» идеальным полевым шпатам, которые в дальнейшем в этой книге выражаются символами Ог, Аб, и Ап. В действительности природные полевые шпаты представляют собой



Фиг. 27. Схема «цепочечной» структуры полевого шпата.

Черными кружками показаны ионы кремния и замещающего его алюминия. С целью избежать перегрузки диаграммы на схеме показаны лишь „общие“ ионы кислорода единичного звена, изображенного на фиг. 26. Эта цепочка составляет половину ширины элементарной ячейки и протягивается параллельно оси q .



Фиг. 28. Распределение природных полевых шпатов на треугольной диаграмме ортоклаз — альбит — анортит.

Заметна максимальная концентрация точек в полях 1 (ортоклаз и микроклин) и 3 (плагиноклазы).

составы тройной системы с варьирующими количествами Or , Ab и An . Их состав можно изобразить на треугольной диаграмме с тремя конечными компонентами в вершинах. На фиг. 28 стрелками показаны направления, по которым в порядке возрастания изменяются содержания трех компонентов на треугольной диаграмме состава. На диаграмме нанесены фигуративные точки состава нескольких сотен анализов полевых шпатов. Максимум их концентрации у вершины Or отражает пределы колебания состава природных калишпатов. Средний состав калишпатов приблизительно отвечает $Or_{76}Ab_{20}An_4$. Заметная концентрация точек непосредственно выше основания диаграммы отражает пределы колебания состава плагиноклазов. Необходимо отметить, что, хотя плагиноклазы действительно представляют преимущественно $Na-Ca$ -полевые шпаты, тем не менее в их состав входит около 5% Or . Отсутствие точек в поле 4 на фиг. 28 отражает обусловленную различиями атомных радиусов невозможность взаимных замещений Ca^{2+} и K^{+} в структуре полевых шпатов.

Общие свойства полевых шпатов

У моноклинных полевых шпатов простейшая комбинация граней состоит из базального пинакоида (001), бокового пинакоида (010) и призмы (110). На фиг. 29 показан несколько более сложный кристалл полевого шпата.

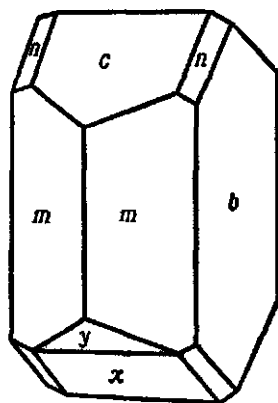
У триклинных полевых шпатов грани развиваются в тех же позициях и внешне их кристаллы похожи на моноклинные, однако более низкая симметрия приводит к тому, что моноклинная призма по существу состоит из двух гемипризм «п» и «М». Моноклинная гемибипирамида также заменяется триклинной четверть-бипирамидой. Наиболее совершенная спайность у всех полевых шпатов параллельна (001), однако немногим слабее проявлена спайность по (010). У моноклинных полевых шпатов эти две спайности, естественно, пересекаются под прямым углом, а в плагиоклазах — под углом приблизительно 93 и 94°.

Щелочные полевые шпаты

В эту группу входят калиевые и натровые полевые шпаты, а также их сростки, обычно называемые *пертитами*.

1. *Калиевые полевые шпаты*. Существует несколько специфических разновидностей или политипов калиевых полевых шпатов, имеющих по существу один и тот же состав $KAlSi_3O_8$, но несколько различающихся по положениям ионов в атомной структуре в зависимости от температуры кристаллизации. Санидин, ортоклаз и адуляр имеют моноклинную сингонию, тогда как микроклин обладает триклинной симметрией¹.

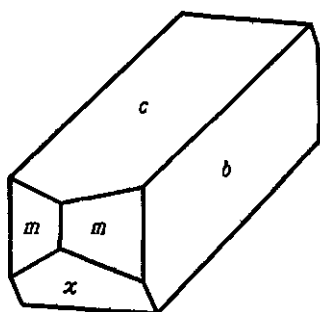
а. *Ортоклаз* Эта форма $KAlSi_3O_8$ встречается в виде кристаллов различного облика. Из них наиболее обычны кристаллы так называемого карлсбадского габитуса (фиг. 29), таблитчатые уплощенные параллельно граням бокового пинакоида (010), или кристаллы бавейского габитуса с удлинением в направлении наклонной оси *a* (фиг. 30, А). Третий, призматический габитус характерен для адуляра, у которого боковые пинакоиды



Фиг. 29. Кристалл ортоклаза карлсбадского габитуса.

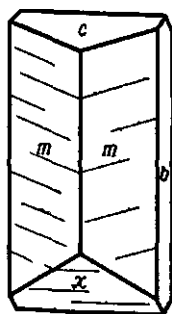
c — пинакоид (001), *b* — пинакоид (010); *m* — ромбическая призма (110); *x* и *y* — пинакоиды (201) и (101), *a* — ромбическая призма (111) в зоне *x* и *b*; *n* — ромбическая призма (011).

¹ В основе различия этих минералов лежит явление упорядочения структуры. В данном случае оно сводится к порядку в положении ионов Al и Si. — *Прим. ред.*



А

Фиг. 30А. Кристалл ортоклаза бавенского габитуса.



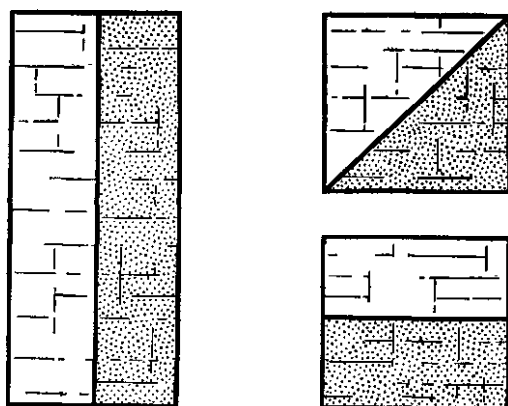
В

Фиг. 30В. Кристалл адуляра.

почти не развиваются. Такие кристаллы имеют кровлеподобные головки, образуемые двумя пинакондами, наклоненными в противоположные стороны. Эти формы легко определяются по следам спайности (см. фиг. 30, В).

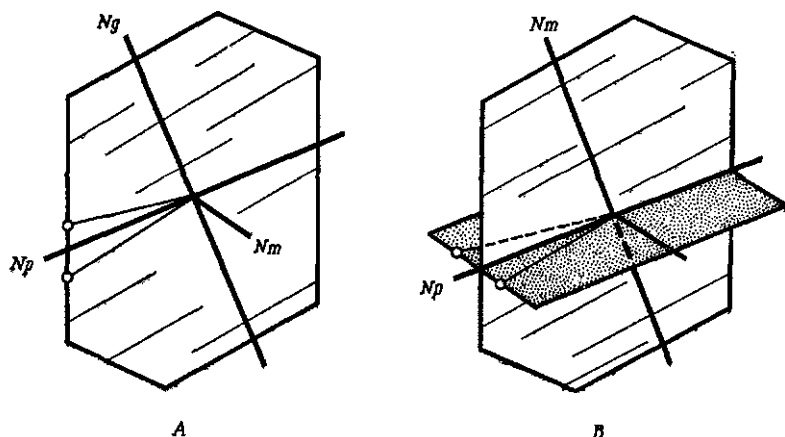
В кристаллах ортоклаза часто наблюдаются следующие законы двойникования (фиг. 31):

карлсбадский — обычно взаимопроникающие двойники, возникающие в результате поворота на 180° вокруг оси c ; бавенский — с двойниковой плоскостью и плоскостью срастания параллельной (011) ;



Фиг. 31. Вертикальный разрез через двойники ортоклаза.

Слева — карлсбадский; справа сверху — бавенский; справа внизу — манебахский.



Фиг. 32. Оптическая ориентировка санидина (А) и ортоклаза (В).
Крпном выделена плоскость оптических осей.

манебахский — с двойниковой плоскостью и плоскостью срastания параллельной (001).

Наиболее часто проявляется первый из этих трех законов; двойникование по манебахскому и бавенскому закону нередко наблюдается у ортоклаза, но значительно реже у санидина.

Оптические свойства. Показатели преломления ортоклаза невелики: $N_g = 1,525$; $N_p = 1,519$, т. е. ниже светопреломления канадского бальзама. Двупреломление слабое (0,007), несколько меньше, чем у кварца, который обычно сопровождает калишпат в магматических породах. Плоскость оптических осей располагается перпендикулярно плоскости кристаллографической симметрии (010) и образует угол $5-8^\circ$ с (001). Следовательно, угол погасания в плоскости (010) имеет такую же величину. Угол $2V$ у ортоклаза большой, но при нагревании он последовательно уменьшается, достигая 0° при определенной температуре, выше которой оптические оси раскрываются уже в плоскости симметрии (010) (см. фиг. 32).

б. Санидин. При нагревании до 900°C ортоклаз превращается в санидин. С этим вполне согласуется присутствие санидина как высокотемпературной формы калишпата¹ в быстро охладившихся лавах и некоторых дайках риолитов, трахитов, обсидианов и т. д. В этих породах он может сохраняться в метастабильном состоянии неопределенно долгое время. Однако при

¹ В структуре санидина ионы Na и K занимают эквивалентные позиции и, хотя в большинстве санидинов преобладает K, в него может входить значительное количество Na. — *Прим. ред.*

медленном охлаждении в глубинных породах санидин превращается в ортоклаз. От последнего санидин отличается в шлифах лишь указанной выше ориентировкой плоскости оптических осей, а также гораздо меньшей величиной $2V$. В свежем невыветренном состоянии санидин прозрачен и имеет стекловидный облик.

в. *Адуляр*. Под этим названием выделяют разновидность щелочных полевых шпатов, отличающуюся не столько составом, сколько характерным габитусом кристаллов. Однако установлено, что адуляры относятся преимущественно к микроклинам (а не ортоклазам), содержащим около 10% альбитового компонента. Для адуляра свойственны кристаллы призматического габитуса, обычно образующие друзы в пустотах гидротермальных жил. Макроскопически он может быть стекловидным подобно санидину или непрозрачным как ортоклаз.

г. *Микроклин* — триклинная форма калишпата, но отличия от моноклинной сингонии у него очень невелики (угол между базальным и боковым пинакоидом составляет $89^{\circ}50'$), так что в шлифах даже с использованием контактного гониометра не удается отличить его от ортоклаза.

При микроскопических наблюдениях, однако, микроклин очень легко распознается по характерной сложной системе решетчатых полисинтетических двойников в разрезах по (001), ориентированных примерно под прямым углом друг к другу. Иногда такое двойникование проявляется лишь в части кристалла, а в некоторых зернах оно может и вовсе отсутствовать, однако если уж оно обнаружено, то можно быть уверенным, что присутствует именно микроклин. По величине показателей преломления ($N_g = 1,529$; $N_p = 1,522$) и двупреломления (0,007) микроклин очень близок к ортоклазу, однако вследствие триклинной симметрии в разрезах по (001) он имеет косое погасание [угол погасания со следом спайности (010) составляет 15°].

В большинстве случаев микроклин обладает красноватой или бурой окраской, однако в пегматитах Колорадо и других районов распространена его разновидность *амазонит* ярко-зеленого цвета. В амазоните присутствуют примеси редких элементов — цезия и рубидия, от содержания которых, как полагают, прямо зависит интенсивность его окраски¹.

Среди магматических пород распространение микроклина практически ограничено богатыми калием гранитами и пегматитами, однако этот минерал встречается во многих метаморфических породах, часто в виде крупных порфиروبластовых кристаллов, возникших в результате калиевого метасоматоза. В гранитах чистый микроклин присутствует редко, и обычно в нем

¹ По другим представлениям окраска амазонита связана с вхождением свинца в структуру полевого шпата. — *Прим. ред.*

имеются вросстки альбита в виде пертита, причем даже в тех образцах, где он кажется однородным, химическим анализом устанавливается некоторое замещение калия натрием.

Количество бариевого компонента, *цельзиана* (Cn) $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, которое может войти в состав калишпатов, точно неизвестно, поскольку при обычных анализах барий отдельно не определяется. Однако повышенное содержание бария установлено в некоторых фельдшпатоидных лавах, в которых этот компонент предположительно входит в состав щелочных полевых шпатов. Отмечался, в частности, следующий состав «санидина» в этих породах: $\text{Og}_{73,0} \text{Ab}_{22,9} \text{An}_{0,3} \text{Cn}_{3,8}$ ¹.

2. *Натровые полевые шпаты*. Для натрового полевого шпата $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, так же как и для калиевого, установлен факт кристаллизации в разных структурных формах в зависимости от условий образования. Однако структурные различия определяются труднее, чем у калиевых полевых шпатов. По особенностям габитуса кристаллов можно выделить две разновидности — альбит и клевеландит, из которых первый значительно более распространен.

а. *Альбит* играет в группе полевых шпатов несколько необычную двойственную роль. С одной стороны, он — конечный член серии плагиоклазов и, следовательно, неотъемлемо входит в этот важнейший ряд минералов. Однако, с другой стороны, альбит по составу — аналог ортоклаза и образует с ним сростания в самых различных соотношениях. В природных альбитах неизменно присутствует некоторое количество калия, замещающего натрий. Таким образом, его приходится в первую голову рассматривать как щелочной полевой шпат, а не плагиоклаз.

Альбит устойчив в широком интервале условий. В качестве первичного минерала он встречается во многих породах, особенно в щелочных гранитах и сиенитах. Одна из разновидностей последних состоит практически из одного альбита и соответственно называется альбититом². Вторичный альбит широко распространен в различных по составу породах, которые подверглись специфическим изменениям, называемым альбитизацией. Наконец, альбит в больших количествах присутствует в некоторых разновидностях кристаллических сланцев. По своим кристаллографическим и другим физическим свойствам альбит подобен всем остальным плагиоклазам.

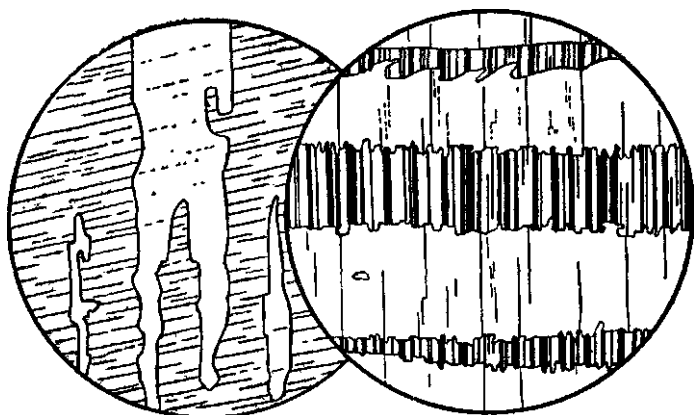
б. *Клевеландит* находится в таких же соотношениях с альбитом, как адуляр с ортоклазом. Он встречается преимущественно

¹ Аналитик Скун [12].

² Вопрос о первичной природе альбита в щелочных гранитах и некоторых сиенитах является дискуссионным. Многие исследователи в Советском Союзе и за рубежом считают альбит в магматических горных породах продуктом высокотемпературного послемагматического метасоматоза. — *Прим. ред.*

в пегматитах и некоторых гидротермальных жилах в виде агрегатов таблитчатых кристаллов, уплощенных по (010). Так же, как и в случае адуляра, клевеландит выделен скорее как морфологическая разновидность, так что его нельзя считать самостоятельным минеральным видом.

3. *Каликатровые полевые шпаты: пертиты.* Как уже отмечалось выше, и ортоклаз и микроклин проявляют склонность образовывать сростки с альбитом. Последний встречается в них в виде тонких пленок и более грубых, менее правильных пластинчатых и жилковатых обособлений. Пленочные вроски обычно имеют постоянную ориентировку, определяющуюся структурой минерала-хозяина (фиг. 33 и 34). Среди пертитов различают жилковидные (наиболее обычные), пленочные и плетенчатые. В последних листочки альбита расположены параллельно граням призмы ($1\bar{1}0$) и (110), что сообщает базальным разрезам плетенчатый облик. У менее правильных пятнистых и шнуровидных пертитовых вросток закономерная ориентировка отсутствует. Пертитовые срастания могут быть видны макроскопически или под микроскопом, а особенно тонкие из них оказываются за пределами разрешающей способности микроскопа и определяются лишь рентгеновскими методами. В случае если преобладающая фаза представлена микроклином, к наименованию «пертит» добавляется название этого минерала. Так, например, микроклин-микропертитом называют микроклин с вростками альбитовых пластинок толщиной 5—100 микрон (различимыми лишь под микроскопом). Если же, наоборот, на-



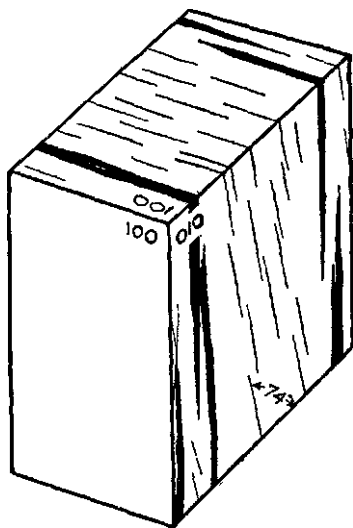
Фиг. 33. Схематические разрезы жилковатых пертитовых сростков (жилки альбита в микроклине).

Слева. разрез по (010) при одном никеле, видна спайность (001) Справа. разрез по (001); виден характер границ жилок альбита с вмещающим микроклином, а также следы спайности по (010).

блюдаются вросстки калиевого полевого шпата в альбите, то говорят об антипертитах. Значение и пути образования пертитов рассматриваются ниже в разделе «Соотношения условий стабильности фаз».

Натровыми ортоклазами и натровыми микроклинами иногда называют криптопертиты, неразличимые под микроскопом.

Очень тонкие криптопертитовые срастания обуславливают возникновение у полевых шпатов замечательного оптического эффекта. Так, полудрагоценный лунный камень [13] ценится за голубоватую окраску, обусловленную срастанием ультратонких пластинок двух полевых шпатов с несколько различными показателями преломления. Этот эффект называется переливом или игрой цветов.



Фиг. 34. Ориентировка пленочных и жилковатых пертитовых вростков в К—Na-полевым шпате.

Ряд плагиоклазов

Уже давно установлено, что в этом ряду проявляются постепенные вариации состава между двумя конечными членами — альбитом и анортитом. В описательных целях удобно пользоваться подразделением ряда на шесть минералов, отвечающих отдельным интервалам вариаций состава. Игнорируя небольшие количества ортоклазового компонента, состав любого плагиоклаза можно выразить простыми символами, отражающими молекулярное содержание входящих в него альбитового и анортитового компонентов, как это мы уже делали раньше. Таким образом, весь ряд плагиоклазов укладывается в пределы составов от $Ab_{100}An_0$ до Ab_0An_{100} ¹. Границы между отдельными условно выделяемыми разновидностями плагиоклазов приняты у составов $An\ 10, 30, 50, 70$ и 90 . Эти общепринятые границы определяют пределы колебаний состава соответственно альбита, олигоклаза, андезина, лабрадора, битовнита и анортита. Ниже

¹ В литературе на русском языке чаще пользуются предложенной Е. С. Федоровым («Петрография», 1884 г) системой обозначения плагиоклазов номерами, которые соответствуют содержанию анортита. Таким образом, альбит может иметь номер от 0 до 10, олигоклаз — от 10 до 30 и т. д. — *Прим. ред.*

приводится состав конечных членов и лабрадора из середины ряда, вес. %:

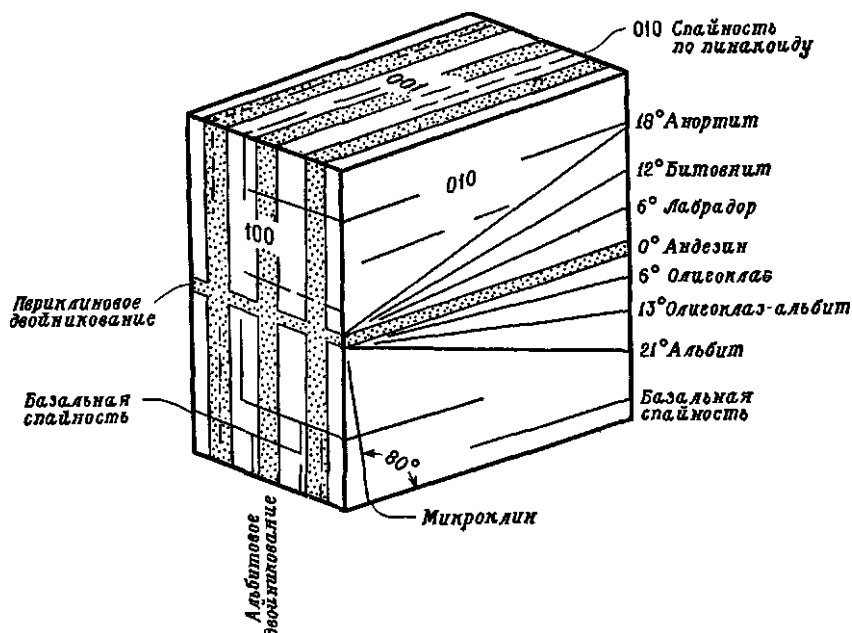
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	CaO
Альбит (Ab)	68,7	19,5	11,8	0,0
Лабрадор (Ab ₅₀ An ₅₀)	55,6	28,3	5,7	10,4
Анортит (An)	43,2	36,7	0,0	20,1

Поскольку отношение молекулярных весов Ab/An составляет 1/1,061, относительные весовые содержания двух конечных членов в плагиоклазах можно достаточно точно определять прямо по их молекулярным соотношениям. Так, в плагиоклазе Ab₆₀An₄₀ содержится три пятых Ab и две пятых An по весу. Из приведенной выше таблицы видно, что обогащенные натрием плагиоклазы также богаче кремнеземом, но беднее алюминием, тогда как существенно кальциевые их разности, наоборот, обеднены Si, но содержат больше Al¹.

Ранее полагали, что плагиоклазы представляют яркий пример совершенного изоморфизма с замещением во всех пропорциях группы Na⁺Si⁴⁺ (100% в альбите) на Ca²⁺Al³⁺ (100% в анортите). Теперь установлено, что это положение не совсем верно, и совершенный изоморфизм проявляется лишь в пределах отдельных интервалов этой серии. Между составами An₃₀ и An₇₀ выявлен разрыв полной смесимости. Плагиоклазы, более бедные кальцием, чем An₃₀, изоморфны, за исключением интервала от An₅ до An₁₇. Этому последнему соответствует разрыв смесимости, в котором кристаллизуются так называемые *перистериты*, красиво иризирующие альбито-олигоклазовые по валовому составу полевые шпаты. Плагиоклазы, более богатые кальцием, чем An₇₀, т. е. битовниты и анортиты, также полностью изоморфны. В интервале составов An₃₀—An₇₀ (т. е. андезин — лабрадор) плагиоклазы гетерогенны и состоят из двух полевых шпатов, один из которых имеет состав и структуру альбита, а другой — анортита. Отдельные индивиды этих двух плагиоклазов имеют ультрамикроскопические размеры, однако об их существовании свидетельствуют данные рентгеновского анализа.

Несмотря на указанные разрывы смесимости, определенные точными методами, ряд плагиоклазов тем не менее можно считать для всех практических целей изоморфным. В частности, оптические свойства, с которыми приходится иметь дело петрографу, изменяются постепенно в зависимости от вариаций состава (см. стр. 83).

¹ Эта особенность, имеющая крайне важное значение в петрографии, обычно подчеркивается в работах на русском языке: о богатых альбитом плагиоклазах обычно говорят как о *кислых*, об андезинах — как о *средних*, а о битовнитах и анортитах — как об *основных* плагиоклазах. — Прим. ред.



Фиг. 35. Ориентировка альбитовых и периклиновых двойников плагиоклазов по отношению к спайности.

По своим кристаллографическим особенностям плагиоклазы отличаются от ортоклаза тем, что базальный пинакоид (и параллельная ему спайность) у них образует с боковым пинакоидом (010) угол $86-87^\circ$, а не 90° , как у ортоклаза. В остальном облик и характер спайности у кристаллов плагиоклазов такие же, как и у щелочных полевых шпатов. У плагиоклазов проявляются все законы двойникования, свойственные ортоклазу, но, кроме того, известны еще два специфических закона. Плагиоклазы могут быть однократно или полисинтетически sdвойникованы по альбитовому закону с двойниковой плоскостью и плоскостью срастания (010). Кроме того, у них проявляется двойникование по периклиновому закону. Положение двойниковой плоскости и плоскости срастания в этом случае закономерно меняется в зависимости от состава плагиоклаза, как это показано на фиг. 35. Периклиновые, так же как и альбитовые, двойники обычно полисинтетические с тонкими правильными пластинками, что придает им очень характерный облик в скрещенных николях. Эти типы двойникования могут проявляться совместно с простыми двойниками по карлсбадскому закону. Иногда такие соотношения различимы невооруженным глазом

или с помощью лупы, но для безошибочного определения их следует изучать в шлифах.

Статистическое изучение частоты встречаемости двойникования по разным законам показало, что сложные двойники чаще проявляются в кальциевых, а не в натровых плагиоклазах. Сложное двойникование, представляющее собою комбинацию простого (по карлсбадскому и манебахскому законам) и полисинтетического (по альбитовому или периклиновому законам) двойникования обычно наблюдается под микроскопом у плагиоклазов основных магматических пород.

В кристаллах плагиоклазов часто присутствуют мельчайшие включения, которые могут быть распределены беспорядочно или в определенных плоскостях, параллельных граням зерен. Включения второго типа, представленные стеклом, девитрифицированным стеклом или основной массой, характерны для вкрапленников плагиоклаза в базальтах. В глубинных породах, особенно в некоторых габбро и норитах, плагиоклазы иногда в штуфах интенсивно иризируют. В шлифах под микроскопом видно, что такая иризация обусловлена мириадами тоичайших стержневидных включений, очевидно, железорудных минералов. Вероятно, при высоких температурах железо входило в состав плагиоклазов в качестве твердого раствора, замещая алюминий. При нагревании иризация исчезает, так как железо вновь входит в состав плагиоклаза, который при этом переходит в высокотемпературную форму.

У плагиоклазов в большей мере, чем у других минералов, выражено зональное строение кристаллов [14, 15, 16]. Оно обусловлено изменением химического состава минерала в процессе роста кристалла. Чаще всего проявляется *нормальная зональность*, выражающаяся в постепенном переходе от обогащенного кальцием ядра к существенно натровым внешним оболочкам. Реже встречаются противоположные соотношения, получившие название *обратной зональности*. В некоторых же случаях состав плагиоклаза изменяется ритмически и многократно, обуславливая *ритмическую зональность*.

Причины возникновения ритмической зональности плагиоклазов объяснялись самым различным образом — от пульсационной диффузии ионов, поступающих к растущему кристаллу, до переноса зерен потоками магмы в разные части магматической камеры, в которых соответственно были различные температуры, а следовательно, и условия стабильности кристаллизовавшихся фаз. По нашему мнению, ритмическая зональность, вероятно всего, обусловлена колебанием давления паров воды, которое, как это показано на стр. 184, оказывает заметное влияние на устойчивость кристаллизующегося плагиоклаза. При такой интерпретации для объяснения ритмической зональности отпадает

необходимость в предположениях об изменениях температуры и быстром перемещении растущего кристалла из одной обстановки в другую.

Плагноклазы могут претерпевать вторичные изменения, иногда они полностью замещаются вторичной светлой слюдой, скаполитом, цеолитами или минералами группы эпидота, часто в ассоциации с кальцитом. Эпидотизация осуществляется при динамометаморфизме, сопровождаясь разделением натровой с кальциевой составляющих плагноклазов. При этом альбит остается устойчивым, а кальциевая составляющая переходит в цоизит, клиноцоизит или эпидот. Вторичные кальциевые минералы обычно располагаются в связующей альбитовой массе. Такие агрегаты получили название *соссюрита*.

Распределение плагноклазов в магматических породах

Плагноклазы того или иного состава присутствуют почти во всех типичных магматических породах. Изредка они практически целиком слагают породу. Описаны мономинеральные плагноклазовые породы, сложенные соответственно большинством разновидностей этого ряда, — альбититы, олигоклазиты, андезиты и лабрадориты (часто называемые анортозитами). Однако, за исключением последних, чисто плагноклазовые породы очень редки.

Помимо мономинеральных пород, плагноклаз в больших, часто преобладающих количествах входит в состав многих распространенных средних и основных пород. В общем по мере перехода от более кислых к более основным породам плагноклаз последовательно все более и более обогащается анортитовым компонентом. Так, в сиенитах обычно встречается олигоклаз, для диоритов (и андезитов) типичен андезин, тогда как в габброидах (в том числе норитах и базальтах) присутствуют лабрадор или битовнит. Анортит в магматических породах относительно редок. Этот плагноклаз, правда, описан в некоторых габброидах, например алливалитах, однако он более характерен для метаморфических пород. Присутствие анортита наряду с другими кальциевыми минералами можно ожидать в термально метаморфизованных глинистых известняках.

Диагностика полевых шпатов в петрографических шлифах

Диагностика полевых шпатов под микроскопом относится к числу совершенно необходимых петрографу приемов исследования, поскольку определение этих минералов лежит в основе

всей классификации и номенклатуры магматических горных пород.

Необходимо отдавать себе отчет в том, что в некоторых случаях ориентировка зерен не позволяет определить полевой шпат простыми приемами. Часто диагностическое значение имеет двойникование, особенно характернейшие решетчатые двойники микроклина или полисинтетические — плагиоклаза. Однако далеко не всегда микроклин и плагиоклаз характерно сдвойникованы. Наконец, полевой шпат может быть совершенно лишен двойников. В других случаях зерно полевого шпата может быть ориентировано двойниковой плоскостью параллельно срезу шлифа. В таком случае оно, хотя и мнимо, представляется простым, несдвойникованным. Такие «простые» кристаллы следует проверять особенно тщательно. Они могут оказаться ортоклазом, санидином, микроклином или плагиоклазом. Так что, перед тем как определить подобное зерно и отнести его, скажем, к несдвойникованному ортоклазу, необходимо произвести контрольные испытания. В большинстве случаев наиболее полезной оказывается полоска Бекке, наблюдения за которой лучше всего проводить на зернах, располагающихся с краю шлифа, где возможно прямое сравнение показателей преломления зерна и монтировочной среды¹.

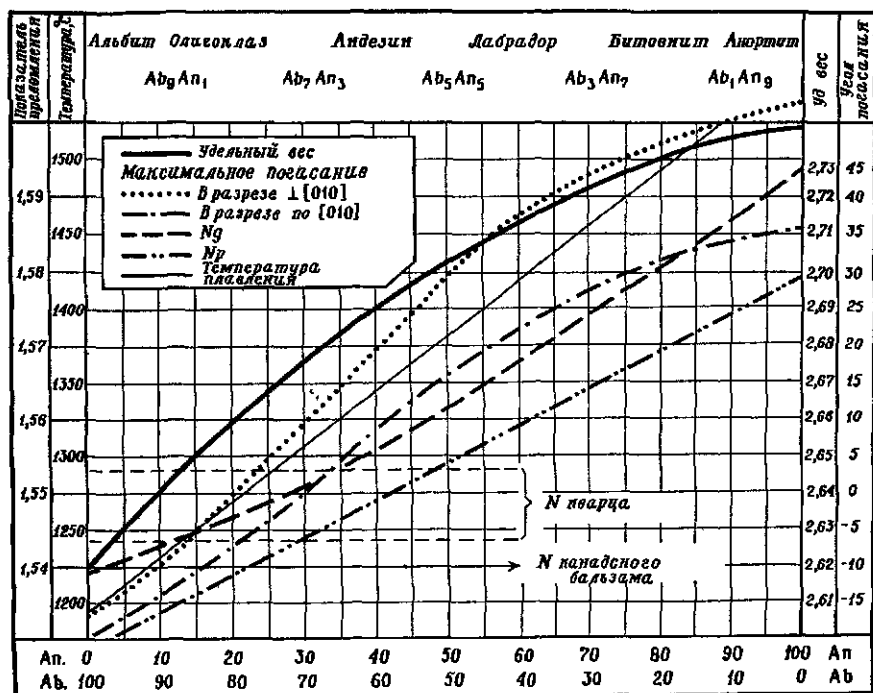
Показатели преломления ортоклаза и микроклина значительно меньше, чем у монтировочной среды. В таблице на фиг. 36 приведены величины показателей преломления плагиоклазов.

Определения показателей преломления полевых шпатов должны производиться на зернах, выделенных из дробленых пород. Тщательное измерение светопреломления позволяет оценить состав полевых шпатов примерно с такой же точностью, как и химическим путем.

В тех случаях, когда предполагается присутствие в породе двух полевых шпатов, полезно помнить, что они непременно будут отличаться по «габитусу» зерен, а также по характеру и степени изменения (см. фиг. 82 и 113).

Если в породе установлено присутствие плагиоклаза, прежде чем дать ей точное название, необходимо детально определить последний. При изучении шлифов под микроскопом состав плагиоклаза определяется по максимальному углу погасания в ори-

¹ Помните, что светлая полоска перемещается на вещество с меньшим показателем преломления при опускании тубуса микроскопа вниз. При этом наблюдать полоску Бекке лучше всего с хорошо диафрагмированным снизу освещением [Полезно помнить mnemonicское правило: при опускании полоска движется в отрицательную (с меньшим показателем преломления) сторону, при подъеме — в положительную (с большим показателем преломления) сторону — *Прим ред*]



Фиг. 36. Зависимость оптических свойств плагиоклазов от состава.

ентированных разрезах. Для этой цели удобно использовать разрезы, ориентированные перпендикулярно плоскости срастания альбитовых двойников. В таких разрезах двойниковые пластинки, будучи расположены параллельно вертикальной нити креста, одинаково освещены и имеют одинаковую серую интерференционную окраску. Кроме того, они должны симметрично погасать: углы погасания, измеренные в обе стороны от вертикальной нити креста, должны быть приблизительно одинаковыми. В процессе определения этим методом необходимо произвести несколько измерений на разных зернах, и лишь *максимальный* угол будет иметь диагностическое значение. Состав плагиоклаза определяется с помощью кривой «максимальные углы погасания в разрезах, перпендикулярных (010)» на фиг. 36. У олигоклаза состава $Ab_{80}An_{20}$ обе серии двойниковых пластинок будут погасать прямо. При обогащении его альбитовой составляющей угол погасания будет последовательно возрастать до 20° ; аналогичный угол погасания проявляется и у андезина $Ab_{62}An_{38}$. Таким образом, при углах погасания менее 20° требуется какое-либо дополнительное испытание. Опять наиболее

удобным оказывается наблюдение за полоской Бекке. Показатель преломления у андезина выше, а у альбита ниже, чем у кандакского бальзама¹.

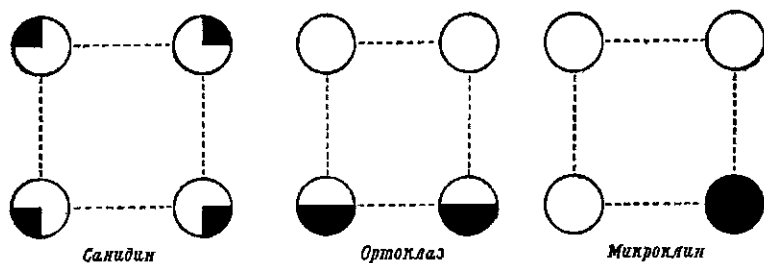
Для определения состава плагиоклазов можно также пользоваться углами погасания сложных альбит-карлсбадских двойников. Эта и некоторые другие методики определения полевых шпатов рассматриваются в специальных руководствах по оптической минералогии.

Условия стабильности полевых шпатов

Уже давно известно, что санидин представляет собой вулканический аналог ортоклаза, присутствующего в глубинных породах. Оба эти калиевых полевых шпата имеют одинаковый состав, но санидин — высокотемпературная форма, присутствующая в «закаленных» быстро охладившихся породах, а ортоклаз — низкотемпературная модификация, кристаллизующаяся в крупнозернистых и медленно охлаждающихся магматических породах. Соотношения между ортоклазом и микроклином также зависят от физических условий температуры и давления, определяющих недостаточно ясные кинетические факторы кристаллизации. В пользу этого свидетельствует преимущественная приуроченность микроклина к наиболее низкотемпературным гранитам, гранитным пегматитам, а также кристаллическим сланцам и гнейсам. Поскольку зависящие от температуры различия атомной структуры плагиоклазов гораздо менее значительны, чем у калишпатов, их удалось распознать лишь относительно недавно в связи с обнаружением различий оптических свойств у плагиоклазовых вкрапленников быстро консолидировавшихся лав и плагиоклазов из крупнозернистых глубинных пород. Наибольшие расхождения такого рода были установлены у существенно натровых плагиоклазов, но и они были настолько малы, что поддавались оценке лишь при точных измерениях на федоровском столике. Различия в структурных состояниях плагиоклазов были подтверждены рентгеновскими исследованиями. Однако эта проблема оказалась необычайно сложной, и, несмотря на многочисленность проведенных исследований, интерпретация многих данных до сих пор остается неудовлетворительной.

Структурные различия полевых шпатов, обусловливаемые вариациями температуры, в деталях недостаточно известны и представляют интерес преимущественно для узких специали-

¹ Метод определения состава плагиоклазов по симметричному погасанию альбитовых двойников особенно удобен при работе на федоровском столике.—
Прим. ред.



Фиг. 37. Схема статистического распределения ионов алюминия в эквивалентных положениях атомной структуры полевых шпатов, обозначенных на фиг. 26 цифрами 1, 2, 7 и 8.

Следует отметить понижение симметрии в результате упорядоченно о распределения Al в структуре микроклина.

стов¹. Однако один из главных аспектов этих превращений легко уяснить из упрощенной диаграммы атомной структуры на фиг. 26. На этой диаграмме показаны катионные позиции, занимаемые Si^{4+} и Al^{3+} . Последний в этом случае занимает положение вверху слева. Однако Al может занимать любую из четырех катионных позиций. В высокотемпературных полевых шпатах ионы Al^{3+} распределены случайно и структура их описывается как «неупорядоченная». Наоборот, у низкотемпературных полевых шпатов структура «упорядоченная», так как ионы Al^{3+} занимают в ней одни и те же положения во всех ячейках (AlSi_3).

У конечных членов группы полевых шпатов — чисто калиевого, натрового и кальциевого — возможности вариаций структуры в сильной мере ограничены степенью упорядочения ионов Al^{3+} . Лишь в случае калиевых полевых шпатов легко удастся обнаружить влияние такого упорядочения. Оно проявляется в различиях оптических свойств К-санидина и ортоклаза, а у микроклина выражается также и в кристаллографических отличиях от двух первых минералов. В серии из этих трех минералов ортоклаз занимает промежуточное положение между неупорядоченным санидином и упорядоченным микроклином. Ортоклаз действительно постепенно переходит в микроклин с увеличением так называемой триклинности кристаллов, поскольку по мере упорядочения структура становится более совершенной. Обычно максимальная триклинность у самого низкотемпературного микроклина сопровождается и наиболее совершенным проявлением решетчатых двойников, тогда как в кристаллах, переходных между ортоклазом и микроклином, это двойникование

¹ Вопросы структур полевых шпатов освещены во многих статьях, см., например, Ferguson R. B., Trail R. J., Taylor W. H., Acta Cryst., 11, 331—348, 1958.

проявляется лишь в пределах отдельных пятен. При наивысших температурах, более 800 °С, устойчивая форма калишпата представлена «высоким санидином», который в деталях оптической ориентировки отличается от «низкого санидина», устойчивого в интервале температур 800—650 °С. Примерно при 650 °С санидин превращается в ортоклаз. Температура соответствующего перехода высокого альбита в низкий около 720 °С. Температуры этих превращений указаны приблизительно, так как они зависят от давления, концентрации флюсов и содержания калишпатового компонента в твердых растворах.

Открытие переходных оптических и кристаллографических характеристик калиевых полевых шпатов имеет важное петрологическое значение: они свидетельствуют о первоначальной кристаллизации при высокой температуре и последующем медленном превращении высокотемпературных форм в низкотемпературные, в результате чего сохраняются отдельные реликтовые черты первых. Значительно менее информативны полевые шпаты, полностью отвечающие стабильным низкотемпературным формам. Такие структурные состояния полевых шпатов могут свидетельствовать о двух взаимоисключающих возможностях: а) первично высокотемпературный полевой шпат в процессе очень медленного охлаждения успел полностью перейти в низкотемпературную модификацию или б) первичная кристаллизация породы осуществлялась при температурах ниже точки инверсии. Каких-либо критериев для различия этих двух случаев пока не установлено. Точно такое же положение существует и в отношении высокого и низкого альбита, хотя, как отмечалось выше, в этом случае и различия между структурными состояниями столь незначительны, что их удается установить лишь сугубо специальными методами.

У промежуточных полевых шпатов, которые наиболее распространены в природе, возможности проявления различных состояний упорядочения значительно возрастают по сравнению с чистыми конечными членами. В этом случае не только Al^{3+} , но и другие катионы занимают различные положения. Наиболее заметно эффекты упорядоченного — неупорядоченного распределения катионов проявляются у щелочных полевых шпатов. При высоких температурах Na^+ и K^+ занимают сходные и взаимозамещаемые позиции в структуре, которая, следовательно, имеет неупорядоченный характер. Это обуславливает существование единого типа гомогенной структуры для всего ряда щелочных полевых шпатов (санидин — анортоклаз). По мере уменьшения температуры взаимозамещаемость щелочных ионов становится ограниченной, в связи с чем Na^+ и K^+ постепенно принуждаются к локализации в различных частях структуры. В конечном счете это приводит к несмесимости (см. ниже) и росту обособленных

структурных единиц натрового и калиевого полевых шпатов; при этом каждая из таких единиц переходит в более упорядоченное состояние, чем до распада.

Несмешиваемые щелочные полевые шпаты — это и есть *пертиты*, уже рассматривавшиеся выше. Пертиты, состоящие из преобладающего ортоклаза или микроклина с включениями альбита, образуются при медленном охлаждении санидина, тогда как антипертиты с преобладающим натровым плагиоклазом — это низкотемпературные аналоги анортоклаза.

Процесс распада твердого раствора может начаться при температуре ниже критической, соответствующей наивысшей точке на кривой сольвуса¹ (см. фиг. 78). Вначале при этом возникают ультрамикроскопические сростки фаз, определяемые лишь рентгеновскими методами. Возможности дальнейшего обособления фаз зависят от скорости охлаждения. При быстром охлаждении санидин вообще может сохраниться в качестве метастабильного минерала. Медленное охлаждение — один из наиболее важных факторов, определяющих эффективность процесса распада. В общем наиболее грубые сростки встречаются лишь в очень медленно охлаждавшихся породах.

Все пертиты представляют собой сростки продуктов распада твердых растворов. Однако величина индивидов отдельных фаз в них чрезвычайно различна. Так, *рентген-пертиты* кажутся однородными при наблюдениях в оптический микроскоп при самых больших увеличениях, хотя рентгеновскими методами обнаруживается их неоднородность. *Криптопертиты* также слагаются ультрамикроскопическими индивидами двух фаз, но уже проявляются в характерных оптических эффектах. К числу криптопертитов относятся разновидность щелочных полевых шпатов, называемая лунным камнем и отличающаяся красивым переливом цветов в голубоватых тонах, а также перистериты, натровые плагиоклазы с красивой иризацией, особенно на гранях (010). Термин *микропертит* ясен сам собой. Наконец, наиболее грубые сростки, различимые невооруженным глазом, следовало бы называть, строго говоря, *макропертитами*, но обычно их называют просто пертитами.

Тончайшие сростки (рентген- и криптопертиты) можно получить экспериментально при медленном охлаждении гомогенного санидина до температур ниже точки распада твердого раствора. И наоборот, при повторном нагревании такие пертиты можно гомогенизировать. Более грубые пертиты

¹ Эта кривая ограничивает область распада твердых растворов, т. е. область совместного существования двух несмешиваемых фаз. Положение ее довольно неопределенно. При нагревании природных пертитов до состояния гомогенизации установлены максимумы температур сольвуса, очень отличающиеся от установленных для синтетических кристаллов.

экспериментально гомогенизировать не удается. Это обусловлено преимущественно фактором времени. Распад твердого раствора осуществляется посредством диффузии ионов в твердом веществе, протекающей с чрезвычайно малой скоростью. Грубые природные пертиты при медленном охлаждении кристаллизуются в течение периодов в сотни или даже тысячи лет. Такие условия невозможно реализовать при лабораторных опытах повторного нагревания.

Таттл [17, 18] выдвинул убедительные аргументы в пользу того, что процесс распада полевошпатовых твердых растворов не ограничивается образованием пертитов: помимо перечисленных выше стадий, он предположил существование еще двух дополнительных. Первая из них проявляется в миграции ионов Na в краевые части кристаллов калишпата, в результате чего у них возникают внешние альбитовые каемки. И наконец, на последней стадии полностью несмешиваемые альбит и калиевый полевой шпат могут перекристаллизоваться в виде обособленных кристаллов. Таким образом, вполне возможно, что ассоциация самостоятельных кристаллов натровых и калиевых полевых шпатов, встречающаяся в некоторых гранитах, возникла в результате длительного процесса распада и перекристаллизации в твердом состоянии первичной единой фазы натрово-калиевого полевого шпата.

Эту интересную гипотезу нельзя экспериментально проверить применительно к полевым шпатам. Однако о ее справедливости можно судить, исходя из аналогий с некоторыми сульфидными системами, в которых распад твердых растворов происходит гораздо быстрее. Так, смеси борнита и халькопирита, нагретые до точки плавления, а затем закаленные при 600° , образуют гомогенные твердые растворы. Повторное нагревание до 600° с последующим охлаждением в контролируемых условиях в течение периодов от пяти минут до двадцати четырех часов дало серию продуктов распада, полностью аналогичную проявляющейся у полевых шпатов. Среди них были сростки с различной величиной индивидов, подобные пертитам. Но при более продолжительном охлаждении возникали каемки подчиненного компонента во внешней части зерен преобладающей фазы. В конечном счете кристаллизовались агрегаты тесно ассоциирующихся дискретных зерен борнита и халькопирита, лишенные каких-либо признаков образования за счет высокотемпературного твердого раствора. Для петрографов, вероятно, наибольшее значение имеет последнее наблюдение [19].

Из приведенного выше очень краткого обзора должно быть видно, что при интерпретации процесса кристаллизации полевого шпата, исходя из современного состояния этого вопроса, возникают большие трудности. Подчеркнем хотя бы указание

Таттла и Боуэна на возможность обнаружения в щелочных полевых шпатах четырнадцать комбинаций фаз. Даже в одном кристалле могут присутствовать четыре распознаваемые фазы, например высокий альбит, низкий альбит, ортоклаз и микроклин.

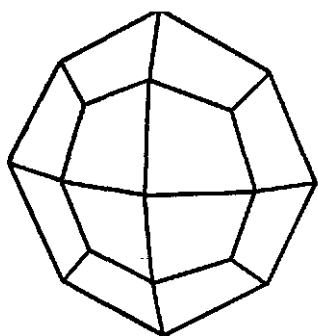
ФЕЛЬДШПАТОИДЫ

В эту группу входит несколько минералов, тесно связанных с полевыми шпатами, о чем свидетельствует их собирательное название. В состав фельдшпатоидов входят те же элементы, что и в полевые шпаты, хотя и в несколько иных соотношениях, причем фельдшпатоиды прежде всего содержат значительно меньше кремнезема.

Лейцит, калиевый фельдшпатоид, похож по составу на ортоклаз. В структуре лейцита тетраэдры SiO_4 связаны друг с другом общими вершинами. Единица структуры представлена тремя тетраэдрами и отвечает формуле Si_3O_6 . Однако в каждой единице один атом кремния замещен алюминием, так что формула такой единицы приобретает вид $(\text{AlSi}_2)\text{O}_6$. Баланс суммы положительных и суммы отрицательных зарядов достигается вхождением в структуру одного иона K^+ , в связи с чем идеальной формульной единицей является $\text{K}(\text{AlSi}_2)\text{O}_6$. Поскольку в природных лейцитах калий неизменно частично замещается натрием, их формулу правильнее давать в виде $(\text{K}, \text{Na})\text{AlSi}_2\text{O}_6$.

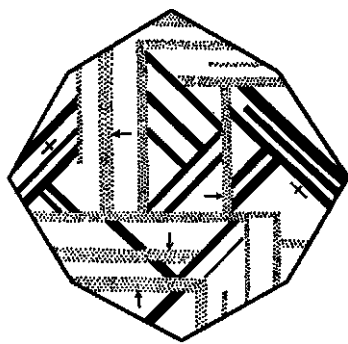
В интерпретации кристаллографических особенностей лейцита долгое время существовали неясности. Во многих коллекциях лейцит представлен крупными кристаллами кубической сингонии — тетрагон-триоктаэдрами. Однако оптические свойства таких кристаллов свидетельствуют о том, что они не могут относиться к кубической сингонии. Оказалось, что эта форма, *псевдотетрагон-триоктаэдр*, возникает в результате сложного двойникования тетрагональных кристаллов, которые в несдвоенном состоянии не встречались в природе.

В петрографических шлифах лейцит обычно представлен характерными восьмисторонними разрезами, особенно если они проходят через центр кристаллов. Лейцит относится к числу породообразующих минералов, обладающих низкими показателями преломления (1,508). Спайность у него отсутствует. Однако мелкие включения могут располагаться по отдельным зонам или тангенциально, что особенно характерно для мельчайших зерен лейцита, встречающихся в основной массе некоторых лав. Наиболее важная особенность лейцита — очень специфическое двойникование (фиг. 38). В хороших разрезах, проходящих через центр кристалла, двойниковые пластинки, ориентированные в шести направлениях (параллельно граням псевдоромбододекаэдра), образуют своеобразный узор, хотя в связи с



А

Фиг. 38А. Кристалл лейцита псевдотетрагон-триоктаэдрической формы.



В

Фиг. 38В. Разрез кристалла лейцита по плоскости симметрии в скрещенных николях.

Видны двойники, ориентированные в шести направлениях. Стрелками и знаками вертикальности показана ориентировка двойниковых пластинок по отношению к разрезу.

аномально слабым двупреломлением (0,001) для их наблюдения необходимо очень сильное освещение¹. Сам по себе факт ориентировки двойниковых плоскостей параллельно направлениям, которые в кристалле кубической сингонии могли бы быть плоскостями симметрии, свидетельствует против принадлежности лейцита к этой сингонии.

Мелкие зерна лейцита в стекловатой основной массе лав выглядят изотропными в скрещенных николях и на этом основании предположительно относятся к кубической сингонии. Эти наблюдения позволили предположить существование двух форм лейцита, из которых более высокотемпературная кристаллизуется в кубической сингонии. Экспериментально действительно установлена точка перехода при 625° С высокотемпературной кубической модификации в низкотемпературную тетрагональную, к которой относятся и псевдокубические вкрапления лейцита, обнаруживающие описанное выше двойникование.

Замечательные псевдоморфозы по лейциту описаны в резко обогащенных калием средне- и крупнозернистых магматических породах многих районов. Особенно четко они проявились в дайке лейцитового фонолита из гор Бэрпо в Монтане. Иногда прекрасно сохраняются первичные формы тетрагон-триоктаэдров, однако в других крайних случаях от них остаются лишь рас-

¹ Это двойникование более четко проявляется при наблюдении в скрещенных николях с введенной гипсовой пластинкой.

плавчатые округлые пятна, сложенные агрегатами светлых минералов, которые на основании минерального состава именуются *псевдолейцитами*. Они состоят из ортоклаза или санидина, нефелина и небольшого количества инородного материала, соответствующего первичным примесям. В горах Бэрпо установлены следующие количественные соотношения минералов в псевдолейцитах (в %): санидин 66, нефелин 30 и эгирин 3 [20]. Эта ассоциация, видимо, соответствует химизму первичного минерала и обусловлена изменениями при постоянном объеме, осуществившимися в процессе медленного охлаждения. Следует подчеркнуть, что рассматриваемое превращение не связано с выветриванием, а отражает приспособление минерала к изменившимся условиям и по существу аналогично процессу распада твердого раствора. Псевдолейциты соответствуют конечной минеральной ассоциации, устойчивой при низких температурах и атмосферном давлении.

Псевдолейциты иллюстрируют один из наиболее важных аспектов устойчивости лейцита. Этот минерал не может сохраниться в случае присутствия летучих. По мере того как концентрация летучих возрастает, поле устойчивости лейцита, как показано на фиг. 73, сокращается, и в конечном счете совершенно выклинивается независимо от степени недосыщенности магмы кремнеземом. В таких случаях о существенно недосыщенных магмах можно говорить как о *потенциально* лейцитовых, тогда как в действительности вместо лейцита из них должен кристаллизоваться другой минерал или ассоциация минералов: для этой роли в силу особенностей своего состава больше всего подходит биотит.

Таким образом, распространение лейцита ограничено лишь породами, кристаллизовавшимися в условиях низких давлений, т. е. быстро остывшими лавами соответствующего состава. Из магм соответствующего состава (т. е. обогащенных калием) лейцит, очевидно, кристаллизуется одним из первых, о чем свидетельствует его неизменное появление в виде идиоморфных вкрапленников. При достаточно медленном охлаждении лейцит в результате реакции с кремнеземом расплава полностью или частично превращается в калишпат. Такое превращение по существу представляет процесс, обратный инконгруэнтному плавлению ортоклаза и осуществляется по реакции $KAlSi_2O_6 + SiO_2 = KAlSi_3O_8$. Инконгруэнтное плавление ортоклаза установлено экспериментально [21]. Приблизительно при $1170^\circ C$ ортоклаз плавится с образованием кристаллов лейцита и расплава с избытком SiO_2 , высвобождающимся при этой реакции. Важно понять, что при высоких температурах лейцит может существовать в условиях избытка кремнезема. Если закалить расплав, находящийся в подобном состоянии, то лейцит сохранится в виде

вкрапленников, тогда как жидкость затвердеет в виде стекла. Однако в условиях медленного охлаждения при соответствующей температуре лейцит будет превращаться в санидин, конечно, при условии достаточного содержания в магме кремнезема. При недостатке же кремнезема часть лейцита сохранится в ассоциации с ортоклазом. Таким образом, соотношение между лейцитом и ортоклазом во всех отношениях аналогичны соотношениям между оливином и пироксеном.

Итак, образование и сохранность лейцита контролируются тремя факторами: 1) степенью насыщенности кремнеземом существенно калиевой магмы, 2) скоростью охлаждения, 3) давлением паров воды. Отметим, что проявления нефелина определяются лишь первым из этих факторов. Этим объясняется значительно более широкое его распространение в магматических породах различной зернистости (разной глубинности). Лейцит лучше всего проявился в некоторых типах лав Римской вулканической провинции в Италии, а также в вулканических регионах Вайоминга (Лейцит-Хилс), округа Кимберли в Австралии и в лавовых полях Центральной и Восточной Африки¹. По нему названы два типа пород — лейцититы и лейцитифиры. Наибольшей известностью пользуются хорошо образованные вкрапленники лейцита в некоторых лавах Везувия. Здесь они включены в темную основную массу базальтового облика. К числу таких лав относится, например, лейцитовый базанит. Особенно же интересна уникальная порода италит, состоящая почти исключительно из тесно прилегающих друг к другу кристаллов лейцита, легко отделяющихся от незначительных пленок связующей массы.

Наименее кремнеземистые щелочные алюмосиликаты представлены рядом твердых растворов, образуемых двумя конечными членами $KAlSiO_4$ (Ks) и $NaAlSiO_4$ (Ne). Калиевый конечный член называется *кальсилитом*, а натровый — *нефелином*. Чистый нефелин, видимо, не встречается в природе, и практически этим наименованием определяют серию твердых растворов с различными количественными соотношениями Ks и Ne, чем нефелин напоминает щелочные полевые шпаты. В большинстве случаев состав нефелинов из глубинных пород близок к формуле $Na_3KAl_4Si_4O_{16}$, для которой отношение Ne/Ks равно 3/1. В вулканической обстановке состав нефелинов весьма изменчив. В нефелинах, кристаллизовавшихся из резко обогащенных натрием магм. (фонолиты), содержание Ne может превышать 80%. Наоборот, в породах, кристаллизовавшихся из существенно калие-

¹ В СССР поля лейцитовых пород описаны в Закавказье (Гиссарский массив в Армении, Аджария в Грузии и Талыш в Азербайджане), а также в Казахстане по реке Ишиму и на Алтае среди молодых лавовых куполов. — *Прим. ред.*

вых магм, минералы серии Ks — Ne обогащены соответственно Ks, и в этом случае не существует ограничения: в некоторых редких вулканических породах Уганды и других районов Африки встречены кальсилиты с содержанием одноименного конечного члена до 98%. Интересная особенность состава минералов этой группы — присутствие в них некоторого избытка SiO₂ по сравнению с теоретическим составом, до 6% в нефелинах и около 2% в кальсилите.

Кальсилит — один из очень немногих породообразующих минералов с названием, базирующимся на химическом составе. Первоначально он ошибочно определялся и описывался как нефелин, что было связано со сходством кристаллографических особенностей и оптических свойств этих минералов. Надежная его идентификация произведена лишь рентгеновскими методами.

Проявления кальсилита известны лишь в четырех районах. Три из них находятся в Центральной Африке, а один — в Италии¹. Во всех случаях формы его проявления одинаковы. В ультраосновных лавах он образует сложные вкрапленники с пертитовидными вросками нефелина, которые тесно ассоциируются с лейцитом, а иногда и содалитом. Между нефелином и кальсилитом существуют такие же соотношения, как между альбитом и ортоклазом. При высоких температурах они образуют смешанные кристаллы, которые по мере снижения температуры распадаются. При этом установлена вся характерная серия сроков с различной величиной индивидов двух фаз — рентген-крипто- и микропертиты. Дальнейшее проявление процесса распада приводит к возникновению идиоморфных кристаллов с внешней оторочкой нефелина и кальсилитовым ядром. Однако обе фазы продуктов распада содержат заметную примесь второго конечного члена. Ядра зерен имеют состав Ks₈₀, тогда как нефелин внешних каемок и в основной массе содержит от 25 до 50% кальсилита. Состав нефелина основной массы колеблется в пределах Ks₂₅Ne₇₅ — Ks₄₅Ne₅₅ [22].

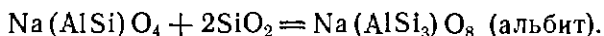
Диагностика нефелина. Кристаллы нефелина обычно удается наблюдать лишь в шлифах. Они принадлежат к одному из классов гексагональной сингонии с пониженной симметрией, однако в шлифах выглядят как простые укороченные гексагональные призмы с шириной и длиной примерно одной величины. Таким образом, для нефелина под микроскопом характерны почти квадратные вертикальные и шестиугольные базальные разрезы. В вертикальных разрезах наблюдаются цвета интерференции первого порядка (обычно серые) и, конечно, прямое погасание. Базальные разрезы изотропны и дают фигуру интерференции

¹ В СССР кальсилитовые породы встречены у северной оконечности Байкала, где они входят в состав Сыннырского щелочного массива. — *Прим. ред*

одноосного отрицательного минерала, по присутствию которой нефелин отличается от несдвойникового полевого шпата, поскольку эти минералы можно легко спутать в связи с близкими рельефом ($Np = 1,534$; $Ng = 1,537$) и двупреломлением. Спайность проявляется различно. Иногда ее следы видны в квадратных разрезах, но отсутствуют в гексагональных. Такие соотношения говорят о наличии спайности по базальному пинаконду (0001). Однако в других случаях сопоставление вертикальных и базальных разрезов явно свидетельствует о проявлении спайности по призме. Обычно следы спайности очень невыразительны, но в результате вторичных изменений нефелина могут стать более четкими. Нефелин может замещаться агрегатом чешуек светлой слюды, цеолитами или канкринитом. Особенно специфичен и легко распознается канкринит. Присутствие его оторочек вокруг зерен нефелина очень помогает диагностике этого минерала в сомнительных случаях.

Как и следовало ожидать, кристаллы нефелина часто зональны, хотя различить такую зональность иногда можно лишь при умелом использовании микроскопа. Она проявляется более четко при обработке шлифа слабой кислотой с последующей окраской фукином [23].

Роль нефелина в магматических породах. Нефелин присутствует в породах, богатых щелочами и алюминием, но бедных кремнеземом. Таким образом, он никогда не встречается в кислых породах, но может в значительных количествах присутствовать в средних и основных породах. В кислой магме, содержащей потенциально свободный кремнезем, последний комбинируется с компонентами нефелина:



Таким образом, в магмах с дефицитом кремнезема нефелин заменяет альбит, и в некоторых сиенитах нефелин может быть господствующим фельзитическим минералом. Этот минерал иногда даже лучше, чем в шлифах, удается наблюдать макроскопически в штучках нефелиновых сиенитов и габбро, особенно на выветрелых поверхностях. В свежих образцах нефелин имеет серую окраску и жирный блеск. Однако при выветривании приобретает интенсивный красный или красно-бурый цвет.

Наиболее распространенные нефелинсодержащие лавы, фоиолиты (см. фиг. 104), по составу близки к нефелиновым сиенитам. Среди основных лав нефелин встречается в тефритах и базанитах. Основные лавы, совершенно лишенные полевых шпатов, называются нефелинитами.

Канкринит близок к нефелину по составу и в некотором смысле может рассматриваться как «карбонат-нефелин». По существу он состоит из NaAlSiO_4 , в котором часть Na^+ заме-

щеи Ca^{2+} и дополнительными анионами (CO_3), (SO_4) и Cl . Канкринит относится к гексагональной сингонии, но редко образует хорошие кристаллы. Под микроскопом он обычно наблюдается в бесформенных выделениях или на границах зерен нефелина: Канкринит бесцветный, оба его показателя преломления ниже, чем у канадского бальзама ($N_p = 1,496$; $N_g = 1,519$). У этого минерала проявляется спайность по призме. По высокому двупреломлению (0,023) канкринит напоминает мусковит, но легко отличается от последнего по отрицательному рельефу и фигуре интерференции одноосного отрицательного минерала, а также по парагенетическим ассоциациям. Он является первичным минералом нефелиновых сиенитов и так называемых канкринитовых сиенитов, где присутствует в больших количествах. Чаше, однако, канкринит представляет собой продукт изменения нефелина или возникает в результате реакции этого минерала с зернами кальцита (см. фиг. 97). В Великобритании канкринит установлен в пегматитовой фации боро-ланита близ Лох-Боролан, Ассинт [24]. Канкринит — весьма характерный минерал процесса фенитизации, в частности он присутствует в широко известных щелочных комплексах Альнэ и Фен. Кроме того, канкринит встречается в карбонатах, где он, несомненно, относится к числу первичных минералов.

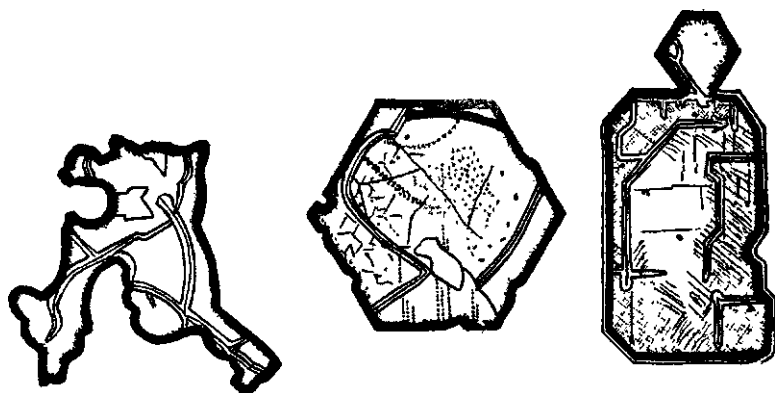
Три других минерала из группы фельдшпатовидов, содалит, нозеан и гаюин, часто ассоциируются с нефелином и очень близки к нему по химическому составу.

Содалит кристаллизуется в кубической сингонии и встречается обычно в виде зерен и интерстиционных выполнений в некоторых нефелиновых сиенитах. Изредка он относится к числу главных минералов породы и тогда различим в штуфах в виде ярко-синих пятен.

В шлифах содалит неизменно бесцветен и имеет очень низкий показатель преломления (1,48). Эта величина значительно ниже светопреломления полевых шпатов и нефелина, с которыми обычно ассоциируется содалит. В некоторых разрезах у содалита проявляется несовершенная спайность по додекаэдру. В скрещенных николях минерал изотропен. В связи с резким отрицательным рельефом диагностика содалита иногда трудна и в некоторых случаях возникает необходимость в микрохимических испытаниях. При малых содержаниях содалит можно установить в ультрафиолетовом свете по ярко-желтой флуоресценции.

Состав содалита — $\text{Na}_8(\text{AlSiO}_4)_6\text{Cl}_2$; для простоты запоминания его можно представлять как шесть молекул нефелина в комбинации с двумя молекулами NaCl .

Нозеан также относится к кубической сингонии и подобно содалиту кристаллизуется в виде ромбододекаэдров. В шлифах



Фиг. 39. Разрезы кристаллов нозеана из нозеанового лейцитифира.

Видны признаки магматической коррозии, характерные каналообразные знаки, цепочки газовых включений, спайность по додекаэдру и структура, обуславливающая призмацию (справа).

он имеет очень светлую желтовато-серую окраску. Иногда встречаются характерные шестиугольные разрезы, однако в большинстве случаев нозеан интенсивно корродирован и имеет широкие темные каемки (фиг. 39). В связи с низким показателем преломления (1,495) у него проявляется отрицательный рельеф. Часто видны следы спайности по додекаэдру и весьма характерные извилистые каналы, пересекающие зерна нозеана.

По составу нозеан подобен содалиту, но вместо Cl^- в нем присутствует анион $(\text{SO}_4)^{2-}$. Таким образом, его формула имеет вид $\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{SO}_4$, так что и ее можно представить как шесть молекул нефелина в комбинации с Na_2SO_4 .

В своем распространении нозеан, видимо, ограничен вулканическими недосыщенными кремнеземом средними породами и особенно характерен для некоторых фонолитов и лейцитифиров. В Великобритании нозеановые фонолиты слагают Волчий Утес на Корнуэллском побережье.

Гаюин кристаллизуется в той же форме, как и содалит и нозеан, а именно в виде ромбододекаэдров. Состав гаюина можно представить как шесть молекул нефелина в комбинации с аннонами (SO_4) . Значительная часть натрия в гаюине замещена на Ca^{2+} , в связи с чем для сбалансирования зарядов в его состав входит одна или две группы SO_4 , что и отражено в его формуле $(\text{Na}, \text{Ca})_{4-8}(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})(\text{SO}_4)_{1-2}$.

Опять-таки, как и нозеан, гаюин проявляется лишь в быстро охлажденных вулканических породах, недосыщенных кремнеземом, например в фонолитах Римской вулканической провин-

ции. Однако, кроме этого, гаюин встречается в ассоциации с меллитом в основных лавах и дайках.

При большом сходстве состава и фактической тождественности структуры вполне естественным оказывается и близкий к нозеану облик кристаллов гаюина, у которых проявляются даже такие детали, как затемненные края, свойственные н нозеану. Оба эти минерала могут быть бесцветными, но обычно зерна гаюина бывают чистыми и обладают светлой небесно-голубой окраской.

АНАЛЬЦИМ

Анальцим играет в горных породах двойственную роль. Исходя из особенностей его состава этот минерал следует отнести к семейству водных алюмосиликатов щелочей — цеолитов. И действительно, в ассоциации с другими цеолитами анальцим широко распространен в жеодах и пустотах базальтовых и андезитовых лав. Однако, помимо этого, он присутствует в различных магматических породах, изредка в виде вкрапленников, а чаще в основной массе некоторых лав, а также в качестве основного минерала некоторых глубинных основных магматических пород, таких, как тешениты. Необходимо, следовательно, решить, рассматривать ли анальцим здесь совместно с фельдшпатоидами или позже вместе с другими цеолитами. Вероятно, все-таки целесообразнее описать его в этой главе, поскольку анальцим в роли фельдшпатоида может быть важным породообразующим минералом и как таковой уже рассматривался выше.

Состав анальцима можно выразить формулой $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$, которая, за исключением наличия в ней воды и замены K^+ на Na^+ , соответствует формуле лейцита. Фактически в анальциме натрий частично замещается калием. Анальцим кристаллизуется в полносимметричном классе кубической сингонии. Единственная распространенная его форма — тетрагон-триоктаэдр. Кубическая симметрия свойственна высокотемпературной форме минерала, которая, так же как и у лейцита, при понижении температуры без изменения внешних форм кристаллов превращается в псевдокубическую тетрагональную или ромбоэдрическую, что сопровождается появлением оптических аномалий, похожих на встречающиеся у лейцита, а именно слабого двупреломления и полисинтетического двойникования. Подобного сходства двух минералов следовало ожидать в связи с близостью их атомной структуры, и нет ничего удивительного в том, что анальцим может псевдоморфно замещать лейцит. Синтезирован калиевый анальцим. Таким образом, можно предполагать, что вкрапленники анальцима в лавах первоначально

могли быть представлены лейцитом. Однако какие-либо доказательства первичной кристаллизации или образования анальцима по лейциту в этом случае отсутствуют.

Существенно лейцитовая лава — италит — известна лишь в одном проявлении в Римской вулканической провинции, где этой породой сложены блоки, выброшенные из вулканического жерла. Необычайно близкая по облику лава, но состоящая на 90% из вкрапленников анальцима образовалась при эксплозивном извержении мелового вулкана в Альберте, Канада. Не представляет ли эта порода — блерморит — италитовую лаву, в которой весь лейцит замещен анальцимом?

Как уже отмечалось, анальцим и лейцит кристаллизуются в одинаковой форме. Оба минерала имеют одинаковый блеск, могут быть прозрачными и бесцветными, хотя обычно бывают мутно-белыми. В некоторых случаях анальцим имеет розовую окраску, а иногда, например в блерморите, интенсивно красную. Однако в отличие от лейцита, часто образующего идиоморфные вкрапленники, кристаллы анальцима редки. Последний более обычен в агрегатах с другими цеолитами.

Диагностика анальцима в шлифах иногда затруднительна в связи с его довольно сильным отрицательным рельефом. В типичных случаях это бесцветный и прозрачный минерал с низким рельефом ($N = 1,487$). С помощью ирисовой диафрагмы у анальцима удастся наблюдать следы спайности по кубу и полоску Бекке, поведение которой отчетливо свидетельствует о низком показателе преломления минерала. Выше уже отмечались оптические аномалии, видимые в скрещенных николях. В измененных породах анальцим может замещаться тонкозернистым агрегатом, обычно не поддающимся определению под микроскопом.

В тешенитах и близких к ним породах анальцим ассоциируется с ильменитом, лабрадором, окрашенным в лиловый цвет титанавгитом и красно-бурым баркевикитом и относится к числу первичных, хотя и поздних минералов. В связи с относительно поздней кристаллизацией он обычно слагает неправильные участки в интерстициях между более ранними минералами. Однако при больших содержаниях анальцим может замещать плагиоклазы, вначале лишь по трещинкам спайности и отдельным секущим жилкам. Этот процесс анальцимизации по своей природе сопоставим с альбитизацией и осуществляется метасоматически.

МЕЛИЛИТ

Под этим названием понимают ряд редких силикатов кальция, алюминия и магния, довольно сложных по составу. Отдельные представители этого ряда могут рассматриваться как

смеси двух его конечных членов — акерманита ($\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$) и геленита ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$). Первый напоминает диоксид, а второй — анортит, хотя существуют и четкие отличия этих минералов. Формулу акерманита можно представить в виде $\text{CaSiO}_3 \cdot \text{MgSiO}_3 \cdot \text{CaO}$. В присутствии избыточного кремнезема CaO должна комбинироваться с кремнеземом в виде CaSiO_3 , увеличивая содержание волластонитового компонента в пироксене. Аналогичным образом можно изобразить и формулу геленита — $\text{CaSiO}_3 \cdot \text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$. В присутствии свободного кремнезема $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ связывается в анортит. Таким образом, акерманит можно рассматривать как недосыщенный аналог существенно кальциевого моноклинного пироксена, а геленит отчасти — как недосыщенный анортит.

Мелилит можно относить как в группу фельдшпатоидов, так и к мафическим минералам. В связи с тем что по составу любой член ряда мелилита легко увязать с пироксеном, казалось бы логичным относить мелилиты к темноцветным минералам. Однако, с другой стороны, часть мелилитов представляет собой недосыщенные аналоги анортита, подобно тому как настоящие фельдшпатоиды являются аналогами щелочных полевых шпатов. Совместное рассмотрение мелилита с фельдшпатоидами удобно и с петрохимической точки зрения. Можно считать, что мелилит отражает крайнюю степень недосыщенности кремнеземом. Он встречается в очень основных и ультраосновных породах, обогащенных CaO , в которых другие компоненты, например щелочи, железо и магний также недосыщены кремнекислотой.

Мелилит кристаллизуется в одном из классов тетрагональной сингонии, характеризующемся пониженной симметрией; хорошие кристаллы у него редки, так что его, как правило, можно наблюдать лишь в шлифах. Распространение мелилита ограничено ультраосновными лавами и дайками. В крупных лавовых полях Центральной и Восточной Африки обнаружено много проявлений мелилитсодержащих пород, в которых мелилит ассоциируется с лейцитом, кальсилитом, нефелином и акцессорным перовскитом, т. е. недосыщенными кремнеземом минералами.

В шлифах мелилит весьма характерен. Он дает грубо прямоугольные разрезы с неровными краями. Рельеф умеренно высокий. Мелилит легко определяется по аномальному двупреломлению. Его типичная интерференционная окраска — глубокая чернильно-синяя, причем краевые зоны зерен окрашены несколько светлее по сравнению с их центральными частями, которые могут быть почти изотропными. Мелилит нельзя спутать ни с каким другим минералом. С ним постоянно ассоциируется перовскит CaTiO_3 , образующий мелкие октаэдры с резкими

темными краями, что обусловлено его очень высоким показателем преломления.

Условия образования мелилита изучены экспериментально. Они рассматриваются в петрографическом разделе книги.

МИНЕРАЛЫ КРЕМНЕЗЕМА

Несколько характерных минералов состоят из чистого кремнезема SiO_2 . Они встречаются в виде идиоморфных кристаллов, образуют микро- и скрытокристаллические агрегаты; иногда в природе встречаются и аморфные формы кремнезема.

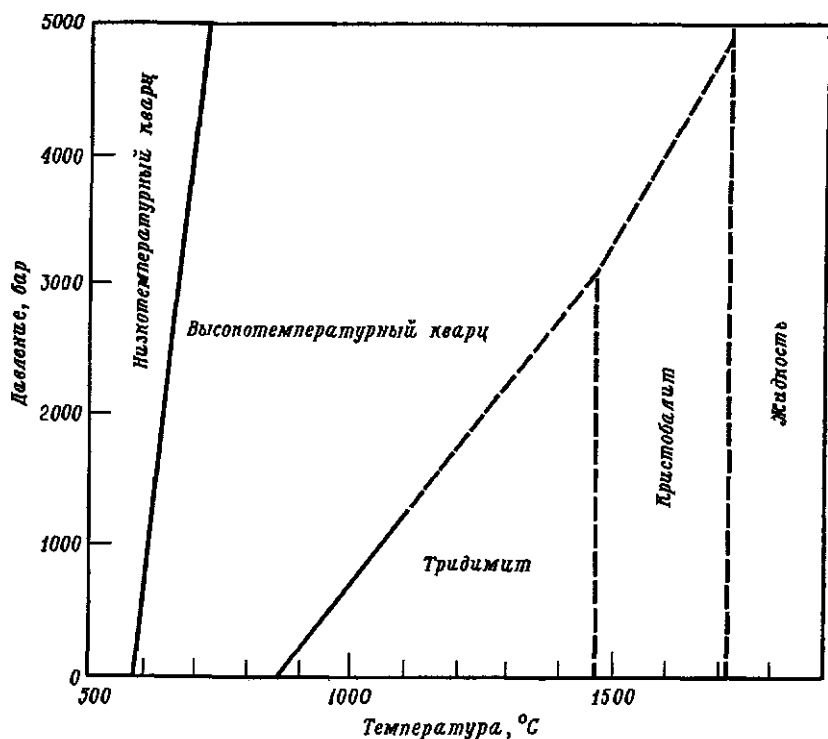
Каждый из трех минералов группы — кварц, тридимит и кристобалит — в свою очередь представлен двумя модификациями — высоко- и низкотемпературной, которые принято обозначать β - и α -кварц соответственно. Все шесть форм образуют в целом ряд модификаций, каждая из которых устойчива в определенном интервале физических условий.

Во всех минералах группы тетраэдры SiO_4 связаны друг с другом всеми своими вершинами. Фактическое расположение атомов в пространстве довольно сложное, так что его невозможно отобразить простыми схемами. Важное значение имеет спиральная связь тетраэдров в обеих формах кварца. В высокотемпературной модификации эти спирали несколько более симметричны, чем в низкотемпературной. В связи с этим последняя кристаллизуется в полноосном (трапецоэдрическом) классе тригональной сингонии, а высокотемпературный кварц относится к соответствующему классу гексагональной сингонии.

Низкотемпературный кварц в основном встречается в жилах и в качестве продукта выполнения пустот. В магматических породах обычно первоначально кристаллизуется высокотемпературный кварц, который затем претерпевает инверсию. На фиг. 41 изображены кристаллографические формы низкотемпературного кварца. У него неизменно проявляется двойникование по различным законам, которое однако удается установить лишь в некоторых случаях по особенностям внешней формы кристаллов. Наиболее часто двойникование обнаруживается по присутствию формы $(51\bar{6}1)$ на стыках прилегающих граней (фиг. 41, С). Двойникование в кварце выявляется также специальными оптическими испытаниями¹, тогда как в шлифах нормальной толщины его установить невозможно².

¹ Двойникование устанавливается на толстых базальных разрезах кварца при погружении их в жидкость с таким же светопреломлением, как у кварца, и наблюдении в скрещенных николях [Двойники хорошо видны по фигурам травления и характеру излома — *Прим. ред*]

² Обширные сведения о двойниковании и других свойствах кварца приведены в материалах Симпозиума по пьезокварцевым пластинкам, опубликованным в Amer. Min., 30, 205, 1945.



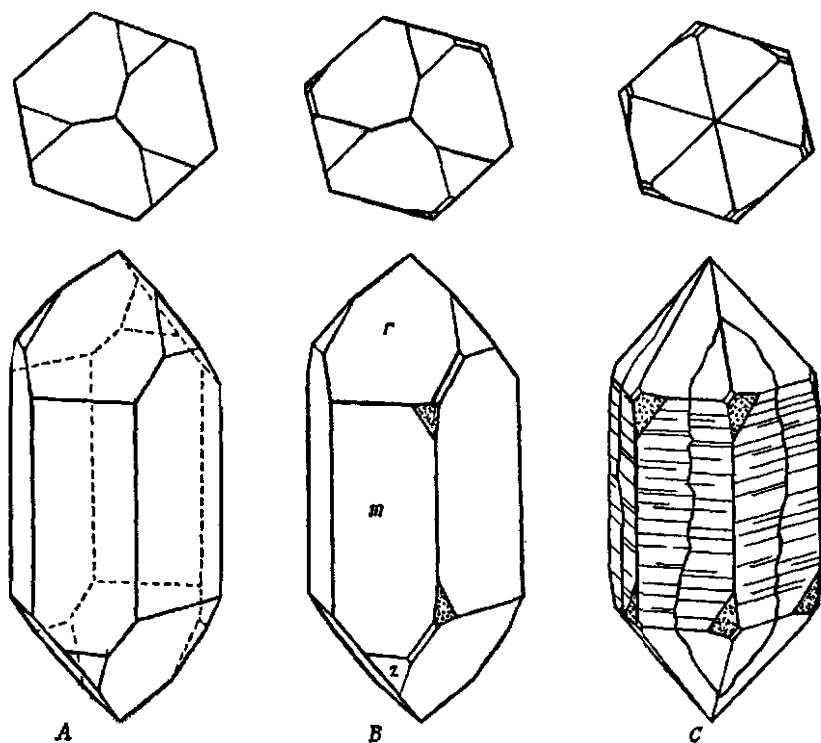
Фиг. 40. Фазовые взаимоотношения полиморфных модификаций SiO_2 по Таттлу и Боуэну [18].

Высокотемпературный кварц [25] кристаллизуется в характерной форме гексагональной бипирамиды иногда в комбинации со слабо развитой гексагональной призмой. Эти формы типичны для полносимметричного класса гексагональной сингонии, однако в действительности по своей внутренней структуре минерал относится к трапецоэдрическому классу той же сингонии.

Двойникование высокотемпературного кварца в шлифах не наблюдается, но в действительности оно весьма обычно. В коллекции кристаллов молочно-белого высокотемпературного кварца из корнуэльских кварцевых порфиров очень часто можно видеть двойники с двойниковой плоскостью по грани ромбоэдра или трапецоэдра. Угол между осями с двух индивидов колеблется от 43 до 84°. Двойники этого типа называются японскими.

Инверсия высокотемпературной формы кварца в низкотемпературную сопровождается лишь небольшими изменениями в атомной структуре и поэтому легко осуществляется при строго

определенной температуре, которую можно использовать в качестве геологического термометра. При атмосферном давлении эта инверсия происходит при 573°C , а с увеличением давления температура превращения несколько возрастает. В природе мы встречаемся с низкотемпературным кварцем, который либо кристаллизовался непосредственно в этой форме в жилах и пегматитах, либо претерпел инверсию после первичной кристаллизации в высокотемпературной форме. Первичный низкотемпературный кварц и кварц, претерпевший инверсию, вполне различимы. При нагревании первичного низкотемпературного кварца инверсия проявляется при температуре примерно на 1° выше, чем у кварца, претерпевшего инверсию. В этих опытах были использованы кристаллы из пустоток в известняках, судя по кристаллографическим свойствам, заведомо относящиеся к низкотемпературной форме, и гексагональный бипирамидаль-

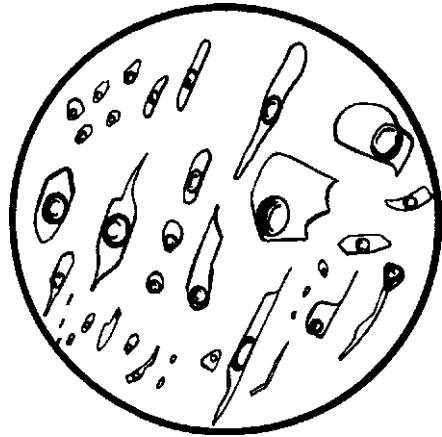


Фиг. 41. Кристаллы низкотемпературного кварца.

А — простая комбинация положительного (r) и отрицательного (z) ромбоэдров и вертикальной призмы (m). В — правосторонний кристалл, в котором, помимо тех же форм, присутствуют также трапецоэдр (5161) и тригональная бипирамида. С — двойной левосторонний дофинейский двойник. Краем выделены грани тригонального трапецоэдра.

ный высокотемпературный кварц из вкрапленников в риолитах. При нагревании кристаллов кварца из гранитов в одних случаях устанавливается поведение, свойственное первичному низкотемпературному, а в других — претерпевшему инверсию кварцу. Значение этих наблюдений рассматривается в главе, посвященной гранитам.

Несмотря на многие интересные и просто уникальные кристаллографические и электрические свойства кварца, в оптических параметрах этого минерала отсутствует какая-либо специфичность. Кварц — одноосный положительный минерал. Показатели преломления у него велики (1,553 и 1,544)¹, в связи с чем отсутствует и рельеф; спайность не проявляется, двупреломление небольшое (0,009). У кварца в связи с его устойчивостью нет также каких-либо характерных продуктов изменения. Все перечисленные особенности свойственны как высоко-, так и низкотемпературному кварцу. Поэтому мы лишены возможности идентифицировать эти модификации с помощью наблюдений в шлифах. У обеих модификаций кварца могут присутствовать многочисленные включения, что может делать его непрозрачным или хотя бы молочно-белым. Часто такие включения представлены мельчайшими пузырьками газа или жидкости (фиг. 42), которые нередко располагаются по криволинейным поверхностям, соответствующим залеченным трещинам. В каждой пустотке, заполненной жидкостью, в свою очередь может присутствовать газовый пузырек, иногда подвижный, или даже мельчайший кубический кристаллик. Иногда пустотки ограничены плоскими поверхностями, образующими мельчайший, но совершенный отрицательный кристалл. В других случаях кварц содержит включения игольчатых кристаллов рутила. Особенно обильны такие тончайшие включения рутила в кварце из чарнокитовых гранитоидов. Эти включения



Фиг. 42. Жидкие включения с газовыми пузырьками в низкотемпературном кварце (сильно увеличено).

¹ Поскольку кварц — единственный породообразующий минерал постоянного состава, его показатели преломления и двупреломление используются в качестве стандартных для сопоставлений разного рода.

сообщают кристаллам кварца голубую окраску. В меньших количествах включения рутила присутствуют в некоторых шотландских гранитах. Однако размеры его кристалликов здесь так малы, что лишь по аналогии с единичными более крупными призмочками их можно определить как рутил.

Тридимит — форма SiO_2 , устойчивая при температурах более 870°C . Наиболее совершенные кристаллы тридимита представлены ромбическими табличками очень правильной шестигранной формы. Однако чаще всего он встречается в риолитах в виде агрегатов мельчайших sdвойникованных кристалликов. В Великобритании наиболее известно проявление тридимита в жеодах риолитов массива Тардри. От кварца тридимит отличается меньшими показателями преломления (1,473 и 1,469) и более слабым двупреломлением (0,004). Однако наиболее характерные его диагностические особенности — узкие щенковидные кристаллы и двойникование.

Тридимит довольно легко пропустить при исследованиях под микроскопом, и в кислых лавах он, видимо, более распространен, чем обычно предполагается. Этот минерал кристаллизуется из газовой фазы и встречается преимущественно в газовых пустотках риолитовых лав, в том числе в игнимбритах (стр. 278).

Кристобалит в течение длительного времени был известен лишь как искусственный продукт, кристаллизующийся в динасовых огнеупорных кирпичах. Он представляет собой наиболее высокотемпературную полиморфную модификацию кремнезема, и, следовательно, является типичным минералом высокометаморфизованных кремнеземистых пород. В относительно редких проявлениях в кислых магматических породах кристобалит представлен, как правило, скрытокристаллическими агрегатами, так что его не удастся определить под микроскопом даже при самых больших увеличениях и присутствие его можно доказать лишь рентгеновскими методами¹. В риолитовых лавах, например Йеллоустонского национального парка, кристобалит образует сферолиты. В трещинах оливинового базальта из округа Плумас, Калифорния, кристобалит встречен в виде кубических и реже кубооктаэдрических кристалликов диаметром до половины миллиметра. Известны проявления кристобалита и в основной массе некоторых базальтовых лав. Очень интересно присутствие его в одной из лунных пород. По своему общему облику и минералогическому составу эта порода похожа на обычный офитовый долерит или базальт, но в угловатых интерстициях

¹ Это положение является ошибочным: кристобалит встречается в кислых породах чаще, чем тридимит, и иногда совместно с ним; он образует сферолиты в пустотах или замещает стекло. — *Прим. ред.*

между кристаллами плагиоклаза и пироксена в ней присутствует агрегат кристобалита. Кристобалит, как и тридимит, имеет меньший удельный вес и менее плотную упаковку, чем кварц, так что их кристаллизации должно благоприятствовать небольшое давление.

Скрытокристаллический кремнезем встречается в виде нескольких разновидностей, обладающих различной окраской и используемых в качестве поделочного материала. Некоторые различия его характерны для продуктов выполнения пустот и жезд в лавах.

Халцедон — одно из очень древних минералогических названий, однако лишь сравнительно недавно удалось достоверно установить природу минералов, фигурирующих под этим названием. Аномалии некоторых физических свойств и точные определения оптических констант побуждали считать, что халцедон нельзя отождествлять с кварцем, однако данные рентгеновских анализов халцедона и кварца полностью совпадали. Разрешение этих противоречий стало возможным в результате электроно-микроскопического исследования халцедона. Оказалось, что последний действительно представлен кварцем, между тесно сросшимися кристалликами которого располагаются поры диаметром всего лишь 0,1 мкм. Чистый (без примесей) халцедон обладает светло-желтой окраской, обусловленной рассеиванием света микропорами. Однако эта же тонкая пористость сообщает минералу способность к абсорбции окрашенных частиц. Хорошо известные агаты и представляют собой ритмически окрашенные полосчатые халцедоны. Правда, считается, что в этом случае присутствует некоторое количество опалового кремнезема.

Глава 3

АКЦЕССОРНЫЕ И ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Нецелесообразно резко разграничивать акцессорные и вторичные минералы, поскольку некоторые из них играют двойственную роль. Так, в некоторых породах хлориты замещают темноцветные силикаты, например авгит, роговую обманку и биотит, и, следовательно, несомненно, должны относиться к вторичным минералам. Однако в других случаях тот же хлорит может быть явно первичным минералом, хотя и возникшим на поздней стадии.

Некоторые минералы, вполне обоснованно рассматриваемые в этой главе в качестве акцессорных, изредка приобретают

характер главных минералов. Так, гранаты, встречающиеся в виде акцессориев во многих магматических породах, в эклогитах, состоящих из омфациита и красного граната, становятся важнейшими породообразующими минералами. Аналогичным образом апатит и сфен относятся к числу наиболее широко распространенных акцессориев; однако некоторые редкие породы щелочного комплекса Кольского полуострова состоят из сфена, погруженного в апатитовый агрегат.

ГРУППА ШПИНЕЛИ

Одну из наиболее важных групп акцессорных минералов представляют шпинели, к числу которых относятся магнетит и хромит. Магнетит особенно широко распространен в самых различных магматических породах. Хромит в своем распространении ограничен крупнозернистыми ультраосновными породами и местами образует в них промышленные скопления. Помимо этих двух минералов, играющих наиболее важную в количественном отношении роль, к группе шпинели относятся и другие минеральные виды, встречающиеся спорадически в основных и ультраосновных породах.

Шпинели кристаллизуются в полногранном классе кубической сингонии, обычно они встречаются в виде октаэдрических кристаллов, реже в других формах.

Наиболее простой состав имеют следующие члены группы шпинели: полудрагоценная «рубиновая» шпинель с формулой $MgAl_2O_4$, магнетит $Fe^{2+}Fe^{3+}O_4$, повсеместно распространенный железорудный минерал, описываемый в следующем разделе, и хромит $FeCr_2O_4$. Пикотит (хромовая шпинель) имеет формулу $(Mg, Fe^{2+})(Fe^{3+}, Al, Cr)_2O_4$. Необходимо отметить, что «хромовая шпинель» и хромит — это различные минералы.

В виде малой примеси хром присутствует в большинстве магматических пород. Он входит в состав таких минералов, как хромовый авгит и хромдиопсид, но чаще участвует в образовании акцессорного хромита. В охлаждающейся основной магме еще при очень высокой температуре создается необходимая концентрация хрома и образуются скопления идиоморфных кристаллов хромита, которые вследствие большого удельного веса опускаются на дно магматической камеры, формируя базальный слой хромитита, подобный описанному в гл. 14. Такие хромититы имеют большое промышленное значение и представляют собой единственный рентабельный источник хрома.

С точки зрения выявления шпинелей в петрографических шлифах полезно прежде всего запомнить, что чаще всего минералы этой группы встречаются в породах, богатых оливином. Таким образом, шлифы перидотитов и других близких к ним

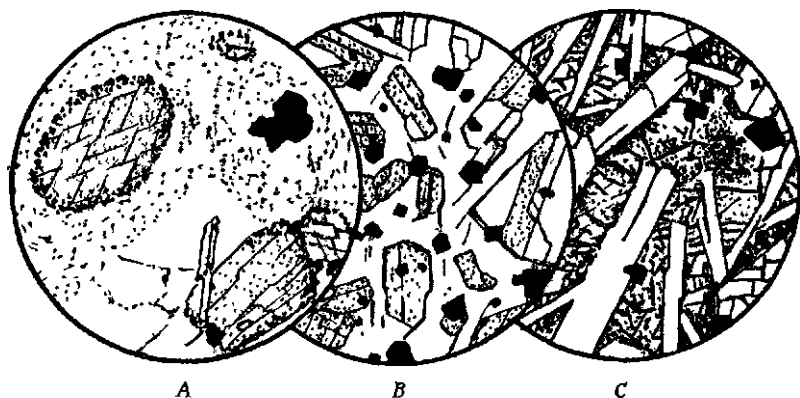
пород следует внимательно просмотреть, чтобы не пропустить в них шпинели, которая легко определяется по следующим признакам: 1) очень высокий рельеф, обусловленный большим показателем преломления; 2) интенсивная и характерная окраска в темно-зеленых, кофейно-коричневых или темно-фиолетовых тонах; 3) совершенная изотропность.

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Непрозрачные железорудные минералы, такие, как магнетит, а также другие окислы и сульфиды, встречающиеся в магматических породах, можно изучить лишь с использованием рудного микроскопа, который в отличие от петрографического построен по принципу отраженного света. Идентификация непрозрачных минералов основана на окраске, отражательной способности и других оптических реакциях в отраженном свете. Эти свойства столь же характерны для непрозрачных минералов, как оптические свойства, определяемые в проходящем свете, для прозрачных. Мы не будем здесь рассматривать методику исследований в отраженном свете. Однако, если имеется рудный микроскоп, следует обратиться за консультацией к специалистам и при изучении горных пород уделять внимание непрозрачным минералам, с помощью которых можно правильное оценить структурные взаимоотношения и последовательность кристаллизации. При отсутствии рудного микроскопа обычные рудные минералы можно определить, освещая верхнюю поверхность петрографического шлифа и преградив доступ проходящему свету.

В магматических породах встречаются преимущественно следующие железорудные минералы: магнетит, титаномagnetит, ильменит, пирит и реже пирротин. Первые три минерала представляют собой обычные акцессории горных пород весьма различного состава, а в некоторых случаях их количество настолько возрастает, что их следует относить к числу главных породообразующих минералов.

Магнетит — наиболее широко распространенный акцессорный минерал магматических пород. Именно он в большинстве случаев скрывается под названием «железорудный минерал» бесчисленных петрографических описаний. Магнетит непрозрачен даже в тончайших срезах, и при отсутствии кристаллографических форм его нелегко отличить от других непрозрачных рудных минералов. Однако в косом отраженном свете он обладает характерным стальным металлическим блеском. Магнетит имеет наиболее сильные магнитные свойства по сравнению с другими железорудными минералами и может быть отделен от них магнитной сепарацией.



Фиг. 43. Железорудные минералы в петрографических шлифах.

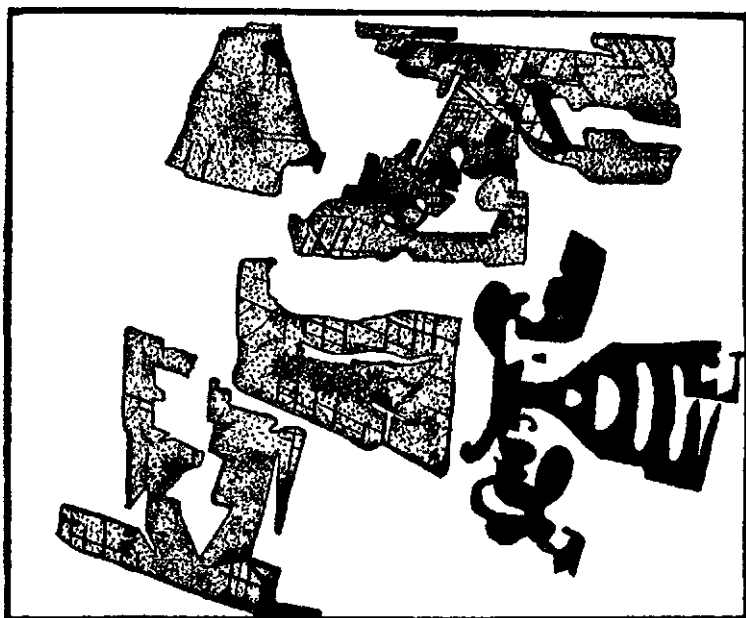
А—зерна магнетита в роговообманковом андезите, образовавшиеся вокруг вкрапленника базальтической ротовой обманки в результате магматической коррозии ($\times 32$). *В*—идiomорфные зерна магнетита ранней стадии кристаллизации в долерите ($\times 42$). *С*—ранне-магматические идиоморфные кристаллы и очень поздние выделения железорудного минерала в стекловатой основной массе оливнивого базальта ($\times 60$).

Во многих магматических породах, особенно повышенной основности, магнетит может присутствовать в виде вкрапленников или микровкрапленников ранних стадий кристаллизации. Прекрасно оформленные октаэдрические зерна магнетита в базальтах и других лавах представляют собою подобные образования. Однако в некоторых базальтах магнетит относится к числу наиболее поздно кристаллизующихся минералов; в этом случае он образует сложные дендритовые сростки в интерстиционном стекле (фиг. 43, *В*). Кроме того, магнетит образуется на различных стадиях эволюции магматических пород в результате изменения железосодержащих силикатов. Наиболее обычный пример такого рода—серпентинизация оливина. В процессе превращения амфибола в пироксен также высвобождается магнетит (фиг. 43, *А*). Характер проявлений магнетита в расчлененных габброидных комплексах описывается ниже в разделе «Мономинеральные породы».

Ильменит по своему идеальному составу представляет собой титанат железа FeTiO_3 , однако в реальных природных образцах наблюдается некоторое замещение титана железом, так что в анализе минерала присутствует до 30% Fe_2O_3 . Ильменит кристаллизуется в тригональной сингонии, но его кристаллы встречаются редко, и обычно он представлен сплошными зернистыми скоплениями. Минерал непрозрачен и, следовательно, иногда довольно трудно отличим от магнетита, особенно в свежем состоянии. Его диагностика облегчается обычным присутствием продуктов изменения, поскольку ильменит постепенно

превращается в лейкоксен. На ранней стадии этого превращения изменения захватывают только поверхностные части зерен, которые в связи с этим становятся в отраженном свете белыми. При более интенсивных изменениях ильменит становится полупрозрачным и приобретает светлую буровато-серую окраску. В таких случаях его зерна в шлифах рассечены ориентированными в трех направлениях черными полосами, подчеркивающими тригональную сингонию минерала (фиг. 44). В течение продолжительного времени полагали, что лейкоксен представляет собой вторичный сфен на незавершенных стадиях его образования, однако впоследствии было установлено, что он является гидратированной окисью титана $TiO_2 \cdot nH_2O$ [26].

По сравнению с магнетитом формы проявления ильменита в изверженных горных породах менее разнообразны. Обычно он присутствует в виде акцессорного минерала и особенно характерен для крупнозернистых основных магматических пород типа габбро. В расслоенных габброндных интрузивах содержание ильменита возрастает по направлению к подопье, иногда достигая концентраций, позволяющих относить его к главным породообразующим минералам. В Великобритании повышенное



Фиг. 44. Ильменит и продукты его изменения в лугарите, Лугар, Айлршир. Один скелетный кристалл сохранился свежим, другие замещены серо бурными просвечивающими агрегатами дейкоксея, пересеченными пластинчатыми выделениями железистого минерала.

содержание ильменита особенно характерно для габбро массива Каррок-Фелл [X].

При описании свойств магнетита и ильменита необходимо иметь в виду тесную ассоциацию этих двух минералов, особенно в крупнозернистых основных магматических породах. Природу этой ассоциации можно оценить только после изучения полированных шлифов с помощью рудного микроскопа. При таких наблюдениях обычно видно, что кажущиеся монокристаллические зерна фактически представляют собой агрегаты магнетита и ильменита в самых различных пропорциях. Границы зерен обычно угловатые или плавно искривленные. В дополнение к таким агрегатам зерен этих двух рудных минералов обнаруживаются также тонкие сростки и включения одного минерала в другом. Такие включения представлены очень тонкими табличками или пластинками, ориентировка которых определяется кристаллической структурой «минерала-хозяина». Так, пластинки ильменита в магнетите располагаются параллельно граням октаэдров кристаллов магнетита. В таких случаях на полированной поверхности наблюдается решетка из двух или трех серий пластинок в зависимости от ориентировки среза кристалла. Пластинчатые вроски магнетита в ильмените ориентированы лишь в одном направлении: параллельно базальному пинакоиду (0001) ильменита. По своей природе эти срастания совершенно аналогичны пертитовым сросткам полевых шпатов и пироксенов, уже рассмотренным выше. Во всех этих случаях мы, очевидно, имеем дело с продуктами распада твердых растворов в процессе медленного охлаждения [27]. Подобное заключение вытекает из структурных взаимоотношений этих двух рудных минералов. Оно также подтверждается тем, что во многих базальтах, которые представляют собой высокотемпературные эквиваленты габбро, присутствует лишь одна гомогенная железорудная фаза — титансодержащий магнетит, или *титаномагнетит*.

Ильменомагнетит представляет собой негомогенный аналог титаномагнетита и является продуктом распада последнего. В ильменомагнетит в очень небольших количествах входят также некоторые другие окисные минералы, в частности гематит и шпинель. Включения этих минералов различимы лишь при больших увеличениях, и их идентификация в общем доступна лишь специалистам.

Из двух сульфидных минералов, которых мы здесь коснемся, наиболее распространен *пирит*. Этот минерал, видимо, не является первичной составляющей магматических пород, но он весьма обычен в качестве вторичного продукта изменения железосодержащих силикатов и встречается в ассоциации с кальцитом, хлоритом, вторичным кварцем и т. д., особенно

в районах проявления сольфатарной деятельности. Так, в некоторых областях ордовикской вулканической деятельности в северном Уэльсе идиоморфные кристаллы пирита встречаются не только в аспидных сланцах, но и в большом количестве присутствуют в дайках.

Пирит обычно используется в курсах минералогии для иллюстрации кристаллографических особенностей одного из классов низкой симметрии кубической системы. Однако этот минерал может встречаться и в сплошных зернистых массах. В этом случае его можно определить по внешнему облику; в отраженном свете он похож на светлую латунь.

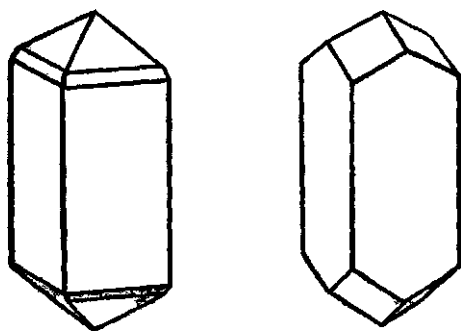
Пирротин имеет почти такой же химический состав, как и пирит, но кристаллизуется в гексагональной сингонии; хорошо образованные его кристаллы редки. Свежий пирротин напоминает пирит, хотя и имеет несколько более интенсивную окраску. При воздействии атмосферных агентов он тускнеет и в конечном счете приобретает характерный бронзовый облик. Еще одно различие двух рассматриваемых сульфидов железа состоит в том, что пирротин магнитен, хотя и в различной степени. Пирротин — важный аксессуар некоторых основных магматических пород; он также установлен в нефелинсодержащих породах и изредка встречается в гранитах. Наиболее известное проявление пирротина в магматических породах приурочено к «норитам» массива Садбери в Онтарио. Здесь пирротин выглядит как минерал поздней стадии кристаллизации, хотя предполагается, что сульфидное вещество отделилось от силикатного расплава на ранней стадии эволюции магмы в результате несмешиваемости. Это заключение основано преимущественно на формах выделения пирротина, часто представленных сложными глобулярными агрегатами, которые трактуются как капли несмешиваемой жидкости.

Типичное проявление пирротина в Великобритании связано с гранитами массива Шэп, в которых он присутствует в виде аксессуория. Зерна непрозрачного минерала, наблюдающиеся в шлифах этой хорошо известной породы, представлены не магнетитом, а именно пирротинном.

В благоприятных случаях пирротин можно использовать в геотермометрии. Этот минерал представляет собой высокотемпературную форму сульфида железа, в связи с чем во всех случаях важно отличать его от пирита.

ЦИРКОНСОДЕРЖАЩИЕ АКЦЕССОРИИ

Циркон, силикат циркония ZrSiO_4 — один из наиболее известных минералов, кристаллизующихся в тетрагональной сингонии. На фиг. 45 представлены типичные формы его кристаллов,



Фиг. 45. Кристаллы циркона.

Слева: комбинация вертикальной призмы (110) с тетрагональными бипирамидами (111) и (331); *справа:* комбинация призмы (100) с бипирамидой (111).

Циркон — обычный аксессуарный минерал гранитов, сиенитов и диоритов; в основных породах он встречается значительно реже. Как правило, он присутствует в виде микроскопических зерен, бесцветных в шлифе, с очень высоким показателем преломления ($N_p = 1,927$; $N_g = 1,982$). Двупреломление у него также очень сильное (0,055). Поскольку циркон кристаллизуется при высоких температурах, его зерна часто образуют включения в более поздних минералах.

В некоторых нефелиновых сиенитах циркон образует значительно более крупные зерна и иногда играет роль породообразующего минерала. Особенно высокие содержания его характерны для крупнозернистых сиенитовых пегматитов. Циркон представляет интерес с нескольких точек зрения. Прежде всего это важный аксессуарный многих изверженных пород, и часто в тяжелой фракции магматических пород в изобилии встречаются его прекрасно образованные мелкие кристаллы. Эти кристаллы преимущественно бесцветны и прозрачны, но иногда они полупрозрачны и окрашены в фиолетовые, желтоватые и коричневатые тона¹. С другой стороны, вследствие некоторой радиоактивности циркон был одним из первых минералов, использованных при определении абсолютного возраста магматических пород. Для этой цели использовались биотитовые граниты, в которых включения циркона в слюде бывают окружены *плеохроичными ореолами* («плеохроичными двориками». — *Ред.*). Не исключено, что детальное изучение формы кристаллов циркона может пролить свет на петрогенетические проблемы, особенно если учесть возможность образования этого минерала

¹ Голубая окраска дорогостоящих ювелирных цирконов не является природной, а придается им искусственно посредством нагревания.

путем замещения. Такого рода исследования были проведены рядом петрографов, однако полученные при этом результаты трудны для интерпретации. В некоторых случаях в породах магматического облика присутствуют округлые зерна циркона предположительно осадочного происхождения. Такого рода находки могут означать, что вмещающая их порода образовалась в результате замещения *in situ*. Однако такие зерна могли появиться и в результате захвата магмой цирконсодержащего осадка и последующей полной его ассимиляции, при которой сохранились лишь химически устойчивые зерна циркона. С другой стороны, было показано, что в породах некоторых крупных батолитов присутствуют идиоморфные зерна циркона, явно образовавшиеся при высоких температурах в качестве нормальных аксессуариев, кристаллизовавшихся из магмы. Установлено, что габитус кристаллов циркона в пределах каждого члена магматического комплекса является относительно устойчивым и находится в зависимости от условий охлаждения пород [28].

*Эвдиалит*¹ — один из наиболее характерных представителей ряда сложных цирконосиликатов, встречающихся в качестве аксессуарных минералов в нефелиновых сиенитах, особенно в их пегматитовых фациях. В относительно основных нефелинсодержащих породах содержание эвдиалита может возрастать так, что он приобретает характер порообразующего минерала. К числу таких пород относятся так называемые эвдиалитовые сиениты южной Гренландии. Содержание эвдиалита в этом типе пород иногда достигает $\frac{1}{3}$ их объема. Важную роль эвдиалит играет также в близких породах Кольского полуострова в СССР. В Великобритании эвдиалит установлен в жилах кварцевых сиенитов, приуроченных к известнякам близ Барнава, Ирландия.

Эвдиалит кристаллизуется в тригональной сингонии. В штуфах он обладает весьма характерным обликом и обычно имеет розовую окраску и стеклянный блеск. В шлифах он часто бесцветен, но может иметь розовую окраску с плеохроизмом в розовых и желтых тонах. Светопреломление минерала умеренное: $n_p = 1,609$, $n_g = 1,611$. Двупреломление очень слабое, порядка 0,002.

ТИТАНСОДЕРЖАЩИЕ АКЦЕССОРИИ

Присутствующий в магматических породах TiO_2 может входить в состав ряда темноцветных минералов. К числу таких

¹ По последним анализам состав эвдиалита отвечает формуле $(Na, Ca)_5ZrSi_6O_{17}(O, OH, Cl)$; в состав минерала входит также 0,6% $(Nb, Ta)_2O_5$.

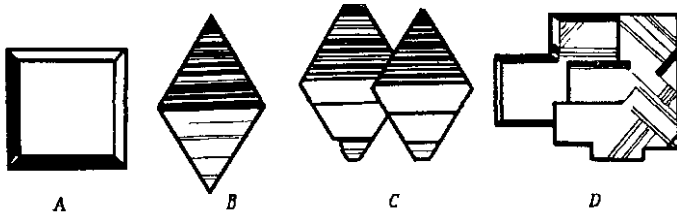
минералов, как уже отмечалось выше, относятся титансодержащие пироксены, амфиболы и слюды. Однако, кроме этого, TiO_2 может концентрироваться и в аксессуарных минералах, в частности в окислах — рутиле, анатазе и бруките, а также в силикатной форме в виде сфена (CaTiSiO_5). Кристаллизация сфена происходит лишь при условии достаточного содержания CaO и SiO_2 , тогда как в недосыщенных кремнеземом породах вместо сфена кристаллизуется перовскит (CaTiO_3). Наконец, TiO_2 может встречаться в комбинации с железом в титаномагнетите и ильмените.

1) **Рутил, анатаз и брукит.** *Рутил* — наиболее устойчивая из трех перечисленных выше кристаллических форм TiO_2 и наиболее часто встречается в качестве аксессуара, особенно в относительно кислых породах. Он кристаллизуется в виде тонких тетрагональных призм и иголок, которые часто сдвойничены с образованием коленчатых и сердцевидных форм. Как в шлифах, так и под микроскопом рутил обладает желтым или красным цветом. Этот минерал замечателен своими исключительно высокими показателями преломления (2,61 и 2,90), а также наивысшим по сравнению со всеми остальными порообразующими минералами двупреломлением.

В гранитах, подвергшихся пневматолитической переработке, рутил часто появляется в качестве продукта разрушения сложных титансодержащих минералов, например биотита и сфена. В таких случаях он может образовывать взаимопересекающиеся сростки правильно ориентированных иголок, известные под названием сагениата. В кристаллах кварца некоторых гранитов присутствуют огромные количества исключительно мелких иголочек, видимо представляющих собой выделения рутила. Предположения о рутиловой природе таких иголочек прежде всего возникают по аналогии с присутствием крупных красновато-бурых игольчатых кристаллов рутила в кварце некоторых пегматитов. Довольно крупные кристаллы рутила встречаются также в экогитах.

Анатаз и брукит также относятся к числу нормальных аксессуарных минералов гранитов, но встречаются они гораздо реже, так что их очень редко удается встретить в шлифах. Однако эти минералы весьма обычны в тяжелой фракции, получаемой при изучении речных песков в области развития гранитоидов. Типичные проявления этих двух минералов в Великобритании приурочены к пескам, связанным с выходами Дартмурского массива гранитов.

Анатаз весьма изменчив по внешнему облику (фиг. 46). Кристаллы этого минерала в одних случаях бывают бесцветными, но иногда обладают тусклой голубой, зеленой или бурой окраской. Показатели преломления анатаза очень большие (2,49



Фиг. 46. Кристаллы анатаза.

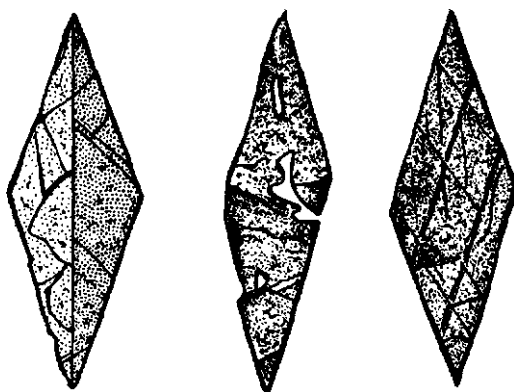
А и D—кристаллы табличатого габитуса, во втором случае с характерными знаками на поверхности, *В и С*—кристаллы бипирамидального габитуса (*С*—в параллельном срастании).

и 2,56), двупреломление сильное (0,07). В связи с очень характерным обликом минерала редко нужны какие-либо специальные определения. Можно, однако, отметить, что таблитчатые кристаллы анатаза в сходящемся свете дают фигуру интерференции одноосного положительного минерала.

Брукит встречается в виде тонких пластинчатых кристаллов светло-бурой или желтой окраски. Эти кристаллы относятся к ромбической сингонии, причем наиболее сильное развитие в них получили грани пинакоида (100). Эти грани обычно покрыты частой параллельной штриховкой, обусловленной взаимодействием пинакоида и вертикальной призмы при неравномерном росте этих двух граней. Иногда небольшие призмы развиты на ребрах кристаллов анатаза. Наиболее характерной особенностью анатаза является отсутствие погасания в скрещенных николях, что обусловлено перекрещенной дисперсией плоскости оптических осей. Это свойство минерала приводит к тому, что при вращении столика микроскопа интерференционные окраски непрерывно меняются в последовательности ньютоновского спектра.

2) **Сфен**, или **титанит**. Сфен — силикат титана и кальция CaTiSiO_5 . В некоторых музейных коллекциях его можно встретить в виде хорошо образованных кристаллов, однако он больше известен как характернейший и широко распространенный акцессорный минерал, присутствующий в виде микроскопических зерен в самых различных породах. В штуфах гранодиоритов, сиенитов и диоритов зерна сфена иногда можно различить невооруженным глазом и почти всегда с помощью лупы. Минерал кристаллизуется в моноклинной сингонии, обладает алмазным блеском, окраска его колеблется от светло-желтой до зеленой или бурой.

В шлифах сфен может быть бесцветным, но обычно имеет серовато-бурую окраску и обладает слабым плеохроизмом. Показатели преломления сфена очень большие (2,01 и 1,90), в связи с чем в шлифах у зерен минерала наблюдается резкий



Фиг. 47. Разрезы кристаллов сфена.

Справа: два зерна из дитронта, в одном из которых видна спайность, а в другом — заливообразные следы коррозии. *Слева:* простой двойник из лейцитового фойолита.

рельеф. Двупреломление сфена также исключительно высокое: его интерференционная окраска относится к так называемым белым цветам высшего порядка. Такая интерференционная окраска, налагаясь на собственную окраску минерала, по существу не меняет его цвет в скрещенных николях. Одна эта особенность позволяет однозначно идентифицировать сфен.

В качестве аксессуория магматических пород сфен обычно встречается в виде мелких рассеянных кристаллов. Однако на Кольском полуострове обнаружены исключительно своеобразные породы, представляющие собой крупные кристаллы сфена, погруженные в апатитовый агрегат.

В разных породах сфен может находиться в весьма различных соотношениях с другими минералами. В качестве нормального аксессуория он обычно легко распознается по характерным идиоморфным очертаниям (фиг. 47). Гораздо реже он встречается в неправильных выделениях. Так, в некоторых диоритах форма зерен сфена определяется гранями плагиоклаза и амфибола [29]. Этот сфен также первичный, но относится к более поздней стадии кристаллизации. Наконец, сфен в ассоциации с другими минералами может встречаться в псевдоморфозах по одному из первичных минералов. Например, в некоторых диоритах острова Джерси, пролив Ла-Манш, присутствуют псевдоморфозы хлорита типа пеннинга с обильной примесью сфена по идиоморфным титанистым амфиболам. В состав сфена входят титан и кальций, которые не могли войти в состав хлорита. В редкой породе бороланите присутствуют зерна граната с большим количеством включений сфена, имеющих почти такую же окраску, как и вмещающий их гранат — меланит,

В этом случае, очевидно, вначале кристаллизовался обогащенный титаном гранат, по-видимому шорломит, который позднее в результате изменений условий становился неустойчивым и переходил в бедный кальцием и титаном гранат и сфен.

3) **Перовскит** относится к числу относительно редких акцессорных минералов, однако в некоторых породах он играет важную роль. Перовскит — титанат кальция CaTiO_3 , и кристаллизуется в кубической сингонии. Единственная хорошо развитая форма его кристаллов — это октаэдры¹. Мелкие кристаллы перовскита изотропны, и принадлежность их к кубической сингонии не вызывает сомнений. Однако относительно крупные кристаллы обладают аномальным, иногда довольно сильным дву-преломлением. Самое характерное оптическое свойство этого минерала — очень большой показатель преломления (2,38), так что в шлифах сразу же обращают на себя внимание даже очень мелкие его кристаллы. У наиболее мелких кристаллов перовскита эффект очень резких границ обуславливает их практическую непрозрачность. Для перовскита характерна совершенная спайность, параллельная граиям куба.

Перовскит присутствует лишь в бедных кремнеземом и богатых кальцием породах, для которых он весьма характерен. Здесь он постоянно ассоциируется с мелилитом и встречается в виде мелких серых октаэдрических зерен, иногда сдвойникованных. Наиболее известные проявления перовскита приурочены к основным лавам Уганды. Для этих лав характерно необычайно высокое содержание перовскита, достигающее 6,2%. Кристаллы перовскита здесь вместо более обычной серой имеют золотисто-бурую, желтую или зеленую окраску.

АПАТИТ

Фосфор, определяемый при химическом анализе в виде P_2O_5 , очевидно, присутствует во всех магматических породах и практически целиком входит в состав апатита, повсеместно присутствующего акцессорного минерала. Апатит — фосфат кальция с небольшими количествами фтора, хлора или гидроксидов. В зависимости от преобладания того или иного элемента различают фтор- и хлорапатиты. Первая из этих разновидностей гораздо шире распространена в магматических породах. Апатит кристаллизуется в гексагональной сингонии, в классе, у которого отсутствуют вертикальные плоскости симметрии. Однако последняя кристаллографическая особенность не обращает на себя внимания, поскольку апатит кристаллизуется в очень простых формах, комбинациях призм с бипирамидой и базальным

¹ Во многих породах кубические кристаллы перовскита встречаются гораздо чаще, чем октаэдрические. — *Прим. ред.*

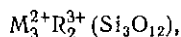
пинакондом. Апатит может быть бесцветным, но в штуфах часто обладает голубоватой, бурой или зеленой окраской. В плифах большинства магматических пород апатит обычно встречается в виде мельчайших идиоморфных призматических кристалликов. В крупнозернистых сиенитах, особенно в сиенит-пегматитах, встречаются относительно крупные кристаллы апатита, тогда как в других случаях он может образовывать волосовидные иголки, плохо различимые при обычных увеличениях под микроскопом. В плифах минерал обычно бесцветен, но может казаться голубоватым и весьма часто имеет замутненные ядра (см. фиг. 99 и 100).

Апатит можно определить по форме зерен, умеренному рельефу (показатель преломления около 1,63), очень низким цветам интерференции (серым первого порядка) и изотропным базальным разрезам. Призматические кристаллы апатита часто рассечены перпендикулярно удлинению трещинками базальной отдельности. Особенно запоминается апатит своими неизменно совершенными формами кристаллов, наблюдающимися в петрографических шлифах. Судя по тому, что идиоморфные кристаллы апатита пересекают границы всех других минералов, можно было бы предполагать, что он кристаллизовался первым. Однако в действительности апатит кристаллизуется из остаточного расплава поздней стадии, как это определенно имеет место в кварцевых долеритах. Идиоморфизм кристаллов апатита объясняется высоким кристаллизационным давлением этого минерала.

Берилл — силикат бериллия и алюминия. Этот минерал кристаллизуется в полнограницном классе гексагональной сингонии. Обычно кристаллы этого минерала используются для иллюстрации кристаллографических особенностей упомянутого класса. Такого рода прекрасно образованные кристаллы характерны для гранитных пегматитов. В некоторых пегматитах встречаются кристаллы берилла огромных размеров. Кристаллы берилла гораздо меньших размеров отмечаются в пустотах гранитов, в частности, они известны в горах Маури в северо-восточной Ирландии и на острове Ланди. Следует отметить, что даже образование очень мелких кристаллов представляет собой исключительно интересный факт с точки зрения концентрации бериллия в природе. Этот элемент относится к числу так называемых малых элементов, содержание которых в горных породах составляет несколько частей на миллион. Обычно эти ничтожные количества элемента входят в структуру породообразующих минералов, однако при образовании берилла и других, еще более редких минералов пегматитов малые элементы концентрировались в количествах, обуславливающих кристаллизацию самостоятельных соединений.

ГРАНАТ

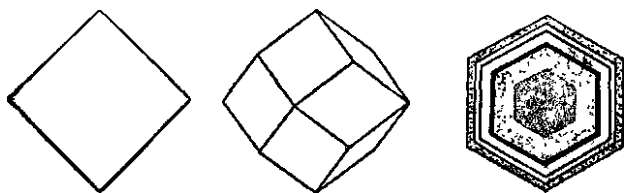
Гранаты — это силикаты алюминия, железа, марганца, хрома, кальция и магния. Кристаллическая структура их состоит из изолированных групп SiO_4 , количество которых в каждой структурной ячейке составляет 3. В связи с этим в формуле любого граната присутствует группа Si_3O_{12} . У этой группы существуют 12 свободных связей, с помощью которых к ней присоединяются другие ионы в соответствии со схемой:



где М — двухвалентные, а R — трехвалентные элементы. Ниже в таблице приведены разновидности гранатов, содержащие различные катионы. Эти разновидности в значительной мере гипотетические. Природные гранаты обычно имеют сложный состав и представляют смеси этих «чистых» конечных членов. В большинстве случаев их можно рассматривать как смеси преимущественно трех первых или трех последних конечных членов в различных количественных соотношениях. Таким образом, обычные красные гранаты по химическим анализам содержат преимущественно Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} и могут быть соответственно представлены в молекулярных процентах компонентов пиропа Py, альмандина Al и спессартина Sp. Обе группы из трех форм образуют непрерывные серии, однако при высоких давленияхgrossуля и пироп имеют ограниченную смешимость.

Конечные «молекулы» граната	Формула	Цвет	Показатель преломления
Пироп	$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Кроваво-красный	1,705
Альмандин	$\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Темно-красный	1,830
Спессартин	$\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Красный	1,800
Уваровит	$\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Зеленый	1,870
Gроссуляp	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Зеленый или орап-жево-красный	1,735
Андрaдит (мелa-нит)	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Черный	1,895

В шлифах все гранаты характеризуются высоким рельефом, что связано с их большими показателями преломления. Приведенные в таблице величины показателей преломления следует рассматривать как приблизительные в связи со сложным составом гранатов. Как и можно было ожидать, в сечениях зерен граната нередко видна зональность, отражающая изменения состава в процессе роста кристаллов (фиг. 48). Гранаты часто



Фиг. 48. Кристаллы граната.

В центре: простейшая форма, ромбододекаэдр (110); *слева:* разрез через центр этого кристалла, параллельный одной из плоскостей симметрии (100), (010) или (001). *Справа:* разрез через центр кристалла, параллельный одной из двенадцати граней додекаэдра (зональность показана схематически).

подвергаются различным изменениям. Так, в породах, претерпевших контактовый метаморфизм, они могут псевдоморфно замещаться кордиеритом. Наиболее обычным продуктом их изменения является хлорит. В процессе замещения хлоритом титаносодержащих гранатов (шорломитов) образуется также сфен.

Гранат может встречаться в качестве нормального акцессория в различных магматических породах. Так, в гранитоидных дайковых породах иногда присутствуют акцессорные зерна гранатов первой группы, часто обогащенные марганцем. В сиенитовых породах с фельдшпатоидами, нефелином и лейцитом довольно часто появляются гранаты, близкие по составу к меланиту (андрадит). Как и можно было ожидать, в ультраосновных магматических породах типа перидотита обнаруживаются акцессорные гранаты, обогащенные магнием. В процессе серпентинизации ультрабазитов красные кристаллы таких гранатов обычно сохраняются без изменения.

ПНЕВМАТОЛИТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ

Турмалин — сложный водный боросиликат алюминия, магния и натрия с небольшой примесью калия, лития и фтора. В некоторых турмалинах присутствует значительное количество железа, марганца и кальция. В турмалине содержится около 10% борной кислоты и от 3,5 до 4% воды. Минерал кристаллизуется в тригональной сингонии (фиг. 49).

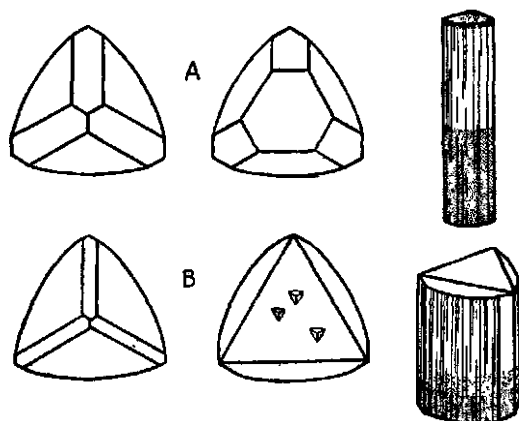
Турмалин интересен с нескольких точек зрения. По своим кристаллографическим особенностям турмалины относятся к минералам с ярко выраженной полярной симметрией. Обычно две головки одного и того же кристалла имеют различную природу. У кристаллов, ограниченных с обоих концов простыми и горизонтальными поверхностями, разнотипность последних обнаруживается в резких различиях их физических свойств. Так, если одна из них блестящая и имеет стекловатый облик,

то другая может быть матовой или сильно корродированной. Полярная симметрия минерала во многих случаях обнаруживается и в несимметричной окраске кристаллов.

В шлифах турмалина иногда бесцветен, но обычно обладает голубой, бурой или зеленой окраской с сильным плеохронизмом. Турмалин гораздо интенсивнее поглощает свет в направлении обыкновенного луча, чем необыкновенного. Поэтому в разрезах кристаллов турмалина по призме наиболее интенсивная окраска наблюдается, когда его главная ось располагается под прямым углом к направлению колебания поляризатора микроскопа¹.

В базальных разрезах, часто имеющих форму сферических треугольников, обычно наблюдается зональность, даже в тех случаях, когда кристаллы представляют собой мельчайшие иголки. В сходящемся свете в таких разрезах наблюдается фигура интерференции отрицательного одноосного минерала.

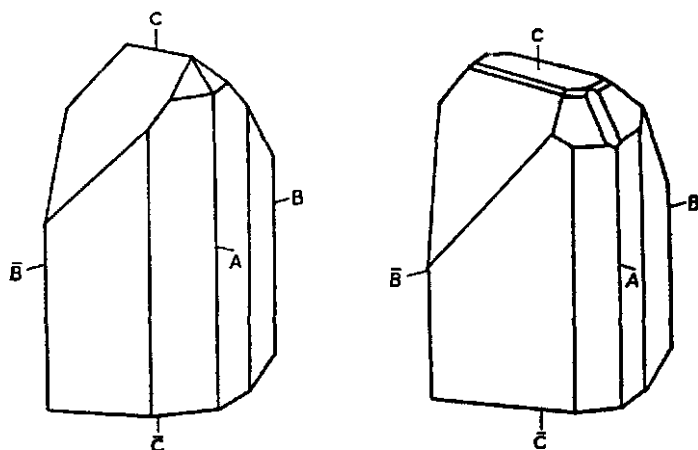
Турмалин — характернейший минерал так называемых пневматолитовых пород и гранитных пегматитов. Так, он очень широко распространен вокруг гранитных массивов Западной Англии. Частично турмалины относятся к продуктам первичной кристаллизации, но в значительной мере они возникают за счет



Фиг. 49. Кристаллы турмалина.

А — две различающиеся головки одного кристалла, одна из которых представлена комбинацией положительной и отрицательной тригональных призм, а другая — теми же формами, но с дополнительной гранью (0001). В — комбинации тех же форм у кристалла несколько иного габитуса с характерными фигурами травления, показанными схематически. Справа показаны кристаллы с полярной окраской и вертикальной штриховкой (ювелирные кристаллы из Минас-Жерайс, Бразилия).

¹ Направление колебания света в поляризаторе можно определить, повернув зерно биотита в положение, когда в нем проявляется максимальная абсорбция (самая интенсивная окраска). В этом положении направление колебания поляризатора и спайности биотита совпадают.



Фиг. 50. Габитус кристаллов топаза из Клейн-Шпитцкопа, Юго-Западная Африка.

Комбинации вертикальных призм (110) и (210), диэдра (021), диэдра (101) и бипирамид. Кристаллы с одной головкой, ограниченные снизу плоскостями базальной спайности. Символами А, В, С обозначены кристаллографические оси, которые, согласно современной практике, соответственно должны быть обозначены x , y , z .

ранее существовавших слюд и полевых шпатов. В последнем случае кристаллы турмалина имеют характерный резко удлинённый габитус и образуют радиальные сростки или войлокоподобные скопления (см. «Пневматолитиз» и фиг. 81).

Топаз — фторосиликат алюминия $Al_2(F, OH)_2SiO_4$. Кристаллизуется в полногранном классе ромбической сингонии. На фиг. 50 изображены типичные кристаллы топаза.

Ювелирный топаз из некоторых месторождений Бразилии обладает очень характерной медово-бурой окраской. Однако другие разновидности бывают окрашены в нежно-голубой цвет, а во многих случаях совершенно бесцветны. В монокристаллах топаза наблюдается совершенная спайность, параллельная базальной плоскости, однако минерал с трудом раскалывается по ней.

Для топаза характерны умеренные показатели преломления, $n_p = 1,615$, $n_g = 1,625$. По величине двупреломления он очень похож на кварц (0,009), однако отличается от последнего значительно более высоким рельефом.

Топаз встречается в виде неправильных зерен или губчатых агрегатов в пневматолитических породах, он особенно распространен в грейзенах, где может образовывать большие концентрации. Так, в «топазфельзе» из Шнехенштейна, Саксония, содержание топаза достигает 80%. В гранитах топаз изредка

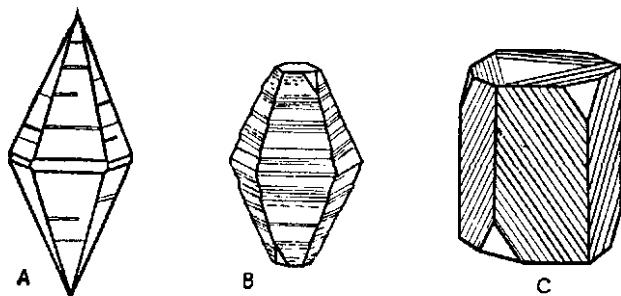
встречается в качестве первичного минерала, однако в Англии известны его проявления лишь в виде неправильных друз в гранитах гор Маурн и на острове Ланди.

КОНТАМИНАЦИОННЫЕ АКЦЕССОРИИ

В этом разделе рассматриваются некоторые минералы, которые обычно присутствуют в метаморфических породах. Однако иногда они образуются и в магматических породах в результате ассимиляции осадочного материала и таким образом имеют контаминационное происхождение. Таков генезис корунда в некоторых магматических породах. Довольно обычный контаминационный аксессуар — андалузит. К этой же группе относятся кордиерит и некоторые разновидности шпинелей. Исходя из состава этих минералов, можно определенно полагать, что они возникли в результате ассимиляции осадочных пород повышенной глиноземистости. Таким образом, «контаминационные аксессуары» аккумулируют избыток алюминия, который не мог войти в состав полевых шпатов и других обычных алюминийсодержащих силикатов магматических пород.

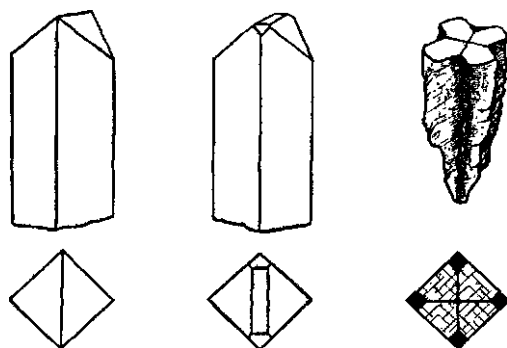
Корунд представлен тремя очень характерными разновидностями — обычным корундом и прозрачными рубином и сапфиром, являющимися драгоценными камнями. Все разновидности кристаллизуются в ромбоэдрическом классе тригональной сингонии, но имеют очень изменчивый облик. Кристаллы обычного корунда могут быть таблитчатыми, бипирамидальными с очень неправильными гребнями (фиг. 51, В) или призматическими (фиг. 51, С).

Состав всех разновидностей по существу одинаков. Различия заключаются в присутствии ничтожных количеств



Фиг. 51. Кристаллы корунда различного габитуса.

А — сапфир; комбинация гексагональной призмы и бипирамиды. В — непрозрачный красный корунд с Цейлона, комбинация интенсивно исстрихованной бипирамиды, ромбоэдра и базального пинакоида. С — обычный корунд, Питерсбург, Трансвааль, Южная Африка; комбинация гексагональной призмы, ромбоэдра и базального пинакоида с характерными поверхностными знаками.



Фиг. 52. Кристаллы андалузита и кянолита.

Слева: комбинация призм (110) и диэдра (011); *в центре:* более сложный кристалл, в котором присутствуют формы (001) и (101); *справа:* выветренный кристалл кянолита; *внизу* — схематический поперечный разрез кянолита со спайностью по призме и характерными углеродистыми включениями.

элементов-примесей, действующих в цветных разновидностях в качестве хромофоров. Если не учитывать эти ничтожные примеси, то корунд представляет собой кристаллический глинозем Al_2O_3 .

Для корунда характерна очень высокая твердость (9 по шкале Мооса). В кристаллах у него наблюдается отдельность, параллельная грани (0001). Минерал обладает характерным и очень высоким показателем преломления ($N_p = 1,760$, $N_g = 1,768$) и слабым двупреломлением (0,008), почти таким же, как у кварца. Обычно корунд в шлифах бесцветен, но интенсивно окрашенные сапфиры имеют светло-голубой цвет и слегка плеохроируют. Корунд одноосный отрицательный.

Корунд относится к типичным минералам термально метаморфизованных глиноземистых осадков, однако изредка он встречается и в некоторых магматических породах. В ксенолитах глинистых пород, включенных в основные породы третичных интрузивов острова Малл и Арднамерхана описаны мелкие голубые сапфиры. Корунд встречается лишь в бескварцевых магматических породах и, видимо, приурочен лишь к тем из них, которые претерпели десилицификацию, т. е. вынос кремнезема в прилегающие породы. К числу таких образований относятся некоторые сиениты и диориты района Банкрофт в Онтарио и ряда районов Южной Африки.

Андалузит — единственный из силикатов алюминия, встречающийся в магматических породах. По своему составу — Al_2SiO_5 — он идентичен силлиманиту (более высокотемпературной модификации) и кианиту (модификации высоких давлений). Андалузит относится к ромбической сингонии, но кристаллы его псевдотетрагональны.

Андалузит легко определяется в шлифах по очень характерному плеохроизму. Наиболее интенсивная окраска — персиково-розовая — наблюдается у него по Ng , тогда как в направлении Np и Nm андалузит бесцветен или окрашен в очень слабый голубовато-зеленый цвет. Эта схема плеохроизма по существу очень похожа на наблюдающуюся у гиперстена. Во многих случаях, однако, андалузит не плеохроирует. Показатели преломления минерала умеренные: $Np = 1,635$, $Ng = 1,643$ (средние значения); двупреломление слабое, колеблющееся в различных образцах от несколько более низкого до несколько более высокого по сравнению с кварцем. В базальных разрезах наблюдаются две системы трещин спайности по призмам, ориентированные друг к другу почти под прямым углом. В этих разрезах обычно присутствуют многочисленные мелкие включения других минералов, которые иногда трудно определить.

Кордиерит — силикат магния, алюминия и железа, встречающийся в породах самого различного состава. Диагностика его в связи с отсутствием характерных оптических свойств довольно трудна. Формула кордиерита $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$ напоминает формулу берилла, в которой один ион алюминия замещен ионом кремния. В связи с этим следует отметить, что, хотя кордиерит относится к ромбической сингонии, у него проявляется псевдогексагональность, особенно в sdвойникованных кристаллах. Хорошо образованные природные кристаллы, имеющие призматический габитус, встречаются относительно редко. Свежий кордиерит имеет фиолетовую окраску и плеохроирует. Устаревшее название минерала «дихроит» связано как раз с особенностями его плеохроизма, которые, однако, наблюдаются лишь в толстых пластинках, а не в петрографических шлифах. Настоящая спайность у кордиерита отсутствует и проявляется лишь характерная базальная отдельность.

Оптические свойства кордиерита изменяются в зависимости от содержания железа. Обычно в шлифах он бесцветен, показатели преломления невелики: $Np = 1,535$, $Ng = 1,544$. Поскольку один показатель преломления кордиерита такой же, как у кварца, то рельеф этих двух минералов оказывается очень близким. По двупреломлению кордиерит также практически не отличается от кварца. Решающее диагностическое значение имеет характер двойникования кордиерита. В идеальном случае двойники этого минерала состоят из трех или шести секторов, однако обычное количество секториаль-



Фиг. 53. Разрезы кристаллов кордиерита с секториальными двойниками из кордиеритового норита, Банф.

Николи скрещены.

ных индивидов оказывается изменчивым (фиг. 53), к тому же на них накладываются, усложняя картину, пластинчатые двойники. Поскольку двойниковыми плоскостями служат грани призмы, двойники кордиерита в вертикальных разрезах похожи на простые двойники полевых шпатов, тогда как пластинчатое двойникование весьма напоминает полисинтетические двойниковые срастания плагиоклаза, что затрудняет его диагностику. Для кордиерита весьма характерна тесная ассоциация с шпинелью, часто представленной скоплениями мелких темно-зеленых октаэдров. Весьма типичны желтые плеохроичные дворики вокруг мельчайших включений диркоиа и более редких акцессориев. Кордиерит в разной степени вплоть до полных псевдоморфоз замещается вторичным агрегатом светлой слюды и хлорита, получившим название «пинит».

По способу образования и распространению кордиерит представляет собой типичный продукт термального метаморфизма глинистых осадков. Он встречается также, хотя и значительно реже, в основных и кислых магматических породах, являясь в этих случаях реликтовым минералом не полностью переработанных ксенолитов глинистых пород. Хороший пример такого рода — кордиерит-гранатовые пориты Абердина [30]. В гранитном массиве Лендс-Энд присутствуют идиоморфные зеленовато-серые пинитовые псевдоморфозы по кордиериту размером до дюйма. Гораздо реже минерал встречается в базальтовых и андезитовых лавах, где он опять-таки обычен для ксенолитов. Отдельные кристаллы кордиерита или их агрегаты часто крупные, встречаются также в пегматитах ряда районов. Такие пегматиты локализуются в кислых и основных магматических породах или метаморфических толщах, в которых, как правило, кордиерит отсутствует. Поэтому предполагается, что кордиерит в пегматитах кристаллизуется непосредственно из магматической остаточной жидкости, а не за счет захваченного ксенолитового вещества.

ЦЕОЛИТЫ

Цеолиты составляют группу водных силикатов алюминия с Na, K, Ca и реже Ba и, таким образом, очень близки по составу к полевым шпатам и фельдшпатоидам. Обычно они образуются в результате поздних гидротермальных изменений более высокотемпературных минералов. И наоборот, при нагревании в условиях термального метаморфизма цеолиты очень легко превращаются в полевые шпаты. В группу цеолитов входит большее число видов, чем в любую из ранее рассмотренных минеральных групп. Однако, несмотря на их многочисленность,

цеолиты играют незначительную роль среди породообразующих минералов.

При изучении цеолитов интересы исследователей концентрируются преимущественно на их кристаллографических особенностях, однако за недостатком места мы не будем здесь подробно рассматривать этот вопрос. Для многих цеолитов характерна псевдосимметрия. При поверхностном изучении кажется, что они относятся к одной кристаллографической сингонии, тогда как при точных измерениях обнаруживается их более низкая симметрия. Для нескольких минеральных видов группы характерны волокнистые агрегаты, в которых каждое «волокно» представляет собой сильно удлинённый призматический кристалл. Отдельные минералы группы макроскопически очень похожи друг на друга, но под микроскопом они различимы по оптическим свойствам. Некоторые цеолиты легко определяются по специфическим кристаллографическим особенностям, сведения о которых можно найти в минералогических руководствах.

Наиболее часто цеолиты встречаются в качестве продуктов выполнения жёлоб и неправильных каверн в лавах, особенно в базальтах (стр. 157). К таким образованиям относятся многочисленные великолепные музейные образцы цеолитов. Классическим примером проявления цеолитов в Великобритании является Мостовая Гигантов в Антриме. В результате систематических исследований распределения цеолитов в третичном вулканическом районе Антрим [31] выяснилась зональность их распространения, проявляющаяся в различных масштабах от лавового поля в целом до отдельного потока. Кроме того, установлены различия в ассоциациях цеолитов, приуроченных к лавам разных петрографических типов. По распределению ассоциаций цеолитов выделяются зоны, поддающиеся картированию. Такие зоны, очевидно, отражают различия температурного режима. Предполагают, что цеолитизация связана с циркуляцией вод преимущественно метеорного происхождения, но прогретых в процессе активной вулканической деятельности. Цеолитовые зоны, располагающиеся гипсометрически ниже, очевидно, формировались при больших температурах, чем вышележащие, однако определенное влияние на цеолитообразование оказывало также и давление. Полагают, что цеолиты формировались под лавовым покровом мощностью от 150 до 300 м.

Для того чтобы еще раз подчеркнуть зональное распределение цеолитов, охарактеризуем их по отдельным ассоциациям.

1) Шабазит-томсонитовая ассоциация. Шабазит образует агрегаты тригональных кристаллов ромбоздрического габитуса, внешне очень похожих на кубические, тогда как томсонит, наиболее широко распространенный цеолит, относится к числу волокнистых. По составу это натрово-известковый цеолит, в связи

с чем он представляет характерный продукт гидротермального изменения плагиоклаза.

2. Стильбит-гейландитовая ассоциация. Эти два минерала могут встречаться отдельно, но обычно тесно ассоциируются друг с другом в красивых агрегатах кристаллов. Наиболее характерной физической особенностью их является перламутровый блеск, обусловленный совершенной спайкостью по боковому пинаконду. Для стильбита очень типичны сложные кристаллы, сжатые посередине и в общем похожие на снопы пшеницы. Гейландит обычно образует совершенные таблитчатые монокристаллы моноклинной сингонии. Стильбит-гейландитовая ассоциация обычно приурочена к сильно пористым окисленным (окрашенным в красный цвет) самым верхним частям потоков оливковых базальтов. В средних, более компактных и менее кавернозных частях таких потоков вместо этих двух цеолитов присутствует томсонит.

3) Натролит-анальцимовая ассоциация. Эти два минерала близкого состава вместе характеризуют одну из зон цеолитизации, хотя по существу они в той или иной мере взаимоисключают друг друга. Натролит — волокнистый цеолит, само название которого свидетельствует о его существенном натровом составе, определяющем его тесное сходство с альбитом и нефелином. Достаточно крупные хорошо образованные кристаллы натролита выглядят как простые тетрагональные призмы с головками, представленными одной бипирамидой, однако в действительности эти кристаллы относятся к ромбической сингонии. Выше (стр. 97) уже приводились сведения о минералогии, химическом составе и оптических свойствах анальцима. От других цеолитов анальцим легко отличается кристаллографическими особенностями. Даже в тонкокристаллическом агрегате, выстилающем стенки каверн в базальтах, легко различимы простые трапецевидные грани тетрагон-триоктаэдра, которые однозначно определяют этот минерал.

ГРУППА ЭПИДОТА

В эту группу входят ромбический цоизит и моноклинные клиноцоизит, эпидот, пьемонтит и ортит (аллаит).

Состав цоизита характеризуется формулой $(\text{OH})\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}$. В случае замещения алюминия некоторым количеством железа у этого соединения проявляется тенденция к кристаллизации в моноклинной сингонии в виде клиноцоизита. Этот минерал представляет собой конечный член непрерывного ряда, в другом конце которого располагается гипотетический «железистый эпидот» $(\text{OH})\text{Ca}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}$. Члены этого ряда, содержащие не более 10% железистого компонента, относят к клиноцоизитам, тогда как при содержании железистого компонента от 10 до 40% ми-

перал называют эпидотом. Природных эпидотов, содержащих более 40% железистого компонента, не встречено. В некоторых случаях эпидотовые минералы заметно обогащены марганцем. Марганецсодержащий цоизит получил название тулит, тогда как марганцовистый эпидот с формулой $(\text{OH})\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Mn})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}$ называют пьемонтитом. Относительно бедный марганцем пьемонтит называют витамином. Наконец, к группе эпидота относится также ортит, или алланит, в состав которого в значительных количествах входят редкоземельные элементы, в основном церий и иттрий.

Клиноцоизит — эпидот. Все моноклинные представители этой группы образуют кристаллы, удлиненные по оси *b*. Обычно не легко определить характер граней в главной зоне, параллельной этому направлению.

Оптические и другие физические свойства минералов этой группы постепенно изменяются в зависимости от содержания железистого компонента. Ниже приводятся наименьшие и наибольшие величины показателей преломления и двупреломления минералов серии клиноцоизит — железистый эпидот:

<i>клиноцоизит</i>	<i>железистый эпидот</i>
$N_p - 1,725$	$N_p - 1,732$
$N_g - 1,740$	$N_g - 1,781$
$N_g - N_p - 0,015$	$N_g - N_p - 0,049$

Таким образом, у железистого эпидота в шлифах нормальной толщины (0,03 мм) наивысшая интерференционная окраска должна быть тускло-желтой третьего порядка. Величина двупреломления быстро возрастает по мере увеличения содержания железа. Если содержание этого элемента небольшое, минерал в шлифах бесцветен, но при его увеличении у эпидотовых минералов появляется светло-желтая окраска и слабый плеохроизм. Весьма примечательная особенность эпидота и других минералов этой группы — заметная изменчивость двупреломления даже в пределах отдельных небольших кристаллов. Для клиноцоизита характерно аномальное двупреломление, обусловленное сильной дисперсией: интерференционные окраски у этого минерала бывают темно-синими или бурыми, напоминающими цвета интерференции пенника.

Плоскость оптических осей у эпидотовых минералов располагается перпендикулярно удлинению кристаллов. Таким образом, во всех разрезах, параллельных главной кристаллографической оси, должно проявляться прямое погасание. Однако в разрезах, располагающихся перпендикулярно удлинению, угол погасания [между направлением спайности (001) и N_g] может возрастать до 30°.

Вследствие особенностей оптической ориентировки эпидота выходы оптических осей в обломочных зернах располагаются вполне определенно. Одна из них выходит приблизительно под прямым углом к грани (100), на которую обычно ложатся мелкие кристаллы и их обломки. Другая же ось располагается почти перпендикулярно базальной спайности. Таким образом у эпидотовых минералов в упомянутых сечениях в сходящемся свете удастся наблюдать фигуру, характерную для разрезов, перпендикулярных оптической оси. При этом такие наблюдения возможны как на обычных кристаллах, так и на спайных обломках.

Ортит, или алланит, в шлифах также имеет интенсивную окраску и интенсивно плеохроирует от темно-желтого до интенсивного красно-бурого цвета¹. Для ортита, как и для других эпидотовых минералов, характерны простые двойники. Ортит часто тесно ассоциируется с другими минералами своей группы, иногда образуя отдельные зоны кристаллов.

Распространение и происхождение

Все представители этой группы минералов, за исключением цоизита, образуются при динамометаморфизме и очень характерны для его продуктов. В процессе динамометаморфизма темноцветные силикаты и плагиоклазы разлагаются с образованием новых устойчивых ассоциаций, среди которых обычны минералы группы эпидота. На месте зерен плагиоклаза могут возникать совершенные псевдоморфозы, состоящие из плотного агрегата призматических кристаллов цоизита. В некоторых случаях в центральной части крупных зерен плагиоклазов присутствуют хорошо образованные кристаллы цоизита или скопления его зерен, окруженные агрегатом альбита.

Клиноцоизит можно рассматривать как эквивалент анортита, обладающий более высокой плотностью. При отсутствии привноса железа анортит, очевидно, может замещаться лишь цоизитом или клиноцоизитом (в особенности последним). Как в обычном авгите, так и в роговой обманке присутствуют компоненты эпидота, который и образуется за счет этих минералов в ассоциации с хлоритом в тех же условиях, при которых происходит замещение анортита. Процесс замещения высокотемпературных минералов часто называют эпидотизацией.

Наряду с рассмотренными вторичными эпидотовыми минералами в некоторых пегматитах и реже в гранитах и других нор-

¹ Вследствие сильной абсорбции часто в эпидотовых минералах бывает трудно или даже невозможно обычным способом (с использованием кварцевого клина) определить направление колебания N_g или N_p .

мальных магматических породах иногда встречается первичный эпидот.

В районах, не подвергавшихся региональному метаморфизму, эпидот и другие минералы его группы часто могут возникнуть в результате некоторого приспособления минерального состава к новым условиям на позднемагматической стадии становления магматических пород. Такой эпидот выделяется при разложении мафических минералов, в особенности роговой обманки и авгита, которые часто псевдоморфно замещаются хлоритом типа пеннина. В состав последнего не может входить ион кальция, за счет которого (совместно с другими необходимыми компонентами) и кристаллизуется эпидот, часто непосредственно включенный в связующую массу хлорита.

КАРБОНАТЫ

Ниже перечислены главнейшие ромбоэдрические карбонаты, а также приведены их химические формулы и оптические свойства.

		<i>Ng</i>	<i>Np</i>	<i>Ng — Np</i>
Кальцит	CaCO_3	1,658	1,486	0,172
Магнезит	MgCO_3	1,700	1,509	0,191
Сидерит	FeCO_3	1,875	1,633	0,242
Доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	1,680	1,501	0,179
Анкерит	$\text{Ca}(\text{Mg, Fe})(\text{CO}_3)_2$	--	—	—

Химические анализы свидетельствуют о том, что в природных карбонатах существует широкая смесимость между приведенными конечными членами, а также с MnCO_3 (родохрозит).

Под микроскопом практически не удается обычными способами различать отдельные члены группы карбонатов, однако они относительно легко определяются с использованием микрохимических испытаний, которые описаны в соответствующих руководствах по петрографическим методам исследования. Как можно видеть в приведенной выше таблице, карбонаты обладают исключительно сильным двупреломлением. В связи с этим в шлифах нормальной толщины они имеют интерференционную окраску высоких порядков и часто выглядят испещренными очень иезными «водянистыми» розовыми и зеленоватыми пятнами. У кальцита один из показателей преломления ниже, а другой значительно выше, чем у канадского бальзама, так что в любых разрезах его зерен (помимо базальных, в которых проявляется лишь один показатель преломления) рельеф резко изменяется при вращении столика микроскопа. При этом в некоторых положениях показатели преломления света, проходящего через зерно и канадский бальзам, становятся равными и

минерал практически исчезает, границы его становятся незаметными. Однако если столик микроскопа из этого положения повернуть на 90° , то границы зерна станут очень четкими, а рельеф резким. Быстрое появление и исчезновение резкого рельефа по мере вращения столика микроскопа представляет собой специфическое диагностическое свойство кальцита, получившее название «мерцания».

Карбонаты представляют собой весьма характерные продукты изменения магматических пород, особенно повышенной основности. В крайних случаях такого изменения сохраняются лишь незначительные признаки первичной структуры породы. Все минералы замещаются кальцитом с небольшими количествами других вторичных минералов. В основном кальцит образуется в результате выветривания, или гидротермального изменения обогащенных кальцием силикатов, преимущественно основных плагиоклазов. Кроме того, кальцит встречается в очень характерной ассоциации с цеолитами, хлоритом и халцедоном в кавернах и миндалинах лав.

Для двух групп пород присутствие карбонатов имеет особое значение. Так, в некоторых нефелиновых сиенитах кальцит, судя по всем признакам, относится к числу первичных минералов. Он встречается здесь в виде ксеноморфных зерен, окруженных другими первичными минералами и включенных в них. Все эти минералы, включающие кальцит, кажутся образовавшимися позднее. Такие соотношения имеют важное значение в связи с проблемой происхождения магматических пород этого типа и более подробно рассматриваются в соответствующих разделах книги. Еще более интересны интрузивные жилы, дайки и особенно штоки кристаллических карбонатных пород, тесно ассоциирующиеся с нефелиновыми породами, образующими кольцевые комплексы. Такие интрузивные карбонатные породы называются карбонатитами; проблема их образования, имеющая очень важное петрологическое значение, обсуждается далее в специальной главе.

Существует еще один тип магматических пород, лампрофиры, в которых количество кальцита может быть настолько значительным, что они вскипают при воздействии на них разбавленной соляной кислотой. В этом случае кальцит является позднемагматическим вторичным минералом; он часто образует псевдоморфозы по первичным силикатам.

ХЛОРИТЫ И СЕРПЕНТИНОВЫЕ МИНЕРАЛЫ

Строго говоря, с точки зрения атомной структуры серпентины и хлориты относятся к самостоятельным группам минералов, однако ввиду большого химического сходства и часто тес-

ной ассоциации в тонких сростаниях серпентины и хлориты удобно рассмотреть совместно. Обе группы минералов относятся к слоистым силикатам, основной атомной структуры которых являются слои соединенных друг с другом тетраэдров SiO_4 , подобные слоям, характерным для структуры слюд. Однако в составе серпентинов отсутствует алюминий, играющий важнейшую роль в структуре слюд. Кроме того, как в серпентинах, так и хлоритах отсутствует калий. Серпентины представляют собой гидроксилсодержащие силикаты магния, по составу отвечающие приблизительно формуле $\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8$. Структуру серпентинов [IX] можно трактовать как перемежаемость слоев тетраэдров SiO_4 со слоями ионов Mg и (OH) , которые в связи с их составом обычно называют «бруситовыми слоями». Размеры элементарных ячеек, измеренные в плоскостях этих перемежающихся слоев, несколько различны, что обуславливает слабое искривление структуры, подобное изгибу при нагревании пластики, состоящей из полос двух металлов с разным коэффициентом термического расширения. В мельчайших индивидах серпентиновых минералов эти искажения тем или иным образом компенсируются, однако при увеличении размера кристаллов происходит значительное накопление напряжений, которые препятствуют образованию относительно крупных кристаллов. В соответствии с проявлением трех способов компенсации напряжений, возникающих в структуре серпентинов, существуют три полиморфные разновидности минералов этой группы. В *антигорите* вогнутости бруситового слоя чередуются с выпуклостями, так что в целом возникает совместная конфигурация слоев структуры, подобная гофрированному листу железа. Однако эта гофрировка видна лишь при очень сильных увеличениях, тогда как при обычных увеличениях слои кажутся совершенно плоскими. В связи с этим отдельные кристаллические индивиды антигорита имеют чешуйчатый или пластинчатый габитус. Антигорит часто встречается в тесной ассоциации с волокнистым серпентином — *хризотилом*. В последнем искривление смежных слоев структуры осуществляется в одном и том же направлении, в связи с чем они закручиваются в трубчатые образования вокруг оси, параллельной макроскопически различной волокнистости. Наконец, в *лизардите* напряжение, возникающее в процессе роста кристаллов, попросту ограничивает его размеры: эта полиморфная модификация представлена лишь ультрамикроскопическими индивидами, агрегат которых представляется аморфным. В штуфах и под микроскопом серпентиновые минералы обычно обладают светло-зеленой окраской, которая, однако, легко изменяется при окислении на желтовато-зеленую, красную или бурую. Эта гамма окрасок обуславливает декоративную ценность серпентиновых пород (серпентинитов). В связи

с обычным очень тонкокristаллическим строением или даже аморфным характером агрегатов серпентиновых минералов идентификация их минеральной природы возможна лишь при использовании точных специальных методов, однако общее определение принадлежности к группе серпентинов возможно и при элементарных микроскопических наблюдениях, поскольку эти минералы почти всегда содержат реликты или реликтовые черты оливинов и пироксенов, по которым они развиваются. Процесс замещения высокотемпературных минералов серпентинами, а также условия устойчивости последних рассматриваются в разделе «Серпентиниты» (стр. 472). Псевдоморфозы серпентина по ромбическому пироксену обычно имеют очень характерную форму и специфический блеск, в связи с чем они получили самостоятельное название *бастит*.

Структура хлоритов состоит из вдвоенных слоев тетраэдров SiO_4 , соединенных ионами Mg, располагающимися между ионами кислорода и гидроксидов, как это имеет место и в структуре слюд, показанной на фиг. 23. В отличие от слюд в хлоритах место слоя ионов калия занимает бруситовый слой. Если бы магний в хлоритах был единственным металлическим катионом, то по составу они были бы вполне идентичны антигориту. Однако в природных хлоритах всегда присутствует некоторое количество Al и Fe. Алюминий частично замещает Si, а частично занимает положение Mg; железо замещает магний. Таким образом, хлориты можно рассматривать как группу минералов, образованных тремя конечными членами: антигоритом $\text{Mg}_6(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_3$, амезитом $(\text{Mg}_4\text{Al}_2)(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})(\text{OH})_8$ и дафнитом $(\text{Fe}_4\text{Al}_2)(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})(\text{OH})_8$. Как и следовало ожидать, кристаллические формы и спайность у хлорита очень похожи на проявляющиеся у слюд. Кристаллы хлоритов относятся к моноклинной сингонии, но их плоскости спайности (001) имеют псевдогексагональный облик.

Пеннин — один из наиболее обычных хлоритов. Он очень широко распространен в качестве продукта изменения слюд, амфиболов и пироксенов. Пеннин относится к числу маложелезистых хлоритов и довольно беден алюминием. По составу — $\text{Apt}_{60-80} \text{Am}_{40-20}$ — он наиболее близок к антигориту. В шлифах пеннин имеет светло-зеленую окраску и слегка плеохроитует. Он часто образует волокнистые агрегаты радиально-лучистого и даже сферолитового строения. Показатели преломления пеннина: $N_p = 1,575$, $N_g = 1,576$; двупреломление крайне слабое (0,001). Эти оптические свойства совместно с сильной дисперсией обуславливают аномальную интерференционную окраску минерала, которую обычно называют чернильно-синей или «ультрасиней». Помимо наиболее типичной чернильно-синей, иногда у пеннина наблюдается также темно-фиолетовая или темно-к-

ричевая апомальная окраска. Поскольку острая биссектриса в минерале располагается перпендикулярно (001), а следовательно, и поверхностям спайности, во всех разрезах со следами спайности будет наблюдаться отрицательное удлинение.

Клинохлор, так же как и пеннин, имеет ограниченное содержание железа, но относительно богат алюминием. Его состав можно выразить примерно равными количествами антигоритовой и амезитовой молекул $\text{Apt}_{60-40}\text{Am}_{40-60}$. Оптическая ориентировка этого минерала в общем такая же, как и у пеннина, однако у него наблюдается несколько косое ($2-9^\circ$) погасание по отношению к следу спайности, за что минерал и получил свое название. Рельеф у клинохлора примерно такой же, как и у пеннина, но двупреломление немного выше (0,004—0,011).

Иддингсит и боулингит. В базальтах некоторые вкрапленники оливины могут быть частично или полностью превращены в интенсивно окрашенные желтоватые или красновато-бурые пластинчатые агрегаты одного из этих минералов. Точный состав их не известен и, видимо, изменчив. Эти псевдоморфные образования легко претерпевают дальнейшие изменения в лимонит.

По данным рентгеновских исследований иддингсит состоит из нескольких минералов, причем, помимо гётита, водного окисла железа, остальное вещество имеет аморфный характер. Примерно такой же состав имеет и боулингит. Он интенсивнее окрашен, чем иддингсит, обычно в его окраске преобладают красные тона.

Хлорофейт. Под этим названием описывался интенсивно окрашенный хлоритовый минерал базальтов и долеритов карбонового возраста из Шотландии. Важнейшая его отличительная особенность — интенсивная зеленая окраска, однако хлорофейт очень быстро окисляется и приобретает бурый цвет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Wagner P. A., Platinum Deposits and Mines of South Africa, 55, 1929.
2. Bowen N. L., Schairer J. F., The system $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{SiO}_2$, Amer. J. Sci., 29, 151, 1935.
3. Tomkeieff S. I., Zoned olivines and their petrogenetic significance, Min. Mag., 25, 229, 1939.
4. Smith W. W., Min. Mag., 32, 324, 1959.
5. Bowen N. L., Ferrosilite as a natural mineral, Amer. J. Sci., 29, 151, 1935.
6. Hess H. H., Pyroxenes of the common mafic magmas, Amer. Min., 26, 515—535, 1941; Amer. Min., 34, 621, 1949.
7. Wager L. R., Deer W. A., Petrology of the Skaergaard Intrusion, Medd. om Grønland, 105, N 4, 209, 1939.
8. Thompson R. N., Quart. J. Geol. Soc., 124, 349, 1969.
9. Kempe D. R. S., Kaersutite from the minverite of Cornwall, Min. Mag., 36, 874—876, 1968.

10. Vincent E. A., Quart. J. Geol. Soc., 109, 143, 1955.
11. Jacobson R. E., Macleod W. N., Black R., Geol. Soc. Special Mem., N 1, 1958.
12. Tilley C. E., Amer. Min., 43, 758—761, 1958.
13. Spencer E. E., Min. Mag., 22, 291, 1930.
14. Phemister J., Min. Mag., 23, 541, 1934.
15. Fries C., Amer. Min., 24, 782, 1939.
16. Hills E. S., Geol. Mag., 73, 49, 1936.
17. Tuttle O. F., J. Geol., 60, 107—152, 1952.
18. Tuttle O. F., Bowen N. L., Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$, Geol. Soc. Amer. Mem., 74, 17, 1958.
19. Schwartz G. M., Intergrowths of bornite and chalcopyrite, Econ. Geol., 26, 186—201, 1931.
20. Zies E. G., Chayes F., Pseudoleucites in tinguaitite from the Bearpaw Mts., Arkansas, J. Petrol., 1, 86—98, 1960.
21. Morey G. W., Bowen N. L., The melting of orthoclase, Amer. J. Sci., 1—22, 1922.
22. Sahama T. G., Kalsilite in the lavas of Mt. Nyiragongo, Belgian Congo, J. Petrol., 1, 146, 1960.
23. Shand S. J., Staining of feldspathoids and on zonal structure in nepheline, Amer. Min., 24, 508, 1939.
24. Stewart F., Min. Mag., 26, 1, 1941.
25. Drugman J., On β -quartz twins from some Cornish localities, Min. Mag., 21, 336, 1927.
26. Edwards A. B., Min. Mag., 26, 273, 1942.
27. Buddington A. F., Fahey J., Vlissidis A., Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite, Amer. J. Sci., 253, 497, 1955.
28. Larsen L. H., Poldervaart A., Min. Mag., 31, 544, 1957.
29. Wells A. K., Bishop A. C., Quart. J. Geol. Soc., 111, 143—166, esp. Figs 5, 10, 12, 1955.
30. Read H. H., The geology of Banff, Huntly and Turriff, Mem. Geol. Surv., 128—137, 1923.
31. Walker G. P. L., Min. Mag., 32, 503, 1960.

Часть II

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА МАГМАТИЗМА, УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И КОНСОЛИДАЦИЯ МАГМЫ

Глава I

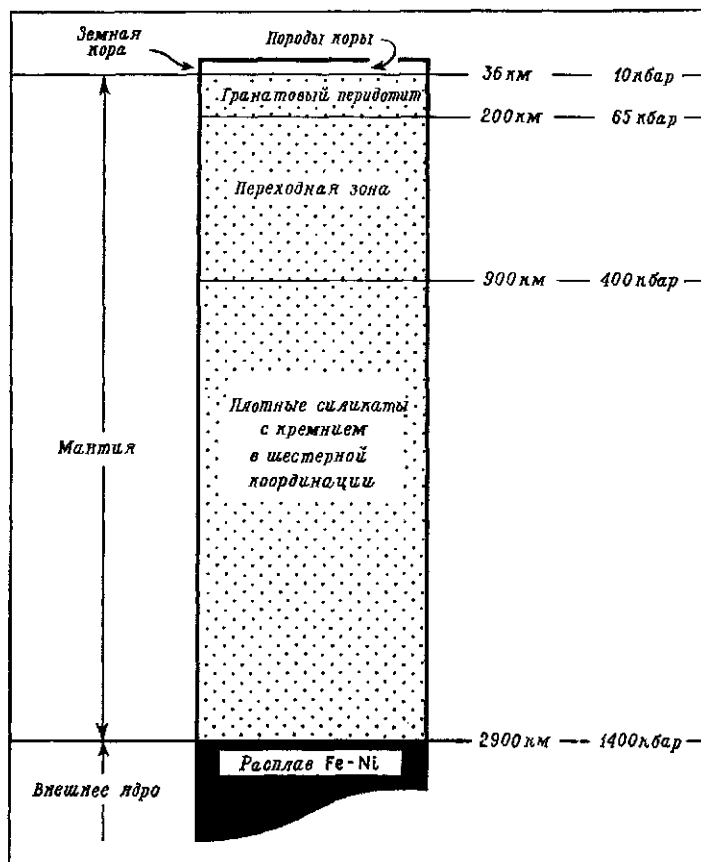
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА МАГМАТИЗМА

Введение

После выхода в свет предыдущего издания этой книги получили развитие важные концепции раздвигания морского дна и тектоники плит, которые революционизировали геологическое мышление и позволили впервые создать единую картину структурной эволюции Земли. Мы не будем здесь рассматривать геологические и геофизические факты, положенные в основу этих концепций, поскольку они изложены в опубликованных недавно книгах и обзорных статьях¹.

Коснемся лишь двух аспектов этой увлекательной концепции структурной эволюции Земли, которые имеют важное значение для петрологии магматических пород. Первый из них относится к формированию магмы в результате частичного плавления мантии (см. фиг. 54), а второй — факторов, определяющих пространственное размещение проявлений магматизма, в том числе гигантских, преимущественно подводных, цепей вулканических гор в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах, орогенических поясов американских континентов и островных дуг, окаймляющих Тихий океан (фиг. 55).

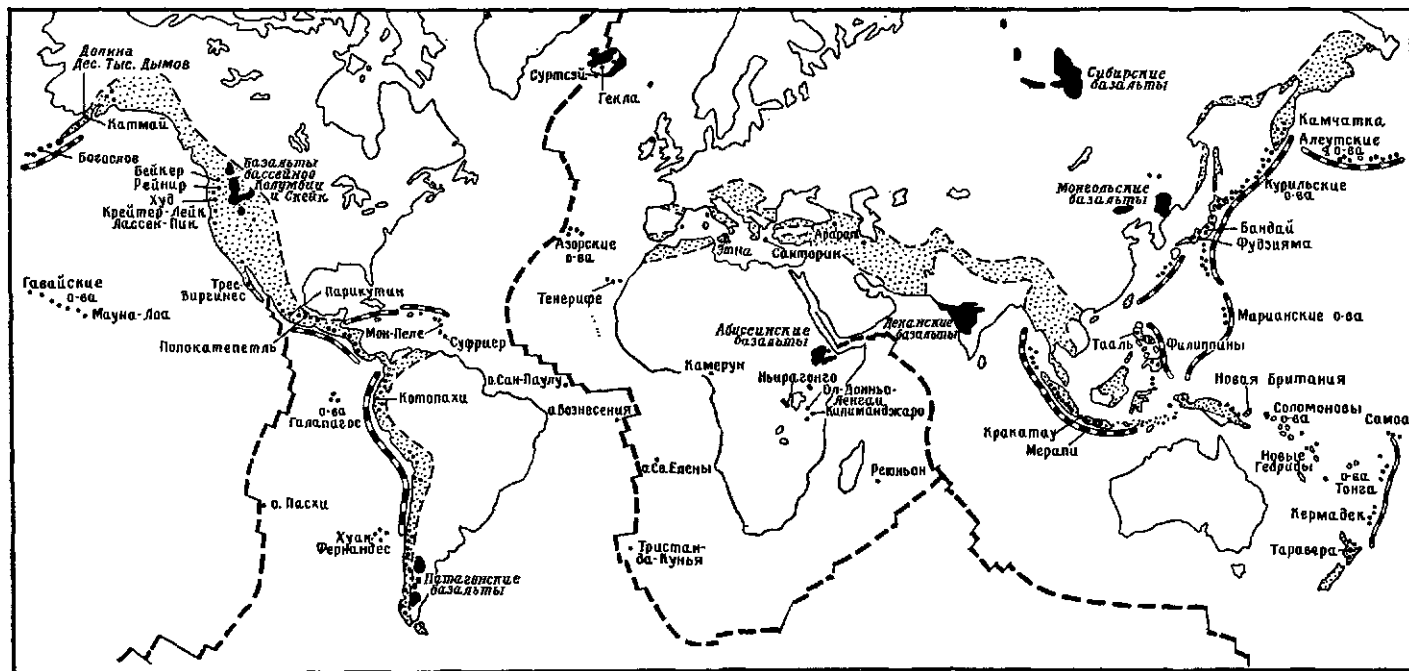
¹ *Bott M. H. P.*, The Interior of the Earth, 1971 (геофизический обзор); *Hart P. J.*, Ed., The Earth's Crust and Upper Mantle, Amer. Geophys. Union Monogr., 13, 1969; *Isacks B.*, *Oliver J.*, *Sykes L. R.*, Seismology and the new global tectonics, J. Geophys. Res., 73, 1968; *Bullard E. C.*, Continental drift, Quart. J. Geol. Soc., 120, 1—33, 1964; также обзорные статьи в Scientific American: *Wilson G. T.*, Continental drift, № 868, 1963; *Heirtzler J. R.*, Sea-floor spreading, № 875, 219, 60—70, 1968.



Фиг. 54. Схематический разрез Земли, демонстрирующий предполагаемые соотношения между земной корой, мантией и внешним ядром (по Бойду).

Глобальное распределение магматических пород

Вулканические породы можно подразделить на четыре крупные группы: базальты, андезиты, трахиты и риолиты (липариты). Базальты содержат наименьшее количество кремнезема (в среднем несколько менее 50%) и относительно повышенное количество Fe, Mg и Ca, тогда как риолиты — наиболее кремнеземистые вулканические породы с содержанием около 70% SiO_2 , относительно обогащенные натрием и калием, но бедные Fe, Mg и Ca. Андезиты и трахиты занимают промежуточное положение между базальтами и риолитами. Однако если анде-



Фиг. 55. Распределение областей вулканической активности в зависимости от главнейших структурных элементов Земли. Жирными линиями обозначены гребни океанических хребтов, изломы этих линий указывают на смещения, обусловленные поперечными разломами. На схеме отображены также соотношения между океаническими желобами (черные полосы с белым крапом) и лоясами третичной — современной складчатости континентов и островных дуг (крап). Точки указывают на местоположение некоторых действующих вулканов. Черное — главнейшие районы массовых излияний молодых третичных платобазальтов.

зиты это относительно богатые кальцием породы и содержат много плагиоклаза, то трахиты обогащены щелочами и сложены преимущественно щелочными полевыми шпатами.

Превосходный исчерпывающий обзор распространенности и распределения различных типов магматических пород приведен в работе Дели «Магматические породы и глубины Земли», опубликованной в 1933 г.¹ Дели отмечал, что в целом на поверхности Земли базальты преобладают над всеми остальными типами вулканических пород. Базальты чрезвычайно резко господствуют в пределах океанических бассейнов, где, если не принимать во внимание островные дуги, по существу совершенно отсутствуют андезиты (в общепринятом понимании этого типа пород) и риолиты, а трахиты и близкие к ним породы встречаются лишь в незначительных количествах. Базальты также широко распространены на континентах, особенно в неорогенных условиях. Излияния базальтов занимают гигантские площади в штатах Айдахо, Орегон и Вашингтон, в бассейне реки Параны в Бразилии и на плато Декан в Индии, где базальтовые лавы, известные под названием деканских траппов, покрывают площадь свыше 500 000 км² и достигают суммарной мощности более 1000 м. Такие проявления покровных базальтов, или платобазальтов, состоят из многих потоков, каждый из которых имеет небольшую мощность (2—50 м), но очень большое распространение по площади, и извергался из трещины. В историческое время извержения такого рода, известные под названием трещинных, происходили в Исландии. Подобные базальты обычно очень однородны по составу и представлены преимущественно относительно кремнеземистыми толеитами (см. стр. 394). Лавы иного состава, например риолиты, среди них встречаются исключительно редко [1]. Большие площади потоков и отсутствие среди них пирокластических пород эксплозивного вулканического происхождения свидетельствуют о том, что во время извержения базальтовые магмы были очень жидкими.

Судя по расположению Исландии на продолжении Средне-Атлантического хребта (фиг. 55), подводные базальты в большинстве случаев по типу извержения должны быть аналогичны континентальным платобазальтам. Современная вулканическая деятельность сконцентрирована преимущественно в центральной рифтовой зоне Исландии [2] (что в особенности подтверждается возникновением нового вулканического острова Суртсэй в 1963 г.)². Существуют многочисленные данные, гово-

¹ Эту книгу можно порекомендовать читателям, желающим рассмотреть современные достижения региональной петрологии и петрогенезиса в их историческом развитии.

² Это убедительно проиллюстрировано в книге *Thorarinsson S., Surtsey, The New Island in the North Atlantic*, 1969.

рящие о том, что аналогичные вулканически активные рифтовые зоны протягиваются вдоль гребней срединно-океанических хребтов [3].

Мощность земной коры под океанами составляет примерно 6—10 км. До настоящего времени знания о породах коры, развитых выше поверхности прерывности Мохововичича, основаны на данных об их плотности (в среднем около $2,8 \text{ г/см}^3$) и скоростях поперечных волн, возникающих при землетрясениях и увеличивающихся с глубиной от менее 5 км/с до примерно 6,8 км/с, а также на результатах исследования непрерывно возрастающего количества проб горных пород, отобранных с океанического дна или полученных в результате подводного бурения. В настоящее время буровые скважины проникают лишь на незначительную глубину ниже уровня дна океанов, однако, к счастью, природа изредка сама доставляет нам образцы с глубоких уровней в виде обломков пород (ксенолитов), включенных в лавы, извергнутые океаническими вулканами. Все эти данные свидетельствуют о том, что океаническая кора сложена преимущественно базальтовыми породами. В верхних ее частях преобладают базальтовые лавы, уступающие на больших глубинах место интрузивным породам сходного состава. В направлении к основанию земной коры породы должны находиться во все более разогретом состоянии и претерпевать тот или иной метаморфизм в зависимости от их геологической истории. До настоящего времени, однако, непрерывно дебатруется вопрос о величинах температур на глубоких горизонтах коры.

Концепция раздвигания морского дна, развиваемая в работах многих геологов и геофизиков, но в особенности связанная с именами Хесса, Вайна и Мэтьюза, находится в прекрасном соответствии с многочисленными фактическими данными и сейчас уже вполне может быть положена в основу рассмотрения магматической деятельности в океанических бассейнах. В сущности главное положение этой проблемы заключается в том, что океаническая кора формируется в настоящее время в результате непрерывного увеличения объема магматических пород, внедрившихся в виде даек или иной формы магматических тел, а также излившихся в виде подводных лав в срединной зоне океанических хребтов или в непосредственной близости от нее. Эта зона относительно интенсивной вулканической и сейсмической деятельности находится в состоянии растяжения, поскольку океаническая кора по обе стороны от срединной линии раздвигается в противоположных направлениях со скоростью 1—6 см в год. Кора по обе стороны от рифтовой зоны образует наиболее верхнюю часть так называемой «плиты» кристалли-

ческих пород, или литосферы, общая мощность которой достигает примерно 100 км¹.

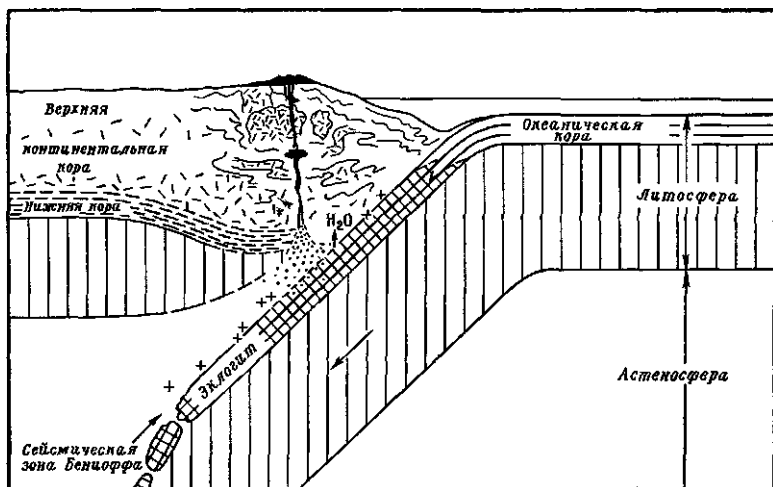
С точки зрения временных масштабов человеческой жизни скорость прироста океанической коры неоспоримо мала, однако на протяжении нескольких сотен миллионов лет эффект аккумуляции материала оказывается гигантским. Доказательства этого видны в том, что вулканы, которые в отдаленном прошлом действовали в рифтовой зоне, в настоящее время обнаруживаются на большом удалении от нее, возвышаясь над дном океана в виде подводных гор. При этом установлено, что более удаленные от современных рифтовых зон вулканы имеют последовательно все более древний возраст. Наиболее точные данные о величине и скорости раздвигания морского дна получены на основе изучения характера магнитных аномалий, симметрично распределенных относительно срединной линии океанического хребта (например, в районе южнее Исландии). Эти аномалии обусловлены влиянием периодических изменений магнитного поля Земли на магматические породы, консолидирующиеся в рифтовой зоне².

Магматическая деятельность в орогенических поясах и островных дугах определяется тектоническим режимом, резко контрастным по отношению к режиму океанических бассейнов. Вместо непрерывного образования новой коры в областях растяжения по мере постепенного раздвигания плит, как это имеет место в океане, кора в орогенических поясах сжимается и увеличивает мощность, по мере того как плиты литосферы сдвигаются друг с другом. Движения этих плит не прекращаются после их соприкосновения. Океаническая плита, достигнув позиции, фиксируемой одним из глубоководных желобов на дне океана (фиг. 56), загигается вниз и поддвигается под противостоящую ей континентальную плиту. Круто наклоненные поверхности соприкосновения плит трутся друг о друга, что приводит к многочисленным землетрясениям, приуроченным к так называемой *зоне сейсмической активности Бениоффа*.

Подобные тектонические условия благоприятствуют образованию большого количества пород, относительно богатых кремнеземом по сравнению с породами океанических бассейнов.

¹ Литосфера состоит из пород коры относительно небольшой мощности (со скоростью прохождения сейсмических волн не более 7 км/с), расположенных выше поверхности прерывности Мохоровичича, и гораздо более мощной массы кристаллического материала мантии со скоростью сейсмических волн более 7 км/с, расположенных ниже поверхности прерывности.

² За недостатком места мы не рассматриваем здесь это явление в деталях. Материалы по этому вопросу можно найти во многих статьях и книгах, опубликованных после 1963 г. [см., например, Vine F. G., Sea-floor spreading, in Understanding the Earth, ed. Gass I. G., Smith P. J., Wilson R. C. L., 233—249, 1971].



Фиг. 56. Схематический поперечный разрез орогенного пояса.

Показано изгибание океанической плиты, подвигающейся под континентальную плиту. Крестиком обозначено предполагаемое место генерации андезитовой магмы, крестиками — эпицентры глубоких землетрясений.

Здесь в благоприятной обстановке также могут происходить извержения базальтов, однако обычно они резко подчинены количественно андезитам и риолитам. В результате изостатического подъема и последующей эрозии во многих орогенических регионах на больших площадях обнажаются интрузивные эквиваленты вулканических пород. Обычно такие интрузивы представлены массивными телами крупнокристаллических магматических пород и относятся к так называемому плутоническому классу интрузивов, рассмотренному в следующей главе. Интрузивные породы этой группы в большинстве случаев содержат в значительных количествах кварц и часто собирательно называются гранитами, хотя по существу состав их заметно колеблется примерно в тех же пределах, как и у вулканических пород орогенических поясов.

История эволюции сектора континентальной коры в пределах какого-либо орогенического пояса может обнимать период в несколько десятков миллионов лет, в течение которого может возникнуть чрезвычайно сложная структура этого блока и резкая гетерогенность его состава. В среднем плотность магматических, метаморфических и осадочных пород, составляющих континентальную кору, составляет примерно 2,85 г/см³. Плотности горных пород и скорости прохождения сейсмических волн в континентальной коре возрастают по направлению к ее основанию. В нижних горизонтах коры их величины сопоставимы

с наблюдающимися в базальтовой «коре» под океанами. В связи с этим ранее было принято различать на континентах самостоятельный более основной слой, который Дели называл *сима*, тогда как располагающийся выше него слой называли гранитным или обозначали термином *сиаль*. Реально мы очень мало что знаем о природе глубинных горизонтов континентальной коры, однако современные наши знания позволяют полагать, что плотности и упругие свойства горных пород в большей мере определяются высокими давлениями и температурами, воздействующими на них, нежели их составом. Таким образом, можно полагать, что в континентальной коре на всех уровнях существуют породы различного состава и по существу отсутствуют выделяющиеся ранее обособленные гранитный и базальтовый слои. Средняя мощность континентальной земной коры составляет около 30 км, но в орогенических поясах она может превышать 50 км. Интенсивная эрозия, вскрывающая корни древних горных цепей, позволяет судить, каким образом в пространстве и во времени изменялись геологические условия таких мощных сегментов земной коры. При рассмотрении этих условий в связи с дискуссией о происхождении гранитов было выдвинуто положение о том, что в глубоких частях земной коры температуры могут повышаться до величин, обуславливающих плавление некоторых минералов с образованием гранитных магм в обстановке очень высокой степени метаморфизма. С течением времени геологические условия могли изменяться, земная кора относительно охлаждалась и становилась хрупкой, в связи с чем возникающая в глубоких горизонтах магма могла проникать к поверхности по трещинам такого же типа, что и в океанической обстановке.

Изучение гранитных батолитов и других крупных глубинных интрузивов позволяет считать, что условия, благоприятствующие движению и подъему магматического породообразующего вещества, т. е. магмы в широком смысле слова, в континентальной коре могли быть весьма различными. В некоторых случаях восходящее движение огромных масс частично закристаллизовавшейся магмы, объем которых иногда достигал сотен кубических километров, происходило исключительно медленно. Эти массы затем консолидировались в виде крупных интрузивов. Пространство, занимаемое интрузивным материалом, в этом случае создавалось в результате взаимодействия ряда процессов, к числу которых прежде всего относятся *механическое смещение* вмещающих пород, а также их *замещение* в результате химических реакций и взаимного обмена с веществом магмы.

Как и следовало ожидать, существенные различия геологических условий, в которых проявляется магматическая деятель-

ность в орогенических регионах, являются причиной большого разнообразия состава и характера возникающих при этом пород.

Причины различий состава магматических пород

Если составы всех магматических пород некоторого региона нанести на вариационную диаграмму (см. фиг. 75), то обычно становится очевидной их несомненная связь друг с другом. Точки состава, за редкими исключениями, ложатся на плавные вариационные кривые или по соседству от них, а не распределяются случайно в поле диаграммы. Такое химическое родство пород свидетельствует о том, что все они возникли из общего источника, т. е. из единой родоначальной магмы или образовались в результате прогрессивного развития некоторого единого процесса. Изучение химического состава огромного числа горных пород из различных районов мира и построение соответствующих вариационных диаграмм показало, что породы отдельных провинций относятся преимущественно к одной из двух серий:

1) *известково-щелочной* (или *субщелочной*), характерной для орогенических регионов и включающей ряд вулканических пород: базальт, андезит, дацит и риолит, а также их интрузивные аналоги;

2) *щелочной* серии, включающей следующие вулканические породы: щелочной оливинный базальт, гавайит, муджиерит и трахит, а также их интрузивные аналоги. Эта группа пород особенно типична для океанических бассейнов, в связи с чем ее часто называют «океанической серией». Однако в действительности эти породы встречаются также в континентальных неорогенических регионах и особенно хорошо представлены в областях рифтовой тектоники, например в Восточной Африке.

Факты, полученные из многих источников (полевые наблюдения о взаимоотношениях ассоциирующихся друг с другом пород, петрографические особенности отдельных пород и эксперименты по кристаллизации силикатных расплавов), отчетливо показывают, что существенные различия магматических пород обусловлены двумя факторами, влияющими на состав магм во время их восхождения сквозь земную кору, а именно магматической дифференциацией и синтексисом.

Первый фактор — *магматическая дифференциация* охватывает процесс образования ряда различающихся фракций магмы, которые появляются в высоких горизонтах земной коры или извергаются на поверхность и происходят из единой родоначальной

магмы глубинных уровней. Наши представления об этом процессе во многом определяются исследованиями замечательного экспериментатора-петролога Боуэна [III], который, как упомянуто в гл. 3, убедительно показал важное значение фракционной кристаллизации различных групп породообразующих силикатов в период охлаждения и консолидации магмы. В процессе понижения температуры между минералами, выделившимися из магмы при высоких температурах, и окружающей их жидкостью происходит химическое взаимодействие (реакция). Если образовавшиеся на ранней стадии кристаллы могут тем или иным способом отделиться от магмы, из которой они кристаллизовались, то состав оставшегося расплава, обедненный компонентами, вошедшими в состав кристаллических фаз, будет отличаться от состава первичной, или родоначальной, магмы. Обычно фазы ранних стадий кристаллизации бывают плотнее жидкости, из которой они выделились, и при наличии благоприятных условий могут оседать на дно магматической камеры. Это наиболее вероятный способ отделения кристаллов от магмы. Явные признаки его проявления часто удается видеть даже в пределах некоторых ограниченных по размерам конкретных интрузивов. К числу наиболее хорошо известных примеров проявления этого процесса относится силл Палисейдс, у подошвы которого располагается слой, обогащенный кристаллами оливина, осадившимися из магмы, что привело к обогащению верхней части интрузива кремнеземом [4]. В этом случае мы имеем дело с простым примером дифференциации, которая обусловлена удалением лишь одного минерала оливина и эффективность которой невелика в связи с небольшими размерами интрузивного тела. Логично, однако, предположить, что в процессе продвижения сквозь земную кору магмы могут претерпевать прогрессивную дифференциацию, сопровождающуюся фракционированием с кристаллизацией и отделением целого ряда минералов. В соответствии с первоначальным положением Боуэна все вариации химического состава пород в пределах некоторой магматической провинции могут быть обусловлены дифференциацией родоначальной магмы базальтового состава.

Второй главный фактор, определяющий состав магмы, — это *синтексис* (ассимиляция. — *Ред.*), под которым собирательно понимаются любого рода реакции между восходящей магмой и породами коры. В противоположность дифференциации в случае синтексиса за счет двух исходных источников (магмы и вмещающих боковых пород или пород кровли) возникает одна магма промежуточного состава. Признаки такого взаимодействия особенно многочисленны в андезитах и их интрузивных аналогах диоритах.

До 1950 г. теории петрогенезиса магматических пород основывались почти исключительно на этих двух процессах. Исходной точкой петрологического мышления неизменно была уже готовая магма, располагающаяся на певедомой глубине в «магматической камере» или «магматическом резервуаре». Эти по существу мифические резервуары использовались петрологами в своих рассуждениях в качестве последнего средства, когда все аргументы, основанные на наблюдающихся фактах, оказывались исчерпанными. В этот период еще отсутствовали данные, которыми можно было бы должным образом обосновать спекулятивные гипотезы происхождения магм и показать реальную природу магматических резервуаров.

Образование магм в результате частичного плавления ранее существовавших пород

Исследования в области проблемы происхождения гранитов привели к появлению и развитию новых идей о происхождении магм в результате частичного или полного плавления ранее существовавших пород. Этот интересный дискуссионный вопрос более полно рассмотрен в следующих главах. Здесь же достаточно отметить, что изучение полевых взаимоотношений гранитоидов, слагающих глубоко эродированные комплексы горных пород (например, докембрийские щиты), в комбинации с экспериментальными исследованиями и геофизическими данными позволяет предполагать возможность расплавления горных пород на глубоких уровнях континентальной коры при относительно низких температурах в присутствии должного количества воды, приводящего к образованию гранитных расплавов. Понадобился довольно длительный период времени, прежде чем этот процесс, уже признанный в отношении гранитов, стали принимать во внимание также и при объяснении происхождения основных магм на больших глубинах. Это может показаться странным, так как уже давно существовали геофизические данные, свидетельствующие о том, что в земной коре и мантии присутствует лишь кристаллический материал и нет каких-либо постоянных жидких слоев, которые могли бы служить источником магмы. Из этих данных следовало, что магмы возникают посредством плавления горных пород. Таким образом, частичное плавление следует считать явлением, имеющим фундаментальное значение в петрогенезисе. В связи с этим в этой книге кратко рассмотрены некоторые факторы, контролирующие этот процесс, особенно применительно к происхождению базальтовых магм (гл. 8).

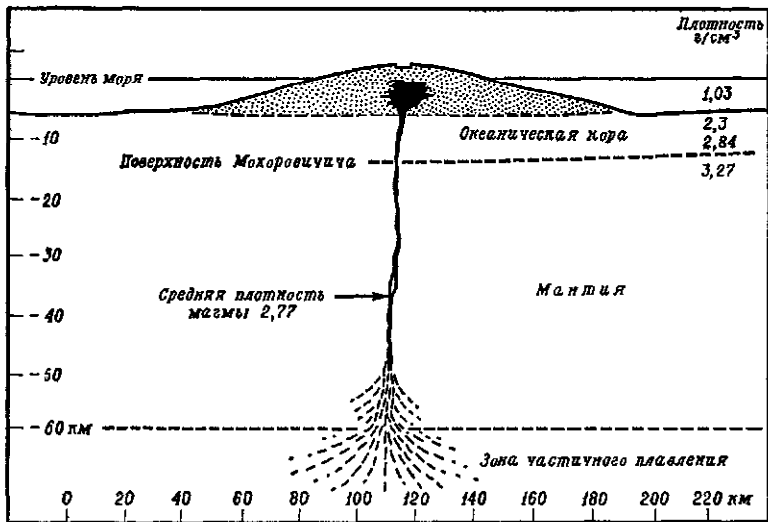
Магматические породы, кристаллизовавшиеся на поверхности или в близповерхностных условиях, по существу лишены

каких-либо признаков происхождения их родоначальных магм. В них запечатлены почти исключительно поздние моменты магматической эволюции, и, естественно, именно они представляют главный объект наших интересов. Трудности же интерпретации ранних этапов эволюции магмы частично обусловлены особенностями процесса фракционного плавления. При соответствующем прогреве породы, когда начинают плавиться ее составные части, последовательно возникают фракции жидкости, которые по своему химизму неотличимы от расплавов, образующихся в результате дифференциации некоторой исходной магмы: разница заключается лишь в прямо противоположной последовательности возникновения жидкостей. Это определяется тем, что взаимоотношения между кристаллами и жидкостями регулируются одними и теми же законами физической химии¹. Исходя только из пределов колебаний состава некоторой серии вулканических пород, невозможно судить, в какой мере изменения химизма обусловлены дифференциацией, а в каком — различием условий частичного плавления. К счастью, геологический и геофизический опыт помогает в определенной степени различать эти случаи.

Мантия как исходный субстрат магм

Представления о составе мантии в значительной мере основаны на косвенных данных и вытекают из совместного рассмотрения результатов экспериментов при высоких давлениях и температурах, сведений о петрологии пород земной коры и геофизических материалов о плотности и скоростях прохождения сейсмических волн и т. д. Непосредственное представление о мантийном веществе дают лишь случайные обломки горных пород, которые, судя по их минеральному составу, рассматриваются как возникшие на больших глубинах, а затем переместившиеся на поверхность в виде ксенолитов (иногда называемых «нодулями» в связи с их округлой формой), и так называемые альпинотипные перидотиты, образующие самостоятельные крупные тела. При изучении ксенолитов и перидотитовых интрузивов прежде всего необходимо удостовериться в том, что они действительно отражают состав мантии, а не возникли иными путями. Так, ксенолиты в базальтах могут быть возник-

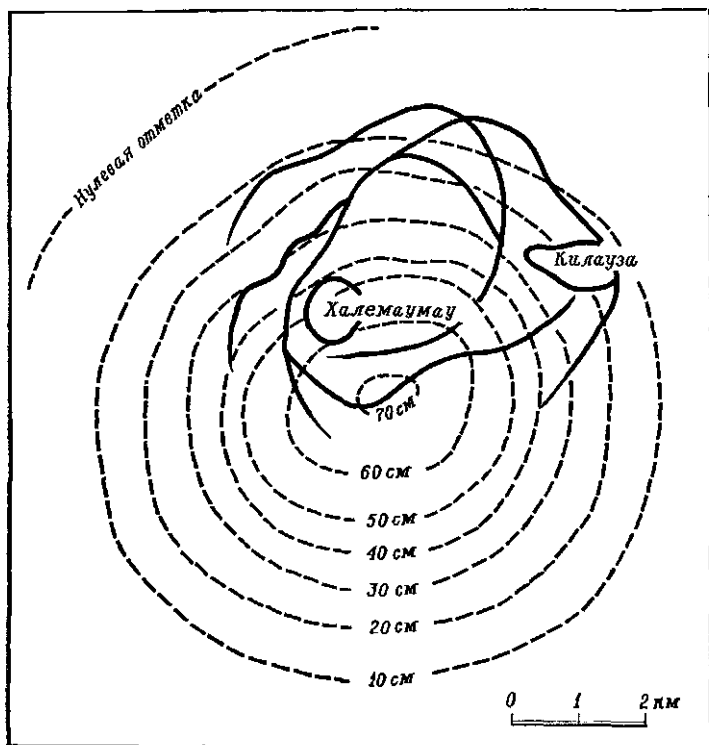
¹ Изучение фазовых взаимоотношений в силикатных расплавах основано почти исключительно на данных об их кристаллизации. Исследование обратного процесса представляет серьезные практические трудности. Этот процесс фракционного плавления читатель может попытаться оценить на основании фазовых диаграмм силикатных систем, рассмотренных в гл. 3, «читая» их в обратном порядке, т. е. прослеживая изменения, происходящие с кристаллическим твердым веществом по мере повышения температуры.



Фиг. 57. Схематический разрез гавайского вулкана.

Показаны глубина, на которой генерируется магма из вещества мантии, и положение магматического резервуара высокого уровня (по Итоу и Мурата).

шими на мантийных уровнях, где генерировалась магма, но могут также представлять собой естественные обособления ранних высокотемпературных продуктов кристаллизации базальтовой магмы, а в континентальных условиях их источником могут быть метаморфические породы коры [5]. В общем существует довольно согласованное мнение исследователей о том, что мантия сложена преимущественно оливиновыми породами, в которых могут присутствовать переменные количества пироксенов и гранатов. По петрографическим особенностям такие породы относятся к числу перидотитов, описанных в главе 14 [6]. Характер ксенолитов позволяет предполагать, что самые верхние части мантии под древней континентальной корой, вероятно, сильно отличаются по составу от верхних частей океанической мантии. Эта разница прежде всего заключается в значительной роли эклогитов в составе первых. Данные о глубинах, на которых происходит частичное плавление мантии с образованием магм, преимущественно имеют сейсмологический характер. Скорость прохождения сейсмических волн в земной коре и верхних частях мантии увеличивается с глубиной. Однако на глубине порядка 50 км выделяется нечеткая зона, в которой происходит некоторое уменьшение скорости сейсмических волн. Эта зона приурочена к кровле слоя мощностью в несколько десятков километров, называемого *астеносферой*, в котором горные породы



Фиг. 58. Приподнимание вершинной части вулкана Килауэа в период с января 1966 г. по октябрь 1967 г.

Измерения производились по отношению к условной нулевой отметке, находившейся на расположении поблизости вулкана Мауна-Лоа. Изолинии проведены через 10 см. Жирными линиями показаны краевые разломы сложной кальдеры Килауэа, образовавшейся при более ранних эпизодах вулканической деятельности. В процессе извержения, при котором производились рассматриваемые измерения, в жерле Халемаумау образовалось лавовое озеро. [По работе Fiske, Kinoshita, 1969]

приобретают способность к деформации посредством пластического течения. Такое понижение скоростей сейсмических волн и прочности горных пород можно объяснить тем, что вещество в этой зоне находится в состоянии более близком к температурам плавления, чем на уровнях, расположенных выше и ниже ее. Таким образом, астеносфера, очевидно, существует в условиях, при которых легко может осуществляться частичное плавление. Более надежное указание на плавление и образование магматических масс, способных к инъекции в расположенную выше земную кору, получено на основании сейсмических данных иного рода. В результате непрерывных точных наблюдений над сейсмической активностью на Гавайских островах оказалось

возможным обнаруживать первые движения магмы под вулканами на глубине около 60 км и проследивать последующий ее подъем, продолжающийся в течение периода в несколько месяцев и завершающийся извержением на земную поверхность [7]. На уровнях нескольких километров от земной поверхности магматическая масса проявляет тенденцию к разделению на ряд мелких интрузивов, которые представляют собой мелкие магматические камеры, расположенные на глубине всего лишь 2—3 км от вершины вулкана (фиг. 57). Расширение такой камеры приводит к вздутию наземной вулканической постройки (фиг. 58). После извержения вздутие прекращается, вулканическая постройка приобретает, хотя и не полностью, прежнюю форму [8]. Магматические камеры высоких уровней, аналогичные установленным на Гавайских островах, представляют большой интерес для геологов, поскольку они непосредственно могут отражать стадии образования комплексов субвулканических интрузивов, подобных центральным массивам, описанным в последнем разделе этой книги.

Получив представление о подъеме магмы из мантии, мы обратимся в следующей главе к рассмотрению условий формирования эффузивных покровов, возникающих при извержении магмы на поверхность, и интрузивных тел различной формы, образующихся в результате ее консолидации на некоторой глубине.

Глава 2

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Введение

Несмотря на успехи лабораторного изучения горных пород, решение любой петрологической проблемы невозможно без детального исследования пород в поле. Только при полевых наблюдениях можно получить совершенно необходимые сведения об условиях, в которых происходило извержение лавы, и о взаимосвязи во времени и в пространстве данной вулканической породы с другими продуктами вулканической деятельности исследуемого района. Для оценки интрузивной породы желательно знать форму, размеры и способ становления интрузива, степень его однородности по составу и причины вариаций последнего (дифференциация или реакция магмы с вмещающими породами). В особых случаях для разграничения пород, кристаллизовавшихся из магмы или образовавшихся в результате полной метасоматической переработки ранее существовавших

пород, может потребоваться очень детальное полевое картирование.

Логической исходной точкой при изучении условий залегания магматических пород должны быть действующие вулканы, поскольку лишь в этом случае процесс становления магматических пород можно наблюдать непосредственно. Однако в настоящей книге мы можем коснуться лишь нескольких аспектов вулканизма¹, имеющих наиболее важное значение для оценки условий консолидации вулканических пород и которые в конечном счете определяют их петрографические особенности. Более правильным представляется сконцентрировать внимание на особенностях древних вулканов, поскольку именно с ними скорее всего придется встретиться читателю в дальнейшем. В Великобритании имеются прекрасные объекты для изучения вскрытых корневых частей древних вулканов. Это прежде всего третичные кольцевые комплексы в западной Шотландии и Северной Ирландии.

Природа вулканической деятельности

Характер вулканических извержений определяется преимущественно составом магмы, особенно содержанием в ней CO_2 и H_2O . По мере увеличения содержания кремнезема в магме возрастает ее вязкость. Базальтовая магма обычно изливается в виде жидких лав, которые относительно легко растекаются на большие расстояния. Классическим примером этого могут служить упоминавшиеся выше покровы платобазальтов. В этом случае лава спокойно изливается через трещины и образует по существу озера базальтов с плоской верхней поверхностью.

При извержениях центрального типа серии последовательно излившихся базальтовых потоков могут формировать *щитовые вулканы* типа Мауна-Лоа (фиг. 57).

Извержения более кремнеземистых и, следовательно, более вязких андезитовых магм часто сопровождаются эксплозивной деятельностью, в связи с чем, помимо лав, на поверхности появляется вулканический обломочный материал, несколько вольно называемый вулканическим пеплом. Вулканический пепел — это одна из разновидностей пирокластических пород, описанных далее в специальной главе. Он накапливается непосредственно вокруг жерла, и предельный угол, при котором его частицы удерживаются на склонах, не скатываясь вниз, определяет ко-

¹ При изучении вулканов особенно эффективным оказывается метод фотодокументации (см., например, *The Earth and its Satellite*, ed. Guest J. E., 1971). Превосходное введение в проблему вулканизма представляет собой гл. 12 книги А. Холмса «Принципы физической геологии» (*Holmes A., Principles of Physical Geology*, 2nd ed., 1965).

ническую форму, обычно свойственную вулканам. В вулканических постройках этого типа обычно пласты лав чередуются с пластами пирокластического материала.

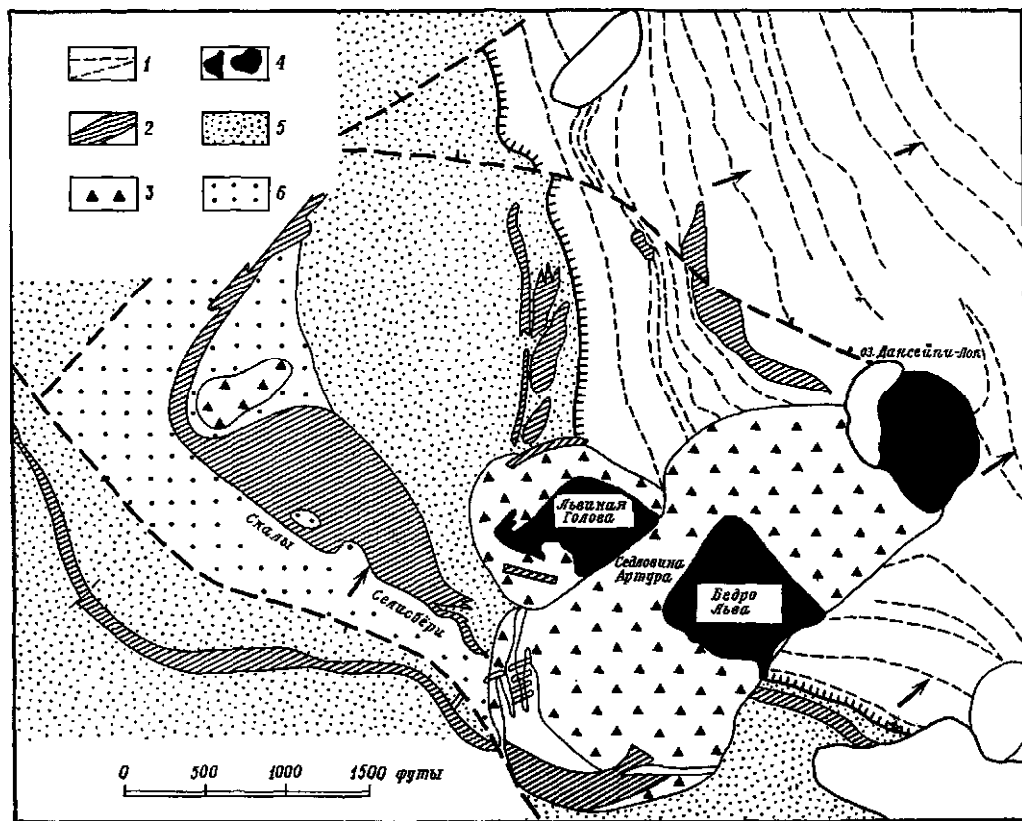
Наиболее богатые кремнеземом риолитовые магмы настолько вязки, что не способны образовывать лавовых потоков. Они застывают в жерлах вулканов или в непосредственной близости к ним. Однако в подавляющем большинстве случаев риолитовый материал имеет пирокластический характер и часто представлен игнибритами или туфовыми потоками, детально описанными в следующих главах.

Размеры вулканов очень изменчивы, так же как весьма различно и их строение. Самые мелкие и простейшие вулканы образуются в результате однофазового извержения (моногенные вулканы. — *Ред.*), они питаются через трубчатые жерла или вулканические некки грубо округлого поперечного сечения. По окончании вулканической деятельности срезы таких некков могут сохраняться длительное время, после того как весь изверженный материал удален эрозией. Выполнение жерла может быть составлено штоком лавы или пирокластическими породами, состоящими из различных по размеру обломков: от крупных блоков (агломераты) до вулканического пепла, часто смешанных в различных пропорциях.

В скальных обрывах тектонического эскарпа Кампси-Феллс в Срединной долине Шотландии наблюдаются штокообразные тела базальтов, представляющие собой выполнения жерл, некогда питавших сложенные пеплом вулканические постройки. В той же части Шотландии хорошо известны специфические формы рельефа, образованные трахитовыми некками. Породы, выполняющие вулканические жерла, по составу и структуре обычно неотличимы от поверхностных лавовых потоков.

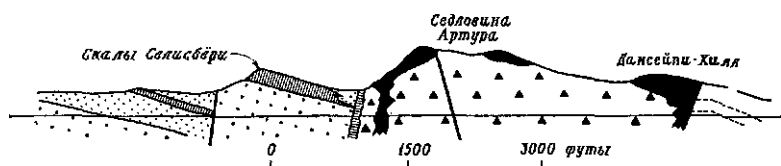
Срединная долина Шотландии примечательна большим количеством вулканических жерл, особенно часто встречающихся в Файфе и Айршире. В первом из этих районов на побережье часто удается наблюдать поперечные сечения жерл. Известным примером такого рода образований является так называемая Седловина Артура, которая расположена на окраине города Эдинбурга и представляет собой род возвышенности, господствующей над окружающей местностью (фиг. 59, 60).

Крупнейшие вулканы, подобные Мауна-Лоа и Этне, имеют значительно более сложное строение. Их формирование происходило на протяжении сотен тысяч лет в результате многочисленных извержений. Для большинства вулканов такого масштаба характерны многократные проседания близвершинной области с образованием так называемых кальдер. Просевшие блоки часто достигают в диаметре 5—10 км и ограничиваются системой дугообразных кольцевых разломов, подобных установ-



Фиг. 59. Схематическая геологическая карта окрестностей Эдинбурга.

Показаны выходы лавовых потоков карбонового возраста, интрузивные тела и вулканические жерла. 1—базальтовые лавы и туфы; 2—силлы и дайки базальтов; 3—жерловые агломераты; 4—жерловые интрузивы; 5—осадочные породы карбона; 6—древний красный песчаник.



Фиг. 60. Поперечный разрез через жерла Седловины Артура.

Условные обозначения см. фиг. 59.

ленным на Килауэа (фиг. 58). Нетрудно найти черты сходства таких кальдер с кольцевыми интрузивными комплексами, примером которых может служить интрузия острова Малл. Весьма соблазнительно предположить, что такого рода интрузивный комплекс может обнажиться на Килауэа, когда эрозия вскрыет глубокие части вулканического аппарата. Не являются ли современные магматические камеры высоких уровней будущими кольцевыми интрузивами?

Перейдем теперь к рассмотрению текстур отдельных лавовых потоков, обратив особенное внимание на базальты.

Текстуры лав

Прямыми наблюдениями можно различить ряд характерных лавовых потоков. В субазральных условиях лавовые потоки могут напоминать беспорядочные массы шлака. Такие лавы, называемые *блоковыми*, возникают в результате вскипания летучих в магме еще в период, когда она находится в жерле до извержения. При сравнительно быстром подъеме с меньшей потерей летучих поверхность отвердевающей лавы сминается в извилистые складки, характерные для потока вязкого материала. Такие лавы называются *канатными*. Для подводных лав всех возрастов необычайно характерна так называемая *подушечная* (или шаровая) текстура. Подушечные лавы представляют собою нагромождение изолированных подушкообразных блоков, причем пространство между ними выполнено осадочным материалом — кремнем, известняком или глинистым веществом (фиг. 61). У отдельных подушек наблюдаются концентрически расположенные пустотки, а иногда также центральная округлая каверна. Подушечная текстура проявляется у базальтовых и андезитовых лав, но особенно характерна для спилитов. При подводных извержениях летучие не выделяются из лавы, которая в связи с этим вспучивается, становится губчатой и сохраняет многочисленные пустоты, что значительно уменьшает ее плотность. Вероятно уже в момент извержения лава разобьется на отдельные сферонды, каждый из которых порознь



Фиг. 61. Подушечная лава (спилит) с выделениями яшмы между некоторыми подушечными обособлениями, Англия.

обволакивается оболочкой пара, так что лава, текущая по поверхности морского дна, до тех пор пока не застынет, представляет собой подвижный слой перекатывающихся сфер, лишь изредка соприкасающихся друг с другом. У субаэральных лав типичная подушечная текстура не наблюдается. Последнюю можно рассматривать в качестве признака морского подводного извержения. Однако близкую текстуру имеют третичные базальты острова Малл, образовавшиеся в результате извержения лавы в кратерные озера. Совершенно свежие толеитовые подушечные лавы в области Срединного Атлантического хребта предположительно образовались в результате извержения из трещин рифтовой долины. Краевые зоны некоторых подушек в этих лавах представлены закаленным стеклом (тахилитом), хотя в других случаях такие оторочки закалилки сложены раскристаллизованным материалом (см. фиг. 119). Характер залегания и особенности современных подушечных лав в Срединном Атлантическом хребте были изучены с помощью подводного фотографирования. В Великобритании наиболее типичные подушечные лавы встречаются в докембрийских и ордовикских толщах.

Об условиях излияния некоторых лав можно судить по текстуре течения, обусловленным перекачиванием и растаскиванием полужатвердевшей массы. В результате таких процессов возникают очень характерные внутренние текстуры лав, детально рассмотренные далее. Для других лав характерна ячеистая или шлаковая текстура, обусловленная удалением паров воды и других газов в момент извержения.

Базальтовая магма обычно обладает относительно небольшой вязкостью, в связи с чем при извержении, когда давление на магму уменьшается, растворенные газы могут в больших количествах удаляться в воздух. Такой процесс можно назвать вскипанием лавы. Однако с уменьшением количества летучих веществ, которые действуют в растворенном состоянии как флюс, вязкость лавы быстро увеличивается и многочисленные пузырьки газа задерживаются в отвердевающей лаве, особенно в верхней части ее потока. Такие газовые пустотки имеют обычно сферическую или эллипсоидальную форму, но в результате течения лавы могут уплощаться или удлиняться. Диаметр газовых пустоток обычно колеблется от первых миллиметров до одного или нескольких сантиметров, хотя иногда встречаются более крупные и менее правильные каверны.

Во всех современных или очень молодых лавах пустотки содержат лишь газы, но в более древних базальтах они обычно выполнены низкотемпературными минералами — кальцитом, халцедоном и цеолитами. Агрегаты этих светлоокрашенных минералов по форме и размерам часто похожи на миндаль, за что они и получили свое название амигдалоидов (или миндалины) от латинского *amygdalus* — миндаль.

Миндалекаменные базальты часто приурочены к нижним частям лавовых толщ. Вероятно, минералы, выполняющие миндалины, осаждались из циркулирующих грунтовых вод, которые прогревались за счет вулканического тепла под изолирующим покровом лавовых потоков. Статистическое изучение распределения минералов, выполняющих миндалины, показало, что в конкретных вулканических областях оно обнаруживает некоторую зональность, предположительно обусловленную изменением температуры. Для отдельных зон характерны свои, отличающиеся от других ассоциации минералов (фиг. 62). Вместе с тем, как и можно было ожидать, для различных лав характерны свои ассоциации минералов в миндалинах [9]. В Великобритании прекрасные примеры минеральных ассоциаций вулканических миндалины, особенно цеолитов, известны в лавах девонского возраста Шотландии (Олд-Дамбартон) и третичного возраста из Мостовой Гигантов (графство Антрим).

В лавах различных частей мира описывались трубчатые пустоты. Обычно они приурочены к основанию потока и имеют



Фиг. 62. Миодалекаменный базальт, Тироль.

Миодалиты менее правильной формы, чем обычно, и выполнены различными минералами, отложившимися в зональной последовательности. Внешняя часть наиболее крупной миодалиты в средней части фигуры сложена кальцитом, который в направлении к центру сменяется хлоритом и халцедоном с полосчатостью агатового типа.

форму длинного узкого конуса, сужающегося кверху. Протяженность их достигает 30 см, а диаметр — около 1,5 см. Выполнение таких трубчатых образований представлено теми же минералами, которые встречаются и в обычных миодалевидных амигдалондах. По-видимому, они возникают в результате истечения вверх пара с влажной поверхности, над которой протекала лава. Это предположение основано на том, что трубчатые пустоты обычно встречаются в тех случаях, когда обнаруживаются признаки извержения лавы на влажные тонкие илы [10, 11].

Вследствие уплотнения, обусловленного охлаждением (контракции), во многих магматических породах возникают правильные системы пересекающихся трещин отдельности. В некоторых основных лавах и мелких интрузивах эти трещины формируют прекрасную *столбчатую* отдельность. Столбчатые обособления очень часто имеют значительную высоту и правильную форму в поперечном разрезе. Они ограничены тремя, четырьмя, пятью или шестью поверхностями, которые образуют трехгранные, четырехгранные, пятигранные и шестигранные призмы. Шестигранные призмы преимущественно проявляются в породах с од-

нородной текстурой, так как в этом случае центры уплотнения располагаются на равных расстояниях друг от друга, а в такой ситуации углы шестигранных призм наиболее плотно, без каких-либо промежутков подгоняются друг к другу; при гексагональном расположении трещин отдельности отношение площади к периметру имеет наибольшую величину. Длинные оси столбчатых обособлений ориентированы перпендикулярно поверхностям отступающих в процессе охлаждения изотерм. В соответствии с этим правилом в горизонтальных силах и потоках столбы располагаются вертикально, тогда как в вертикальных дайках они ориентированы горизонтально. Во многих лавовых потоках, особенно основных, удается различить три грубо параллельных слоя: верхний — шлаковидный и пористый; центральный — с довольно неправильными небольшими в поперечнике столбами и базальный слой — с более крупными правильными гексагональными колоннами. Последние развиваются вверх от медленно охлаждающегося основания потока, тогда как относительно тонкие «волнистые» столбчатые обособления развиваются вниз от быстрее охлаждающейся верхней поверхности лавового потока. Столбы расчленяются на сегменты дополнительными поперечными трещинами отдельности. Подобная сегментация сопровождается трещинами шаровой отдельности. К числу наиболее впечатляющих примеров столбчатой отдельности базальтов Великобритании относятся Мостовая Гигантов в Антриме [12] и Фингалова пещера на Гебридских островах.

Интрузивы. Общие положения

Взаимоотношения интрузивов с вмещающими породами, а также их размеры и форма весьма изменчивы в зависимости от состава интрузирующей магмы, а также геологической и структурной обстановки. В самом общем виде они подразделяются в зависимости от размеров на «крупные» и «малые» интрузии, а в зависимости от глубинности проявления — на так называемые глубинные (плутонические, абиссальные) и гипабиссальные (интрузии малой глубины). Ни одну из этих классификаций нельзя считать совершенной. Подобная категоризация интрузивов по существу препятствует прогрессу в развитии представлений об их происхождении и особенностях. Вероятно, наиболее четкую границу можно провести между интрузивными телами, обычно встречающимися в орогенической обстановке и сформированными в условиях сжатия земной коры, и телами, сформировавшимися в неорогенической обстановке, в условиях растяжения земной коры. Как уже отмечалось выше, интрузии первой группы представлены телами раскристаллизованной магмы, внедрившейся в верхние уровни коры насильственно, с

расталкиванием вмещающих пород, залегающих на их пути. В качестве характерной формы интрузивов орогенной обстановки следует рассматривать батолиты. Наоборот, в неорогенной обстановке земной коры создаются условия, допускающие относительно легкий подъем жидкостной магмы, образующей крупные свиты даек регионального распространения. Типичные неорогенные интрузивы имеют пластообразную форму и ограничены параллельными поверхностями. В некоторых случаях удается установить, что локально распределенные напряжения и тектонические разломы в породах коры подготовили пространство для так называемого пассивного («допущенного», *permitted*, по Риду) внедрения магмы в отличие от вышерассмотренного насильственного внедрения. Следует однако подчеркнуть, что и эти два типа представляют собой самые общие схематизированные категории. Характер интрузивов в каждом конкретном случае определяется локальной структурой и особенностями распределения ориентированного давления во вмещающих породах, а также общим давлением и другими физическими условиями, проявляющимися в момент внедрения магмы. В связи с этим и в орогенной обстановке часто обнаруживаются дайки и другие формы малых интрузий, тогда как, наоборот, в неорогенной вулканической обстановке интрузивы иногда могут приобретать сходство с батолитами.

На следующих страницах различные интрузивы для удобства описания группируются друг с другом преимущественно по признакам их формы и механизма становления.

Пластообразные интрузивы

а) *Дайки*. К этой категории мы относим все пластообразные интрузивы, в момент внедрения располагавшиеся вертикально или близвертикально. Мощность даек колеблется от долей сантиметра до сотен метров, но в среднем, вероятно, составляет 0,3—1 м. Выходы даек в связи с их условиями залегания не зависят от топографических особенностей местности. Поэтому на геологических картах они обычно изображаются в виде почти прямолинейных полос, сохраняющих одно и то же направление на больших интервалах. Часто дайки довольно хорошо видны на местности, так как они отличаются по способности к выветриванию от пересекаемых ими пород. В легко эродируемых осадках дайки могут выступать в виде стен, а в более устойчивых к выветриванию породах они образуют траншееобразные понижения. В последнем случае их предпочтительная эрозия может быть обусловлена поперечными трещинами отдельности, которые проявляются в большинстве даек и обычно располагаются перпендикулярно их контактам.

В любой обстановке магматической деятельности, когда создаются условия для проникновения магмы в локальные трещины вмещающих пород, возникают мелкие дайки. Однако существуют очень крупные дайки, образующие региональные свиты, которые трудно отнести к «малым интрузиям». Кливлендская дайка, например, входящая в состав дайкового пояса острова Малл и продолжающаяся в северную часть Англии, имеет протяженность более 200 км. Пояс третичных даек острова Малл является наиболее детально изученной в мире системой даек. В некоторых береговых обрывах дайки этой системы настолько хорошо обнажены, что удалось получить некоторые количественные данные. В одном из таких разрезов в пределах интервала, несколько превышающего 1,6 км, установлено 115 даек. Пространство, занимаемое этими дайками, соответствует растяжению земной коры на 9% [13].

Характер распределения даек этой свиты в пространстве свидетельствует о том, что резервуар, из которого они питались, представлял собой гребневидный выступ в пределах общего уровня плавления вещества мантии, располагающийся непосредственно ниже оси свиты. Радиометрические определения возраста даек показали, что их становление происходило в течение длительного периода. Некоторые наиболее ранние дайки представляют собой питающие каналы крупнейших лавовых покровов, тогда как наиболее поздние секут интрузивные комплексы центрального типа. Характер распределения даек вокруг центров интрузивной и вулканической деятельности может быть более разнообразным. В ряде случаев восходящая масса магмы оказывала на вмещающие породы давление, направленное во все стороны, что приводило к образованию радиальных серий даек. Прекрасный пример такого рода имеется на острове Рам. Различного рода интрузивы концентрического строения описываются ниже; однако здесь следует отметить, что слагающие их конические слои представляют собой своего рода дайки, залегающие не вертикально, а наклонно, причем их положение в пространстве определяется особенностями формы магматической камеры.

Последовательные инъекции однотипной магмы в одну и ту же трещину приводят к образованию *многократных даек*. Изредка в одну трещину последовательно внедряются магмы различного состава, в результате чего возникают *сложные дайки*. Чаще всего вначале внедряется базальтовая магма, а затем гранитная. Порода, возникшая при первой инъекции, обычно имеет черный цвет и тонкокристаллическое строение, тогда как более поздний гранитоидный материал окрашен значительно светлее, часто в красные тона, и во многих случаях содержит относительно крупные кристаллы кварца и полевого шпата.

Примеры как многократных, так и сложных даек третичного возраста известны в Арране [14] и на острове Скай [15], а также в северо-восточной свите даек южной части Джерси.

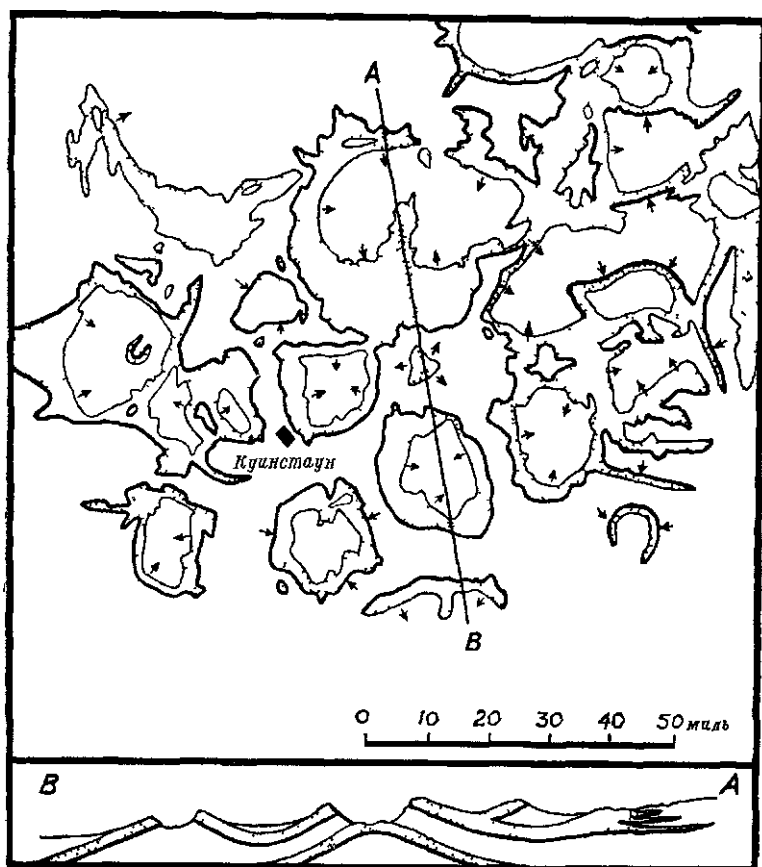
Большинство петрографов полагает, что внедрение даек происходит в периоды, когда земная кора находится в условиях стресса или растяжения. Первая стадия становления свит даек наиболее очевидна и заключается в образовании систем параллельных трещин предположительно в результате сколовых движений. Однако независимо от того, каким путем образовались трещины, для того чтобы в них мог поступать базальтовый расплав, они должны впоследствии приоткрываться. Такое приоткрывание, очевидно, должно происходить в условиях растяжения под воздействием усилий, направленных под прямым углом к данной трещине. Суммарное «растяжение» исходного участка соответствует общей мощности всех даек свиты и в некоторых случаях может быть весьма большим.

б) *Силлы*. Трехмерная форма силла такая же, как и дайки, однако условия залегания иные. Силлы возникают в тех условиях, когда структура земной коры и распределение в ней напряжений создают возможность более легкого продвижения магмы в боковом, а не в вертикальном направлении. Подобная ситуация наиболее часто создается в тех случаях, когда восходящая магма поступает в толщу стратифицированных пород в близповерхностной обстановке. На определенном уровне магматическое давление может превысить давление нагрузки, развиваемое вышележащими породами, в связи с чем магма легче распространяется вдоль поверхностей напластования, нежели продвигается вверх в направлении к земной поверхности. Силлы обычно залегают согласно с напластованием вмещающих пород и, следовательно, в полого залегающих толщах встречаются в виде почти горизонтальных пластовых тел, хотя в наклонно залегающих или складчатых породах они могут приобретать любое положение, в том числе и вертикальное. Вследствие этого в обнажениях такие интрузивы выглядят как неотъемлемая часть стратиграфического разреза, и нередко трудно решить, имеем ли мы дело с пластообразным интрузивом или лавовым потоком. В некоторых случаях отличить интрузив от лавы помогают характерные текстуры лав (см. стр. 155), хотя иногда необходимы дополнительные наблюдения. Силлы на больших расстояниях могут приурочиваться к одному горизонту, но в некоторых случаях они внезапно перемещаются вверх или вниз по разрезу стратифицированной толщи, что отличает их от лавового потока. Кроме того, у силлов проявляются жиллоподобные апофизы, отщепляющиеся преимущественно в породы кровли. Однако в тех случаях, когда силлы внедряются в неконсоли-

дированные илы на морском дне, они могут весьма напоминать лавы вследствие возникновения в них многочисленных каверн, обусловленных соприкосновением с прилегающим насыщенным водой осадочным материалом.

Размеры некоторых силлов достаточно велики, для того чтобы в них могли проявиться отчетливые литологические различия: 1) по размерам зерен слагающих их пород и 2) по химическому составу вследствие дифференциации магмы *in situ* или до внедрения. В последнем случае силлы относятся к типу сложных. Изложенное выше легко можно было бы проиллюстрировать соответствующими примерами, однако общие положения не нуждаются в особых пояснениях. Достаточно крупный силл, внедрившийся в относительно холодные породы, должен обладать тонкозернистыми оторочками закалки. Если силл образовался в результате внедрения основной магмы, его краевые части будут сложены базальтами, практически неотличимыми от поверхностных лав соответствующего состава. В направлении к средним частям силла размеры зерен минералов должны последовательно возрастать и базальт должен постепенно переходить в долерит, а возможно, даже и в габбро. Структурная изменчивость в пластовых интрузиях усугубляется в результате проявления двух процессов. Первый из них — это восходящее движение летучих, особенно воды, которые могут скапливаться на некотором расстоянии от верхней поверхности интрузива, где обогащенные водой фракции будут кристаллизоваться с образованием пегматоидной фазы, отличающейся особенно крупными размерами зерен. Одновременно происходит второй процесс — осаждение выделившихся ранее кристаллов оливина, обусловленное гравитационными силами. Эти кристаллы накапливаются в виде обогащенного оливином слоя в нижней части силла, хотя и не обязательно у самой его подошвы. Такого рода соотношения, как мы уже видели, наблюдаются в силле Палисейдс.

Так же как и дайки, силлы могут быть многократными, а в других случаях — сложными. Они состоят преимущественно из консолидированной базальтовой магмы. Силлы широко развиты в толщах, подстилающих гигантские базальтовые излияния, о которых упоминалось выше. Широко известны силлы в области Карру в Южной Африке. Здесь размеры отдельных пластовых интрузивов достигают очень больших величин, отдельные силлы иногда занимают площадь от 7500 до 13000 км². На фиг. 63 показаны вскрытые эрозией выходы одного из таких гигантских пластовых тел. Для этого интрузива необходимо отметить заметную волнистость, обуславливающую возникновение бассейнообразных и куполовидных структур, в общем не характерных для силлов.



Фиг. 63 Схематическая карта и разрез (вертикальный масштаб искажен) участка развития мощных долеритов Карру, внедрившихся в осадки серии Бофорт, Южная Африка.

В Англии наиболее крупный силл Грейт-Уин распространен на значительной площади в ее северо-восточной части и хорошо обнажается в районе Тисдейл, где его выходы образуют водопад, известный под названием Хай Форс. Очень эффектно выглядит почти горизонтальное мощное тело черных долеритов, внедрившееся в ярко-красные граниты, образующие скальные выходы в северной части острова Джерси. К числу других хорошо известных силлов относятся кварцевые порфиры (гранитоидные породы) третичного возраста, обнажающиеся на побережье южного Аррана (силлы Дилпин) в западной Шотландии.

Линзовидные интрузивы

а) *Лакколиты* Интрузивы этого типа возникают в тех случаях, когда внедрение вязкой магмы вдоль ослабленной поверхности обуславливает выгибание вверх стратифицированной толщи в кровле магматического тела. В идеальном случае подошва таких тел остается плоской. В классическом описании лакколита, обнажающегося в горах Генри, штат Юта, содержится предположение о наличии трубообразного подводящего канала в его центральной части [16]. Однако это предположение имеет чисто гипотетический характер, и не менее вероятным представляется, что интрузив питался таким же способом, как и обычные силлы. Полагают, что гидростатическое давление магмы вызвало выгибание кровли вверх. Таким образом, в общем виде считается, что лакколит имеет форму плоско-выпуклой линзы, плоская сторона которой располагается снизу.

Длина и ширина силлов несравненно больше их мощности, а к лакколитовым интрузивам относят такие тела, в которых мощность составляет от $1/3$ до $1/7$ диаметра. Лакколиты могут быть многократными.

б) *Факолиты* Так называются линзовидные интрузивы выпукло-вогнутой формы, приуроченные к ядрам антиклиналей. Форма факолита обусловлена его внедрением в ранее смятую в складки толщу, тогда как лакколит теоретически сам вызывает выгибание кровли. К факолитам относится, в частности, габбровая (или долеритовая) интрузия Корндон в районе Шелв, графство Шропшир [X, 17].

в) *Лополиты* Эти интрузивы также имеют выпукло-вогнутую форму, но в отличие от факолитов выпуклостью обращены вниз. К ним относятся некоторые крупнейшие основные интрузивы, например лополит Садбери (Онтарио) и Дулутский (Миннесота) габброндний комплекс [18]. Термин «лополит» впервые был применен к Дулутскому интрузиву, который образует серповидный выход близ одноименного города, ограничивая с запада озеро Верхнее. Серповидная в плане форма интрузива обусловлена наклоном лополита. Однако форма Бушвелдского лополита, являющегося крупнейшей в мире интрузией основных и ультраосновных пород, не связана ни с каким наклоном [19].¹ Этот массив протягивается в широтном направлении примерно на 500 км и занимает площадь более 50 000 км². Прекрасная обнаженность этого массива позволила выявить чрезвычайную

¹ Обстоятельное петрологическое описание Бушвелдского, Стиллутерского (Монтана) и других лополитовых интрузивов приводится в книге Wager L. R., Brown G. M., Layered Igneous Rocks, 1968 [Есть русский перевод Уэйджер Л. Р., Браун Г. М., «Расслоенные изверженные породы», М., «Мир», 1970].



Фиг. 64. Схематический широтный разрез через Бушвелдский комплекс Трансвааля (по Дели).

Красные „граниты“ перекрывают основные породы, преимущественно нориты. Лополит внедрился в породы трансваальской системы, в состав которой входят кварциты Бляк-Риф (точки) и породы толщи Грейт-Доломит (поперечные черточки); выходы пород серии Претория, перекрывающих интрузив, обозначены р р р.

изменчивость слагающих его пород (фиг. 64). В Бушвелдском комплексе наблюдается резкая расслоенность. Породы различного состава по-разному подвергаются выветриванию и эрозии, в связи с чем более устойчивые из них образуют хребты, приблизительно параллельные границе лополита и структурным направлениям в толще кварцитов, падающих под интрузив. Общая мощность лополита, по-видимому, составляет около 10 км. Таким образом, в этом случае из мантии в высокие горизонты земной коры поступили огромные массы магмы. В результате изостатическое равновесие в этом участке земной коры было нарушено, что и привело к проседанию вниз центральной части лополита. Пути питания лополита до сих пор остаются неизвестными.

Некоторые крупные интрузивы расслоенных габброидов обладают воронкообразной формой, что установлено по условиям залегания как их внешних контактов, так и внутренней расслоенности. Примером таких массивов может служить комплекс Фритаун в Сьерра-Леоне [20, 21]. Углы падения поверхностей расслоенности резко увеличиваются по направлению к центру этого интрузива, а по геофизическим данным и буровым скважинам можно предполагать, что таким же образом ведет себя и подошва массива. Отметим, в частности, что во внешних частях Фритаунского комплекса, где расслоенность наклонена отнительно полого, на поверхности видны такие же эскарпы, как и в Бушвелдском комплексе. Таким образом, Фритаунский комплекс, где проявляются многие особенности крупных основных лополитов, следует трактовать скорее всего как интрузив воронкообразного типа.

Воронкообразные интрузивы [22] обычно имеют гораздо меньшие размеры, чем фритаунский, и представляют собой округлые выходы диаметром в первые мили. Типичным примером интрузивов этого типа может служить комплекс Кортленд или Пикс-килл, штат Нью-Йорк, где установлены три фокуса, относительно которых ориентированы сходящиеся книзу поверхности расслоенности. Другие интрузивы такого же типа описаны в Нью-Гэмпшире. Для них предполагается насильственное внедрение

магмы, создававшей себе пространство при поднимании и расталкивании в стороны вмещающих пород. Вероятно, таким же образом происходило становление и некоторых третичных габброидных интрузивов Шотландии.

Наиболее впечатляющий и детальнее других изученный интрузив воронкообразной формы — это Скергаардский массив в восточной Гренландии [23]. Большая часть этого комплекса представлена расслоенной серией габброидов, состав которых сильно изменяется снизу вверх. Причины колебаний состава и возникновения расслоенности будут рассмотрены в дальнейшем. Пространство, занятое интрузивом, вероятно, было создано в результате вулканической деятельности эксплозивного типа. По своему диаметру Скергаардский массив сопоставим со многими кальдерами.

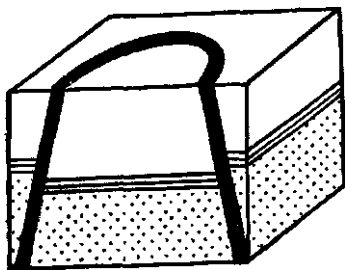
Таким образом, воронкообразные интрузивы довольно различны. В предельном случае они очень слабо отличаются от платообразных лополитов, тогда как в других случаях имеют крутые и несогласные контакты, которые позволяют предполагать их близкое родство с описываемыми ниже кольцевыми комплексами.

Кольцевые комплексы

Выше отмечалось, что лавы по типу извержения подразделяются на покровные (или платолавы) и комплексы центрального типа (конические или центральные вулканы). Аналогичным образом можно классифицировать и интрузивные образования. К первому типу следует относить свиты даек и широко распространенные силлы, которые представляют резкий контраст с комплексами центрального типа, возникшими в результате сосредоточения всей магматической деятельности в некотором фокусе в пределах небольшой площади. Классический район хорошо изученных комплексов второго типа — Внутренние Гебридские острова Шотландии. Крупнейшие отдельные центры здесь выявлены на островах Малл, Скай и полуострове Арднамерхан. Интрузивный комплекс острова Малл предположительно представляет собой корневую часть сильно эродированного крупного вулкана центрального типа.

В процессе становления центральных комплексов в земной коре действовали силы, обуславливающие формирование характерных серповидных интрузивных тел. Здесь мы рассмотрим лишь наиболее общие особенности кольцевых комплексов, которые детальнее описываются в последнем разделе книги.

а) *Кольцевые дайки* [24]. Под этим понятием подразумевают интрузивы, образующие на поверхности дугообразные выходы с радиусом, редко превышающим 3—5 км. Внешний и внутренний контакты таких интрузивов либо параллельны, либо разли-



Фиг. 65. Блок-диаграмма одиночной кольцевой дайки, внедрившейся в горизонтально стратифицированную толщу.

чаются по степени кривизны, так что при прослеживании по простиранию они в конце концов пересекаются, образуя в целом тело серповидной формы. Лишь очень редко такие дайки образуют полные кольца, как это имеет место для кольцевой дайки в горах Оссипи в Нью-Гэмпшире [25]. Боковые стенки кольцевых даек обычно круто наклонены или ориентированы вертикально, хотя наблюдений по этому поводу имеется очень немного. Для гебридских кольцевых даек предполагается крутое падение наружу. Считается,

что становление их обусловлено проседанием центрального блока по кольцевому разлому. Именно такое проседание могло обусловить возникновение потенциальных пустот, в которые внедрялась магма. Предположение о подобном механизме возникновения даек впервые было высказано Клафом и др. для девонской кольцевой интрузии Гленко в Шотландии, а впоследствии детально рассмотрено Ричи в связи с интерпретацией многих третичных кольцевых даек Шотландии. Такая интерпретация природы кольцевых комплексов вполне решает проблему пространства, особенно в тех случаях, когда удается установить падение даек наружу. Однако имеются случаи, для которых подобное объяснение неприменно. Ширина выходов некоторых кольцевых интрузивов в Гебридской провинции достигает одной мили, а для их внутреннего строения характерны текстуры течения, несовместимые с простой гипотезой проседания. В некоторых случаях установлено, что контакты таких тел, по крайней мере местами, падают внутрь. Возможно, что кольцевые разломы сопровождаются оперяющими зонами трещиноватости и брекчирования, в которые также может проникать магма.

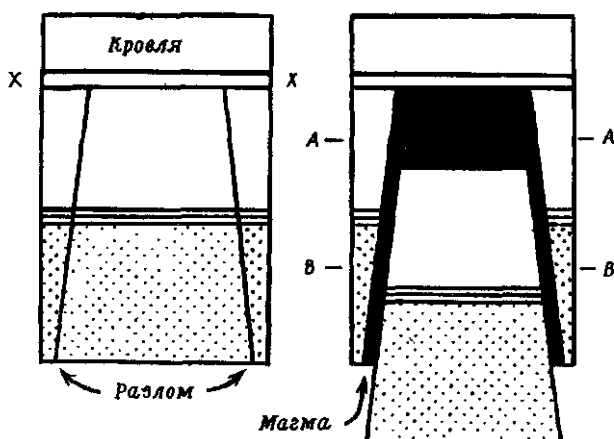
Кольцевые дайки иногда встречаются поодиночке, но чаще образуют *кольцевые комплексы*, состоящие из нескольких обособленных интрузивных тел, располагающихся концентрически относительно общего центра. Последовательность внедрения отдельных членов такого комплекса может быть установлена по включениям обломков ранних пород в более поздние. Иногда наблюдаются оторочки закалки в более поздних породах в контакте с ранними. Однако подобные соотношения встречаются редко, что, очевидно, объясняется становлением всего кольцевого комплекса в относительно короткий период времени. Смежные кольцевые дайки могут разделяться тонкими перегородками вмещающих пород.

Породы, слагающие кольцевые дайки, часто крупнозернисты и по этому признаку должны быть отнесены к глубинным породам, однако, несомненно, многие, если не все, комплексы кольцевых даек были непосредственно связаны с проявлением поверхностного вулканизма, в особенности с кальдерами. Близкоповерхностный характер этих пород также нередко виден по таким их особенностям, как тонкозернистость, полосчатость течения и эксплозивное брекчирование [26].

Теоретически кольцевые дайки могут быть представлены породами самого различного состава, однако в действительности они обычно сложены гранитоидами. Возможно, это объясняется относительно небольшим удельным весом гранитной магмы. Яркие примеры кольцевых комплексов открыты и описаны в последние годы в разных частях Африки. Во многих из них присутствуют типичные щелочные породы — рибекитовые граниты [27], карбонатиты и нефелинсодержащие породы. Среди британских массивов этого типа особый интерес представляет тройной кольцевой комплекс полуострова Арднамёрхан в западной Шотландии. В нем участвуют три крупные группы пород — габброиды и «эвкриты», монзониты и, наконец, более кислые породы гранитоидного типа, в том числе тоналиты.

б) *Интрузивы кальдер проседания; бисмалиты* В этом разделе следует отметить еще один тип интрузивов, также связанных с кольцевыми разломами. По определению Иддингса [28], бисмалиты представляют собою инъекционные тела, имеющие коническую или цилиндрическую форму, либо достигавшие дневной поверхности, либо ограниченные сверху куполообразным вздутнем стратифицированной толщи вмещающих пород, как это имеет место для лакколитов. Примерно такое же содержание вкладывает Расселл [29] в понятие «плутонический шток». Для интрузий этого типа характерны вертикальные смещения по разломам. В качестве примеров таких интрузивов Иддингс упоминал массив Маунт-Холмс в Йеллоустонском национальном парке.

На фиг. 66 можно видеть, что в случае, если грубоцилиндрическая трещина не достигает поверхности, а просевший по ней блок ограничен сверху горизонтальной ослабленной плоскостью (X на фиг. 66), то над таким блоком возникнет пространство, которое может быть заполнено магмой. При этом может возникнуть интрузив цилиндрической формы с округлым поперечным сечением и плоской подошвой (уровень A на фиг. 66). Однако на нижних уровнях (B) тот же интрузив будет представлен кольцевой дайкой. Такие образования называются «кальдерами проседания», а обуславливающие их трещины — «поршневыми разломами». В Британии классический пример интрузивов этого рода известен близ Гленко в юго-западной Шотландии. Можно



Фиг. 66. Схематические разрезы, иллюстрирующие становление интрузива в кальдере проседания.

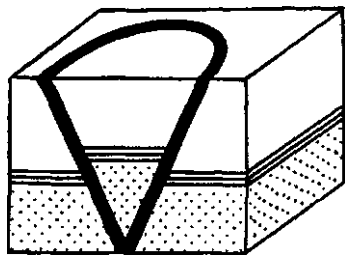
полагать, что становление интрузии происходило рассмотренным выше способом в том случае, если соблюдены следующие условия: 1) тектоническая обстановка допускает режим возникновения кольцевых разломов; 2) выходы интрузива имеют примерно округлую форму; 3) диаметр массива составляет 8—25 км; 4) контакты массива резкие и круто наклонены наружу или ориентированы вертикально; 5) окружающие породы не нарушены или в них наблюдаются локальные искривления, по знаку соответствующие проседанию центрального цилиндрического блока. Дополнительным доказательством именно такой природы интрузива может служить частичное обнажение на поверхности его подошвы и особенно наличие резкого перехода от крутых стенок к плоской кровле.

в) *Конические слои*. Среди третичных интрузивов Гебридской провинции имеются многочисленные базальтовые «дайки», удачно названные Бейли коническими слоями. Этот, так сказать, трехмерный термин заменяет двумерное определение Харкера «наклонные слои». Мощност конических слоев обычно не превышает нескольких метров. Пока нигде не удалось наблюдать замкнутого выхода конических слоев. На фиг. 67 отражены главнейшие особенности интрузивов рассматриваемого типа: искривленный выход на дневной поверхности, соответствующий сегменту круга, а также падение внутрь к единому фокусу. Во всех случаях детального картирования образований такого рода установлена четкая параллельность отдельных конических слоев, концентрическое их расположение относительно общего центра и очень устойчивое падение. Экстраполяцией вниз угла падения, наблюдающегося на поверхности, можно оценить глубину рас-

положения магматической камеры, из которой поступала магма, сформировавшая свиту конических слоев. Для гебридских интрузивных центров эта глубина составляет от 5 до 8 км от современной поверхности.

Механизм внедрения конических слоев ясен из приведенной диаграммы. Верхняя поверхность конического слоя (висячий бок) отделяется от нижней (лежачий бок) мощностью самой дайки, внедрение которой должно сопровождаться некоторым подъемом внутреннего блока; величина этого подъема в благоприятных случаях поддается оценке и измерению. Поскольку при внедрении каждого отдельного конического слоя внутренних конических блок каждый раз приподнимается, то суммарный подъем последнего при многочисленности конических слоев может достигать одного километра. Таким образом, внедряющаяся магма должна находиться под значительным давлением и развивать механические усилия, обуславливающие надвиговые перемещения блока кровли. Эти условия прямо противоположны проявляющимся в случае внедрения кольцевых даек, образование которых происходит при пониженном магматическом давлении. Очень интересно, что в некоторых гебридских вулканических центрах наблюдаются перемежаемость кольцевых даек и конических слоев и чередование их внедрения во времени.

За пределами Гебридской вулканической провинции комплексы конических слоев редки, однако относительно недавно подобные образования обнаружены среди щелочных массивов, в составе которых отмечаются нефелиновые породы и карбонатиты. Последние в некоторых случаях образуют центральный шток и связанные с ним конические слои. По форме и положению в пространстве конические слои карбонатитов идентичны более изученным базальтоидным образованиям этого типа. Конические слои карбонатитов установлены в массиве Альнэ в Швеции и некоторых африканских щелочных комплексах. Во всех случаях образование концентрических конических трещин, в которые инфильтрировались карбонатиты, вероятно, связано с эксплозивной вулканической деятельностью, что в данном случае вполне объяснимо высокой концентрацией летучих, несомненно необходимых для образования этих специфических щелочных пород.



Фиг. 67. Схематическая блок-диаграмма одиночного конического слоя.

Отражены главнейшие особенности его формы и соотношения с вмещающими породами. При сравнении фиг. 66 и 67 следует помнить о различиях размеров кольцевых даек и конических слоев. Сходящиеся боковые стенки последних, несомненно, достигают магматической камеры в некоторой точке под вершиной конуса.

Крупные кольцевые дайки и тела гранитоидов, внедрившиеся в результате смещений по кольцевым разломам, представляют собой как бы переходные образования между описанными выше интрузивными телами, механизм становления которых достаточно ясен, и очень крупными интрузивами глубоких уровней с крутыми секущими контактами, протягивающимися на неизвестную глубину, в толковании которых существуют многочисленные противоречия и неясности. Имеются определенные основания для различных мнений в отношении этой важной для петрологии проблемы.

Плутоны глубоких уровней

К этой группе относятся крупные интрузивы, у которых при геологических наблюдениях не удается установить подошву. Боковые «стенки» таких интрузивных тел обычно круто наклонены и в пределах, доступных наблюдению, падают наружу, так что у них проявляется тенденция к увеличению размера с глубиной. Породы, слагающие плутоны, обычно содержат кварц и классифицируются как гранитоиды. Таким образом, приводимые ниже описания можно рассматривать как характеристику способов проявления гранитоидов в отличие от основных интрузивов, которые обычно встречаются в природе в виде даек, силлов, воронкообразных интрузий и лополитов, рассмотренных выше. Безусловно, имеются исключения из этого общего правила.

а) *Батолиты*. Этим термином Зюсс определил крупные, располагающиеся на глубоких уровнях интрузивы, приуроченные обычно к крупнейшим горным цепям и, как правило, вытянутые параллельно их осям. Грандиозные батолиты встречаются в складчатых горных цепях западной части Северной Америки. Батолит Берегового хребта Аляски и Британской Колумбии протягивается на 1800 км при ширине от 130 до 200 км и занимает площадь около 300 000 км². Батолит Сьерра-Невады вытянут на 650 км и имеет ширину от 60 до 110 км. Проблема батолитов тесно связана с вопросом происхождения слагающих их гранитондов и подробнее рассмотрена дальше в специальной главе. Здесь мы ограничимся обсуждением главнейших физических особенностей батолитов. В целом батолиты слагаются несколькими разновидностями горных пород, образующих самостоятельные тела. Возрастная последовательность таких самостоятельных интрузивов часто достаточно четко устанавливается при полевых наблюдениях по включениям ксенолитов ранних пород в более поздние, характеру пересечения апофиз, оторочкам заделки и т. д. Важные сведения о реальной форме, механизме становления и истории формирования каждого интрузивного те-

ла можно получить при изучении описываемых ниже текстур течения и трещиноватости в слагающих его породах.

Полнота геологических исследований, конечно, во всех случаях ограничена степенью обнаженности. В предельном случае крупная интрузия может вообще не обнажаться на дневной поверхности, хотя о ее существовании на некоторой глубине можно предполагать по проявлениям метаморфизма и минерализации в породах кровли.

На ранних стадиях эрозии батолита вскрываются лишь изолированные неправильные выходы магматических пород, у которых, помимо их петрографического сходства, не наблюдается признаков принадлежности к единому гигантскому плутону, располагающемуся ниже. При более интенсивной эрозии такие изолированные выходы сливаются воедино, и, наоборот, между ними сохраняются обособленные участки сильно метаморфизованных пород кровли. Признаком расположенного на глубине батолита могут быть его сателлитовые интрузивы, проявляющиеся в виде магматических «куполов». Получены убедительные доказательства, что изолированные выходы гранитоидов юго-западной Англии представляют собой такие купола, связанные на глубине в единый батолит.

В районах с сильно расчлененным рельефом, например в Скалистых горах или в Альпах, особенности строения гранитных батолитов удастся наблюдать в пределах вертикального интервала в 3—4 км. По геофизическим данным устанавливается распространение батолитов на еще большую глубину. В общем имеющиеся в распоряжении геологов материалы свидетельствуют о том, что батолиты протягиваются практически бесконечно на самые глубокие уровни земной коры, так что по мере эрозии площади, занимаемые гранитоидами, должны увеличиваться. Эти представления в последние годы подтверждаются геофизическими исследованиями. По сравнению с большинством других пород гранитоиды имеют относительно небольшую плотность, что создает над их массивами отрицательные аномалии силы тяжести, легко определяемые при гравиметрических исследованиях. Сопоставление результатов гравиметрических исследований [30] с сейсмическими данными [31] показало, что гранитный батолит юго-западной Англии протягивается на глубину порядка лишь 10—12 км и подстилается другими породами со значительно большей плотностью. Таким образом, в данном случае установлено, что батолит представляет собой массив гранитоидов, вытянутый параллельно структурному направлению армориканской складчатости и ограниченный в своем вертикальном распространении лишь верхней частью континентальной земной коры. Характер пород, расположенных под его подошвой, остается неясным. Вероятнее всего предполагать, что

это кристаллические сланцы и гнейсы, подобные встречающимся в глубоко эродированных участках кристаллических щитов. Геологи, изучавшие батолит юго-западной Англии, исходя из геофизических данных, предполагают, что в корневых частях его присутствует нерасплавившийся остаток материала нижней части земной коры, сохранившийся на месте после мобилизации гранитоидного материала. Примерно такую же картину рисуют Гамильтон и Майерс [43]¹ в обзоре, посвященном батолитам запада континента Америки. В этом случае также предполагается приуроченность крупных массивов к верхней части земной коры в результате подъема гранитной магмы, обусловленного малой ее плотностью.

в) *Штоки* отличаются от батолитов лишь размерами. К ним принято относить интрузивные тела глубоких уровней площадью не более 100 км². Для них, так же как и для батолитов, характерны круто погружающиеся контакты и отсутствие видимой подошвы.

г) *Куполами* (boss) называют штоки с округлым поперечным сечением. Стаивление некоторых куполов и штоков, несомненно, происходило в связи с развитием кальдер проседания.

Внутренние структуры плутонов глубоких уровней

Для внутреннего строения плутонов наиболее важное значение имеют линейность, обусловленная соответствующим расположением отдельных кристаллов и включений и связанная с течением магмы, а также отдельность, представляющая собой трещиноватость, возникшую после консолидации интрузивов. Эти структурные элементы впервые были изучены Клоосом [33], а методика их исследования рассмотрена в работе Болка [1].

Текстуры течения обусловлены ориентировкой кристаллов и ксенолитов в процессе внедрения магмы. Наилучшим образом они проявляются в ориентировке уплощенных таблитчатых кристаллов, в особенности вкрапленников полевых шпатов. В Великобритании текстуры течения наиболее четко проявлены в гранитоидах западной Англии, в Дартмурском массиве и интрузиве Лендс-Энд. Формы ксенолитов в гранитоидах часто оказываются расплывчатыми. В таких случаях их относят к *шилам*, которые представляют собой полосообразные обособления темного материала в нормальном граните. Текстуры течения обычно параллельны боковым стенкам интрузива. В интрузивах с куполообразно приподнятой кровлей *плоскопараллельные* текстуры тече-

¹ См. также Fyfe W. S., Some thoughts on granite magmas, in Mechanism of Igneous Intrusion, ed. Newall G., Rast N., Geol. J. Special Issue, 2, 201—216, 1970.

ния наклонены наружу от центра тела и круто погружаются на глубину согласно с его контактами. В периферических частях штоков и куполов текстуры течения могут быть практически вертикальными.

При хорошо выраженных текстурах течения в краевых зонах интрузивов может возникать полосчатость, обусловленная гетерогенностью минерального состава и похожая на проявляющуюся обычно в регионально метаморфизованных породах. Однако в этом случае такая гнейсовидная полосчатость имеет первичный характер, на что указывает отсутствие характерных признаков метаморфизма, в частности доказательств проявления ориентированного давления и катаклаза.

По ориентировке призматических кристаллов, например роговой обманки, и удлинению шлиров можно определить реальное направление течения магмы. Такие *линейные текстуры течения* могут проявляться совместно с расслоенностью или независимо от нее. Для разграничения этих двух типов текстур течения необходимы наблюдения в трехмерных обнажениях. Следует иметь в виду, что текстуры течения проявляются преимущественно в краевых частях интрузивов. Ближе к центральным частям они затушевываются и породы становятся массивными, так что даже вкраплинки полевых шпатов в них, если они присутствуют, располагаются без ориентировки.

Трешиноватость. Как только внешняя корка подвижной магматической массы отвердевает, дальнейшие проявления течения в ней становятся невозможными. Однако внутренние еще неконсолидированные части интрузивного тела могут оказывать давление на затвердевшую краевую зону, вызывая в ней растяжение и возникновение трешиноватости. Поскольку растягивающие усилия ориентированы в том же направлении, что и линейные элементы течения предшествующей стадии пластического состояния магматической массы, трещины отдельности развиваются перпендикулярно направлению линейности.

В гранитных массивах проявляется несколько систем трещин отдельности. Их интерпретация прежде всего связана с правильным пониманием текстур течения. Перечислим наиболее важные системы первичной магматической отдельности:

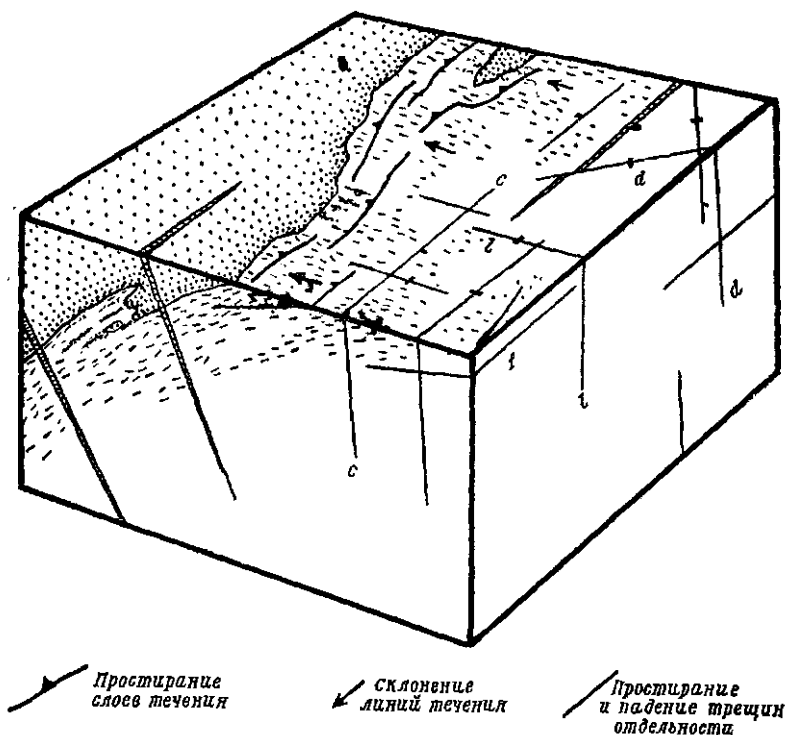
а) Поперечная трешиноватость, уже охарактеризованная выше.

б) Продольная трешиноватость, ориентированная параллельно линиям течения и, вероятно, обусловленная наличием ослабленных поверхностей, возникающих в связи с взаимно параллельным расположением зерен минералов.

в) Диагональная трешиноватость, ориентированная к линиям течения под углом приблизительно 45° и возникающая в результате сжатия, перпендикулярного направлению течения.

г) Пологая трещиноватость, происхождение которой остается недостаточно ясным.

К трещинам магматической отдельности могут быть приурочены жилы аплитов и пегматитов. На их стенках могут кристаллизироваться гидротермальные минералы, свидетельствующие о первичной природе трещин. При отсутствии такой минерализации разграничить первичную магматическую трещиноватость, непосредственно связанную с внедрением магмы, и трещины более позднего происхождения очень трудно. Среди последних наиболее обращают на себя внимание плоскости, развивающиеся параллельно поверхности Земли и довольно неудачно называемые трещинами отслоения или слоистости. К этой системе относятся весьма четко выраженные трещины, далеко отстоящие друг от друга и прослеживающиеся в горных породах на значительную глубину от дневной поверхности. Для определения воз-



Фиг. 68. Блок-диаграмма, иллюстрирующая соотношение между текстурами течения и системами магматической трещиноватости в интрузивном массиве. *c* — поперечные трещины отдельности; *d* — диагональная трещиноватость; *f* — пологие трещины; *l* — продольные трещины.

мальной формы интрузива имеет ценность лишь первичная магматическая трещиноватость. Особое значение при этом имеет совместное изучение текстур течения и поперечной трещиноватости.

Выветривание особенно легко проявляется вдоль поверхностей трещин отдельности, так что на дневной поверхности магматические породы выглядят разбитыми на угловатые блоки. В обнажениях совершенно свежих и невыветрившихся пород определить магматическую ориентировку очень трудно, так как в этом случае породы часто выглядят совершенно массивными и бесструктурными. Тем не менее в них в действительности существуют ослабленные поверхности, обычно образующие три системы, ориентированные почти под прямым углом друг к другу. Эти поверхности выявляются в небольших опытных карьерах.

Глава 3

КОНСОЛИДАЦИЯ МАГМЫ

Исходное вещество изверженных пород, или магма, бывает весьма различным по своим химическим и физическим свойствам; о некоторых из них уже упоминалось при рассмотрении природы магматических пород. Для целей же настоящего раздела примем, что магма первоначально представляет собой горячий флюид; по существу это расплав сложных силикатов и окислов, а вернее расплав, способный кристаллизоваться с образованием этих соединений. Кроме того, в магме присутствуют небольшие количества обычных летучих компонентов — H_2O , Cl , CO_2 и т. д. Количественные соотношения различных элементов в магмах весьма изменчивы и главным образом зависят от содержания в них кремнекислоты. Тем не менее в магмах всегда присутствуют следующие элементы: Si , Al , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg , Ca , Na , K и кислород. Отношения других элементов к кислороду в силикатах всегда таковы, что их состав можно выразить в виде окислов. Например, состав ортоклаза с формулой $KAlSi_3O_8$ можно записать как $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$. В связи с этим химические анализы горных пород принято приводить в весовых процентах различных окислов. Следует, однако, помнить, что в действительности этих окислов как таковых в магме и магматических породах нет.

Охлаждение и кристаллизация таких расплавов представляет собою весьма сложный процесс. Однако при детальном изучении структурных взаимоотношений минералов в горных породах можно установить порядок их кристаллизации. Очевидно, первыми должны кристаллизоваться минералы, которые

могут выделяться из безводного или почти безводного расплава при высоких температурах. К этим так называемым *пирогенным минералам* относится большинство силикатов, присутствующих в качестве первичных составляющих частей основных пород, — оливины, большинство пироксенов, кальциевые плагиоклазы и т. д. Выделение пирогенных минералов приводит к относительному обогащению магматической жидкости H_2O и различными другими компонентами с небольшими атомными и молекулярными весами, которые собирательно называются летучими составляющими. Для образования некоторых порообразующих минералов требуются высокие концентрации этих летучих. Таким образом, формирование второй важной группы *гидатогенных минералов* в большей мере определяется концентрацией летучих, чем температурой. К этой категории относится большинство щелочных минералов, а также минералов, в состав которых входит гидроксил.

Процесс охлаждения и кристаллизации магмы можно подразделить на ряд стадий, преимущественно на основании преобладающей роли температуры и концентрации летучих.

В *собственно магматическую стадию* происходит выделение пирогенных минералов, к которым в основных породах относится подавляющее большинство минералов.

Затем следует стадия, на которой жидкая магма обладает чрезвычайно малой вязкостью в связи с увеличившимся содержанием летучих, тогда как температуры остаются достаточно высокими и, вероятно, составляют от 400 до 600 °C. Это приводит к образованию очень крупных кристаллов, характерных для *пегматитовой* стадии кристаллизации магмы. В этих условиях может происходить отделение летучей фракции в виде самостоятельной газовой фазы, что особенно вероятно в случае местного уменьшения внешнего давления на систему. Для таких *пневматолитовых* условий, характеризующихся повышенной ролью газов, характерна кристаллизация некоторых специфических минералов — турмалина, топаза и флюорита. Продукты кристаллизации пегматитовой стадии обычно образуют жилы или дайки и представляют собою очень характерные породы.

Остаточная жидкость в конечном счете может постепенно переходить в состояние низкотемпературного водного раствора. Продукты отложения или замещения, возникающие на этой стадии, называют *гидротермальными*.

Некоторые авторы подразделяют процесс охлаждения магмы на ряд стадий с определенными температурными границами. Конечно, прямого способа определения таких температур не существует и для этого используются температуры кристаллизации некоторых минералов или точки полиморфных превращений, происходящих при строго определенной температуре. К числу

таких превращений относится прежде всего переход между низкотемпературным и высокотемпературным кварцем. Таким образом, для приближенной оценки границ стадий охлаждения магмы используют присутствие определенных критических минералов.

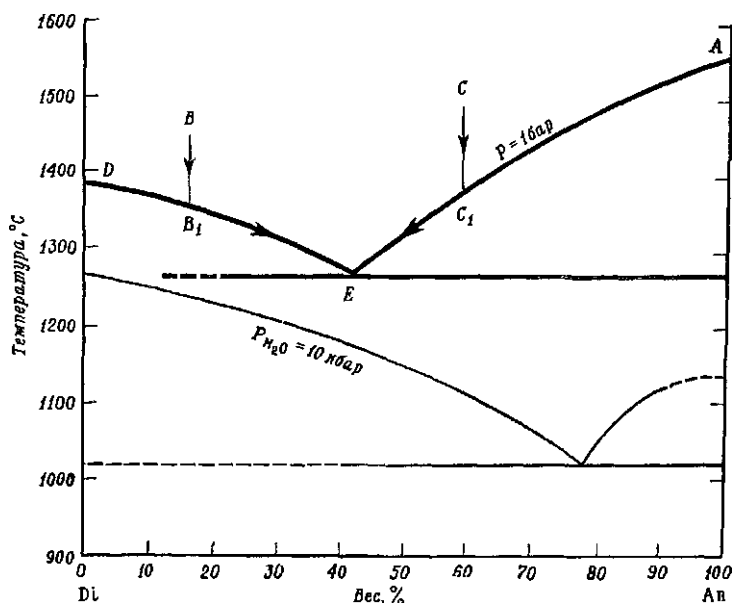
Однако такого рода «геологические термометры» очень мало численны, и их поведение в природных условиях зависит от многих факторов, резко отличающихся от условий эксперимента. Поэтому они не могут быть вполне надежной основой для разграничения стадий кристаллизации [34]. Процессы реальной кристаллизации во всех случаях осуществляются непрерывно, в результате чего неизбежно происходит некоторое перекрывание стадий и точные границы их по существу даже нецелесообразно определять. В частности, невозможно точно провести границу между процессами пегматитово-пневматолитовой и гидротермальной стадий. В некоторых случаях удается разграничить продукты собственно магматической стадии кристаллизации, с одной стороны, и более поздние их преобразования, с другой стороны. Ниже рассматриваются наиболее важные аспекты этих двух основных этапов кристаллизации магматических пород.

Первичная собственно магматическая кристаллизация

На ранних этапах развития петрологии очень большое внимание уделялось кажущемуся порядку кристаллизации минералов в горных породах. Было замечено, что в большинстве случаев соблюдается строго определенная последовательность кристаллизации. При этом исходили из того, что если минерал *A* включается в минерал *B* или образует в нем входящие углы, то первый образовался раньше второго. Таким образом, в магматических породах кристаллизация минералов обычно происходит в следующем порядке: акцессорные минералы, железомagneзиальные минералы, полевые шпаты, кварц.

Однако наблюдались и многочисленные исключения, вызывавшие естественные сомнения в правильности такого подхода, поскольку во всех случаях мы наблюдаем завершившуюся, а не идущую кристаллизацию. Общепринятые представления о последовательности кристаллизации исходили из посылки о том, что исходный состав магм изменяется лишь в очень узких пределах, в связи с чем и порядок кристаллизации может меняться лишь незначительно.

В действительности, однако, в сложном природном силикатном расплаве взаимное влияние друг на друга его компонентов может значительно понижать температуры кристаллизации. Кроме того, последовательность кристаллизации зависит также от концентрации данного компонента в расплаве. Ни один минерал



Фиг. 69. Фазовые взаимоотношения в системе диоксид — анортит.

Показано понижение температур эвтектики и изменение ее состава в результате увеличения давления паров воды (по Йодеру, 1969).

не будет кристаллизоваться до тех пор, пока расплав в данных условиях не насытится его компонентами.

В результате экспериментальных исследований, проведенных в специализированных и хорошо оборудованных институтах (например, в Геофизической лаборатории в Вашингтоне), были выявлены законы, определяющие кристаллизацию минералов из силикатного расплава. В ранних экспериментах исследовались лишь простейшие силикатные системы при атмосферном давлении и в условиях сухого расплава. Однако со временем эксперименты усложнились и распространялись в область высоких давлений с привлечением летучих составляющих. В настоящее время удалось синтезировать даже наиболее сложные минералы, а условия экспериментов стали очень близкими к природным.

Довольно показательна кристаллизация расплава, состоящего из двух компонентов. В этом случае возможны два варианта кристаллизации: 1) когда компоненты не способны образовывать твердые растворы (т. е. при их несовместимости в твердом состоянии) и 2) когда компоненты могут образовывать непрерывную серию твердых растворов. Ниже рассматриваются оба

эти случаи, а также кристаллизация простых трехкомпонентных систем.

Кристаллизацию пары минералов, не образующих смешанных кристаллов, удобно рассматривать на диаграмме температура — концентрация. На оси абсцисс такой диаграммы приводятся относительные количества двух компонентов, тогда как ось ординат предназначена для температуры. На фиг. 69 приведена такая диаграмма для системы анортит — диопсид.

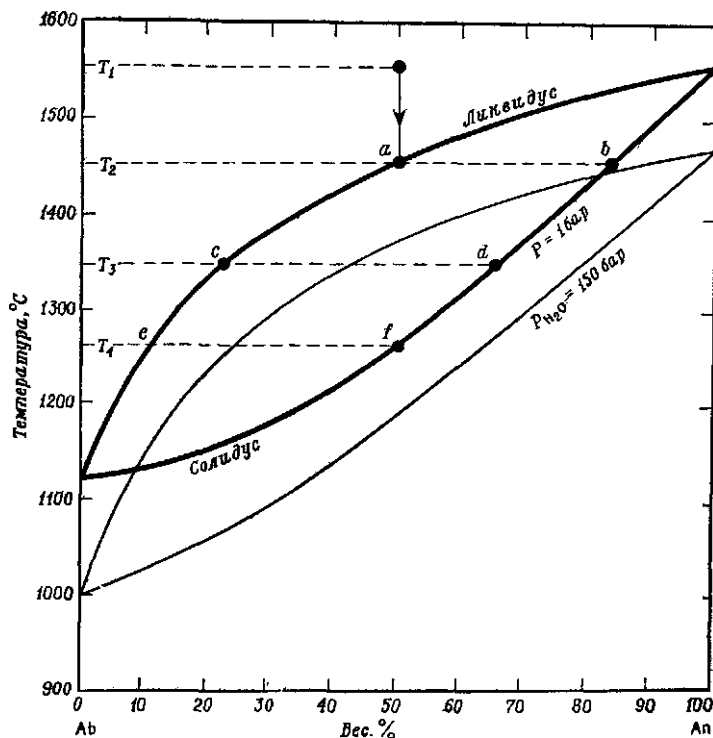
Начиная от точки *A*, соответствующей чистому анортиту, постепенное увеличение содержания диопсида в расплаве понижает точку кристаллизации анортита, что отражено на диаграмме кривой *AE*. Подобным же образом добавка анортита в диопсидовый расплав понижает температуру кристаллизации последнего (кривая *DE* на диаграмме). Точка *E*, в которой пересекаются эти две кривые, называется *эвтектической*.

Рассмотрим поведение расплава, отвечающего по составу и температуре точке *B* диаграммы. По мере понижения температуры вплоть до точки *B₁* расплав будет только охлаждаться и никакой кристаллизации происходить не будет. В точке *B₁* из расплава начнет выделяться чистый диопсид, присутствующий в избытке по сравнению с эвтектическими соотношениями. Выделение диопсида по мере падения температуры приводит к изменению состава расплава по кривой *B₁E*. При достижении точки *E* диопсид и анортит будут кристаллизоваться совместно до тех пор, пока не израсходуется весь расплав. При охлаждении расплава, состав которого отвечает точке *C*, будет наблюдаться сходная картина, но с первоначальным выделением чистого анортита. Необходимо отметить, что твердый материал, кристаллизующийся в эвтектической точке, представляет собой механическую смесь двух минералов, а не твердый раствор. Таким образом, можно видеть, что совместное выделение пары минералов, не способных образовывать твердых растворов (смешанных кристаллов), всегда происходит в строго определенной пропорции. Минерал, находящийся в расплаве в избытке по отношению к этой (эвтектической) пропорции, будет кристаллизоваться первым. Важно уяснить, во-первых, что порядок выделения этих двух минералов не зависит от соотношений точек их кристаллизации и, во-вторых, что в некотором интервале оба минерала кристаллизуются одновременно.

В настоящее время для ряда пар минералов установлены эвтектические соотношения. Так, при детальном исследовании габбро и норитов Форт показал, что гиперстен (или диаллаг) и лабрадор образуют эвтектику, когда они находятся в соотношении 35/65 [35]. Изучение равновесных условий, определяющих кристаллизацию простых силикатных расплавов, показало, что эвтектика диопсида и анортита отвечает их соотношению 58/42,

а аналогичные соотношения у диопсида и форстерита — 88/12 [36]. Прекрасную иллюстрацию рассмотренной выше закономерности привел Харкер при изучении пород острова Рам, состоящих в основном из анортита и оливина; он установил, что первым кристаллизовался тот из этих двух минералов, который в породе преобладает. Лишь при эвтектических количественных соотношениях они кристаллизуются одновременно [37].

В тех случаях, когда в дополнение к двум минералам присутствует третий, например пироксен, порядок кристаллизации определяется правилом Нернста о понижении растворимости веществ, имеющих общий ион. Так как оливин и пироксен имеют общий ион (Mg, Fe), растворимость оливина в присутствии пироксена значительно уменьшается, и он неизменно кристалли-



Фиг. 70. Фазовая диаграмма кристаллизации плагиоклазов в отсутствие воды (жирные линии) и при давлении паров воды 150 бар (тонкие линии) (по Боуэну и Йодеру).

зуется раньше полевого шпата даже в тех случаях, когда его содержание невелико.

Кристаллизацию двух минералов, образующих непрерывную серию твердых растворов, можно проиллюстрировать на примере плагиоклазов [38]. В такой системе находящиеся в равновесии твердая фаза и жидкость при любой температуре имеют различный состав. При этом в твердой фазе всегда больше компонента с более высокой точкой плавления. На фиг. 70 кривая солидуса показывает изменение состава твердой фазы по мере падения температуры, а соответствующие изменения состава жидкости фиксируются кривой ликвидуса. Вертикальная ось этой диаграммы отражает температуру, горизонтальная — состав в процентах анортитового (An) и альбитового (Ab) компонентов¹. В этой системе кристаллизация идет следующим образом. В расплаве состава $Ab_{50}An_{50}$, вначале имевшем температуру T_1 , твердые фазы не будут возникать до тех пор, пока он не охладится до точки a . При температуре T_2 , соответствующей точке a , из расплава выделится небольшое количество твердой фазы состава b . При температуре T_2 твердая фаза b находится в равновесии с жидкостью состава a . (Аналогичные соотношения существуют для любой другой пары точек, находящихся на пересечении кривых ликвидуса и солидуса горизонтальными линиями, отражающими последовательность изменения температуры.) Выделение обогащенной анортитовым компонентом твердой фазы изменяет, однако, состав жидкости, которая по сравнению с исходным расплавом становится богаче альбитовым компонентом. Допустим, что падение температуры временно приостановится при ее величине T_3 , когда твердая фаза d находится в равновесии с жидкостью c . Ранее выделившаяся твердая фаза состава b будет реагировать с этой жидкостью, которая поглотит избыточное количество анортитового компонента. Равновесие восстановится, когда твердая фаза приобретет состав d . Однако в действительности падение температуры происходит непрерывно, так что изменение состава жидкости и твердой фазы происходит постепенно, причем состав твердой фазы при этом приближается к $Ab_{50}An_{50}$. Вся масса твердой фазы будет иметь этот состав при температуре окончания кристаллизации T_4 .

В процессе охлаждения такой системы может существовать лишь одна жидкая фаза. Точно также при достижении полного равновесия в системе должна присутствовать лишь единственная гомогенная твердая фаза. Разность температур между началом

¹ Состав твердых фаз и жидкостей, представленных точками $a-d$, находится опусканием перпендикуляров из рассматриваемых точек на горизонтальную ось состава.

и окончанием кристаллизации называется «интервалом кристаллизации» ($T_2 - T_4$). Интересные следствия, вытекающие из рассмотренных соотношений, заключаются в том, что точки начала кристаллизации и точки начала плавления в этой системе не совпадают. Началу кристаллизации соответствует температура T_2 , тогда как плавление начинается при температуре T_4 .

До сих пор мы допускали, что охлаждение осуществляется очень медленно и на каждой его стадии устанавливается полное равновесие. Однако такие соотношения проявляются далеко не всегда. Часто охлаждение происходит настолько быстро, что в связи с высокой вязкостью расплава между твердой фазой и жидкостью не успевает установиться полное равновесие. Это обуславливает изменение состава растущих кристаллов и соответствующие вариации оптических и других физических свойств зерен в направлении от центра к периферии. Каждый последующий слой или зона, отложившиеся на зародыше кристалла, сохраняют свою первичную природу, так как не хватает времени для осуществления их реакции с жидкой частью системы. Таким путем возникают *зональные кристаллы*, особенно обычные для минералов групп плагиоклазов и пироксенов. У плагиоклазов с общим составом, отвечающим лабрадору, центральные части кристаллов могут быть представлены почти чистым анортитом ($Ab_{20}An_{80}$), тогда как наиболее внешние зоны могут быть почти чистым альбитом ($Ab_{88}An_{12}$) (фиг. 70).

Присутствие даже незначительных количеств воды в расплаве значительно понижает температуры солидуса и ликвидуса. В том случае, если давление паров воды меняется, например вследствие периодического истечения вулканических газов, состав кристаллов плагиоклаза, выделяющихся из расплава при данной температуре, также будет варьировать, становясь более известковистым при повышенных давлениях паров воды. В пределах давлений пара воды, отраженных на фиг. 70, содержание анортитового компонента может меняться более чем на 10%. Флуктуации давления паров воды — наиболее вероятная причина ритмической зональности плагиоклазов.

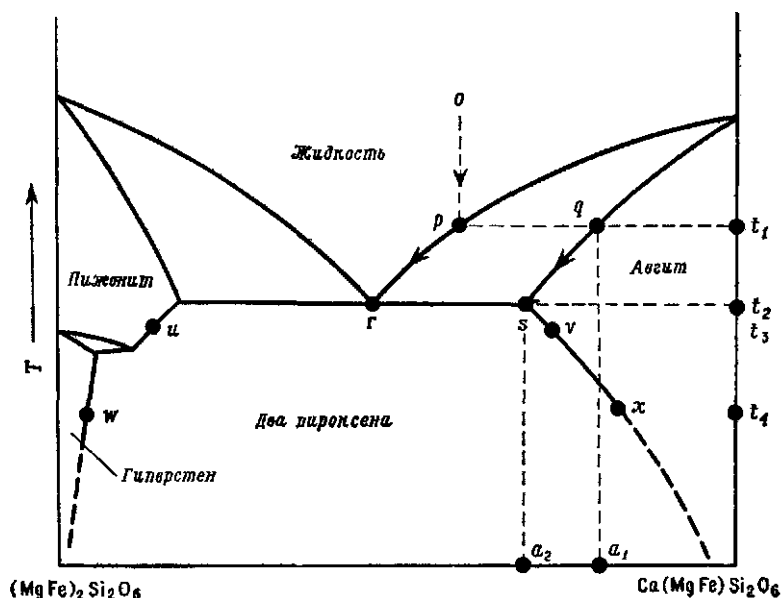
В качестве примера кристаллизации твердых растворов мы рассмотрели лишь плагиоклазы, однако важное значение установленных при этом принципов определяется тем, что все породообразующие минералы, за исключением кварца, представляют собой члены серий твердых растворов и, следовательно, их кристаллизация должна во многом происходить так же, как и у плагиоклазов. На фиг. 4, в частности, приведена диаграмма кристаллизации оливинов, весьма похожая на диаграмму плагиоклазов.

Ход кристаллизации, естественно, усложняется, когда оба компонента системы характеризуются переменным составом.

Это можно рассмотреть на примере пироксенов. В разделе, посвященном этой группе минералов, указывалось (стр. 43), что по мере охлаждения расплава происходит прогрессивное обогащение кристаллизующихся пироксенов железом. Кроме того, в обычных основных магмах в пределах довольно высоких температур одновременно кристаллизуются две серии пироксенов разного состава. Однако при достижении определенной степени обогащения железом эти две серии уступают место единственной фазе пироксена, отвечающей по составу ферроавгиту.

Для того чтобы лучше понять ход кристаллизации пироксенов, рассмотрим фиг. 71, изображающую систему, состав которой на треугольной диаграмме составов пироксенов (см. фиг. 10) соответствует вертикальной линии, проходящей через середину стороны $En - Fs$. Это сечение располагается в пределах отмеченного выше двупироксенового поля. Состав расплава может соответствовать любой точке в этой системе, но мы примем его условно соответствующим точке o . Охлаждение расплава до линии ликвидуса приведет к кристаллизации авгита. Его состав a_1 можно определить, проведя изотерму (горизонтальная пунктирная линия pq), а затем опустив перпендикуляр из точки q на кривой солидуса до горизонтальной оси. Таков состав первых кристаллов авгита, выделившихся из расплава состава o . Кристаллы находятся в равновесии с жидкостью p при температуре t_1 . В результате удаления этих ранних кристаллов авгита расплав обогащается магнием и железом. По мере дальнейшего охлаждения составы расплава и кристаллов последовательно изменяются вплоть до достижения жидкостью эвтектической точки g . Однако в данном случае мы имеем дело с двумя изоморфными компонентами, и кривые линии, встречающиеся в точке g , представляют собою поперечное сечение через понижение, протягивающееся под прямым углом к плоскости диаграммы фиг. 71. Линия перегиба этого понижения называется *котектической*.

При температуре t_2 одновременно кристаллизуются два пироксена — авгит состава a_2 и пижонит. Дальнейшего понижения температуры не происходит до тех пор, пока не исчерпается вся жидкость. Происходящие вслед за этим изменения осуществляются с участием лишь кристаллических фаз, в связи с чем их можно назвать субсолидусными изменениями. К числу таких превращений относятся полиморфные переходы и распад твердых растворов. Область на диаграмме, расположенная ниже линии солидуса между полями авгита и гиперстена, соответствует разрыву смешимости пироксенов. Ограничивающие ее линии называются кривыми сольвуса. Как видно на диаграмме, они расходятся друг от друга вниз. При температуре t_3 авгит состава o с большим содержанием кальция, чем a_2 , находится в равновесии с пижонитом состава u , более богатым $MgFe$, чем его первые



Фиг. 71. Фазовая диаграмма кристаллизации пироксенов (вверху) и блок-диаграммы пластинчатых сростков распада пироксенов (внизу).

Слева: пластинчатые вросстки авгита в ромбическом пироксене, параллельные плоскостям (001). Справа: пластинчатые вросстки ромбического пироксена в авгите, параллельные (100).

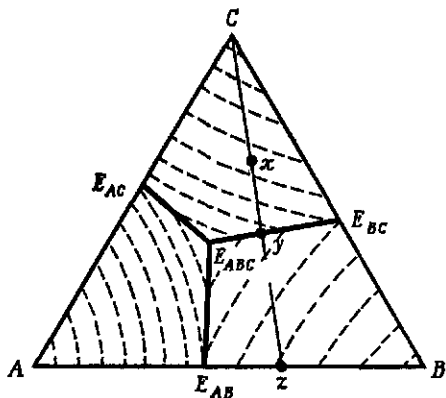
кристаллы. При температуре t_4 еще более богатый кальцием авгит состава x находится в равновесии с гиперстеном. Такие изменения состава по мере охлаждения обуславливают тенденцию обоих минералов к распаду в твердом состоянии, о чем упоминалось выше в разделе, посвященном пироксену.

Прибегая к использованным уже приемам, можно довольно легко проследить порядок кристаллизации в трехкомпонентной системе. Прием для простоты, что компоненты этой системы, A , B и C , не образуют твердых растворов. Каждая пара этих ком-

понентов может образовывать бинарную эвтектику, и, следовательно, в трехкомпонентной системе возможна тройная эвтектика ABC .

Системы такого рода можно изображать при помощи треугольных диаграмм, которые представляют собой проекцию соотношений твердых фаз трехмерной диаграммы на плоскость ее основания. Вершины треугольника соответствуют чистым компонентам, а каждая из его сторон подразделяется на части, отражающие количественные соотношения двух компонентов. Таким образом, любая точка на сторонах треугольника отражает некоторую смесь двух компонентов, тогда как любая точка внутри треугольника соответствует некоторой смеси всех трех компонентов. Одна из этих последних точек является тройной эвтектикой; она не обязательно должна располагаться в центре треугольника или даже вблизи от него.

Из всех точек треугольной диаграммы восстанавливаются перпендикуляры, длины которых соответствуют температурам отвердевания соответствующих смесей. Поскольку число таких смесей бесконечно, эти перпендикуляры образуют тригональную призму с неправильной верхней поверхностью. Форма этой поверхности на треугольной диаграмме характеризуется изотермами, спроецированными на основание призмы точно так же, как это обычно делается при построении горизонталей на топографических картах (фиг. 72). Отметим, что сходство рассматриваемой треугольной диаграммы с топографической картой заключается в том, что она отражает три слабо искривленные поверхности, сочленяющиеся вдоль линий перегиба (показанных на фиг. 72 жирными линиями), которые сходятся в наиболее низко расположенной точке E . Линии перегиба представляют фазовые границы, которые подразделяют треугольную диаграмму на три поля A , B и C соответственно. Любая точка в пределах треугольника соответствует конкретному составу и конкретной температуре. Ход кристаллизации смеси, представленной точкой x , будет следующим. Поскольку рассматриваемая смесь явно содержит в избытке по сравнению с бинарной эвтектикой BC компонент C , прежде всего начнет выделяться



Фиг. 72. Схематическая треугольная диаграмма хода кристаллизации в трехкомпонентной системе.

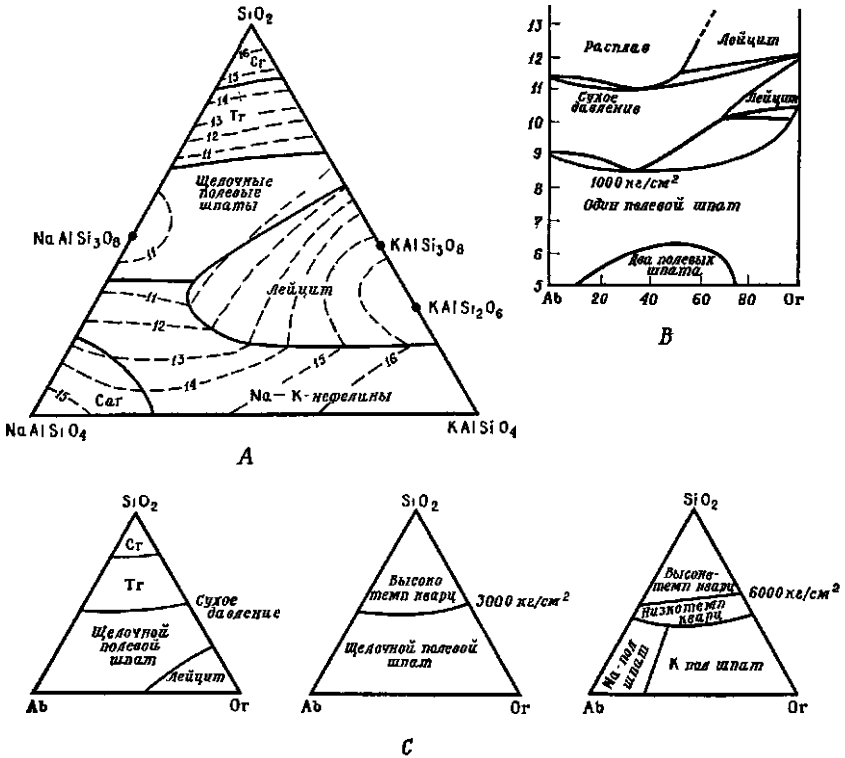
этот избыточный компонент и состав жидкости будет непрерывно изменяться вдоль линии, соединяющей C с x , вплоть до котектической линии E_{BC} E_{ABC} в точке y . В этой точке раствор также становится насыщенным компонентом B и компоненты B и C начинают выделяться совместно в виде бинарной эвтектики. При этом состав жидкости изменяется по линии $y - E_{ABC}$ и в конечном счете достигает тройной эвтектики в точке E_{ABC} . Аналогичный ход кристаллизации имеет место и для всех остальных составов диаграммы с той разницей, что в поле B первым начнет кристаллизоваться компонент B , тогда как в поле A первым начнет выделяться компонент A . При рассмотрении таких диаграмм полезно помнить, что линии типа $Cxuz$ представляют собой геометрическое место точек с постоянным отношением A к B и варьирующими от 0 до 100% количествами компонента C .

Легко можно видеть, что каждая из трех вертикальных плоскостей трехмерной призмы представляет собой диаграмму бинарной эвтектики, подобную показанной на фиг. 69.

Из рассмотрения треугольных диаграмм вытекают два важных положения: 1) порядок выделения минералов определяется их относительными концентрациями в смесях и 2) периоды кристаллизации нескольких компонентов взаимно перекрываются, так что в определенные отрезки времени, вначале два, а несколько позже три компонента кристаллизуются одновременно.

Рассмотренный пример теоретической трехкомпонентной системы поможет нам понять более сложную систему, описанную ниже. На фиг. 73 приведены треугольные диаграммы системы, состоящей из минералов кремнезема, полевых шпатов и фельдшпатоидов. Эта система имеет важнейшее значение для петрологии, поскольку она включает поля состава щелочных гранитов и фельдшпатоидных пород. Сплошные линии на всех диаграммах соответствуют фазовым границам. На фиг. 73, A пунктирными линиями показаны изотермы граничной поверхности между расплавом и твердыми фазами. Цифры у этих линий соответствуют сотням градусов. Из сухих расплавов в экспериментальных условиях кристаллизуются высокотемпературные формы минералов, например карнегит (car), кристобалит (cr) и тридимит (tr). Эти минералы метастабильны и при медленном охлаждении превращаются в свои более обычные низкотемпературные аналоги — нефелин и кварц.

Следует отметить относительно крупное поле устойчивости лейцита при высоких температурах. Такого рода диаграммы указывают на природу кристаллов, которые первыми выделяются из расплава любого состава в пределах этой системы. Выделение кристаллов вызывает изменение состава расплава, которое происходит вдоль направления уклона поверхности, изображен-



Фиг. 73. Диаграммы фазовых равновесий кварца, щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов.

А—по Шереру и Боуэну, 1935, В и С—по Таттлу и Боуэну, 1958. Пояснения даны в тексте.

ной изолиниями. В конечном счете такое изменение приводит к смещению состава в один из термических перегибов, соответствующих котектическим границам между кварцем и щелочными полевыми шпатами или между нефелином и щелочными полевыми шпатами.

Фиг. 73, В можно представить как вертикальное сечение трехмерной диаграммы по линии альбит—ортоклаз, на котором также изображены кривые солидуса, позволяющие оценить результаты реакции между ранее выделившимися кристаллами и жидкостью. Например, лейцит, выделившийся из соответствующего калийсодержащего расплава, при медленном понижении температуры реагирует с жидкостью, превращаясь в ортоклаз,

Поведение расплавов в присутствии воды сильно меняется. Даже при весьма умеренном давлении паров воды 1000 кг/см^2 температуры плавления понижаются на сотни градусов. В присутствии воды также резко уменьшается размер поля лейцита. При достаточно высоком содержании воды лейцит вообще неустойчив. Именно этим объясняется отсутствие лейцита в глубинных породах независимо от степени насыщенности их кремнеземом.

На фиг. 73, В показаны также субсолидусные (или так называемые сольвусные) кривые несмесимости синтетических щелочных полевых шпатов¹. Высокотемпературный гомогенный полевой шпат, например санидин, в условиях достаточно медленного охлаждения будет распадаться с образованием различного рода пертитовых или антипертитовых сростков, состав натровой и калиевой фаз которых при любой температуре ниже 660°C отражается кривой сольвуса. На диаграмме показана лишь самая верхняя часть этой кривой. Ветви этой кривой с понижением температуры постепенно расходятся. Это обуславливает существование в большинстве медленно охладившихся пород продуктов распада полевошпатовых твердых растворов, представленных относительно чистым калиевым полевым шпатом с вростками натрового полевого шпата, и наоборот.

На фиг. 73, С показаны фазы, встречающиеся в рассматриваемой системе SiO_2 — альбит — ортоклаз, в условиях различного давления паров воды. Левый треугольник отражает условия кристаллизации сухих расплавов и, таким образом, попросту представляет собою повторение верхней части диаграммы А, помещенной здесь для сравнения. Второй треугольник указывает на понижение температур ликвидуса при достаточном содержании воды, что обуславливает исчезновение поля лейцита и появление поля высокотемпературного кварца. При очень большом давлении паров воды поверхность ликвидуса настолько понижается, что пересекается с сольвусом, в связи с чем из расплава могут одновременно кристаллизоваться два щелочных полевых шпата.

Боуэн придавал исключительно важное значение *реакционному принципу* при формировании магматических пород, который заключается в непрерывном взаимодействии между твердой и жидкой фазами, имеющем место при охлаждении магмы. Такого рода реакции могут быть непрерывными или прерывистыми, осуществляющимися лишь в определенных температур-

¹ Сравните кривую сольвуса щелочных полевых шпатов с аналогичной кривой пироксенов, показанной на фиг. 71. Главное их различие заключается в том, что сольвус пироксенов как бы обезглавлен в результате пересечения кривыми солидуса.

ных интервалах. В первом случае они обуславливают появление гомогенных твердых растворов, как это имеет место у плагиоклазов, а во втором — полное или частичное замещение одного минерала другим, например оливина пироксеном и пироксена первичной роговой обманкой. Такие серии минералов, будучи расположенными в порядке проявления превращений, образуют прерывистую реакционную серию. Боуэн, в частности, выделил следующие серии: оливин → ромбический пироксен → обычный авгит → роговая обманка → биотит, лейцит → ортоклаз, анортит → альбит, обычный авгит → натровый авгит, обычная роговая обманка → натровая роговая обманка → лепидомелан.

Необходимо отдавать себе отчет в том, что почти все породообразующие силикаты представляют члены изоморфных групп, каждая из которых в свою очередь представляет непрерывную реакционную серию. Таким образом, даже при простейшем возможном ходе кристаллизации магмы должны, в известной степени конкурируя друг с другом, проявляться по крайней мере две серии изменений, отчасти перекрывающие друг друга и оказывающие друг на друга влияние. Одна из них представлена мафическими, а другая — фельзическими компонентами. Эти соотношения Боуэн [III] отразил в виде схемы.



В прерывистой серии, представляющей собою левую ветвь схемы, в качестве первого силикатного минерала указан оливин; при этом магнезиальные оливины кристаллизуются раньше железистых [39]. При некотором понижении температуры оливин реагирует с магмой, превращаясь в обогащенный магнием пироксен. Последовательность выделения минералов определяется общим составом участвующей в реакциях фракции магмы. Согласно схеме Боуэна, обогащенные магнием и кальцием моноклинные пироксены кристаллизуются после ромбических

пироксенов. Однако во многих основных породах оба пироксена могут кристаллизоваться одновременно (стр. 185).

Наряду с этим при высоких температурах будут также кристаллизоваться кальциевые плагиоклазы, которые по мере уменьшения температуры начнут реагировать с магмой, последовательно изменяя состав в направлении натрового, альбитового конца непрерывной реакционной серии. Взаимоотношения двух реакционных серий прежде всего заключаются в том, что в процессе превращения анортита в альбит освобождаются кальций и алюминий, тогда как при последовательных изменениях состава пироксенов эти компоненты, наоборот, поглощаются во все большем количестве.

Можно отметить, что в серии от оливина до биотита проявляется непрерывное усложнение атомной структуры минералов. Структура оливина относится к числу наиболее простых и определяется обособленными кремнекислородными тетраэдрами. В пироксенах такие тетраэдры связаны в цепочки, а в амфиболах они образуют ленты и, наконец, в слюдах составляют непрерывные листы. Эти последовательные превращения сопровождаются резкими изменениями кристаллической структуры: каждое такое изменение проявляется в переходе от относительно простого к более сложному строению [40].

Поздние стадии кристаллизации: дейтерические явления

Сложность состава низкотемпературных членов реакционной серии Боуэна, амфиболов и слюд вплоть до 50-х годов делала практически невозможными экспериментальные исследования этих минералов. Это справедливо по отношению ко всем гидроксилсодержащим силикатам и другим минералам, кристаллизующимся из флюидов, обогащенных летучими составляющими. Последние Шенд называл также фугитивными (т. е. «беглыми». — *Перев.*) компонентами, подразумевая этим, что они во многих случаях не входят в конечный состав породы. Тем не менее они могут участвовать во многих реакциях в процессе кристаллизации пород, а затем удаляются, не оставляя никаких следов. Таким образом, перед нами возникает сложная задача интерпретации важной роли этих компонентов в кристаллизации магматических пород при отсутствии сведений об их качественном составе, количественном содержании и месте их окончательного нахождения.

О важной роли фугитивных составляющих можно судить, исходя из следующих фактов.

1. В тех случаях, когда обогащенная летучими магма извергается на дневную поверхность в виде лавы, фугитивные состав-

ляющие ее очень быстро удаляются, что приводит к резкому увеличению вязкости лавы, которая быстро отвердевает в виде стекла или скрытокристаллического агрегата. Такая быстрая кристаллизация совместно с интенсивным окислением выделяющихся газов в некоторых случаях приводит к увеличению температуры на одну или две сотни градусов, что, вероятнее всего, и является причиной коррозии ранее образовавшихся вкрапленников. Необходимо также подчеркнуть, что о большом количестве летучих и их важной роли свидетельствуют кавернозность и амигдалоидные образования некоторых лав и даже мелких интрузивов, затвердевающих близ земной поверхности.

2. В некоторых областях современного вулканизма существуют так называемые *фумаролы*, убедительный признак активности летучих; из них непрерывно или с перерывами выделяются потоки газов, иногда образующие сублимационные минеральные месторождения. Эти летучие также приводят к значительному изменению пород, окружающих жерла.

Установив несомненную роль летучих при вулканической деятельности, мы можем теперь рассмотреть влияние их на процессы, происходящие в глубинной обстановке. В этом случае прямые наблюдения невозможны, однако можно предполагать ту или иную вероятную последовательность событий. При этом наибольшие трудности возникают при репении вопроса о том, каков был источник действующих растворов и представляют ли они остаток, образовавшийся при завершении собственно магматической кристаллизации данной породы или они поступали из внешнего источника. В тех случаях, когда действующие растворы имеют непосредственно магматическое происхождение, все вызываемые ими изменения минерального состава или структуры называются *дейтерическими*. Этот термин был введен Седерхольмом [41] для обозначения кристаллизации или процессов изменения, происходящих как на пегматитовой, так и на гидротермальной стадиях. В последнем случае действующие растворы обычно выделяются из более позднего интрузива, а вызываемые ими преобразования относят к категории *метасоматических*. Таким образом, часто даже невозможно четко провести границу между собственно дейтерическими и метасоматическими явлениями, и мы невольно расширяем содержание первоначального понятия, введенного Седерхольмом. Наиболее кислые и щелочные породы обычно образуются из магм, богатых H_2O и другими фугитивными составляющими, в связи с чем в них и проявляются интенсивные дейтерические изменения.

Поскольку дейтерические явления осуществляются на этапе, когда порода очень близка к состоянию полной консолидации, представляется естественным, что они в значительной мере выражаются в образовании жилок и в замещении ранее

кристаллизовавшихся минералов. Некоторые из таких явлений поздней стадии, сопровождающихся замещениями, настолько характерны и играют настолько важную роль, что они получили специальные названия. К их числу относятся альбитизация, анальцитизация и хлоритизация. Несколько реже проявляются относящиеся к этой же категории процессы турмалинизации и силицификации.

В понятие *альбитизации* включают целый ряд изменений, хотя по существу, конечно, этот процесс представляет просто частичное или полное замещение ранее образовавшихся плагиоклаза или калиевого полевого шпата альбитом, который устойчив в присутствии обогащенных летучими низкотемпературных остаточных растворов. Мы рассмотрим лишь те аспекты альбитизации, которые с полным основанием можно считать дейтерическими. И наоборот, оставим в стороне богатые альбитом породы, имеющие региональное распространение, к которым относятся спилитовые серии, а также превращения основных плагиоклазов в альбит, содержащий включения известковистых минералов при региональном метаморфизме низкой ступени. Собственно дейтерическая альбитизация на начальных стадиях проявления выражается в образовании довольно неправильных пертитовых вростков. Именно этим путем, т. е. благодаря воздействию на ортоклаз или микроклин остаточных растворов, предположительно образуются некоторые пятнистые и жилковатые пертиты. В несколько иных условиях альбит образует водяно-прозрачные кристаллы в интерстициях между зернами более ранних минералов или отлагается в виде внешних оторочек вокруг ранних зерен полевых шпатов. Если такие оторочки возникают вокруг ортоклаза или микроклина, они довольно контрастны по облику, и в таких неоднородных зернах даже макроскопически удается различать ядра и внешние зоны. Однако в тех случаях, когда альбитовые оторочки окружают плагиоклаз, установить разницу между ними и центральным ядром почти невозможно. Такие образования могут производить впечатление кристаллов, не отличимых от образующихся при быстром охлаждении безводного расплава. Таким образом, еще раз следует подчеркнуть, что крайне трудно провести четкую границу между продуктами собственно магматической и поздней кристаллизации. Лишь в тех случаях, когда дейтерические минералы имеют иной состав по сравнению с первичными или если они явно замещают ранние минералы, эта граница устанавливается с достаточной определенностью.

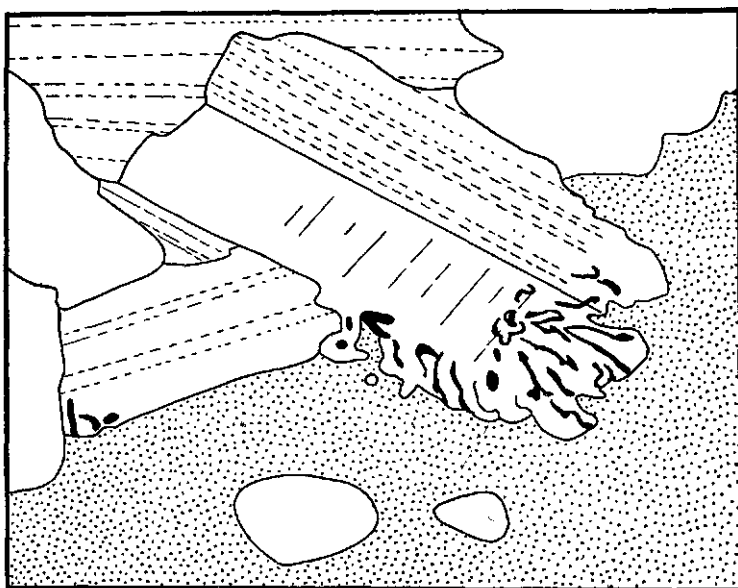
Анальцит при дейтерических изменениях во многих случаях ведет себя примерно так же, как и альбит. Он часто образует жилки и прогрессивно замещает полевые шпаты. Однако в анальците, так же как и у других минералов поздней стадии

кристаллизации, не всегда видны признаки метасоматического образования. Иногда он кристаллизуется в интерстициях между зернами ранних минералов. Границы кристаллов анальцима и ранних минералов могут быть совершенно лишены признаков коррозии. Тем не менее совершенно очевидно химическое воздействие на последние остаточных растворов, из которых кристаллизовался анальцим. Так, например, в тешенитах пироксен представлен типичным лиловым титанавгитом; однако в контакте со скоплениями анальцима у зерен этого минерала появляется ярко-зеленая внешняя оторочка эгирин-авгита. Таким образом, анальцим играет двойственную роль. В тех случаях, когда он выполняет интерстиции между ранними минералами, его можно рассматривать как последний продукт стадии первичной кристаллизации, тогда как в четких жилках и метасоматических образованиях за счет кристаллов полевого шпата он явно представляет собою вторичный минерал. Конечно, разграничение этих двух типов анальцима достаточно спорно и искусственно.

Двойственную роль в магматических горных породах выполняет также и *хлорит*. Некоторые минералы группы хлорита могут псевдоморфно замещать пироксены, амфиболы и слюды, обычно с образованием волокнистых, а иногда и сферолитовых агрегатов. Однако в некоторых породах встречаются чистые зерна хлорита, ограниченные гранями кристаллов тех же минералов, которые в других случаях им замещаются. Такой интерстиционный хлорит не обнаруживает никаких признаков метасоматического образования и, очевидно, имеет первичную природу. И в этом случае мы встречаемся с взаимным перекрытием стадий первичной кристаллизации и дейтерического замещения.

Такие минералы, как хлорит и анальцим, в связи с их образованием на поздних стадиях формирования магматических пород обычно принято относить к числу вторичных. Однако, строго говоря, в эту категорию их следует относить лишь в тех случаях, когда они обнаруживают несомненные признаки замещения более ранних минералов.

Остается рассмотреть еще два особенно интересных явления, вызвавшие многочисленные дебаты: интерстиционные микрографические сростки щелочного полевого шпата и кварца, встречающиеся в некоторых основных породах, и специфические кварц-плагиоклазовые сростки, известные под названием *мирмекит*, обычные в средних и кислых породах. Возникновение микрографических сростков, обычно называемых *микропегматитами*, объяснялось весьма различно. Фогт [42] полагал, что микропегматиты образуются в результате одновременной кристаллизации ортоклаза и кварца в эвтектических соотношениях из остаточных растворов. Другие исследователи приводили



Фиг. 74. Мирмекитовые сростания плагиоклаза и червеобразных выделений кварца (черное), проникающие в микроклин (красн).

В последнем присутствуют два округлых зернышка чистого кварца. Абердин.

доказательства возникновения подобных структур за счет приноса щелочей и извести в богатые кремнеземом породы. В соответствии с этими предположениями микропегматитовый агрегат следует трактовать как продукт фельдшпатизации кварца [43]. Наконец, еще одна возможность образования микропегматита — это процесс, обратный только что упомянутому, — силицификация полевого шпата.

Как при силицификации полевого шпата, так и при фельдшпатизации кварца, несомненно, могут возникать кварц-полевошпатовые сростания. Однако весьма сомнительно, чтобы в результате таких процессов замещения возникли столь же геометрически совершенные структуры, как в случае одновременной кристаллизации минералов. Более того, гипотезы метасоматического происхождения микропегматита кажутся несостоятельными для тех случаев, когда сростки этого типа явно выполняют интерстиции между зернами ранних минералов. Такие интерстиционные микропегматитовые сростки бывают четко ограничены неизменными идиоморфными кристаллами полевого шпата и располагаются иногда радиально по отношению к ним. Иными словами, микропегматит кристаллизуется здесь без всяких признаков замещения из интерстиционных остаточных жидкостей.

Мирмекит как по составу, так и по формам проявления заметно отличается от микропегматита. Он обычно представляет собой неправильные пятна плагиоклаза, по форме напоминающие цветную капусту, изрезанные мелкими червеобразными вростками кварца. Мирмекиты обычно возникают в зернах плагиоклаза на контакте их с микроклином (фиг. 74). Бекке [44] установил, что количество кварца в мирмекитовых сростках возрастает по мере увеличения основности плагиоклаза. Такие соотношения находятся в хорошем соответствии с гипотезой о том, что кварц мирмекита освобождается в процессе замещения калиевого полевого шпата плагиоклазом, в состав которого входит анортитовый компонент. Это становится ясным при простом сопоставлении формул калишпата $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ и анортита $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$.

Помимо кремнезема, в этой реакции освобождается также калий, который замещается ионами натрия и кальция, в связи с чем в качестве побочного продукта при образовании мирмекита, вероятно, должна кристаллизоваться слюда.

Наиболее интенсивное развитие мирмекитов наблюдается на границах плагиоклаз — ортоклаз или плагиоклаз — микроклин. В связи с этим Седерхольм [41] предположил, что для образования мирмекита необходимо именно такое сочетание двух различных полевых шпатов. Этот исследователь назвал продукты таких реакций, возникающие в результате взаимодействия двух непосредственно соседствующих твердых фаз, *синантетическими*. Для образования мирмекита необходима миграция реагентов вдоль границ кристаллов. Возможно, что не всегда мирмекиты имеют чисто дейтерическое происхождение. Иногда они встречаются в гранитах в контакте с более поздними основными интрузивами, и в таких случаях, вероятно, частично имеют метасоматическое происхождение.

Помимо мирмекита, в магматических породах известны и другие образования, возникающие в результате взаимодействия соприкасающихся минералов. К их числу относятся коронарные структуры, наиболее часто развивающиеся в габброидах, и описываемые в посвященных этим породам разделах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kuno H., Plateau Basalts, Amer. Geophys. Union Monogr., 18, 495—501, 1969.
2. Walker G. P. L., Evidence of crustal drift from Iceland geology, In A Symposium on Continental Drift, Phil. Trans. Roy. Soc., 258, 199—204, 1965.
3. Aumento F., Longcarevic B. D., Ross D. I., Hudson geotraverse geology of the Mid-Atlantic Ridge at 45° N, Phil. Trans. Roy. Soc., Lond. A, 268, 623—650, 1971.

4. Walker F., Differentiation of the Palisades diabase, New Jersey, Geol. Soc. Amer. Bull., 51, 1059—1106, 1940.
5. Davidson C. F., The so-called cognate xenoliths of kimberlite, in Ultramafic and Related Rocks, ed. P. J. Wyllie, 342—346, 1967.
6. Kuno H., Mafic and ultramafic inclusions in basaltic rocks and the nature of the upper mantle, in The Earth's Crust and Upper Mantle, ed. P. J. Hart, Amer. Geophys. Union Monogr., 13, 507—513, 1969.
7. Eaton J. P., Murata K. J., How volcanoes grow, Science, 132, 925—938, 1960.
8. Fiske R. S., Kinoshita W. I., Inflation of Kilauea Volcano prior to its 1967—1968 eruption, Science, 165, 341—349, 1969.
9. Walker G. P. L., The amygdale minerals in the Tertiary lavas of Ireland, Min. Mag., 32, 503, 1960.
10. Du Toit A. L., Pipe amygdaloids, Geol. Mag., 4, 13, 1907.
11. Bailey E. B., Geology of Knapdale etc., Mem. Geol. Surv., 69, 1911.
12. Tomkeieff S. I., The basaltic lavas of the Giant's Causeway of Northern Ireland, Bull. Volc. Naples, series 2, 6, 89, 1940.
13. Sloane T., Speight G. M., Skelhorn R., The Structure of the Tertiary dyke swarms of Skye, Mull and Ardnamurchan, Proc. Geol. Soc., Lond., 1658, 199—202, 1969.
14. Gregory J. W., Tyrrell G. W., Proc. Geol. Assoc., 35, 413, Pl. 26, 1924.
15. Harker A., Mem. Geol. Surv., 201—207, 1904.
16. Gilbert G. K., U. S. Geol. Surv., Washington, 1877.
17. Blyth F. H. G., Quart. J. Geol. Soc., 99, 169, 1943.
18. Grout F. F., Amer. J. Sci., 46, 516, 1918.
19. Hall A. L., Mem. Geol. Surv., South Africa, 28, 1932.
20. Wells M. K., Baker C. O., The anorthosites in the Colony Complex near Freetown, Sierra Leone, Col. Geol. Min. Res. Bull., 6, № 2, 137—158, 1956.
21. Wells M. K., Structure and petrology of the Freetown layered Basic Complex in Sierra Leone, Overseas Geol. Min. Res., London, Bull. Suppl., 4, 1—115, 1962.
22. Wager L. R., Brown G. M., Funnel-shaped intrusions, Bull. Geol. Soc. Amer., 68, 1071—1075, 1957.
23. Wager L. R., Deer W. A., Med. om Grønland, 105, № 4, 1939.
24. Richey J. E., Tertiary ring structures in Britain, Trans. Geol. Soc., Glasgow, 19, 45, 1931—1932.
25. Billings M. P., Mechanics of igneous intrusion in New Hampshire, Daly Volume, Amer. J. Sci., 40, 1945.
26. Richey J. E., Association of explosion-brecciation and plutonic intrusion in the British Tertiary igneous province, Bull. Volc., series 11, 157, 1940.
27. Jacobson R. R. E., Macleod W. M., Black R., Ring-complexes in the younger granite province of Northern Nigeria, Mem. Geol. Soc., Lond., 1, 1958.
28. Iddings, J. Geol., 6, 707, 1898.
29. Russell, J. Geol., 4, 23—43, 1896.
30. Bott M. H. P., Day A. A., Masson-Smith D., The geological interpretation of gravity and magnetic surveys in Devon and Cornwall, Phil. Trans. Roy. Soc., Lon., 251, 161—191, 1958.
31. Bott M. H. R., Holder A. P., Long R. E., Lucas A. L., Crustal structure beneath the granites of South West England, in Mechanism of Igneous Intrusion, ed. G. Newall and N. Rast, 93—101, 1970.
32. Hamilton W., Myers W. B., The nature of batholiths, U. S. Prof. Paper, 554, C1—C30, 1967.
33. Cloos H., Abh. Preuss. Geol. Landesanst., 89, 1, 1925.
34. Shand S. J., The terminology of late-magmatic and post-magmatic processes, J. Geol., 52, 342, 1944.
35. Vogt J. H. L., Physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation of igneous rocks, J. Geol., 29, 441, 1921.

36. *Bowen N. L.*, The System diopside, forsterite, silica, Amer. J. Sci., **38**, 209, 1914.
37. *Harker A.*, The geology of the Small Isles of Inverness, Mem. Geol. Surv., **85**, 1908.
38. *Bowen N. L.*, Amer. J. Sci., **35**, 583, 1913.
39. *Bowen N. L.*, *Schairer J. F.*, The system $MgO - FeO - SiO_2$, Amer. J. Sci., **29**, 151, 1935.
40. *Brammell A.*, Mineral transformations and their equations, Sci. Prog., № 120, 1936.
41. *Sederholm J. J.*, On synantetic minerals and related phenomena, Bull. Com. Geol. Finlande, № 48, 134, 1916.
42. *Vogt J. H. L.*, Physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation of igneous rocks, J. Geol., **31**, 245, 1923.
43. *Reynolds D. L.*, Demonstration in petrogenesis from Kiloran Bay, Colonsay, Min. Mag., **24**, 367, 1936.
44. *Becke F.*, Über Myrmekit, Tsch. Min. Petr. Mitt., **27**, 377, 1908.

Часть III

ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД, ИХ ЗНАЧЕНИЕ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ГЕНЕЗИС

Глава I

ОСНОВЫ КЛАССИФИКАЦИИ И НОМЕНКЛАТУРЫ ГОРНЫХ ПОРОД

Общие положения

Одна из главных задач при попытках создания схемы классификации горных пород заключается в разработке однородной номенклатуры. Весьма важно, чтобы все петрологи называли одну и ту же породу одинаково. В настоящее время петрологические знания возрастают быстрее, чем в любой из предшествующих периодов. В основном это связано с тем, что петрологией занимается все большее и большее число лиц. Кроме того, важную роль в развитии петрологии играет появление новых методик и более совершенных приборов. Прежде горные породы изучались преимущественно качественно, в настоящее же время большую роль играют количественные данные, получаемые как непосредственно при полевых наблюдениях, так и в результате лабораторного исследования горных пород. Все более важное значение приобретает статистическое изучение географического распределения различных магматических пород. Однако на пути такого рода исследований возникают серьезные препятствия в связи с отсутствием согласованной международной классификации магматических пород и единообразной терминологии. Даже в настоящее время некоторые широко известные названия горных пород имеют в разных странах различное значение и, наоборот, одну и ту же распространенную породу называют по-разному. Более того, такие расхождения существуют даже в пределах одной страны у различных петрографических школ. Приведем, в частности, такой пример. Породы, называемые долеритами в Великобритании, у американских петрологов фигу-

пируют под названием «диабазы». Представляется прямо-таки парадоксальным, что до настоящего времени не удалось согласовать даже точные определения наиболее широко распространенных магматических пород — гранитов и базальтов.

Ни одна классификация не может в равной мере удовлетворять всем целям. Существующие схемы классификаций, предназначенные для петрологических исследований, обычно весьма усложнены и основаны на признаках, трудно устанавливаемых при рядовых петрографических работах. К числу таких признаков следует отнести, например, данные о химическом составе, которые могут действительно иметь решающее значение при установлении соотношений между магматическими породами.

Схема классификации магматических пород, предлагаемая в этой книге, по существу такая же, как и в прежних изданиях руководства. Стремление по возможности упростить классификацию вызвано тем, чтобы облегчить ее использование полевыми геологами и лицами, изучающими петрологию. Однако предлагаемую классификацию можно легко усложнить и усовершенствовать в тех случаях, когда необходима большая точность в наименовании горных пород. Предлагаемая классификация основана на минеральном, а не химическом составе горных пород. Преимущество минерального состава заключается в том, что в большинстве крупнозернистых и многих среднезернистых магматических породах он в значительной мере поддается определению даже невооруженным глазом, а в относительно сложных случаях для этого необходим лишь петрографический микроскоп.

В классификациях, основанных на химическом составе, в одну и ту же категорию попадают породы, отличающиеся по минеральному составу и общему облику, особенно по степени раскристаллизованности. Так, совершенно идентичный состав может быть у гранита и обсидиана. Но в этом случае нелепо давать одно и то же название природным объектам, так резко отличающимся по облику.

В петрографической литературе существует несколько сотен названий детально описанных типов пород. Многие из этих пород широко распространены, а названия их хорошо известны и приняты большинством петрографов. Наиболее приемлемая схема классификации магматических пород должна, конечно, включать такие общепринятые понятия, которые, если это необходимо, могут быть несколько уточнены применительно к принципам конкретной классификации. Как только мы переходим от общих принципов к рассмотрению конкретных горных пород, сразу же становится ясным, что на каком либо одном признаке минерального состава невозможно создать классификацию, охватывающую все их разновидности. Так, схемы, построенные на

соотношениях полевых шпатов, очевидно, неприменимы к бесполевошпатовым породам. Подобным образом детали соотношений минерального состава, учитываемые при классификации пород, состоящих преимущественно из фельзических минералов, не удается использовать при классификации пород, сложенных преимущественно мафическими минералами.

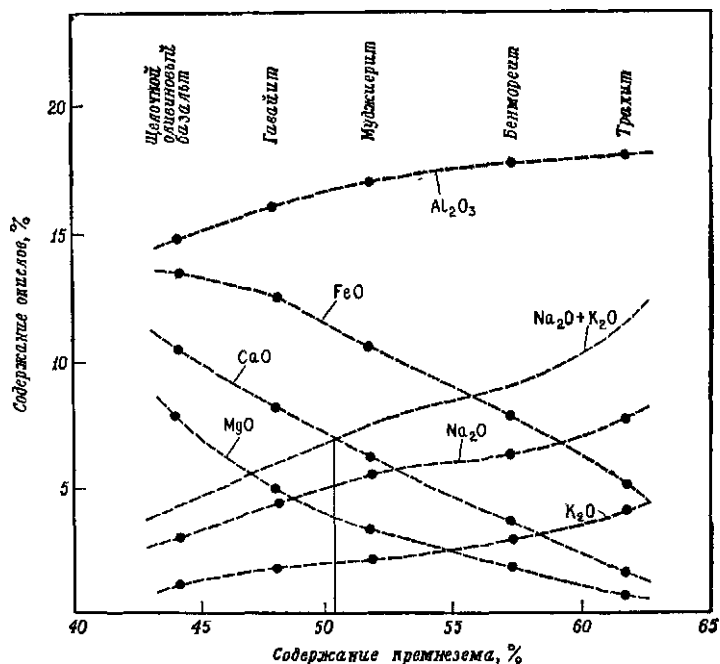
Химический состав горных пород

По давно установившейся традиции результаты химических анализов горных пород обычно непременно выражаются в весовых процентах девяти главных окислов: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O и H_2O . Кроме того, в большинстве случаев приводятся также некоторые обычно встречающиеся малые компоненты — TiO_2 , MnO и P_2O_5 . В числе дополнительных определений могут быть некоторые элементы-примеси, например, В, F и Cr и т. д. Эти элементы обычно присутствуют в настолько малых концентрациях, что не образуют самостоятельных минералов, а замещают другие элементы в пороодообразующих минералах.

Полные химические анализы горных пород довольно громоздки и неудобны для сопоставлений, поэтому для многих целей как в петрологических исследованиях, так и при общих обзорах удобно избирать для сравнения отдельные компоненты или их группы. Полученные при таких сопоставлениях данные можно отображать графически. Один из наиболее широко используемых типов *вариационных диаграмм* был предложен Харкером [X] и основан на сопоставлении весовых процентов отдельных окислов по отношению к содержанию SiO_2 во всех членах серии ассоциирующихся магматических пород (фиг. 75)¹. В другом распространенном типе диаграмм (см. фиг. 112) отражаются соотношения трех групп компонентов — магнезии, суммы окислов железа и суммы щелочей.

Подобные манипуляции с данными химических анализов не имеют прямого отношения к проблемам классификации горных пород, однако следует помнить, что в конечном счете химическим составом определяется минеральный состав и большинство свойств горных пород, на которых должна основываться их классификация. Сведения о валовом химическом составе, а также те или иные обобщения химических анализов горных пород играют важную роль при рассмотрении петрогенетических проб-

¹ Следует напомнить читателю, что впервые группировку окислов химического анализа горных пород предложил еще в самом конце прошлого столетия Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Очень удобная диаграмма изображения составов была предложена академиком Заварицким. Она пользовалась в СССР большой популярностью. — *Прим. ред.*



Фиг. 75. Вариационная диаграмма гавайских лав щелочного ряда, построенная на основании средних составов по Макдоналду [130].

Вертикальная линия, проведенная из точки пересечения кривых CaO и $(Na_2O + K_2O)$ указывает на то, что так называемый щелочно-известковый индекс этих пород приблизительно равен 51.

лем магматизма. Однако для определения магматических пород и их классификации необходимо знать реальный минеральный состав или условный его эквивалент, вычисленный по пересчетам химического анализа. Реальный минеральный состав получил в петрографической литературе название *модального*, а вычисленный состав называется *нормативным* или *нормой*.

Соотношения между химическим и минеральным составами

В большинстве случаев по химическому составу магматической породы можно достаточно точно оценивать и состав той фракции магмы, из которой она образовалась. Как мы видели в предыдущей главе, процесс отвердевания магмы определяется многими факторами. При потере летучих и очень быстром

охлаждении магма может закалиться в виде вулканического стекла. Отвердевание и кристаллизация большинства лав и пород мелких интрузивов происходит очень быстро в пределах температурного интервала в одну или две сотни градусов. В результате этого ранние кристаллы по сравнению с составом исходного расплава бывают обогащены относительно высокоплавкими компонентами. В таких условиях реакции остаточного расплава с минералами как непрерывной изоморфной реакционной серии, описанной Боуэном (стр. 191), так и прерывистой серии проявляются слабо. Вкрапленники обычно имеют зональное строение и по составу отличаются от зерен тех же минералов второй генерации, присутствующих в основной массе. Консолидированные в таких условиях породы представляют собой совокупность различных компонентов, затвердевших при разных температурах и, следовательно, неравновесных друг с другом. В особенности это относится к остаточным стекловатым фракциям. Все эти соотношения находятся в резком контрасте с особенностями глубинных медленно охлаждавшихся горных пород, общий минеральный состав которых очень близок к равновесному состоянию. В таких породах кристаллы обычно лишены зональности и зерна различных минералов имеют примерно равные размеры. На ранних стадиях охлаждения магмы в глубинных условиях также проявляется фракционная кристаллизация, однако конечная ассоциация минералов практически не отражает ее: все минералы выглядят кристаллизовавшимися одновременно при одной температуре и в соотношениях, определяющихся валовым химическим составом пород.

Теперь остановимся на понятии *нормативный минеральный состав* или *норма*. Норма состоит из стандартных или нормативных минералов, вычисленных определенным способом на основании химического состава горной породы, и представляет собою ассоциацию минералов, которая могла бы кристаллизоваться в идеально равновесных условиях из магмы такого же химического состава. Важно уяснить себе, что эта ассоциация вычислена и, следовательно, имеет гипотетический характер. Ценность такого рода пересчетов заключается в том, что нормативный минеральный состав зависит лишь от химического и, наоборот, не зависит от факторов, определяющих тот или иной ход кристаллизации магмы. При условии идентичных химических составов даже вулканическое стекло и грубо кристаллическая горная порода должны иметь одинаковый нормативный состав. Таким образом, «норма» отражает состав магмы, выраженный в форме потенциальных минералов.

Понятие о нормах было введено американскими петрологами Кроссом, Иддингсом, Пирсоном и Вашингтоном [1], которые разработали совершенно новую детальную схему классифика-

ции горных пород, основанную на количественных соотношениях нормативных компонентов. Хотя в этой классификации отсутствуют противоречия предшествующих схем, искусственный принцип расчленения пород сделал ее слишком сложной, что препятствовало ее широкому распространению и использованию.

Классификация, предложенная американскими учеными, как таковая уже не используется, однако вычисление нормативных составов (метод CIPW) до сих пор широко практикуется, так как они помогают решению многих петрологических проблем. Хорошим примером этого может служить подразделение базальтов на две главные разновидности, в нормативных составах которых соответственно имеются гиперстен и нефелин (см. стр. 395). Эти нормативные минералы являются несовместимыми фазами, которые не могут сосуществовать в одной породе. Установлено, что базальтовые магмы с нормативным гиперстеном образуют ряд дифференциатов, весьма отличающихся от базальтоидов, содержащих нормативный нефелин. Это кардинальное различие нельзя установить простым сопоставлением химических анализов, поскольку составы этих двух разновидностей базальтов могут быть очень близкими. В этом плане и реальный модальный состав базальтов иногда не может быть полезен, поскольку фактические условия охлаждения различных базальтов часто предотвращают кристаллизацию гиперстена и нефелина. Таким образом, в большинстве случаев разграничение этих двух разновидностей базальтов возможно лишь на основе их нормативного состава.

Методика пересчета данных химического анализа пород на нормативный состав в полной мере необходима лишь специалистам¹, однако всем желающим овладеть основами петрологии также полезно с нею познакомиться, поскольку она позволяет понять химические факторы, определяющие кристаллизацию минералов в магматических породах.

Набор нормативных минералов в основном ограничивается простейшими конечными членами безводных породообразующих силикатов. В него также входят кварц и такие акцессорные минералы как апатит, магнетит и ильменит. В число нормативных минералов не включены гидроксилсодержащие соединения, например роговая обманка и биотит, поскольку их составы слишком сложны и изменчивы для стандартного пересчета. При

¹ Обзор этой методики и необходимые таблицы приведены в книгах: *Holmes A., Petrographic Methods and Calculations, 1930; Johannsen A., Descriptive Petrography of Igneous rocks, I, 1931.* [На русском языке она хорошо описана академиком А. Н. Заварицким в книге «Пересчет химических анализов горных пород», изд. ОНТИ, 1933. — *Прим. ред.*]

пересчете составы нормативных минералов выражаются в виде комбинации окислов в соответствующих пропорциях, например:

Ортоклаз $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	(1 : 1 : 6)	Or
Альбит $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	(1 : 1 : 6)	Ab
Анортит $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	(1 : 1 : 2)	An
Волластонит $CaO \cdot SiO_2$	(1 : 1)	Wo
Энстатит $MgO \cdot SiO_2$	(1 : 1)	En
Ферросилит $FeO \cdot SiO_2$	(1 : 1)	Fs
Форстерит $2MgO \cdot SiO_2$	(2 : 1)	Fo
Фаялит $2FeO \cdot SiO_2$	(2 : 1)	Fa

При вычислении нормативного состава прежде всего необходимо весовые проценты окислов химического анализа (за исключением H_2O) перевести в молекулярные количества, для чего содержание каждого из них делится на соответствующий молекулярный вес¹.

Вторая стадия пересчета заключается в распределении соответствующих количеств окислов между нормативными минералами. В действительности большинство окислов одновременно входит в состав нескольких минералов, но для целей такого пересчета некоторые из них можно относить лишь к одному минералу. Так, весь TiO_2 (в комбинации с равным количеством FeO) относят к ильмениту; весь Fe_2O_3 считают входящим в состав магнетита, а весь P_2O_5 относят к апатиту. Перечисленные выше «минералы» при пересчете выделяют первыми. Последовательность пересчета можно проиллюстрировать на относительно простом примере андезитовой породы, анализ которой приведен на стр. 349. В дополнение к уже упомянутым выше аксессуарным минералам в норму в этом случае входят полевые шпаты, кальциевый моноклинный пироксен типа диопсида, бескальциевый ромбический пироксен и кварц. Минералы вычисляются в приведенном порядке. В рассматриваемом случае для целей нашего пересчета можно принять, что весь глинозем входит в состав полевых шпатов, хотя в действительности в андезитах часть его будет входить в авгит, роговую обманку или биотит.

Обозначим общее содержание Na_2O через x . Тогда, помимо этого компонента, в состав нормативного альбита войдет xAl_2O_3 и $6xSiO_2$. Подобным образом исходя из суммарного количества K_2O рассчитывается содержание нормативного ортоклаза. По оставшемуся от этих двух операций количеству Al_2O_3 определяется содержание нормативного анортита. Оставшееся

¹ В приводимом здесь обзоре методики пересчета на нормативный состав опущены многие важные детали, поскольку изложенный материал не представляет собою практического руководства к таким пересчетам.

количество CaO комбинируется в соотношении 1:1 с $(\text{FeO} + \text{MgO})$ в нормативном диопсиде. Затем из оставшегося FeO и MgO образуют молекулы ромбического пироксена. Поскольку у сосуществующих моноклинного и ромбического пироксенов отношения $\text{FeO}:\text{MgO}$ очень близки, при вычислении их нормативных составов следует использовать одно и то же отношение этих двух компонентов.

После этой стадии пересчета все компоненты, за исключением части SiO_2 , оказываются распределенными. Остаток кремнезема, не связанный с другими окислами, представляет собою нормативный «кварц».

Последняя операция при таком пересчете заключается в переводе молекулярных количеств минералов в весовые проценты.

Конечно, процедура пересчета химических анализов пород, по составу отличающихся от андезитов, несколько меняется. Во многих породах, например, наблюдается недостаток кремнезема, что соответственно приводит к появлению в нормативном составе оливина. Подобным образом при избытке щелочей, но ограниченных содержаниях кремнезема часть или весь полевой шпат приходится заменять фельдшпатоидами.

Рассмотрение пересчетов данных химических анализов и классификаций горных пород, основанных на их химическом составе, будет неполным, если не упомянуть системы пересчета Ниггли [2, 3, 4], которая весьма широко используется европейскими геологами. Так же как и система CIPW, предложенная американскими учеными, методика Ниггли основана на молекулярных соотношениях окислов. Родственные окислы группируются в четыре категории: $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{редкие земли} = al$; $(\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2) + \text{FeO} + \text{MgO} = fm$; $\text{CaO} + \text{SrO} + \text{BaO} = c$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Li}_2\text{O} = alk$.

С помощью этих четырех компонентов состав породы можно представить точкой в тетраэдре. Однако на практике для этих целей используются треугольные диаграммы. Дальнейшее подразделение в классификации Ниггли основано на величинах si (отношение молекулярного количества SiO_2 к сумме величин al , fm , c и alk), k (отношение K_2O к сумме щелочей alk) и mg (отношение MgO к fm).

По системе пересчета Ниггли нормативный состав может быть вычислен так же легко, как и по методике CIPW. Более того, по схеме Ниггли можно вычислить нормативный биотит, роговую обманку и другие сложные силикаты, что исключено в схеме CIPW. Таким образом, здесь имеется большая гибкость в возможностях подбора состава нормативных минералов и норма породы оказывается ближе к ее реальному минеральному составу. Теоретически при определенных усилиях по схеме Ниггли нормативный состав можно вычислять в полном

соответствии с реальным. В отличие от норм системы CIPW, которые отражают «стандартный набор минералов», соответствующий составу магмы, нормативный состав в системе Ниггли можно использовать для оценки реального минерального состава породы, который фиксирует особенности кристаллизации магмы в специфических условиях. Таким образом, вычисленный модаловый состав, полученный в результате пересчета по системе Ниггли, можно использовать вместо реального для классификации пород, в которых вследствие слишком тонкой зернистости или по иным причинам количественные соотношения минералов не поддаются определению под микроскопом.

Выше мы уже отмечали, что для геологов более удобна классификация горных пород, основанная на признаке их минерального состава. Предлагаемая нами схема имеющая много общего с большинством минералогических классификаций, основана на изменении двух параметров: первый из этих параметров — качественный состав и количественные соотношения полевых шпатов; второй — суммарное содержание кремнезема в породе, выраженное через минеральный состав (присутствие или отсутствие кварца). Эти два признака в схеме классификации, изображенной в виде таблицы, представляют собою вертикальные и горизонтальные графы.

Содержание кремнезема как признак классификации

В химическом составе всех магматических пород, за исключением редких интрузивных карбонатитов, доминирует кремнезем. В связи с этим естественно, что в большинстве схем классификаций магматических пород в качестве главного признака использовано соотношение кремнезема с другими компонентами. Наиболее кремнеземистые породы принято называть кислыми; за ними в порядке последовательного уменьшения содержания этого компонента следуют средние, основные и ультраосновные породы¹. Использование этих терминов имеет своим источником уже оставленную концепцию, в соответствии с которой силикаты рассматривались как «соли» различных кремневых кислот, в связи с чем породы, содержащие избыток кремнезема, назывались «кислыми». Таким образом, в настоящей книге этот термин используется не в обычном химическом, а в петрологическом смысле.

Первоначально химические классификации горных пород строго основывались на весовых содержаниях в них кремнезема.

¹ Это деление впервые предложено Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, а затем принято повсеместно. — *Прим. ред.*

Например, в качестве границы между кислыми и средними породами было принято содержание SiO_2 66%, что соответствует содержанию этого компонента в щелочных полевых шпатах. Использование этого признака имеет смысл, пока рассматриваются породы, в составе которых преобладают щелочные полевые шпаты. Однако и в этом случае возникают известные сомнения в правильности принятой границы, если учесть, что, помимо щелочных, присутствуют и другие полевые шпаты, а также прочие силикаты, каждый из которых дает различный вклад в суммарное содержание кремнезема в породе. Вспомним, например, что темноцветные минералы, роговая обманка и биотит во многих средних и кислых породах имеют относительно небольшое содержание SiO_2 . В биотитах магматических пород содержание SiO_2 обычно колеблется от 35 до 38%. Во многих породах весьма значительная роль железомagneзиальных силикатов резко усиливается анортитовым компонентом плагиоклаза, в котором содержание SiO_2 составляет 43,2%.

Совершенно очевидно, что в кремнеземистых породах, богатых этими относительно основными минералами, связанным оказывается меньшее количество кремнезема и, следовательно, возникают дополнительные возможности появления свободного кремнезема по сравнению с породами, в которых господствуют щелочные полевые шпаты. Таким образом, строго говоря, для установления границы появления свободного кремнезема, т. е. для разграничения кислых и средних пород по признаку содержания SiO_2 , необходимо прибегать к скользящей шкале в зависимости от присутствующих минералов, в особенности от количественного соотношения плагиоклаза и щелочных полевых шпатов. Породы с повышенным содержанием кальциевого плагиоклаза будут насыщаться кремнеземом при меньшем суммарном содержании SiO_2 по сравнению с породами, в которых преобладают щелочные полевые шпаты.

Дополнительным возражением против использования жестких пределов содержания кремнезема для классификации горных пород может служить то обстоятельство, что необходимые для этого данные химического анализа далеко не всегда имеются в распоряжении геологов. В связи с вышеизложенным в последних изданиях нашей книги хотя и были сохранены в общем виде те же самые главные семейства или классы магматических горных пород, что и в прежних схемах, но границы между ними установлены по признаку количественных соотношений минералов, входящих в состав крупнозернистых представителей каждого семейства.

Для особо тонкозернистых и стекловатых пород, в которых невозможно определить реальное содержание кварца, взамен него можно использовать вычисленное на основании химиче-

ского анализа содержание нормативного кварца. Однако имеющийся опыт позволяет утверждать, что большинство вулканических пород, в том числе и очень тонко-зернистых, может быть идентифицировано и классифицировано по аналогии с их грубо-зернистыми эквивалентами. Точное определение наиболее сомнительных пород или их переходных разновидностей обычно необходимо лишь при специальных петрологических исследованиях, при которых имеются возможности выполнения химического анализа.

Роль полевых шпатов в классификации горных пород

В ранних изданиях этой книги в качестве важнейшего фактора классификации горных пород использованы соотношения между кварцем и различными полевыми шпатами. В большинстве магматических пород полевые шпаты в количественном отношении играют очень важную роль, а во многих случаях преобладают над другими минералами. Разновидности полевых шпатов хорошо распознаются, и состав их поддается определению при изучении шлифов под микроскопом. Прежде всего мы противопоставляем количество щелочного полевого шпата (A) и плагиоклаза (P) в горной породе. Существуют породы, в которых весь полевой шпат представлен либо A , либо P , однако в большинстве их оба полевых шпата присутствуют совместно. Это и использовано в классификации.

В минералогическом разделе руководства уже описаны щелочные полевые шпаты и плагиоклазы, а также рассмотрены их взаимоотношения. Щелочные полевые шпаты состоят из «чистых» конечных членов, калиевого и натрового, представленных как высоко-, так и низкотемпературными разновидностями. При этом чаще всего встречаются различные комбинации всех этих разновидностей. К плагиоклазам в этой книге отнесены все члены этого семейства, за исключением альбита, и, таким образом, состав их колеблется от олигоклаза (An_{10}) до анортита (An_{90-100}).

В течение длительного периода мы подразделяли горные породы на три группы в зависимости от соотношения в их составе щелочных полевых шпатов и плагиоклазов. При установлении границ между основными группами пород использовались отношения A к P , равные $1/3$ и $2/3$. Однако недавно была предложена схема классификации, в которой граничными считаются содержания одного или другого компонента (A или P), равные 10, 35, 65 и 90% общего количества полевых шпатов в породе. Если из этой схемы в качестве наиболее важных границ взять 35 и 65%, то вновь предложенная классификация практически

не будет отличаться от существовавшей ранее, хотя мы не возражаем против использования новой классификации, если ее преимущество будет подтверждено международной практикой.

Такое подразделение горных пород в любом случае носит условный характер и имеет много спорных моментов. В настоящее время вопрос о минералогической классификации магматических горных пород обсуждается петрологами всех частей света в рамках комиссии Международного геологического конгресса, возглавляемой Штрекейзенем [5]¹.

Дальнейшее разграничение магматических пород основано на количественных соотношениях щелочных полевых шпатов, с одной стороны, и на составе плагиоклаза, с другой. В деталях эти более дробные подразделения рассматриваются ниже.

В грубозернистых магматических породах количественные соотношения различных полевых шпатов обычно удается оценить без труда. Однако даже при изучении тонкозернистых разновидностей горных пород петрограф часто в состоянии правильно оценить их принадлежность к той или иной категории по составу окрашенников и по аналогии с детально изученными породами такого типа. При таких оценках, однако, существует опасность впасть в ошибки, которых следует остерегаться начинающим исследователям. В тех случаях, когда в породе присутствуют два полевых шпата, один из них обычно представлен хорошо заметными идиоморфными кристаллами, так что возникает опасность переоценки его роли за счет другой разновидности, которая может быть представлена ксеноморфными малозаметными зернами, выполняющими интерстиции между другими минералами. Точно так же легко впасть в ошибку, переоценив относительные количества обычно более кальциевых ядер полевых шпатовых кристаллов по сравнению с их натровыми оторочками. При равном объеме толщина внешней натровой каемки зональных кристаллов составляет лишь 13% диаметра ядра.

Для стекловатых и особо тонкозернистых пород, количественные соотношения минералов в которых не поддаются оценке под микроскопом, следует вычислять нормативный состав на основе химического анализа. Некоторые авторы, в частности Шенд, предлагают использовать нормативный состав во всех случаях независимо от зернистости пород. Это предложение имеет определенные преимущества. При использовании нормативного состава исключается влияние двойственной роли альбита. Кроме того, содержание нормативных минералов в отличие от модальных не зависит от степени раскристаллизованности горной породы. Особенно важное значение единообразные нормативные

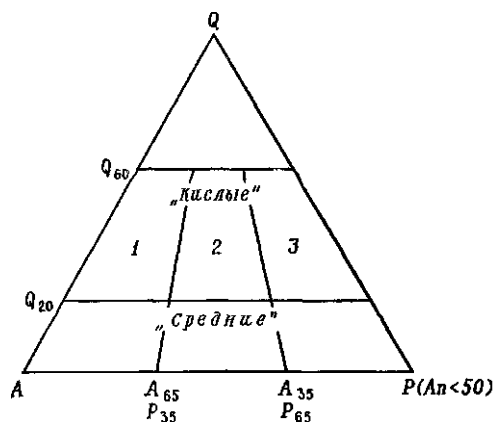
¹ Основные положения этой классификации изложены в специальной брошюре «Классификация горных пород», «Недра», 1974.

составы всех пород имели бы при разработке проблем петрогенезиса и происхождения магм (в отличие от характеристик пород как таковых). Однако, с другой стороны, мы уже указывали, что определяемые косвенно нормативные составы непригодны служить основой классификации горных пород, используемой в повседневной работе рядового петрографа.

Классификация кварцосодержащих пород

Поскольку большинство магматических пород со значительным содержанием кварца относительно обеднено мафическими составными частями, их удобно классифицировать на основе количественных соотношений фельзических минералов — кварца, щелочного полевого шпата и плагиоклаза. Такой способ весьма удобен, поскольку позволяет схему классификации представить в виде равностороннего треугольника, в вершинах которого располагаются кварц (Q), щелочной полевой шпат (A) и плагиоклаз (P). При нанесении точки на эту диаграмму величину Q получают, разделив содержание молярного кварца на сумму содержаний всех фельзических минералов (кварца, щелочного полевого шпата и плагиоклаза) и умножив это частное на 100.

Треугольная диаграмма состава QAP — очень простой способ графического отображения составов кварцосодержащих пород, характеризующийся высокой степенью точности: на ней можно изобразить составы с пределами колебаний всех трех компонен-



Фиг. 76. Классификация кварцосодержащих пород на основе треугольной диаграммы QAP .

Показаны поля шести главных семейств крупнозернистых пород и их мелкозернистых аналогов.

тов от 0 до 100%. До сих пор мы использовали лишь относительные количественные соотношения кварца, щелочного полевого шпата и плагиоклаза. Однако по мере изменения количественного содержания плагиоклаза происходит также систематическое изменение его состава. При этом с увеличением содержания плагиоклаза возрастает его основность. Такого рода изменения состава плагиоклаза не играют особенно важной роли в магматических породах, обога-

щенных кварцем и щелочными полевыми шпатами. Однако они играют решающую роль при разграничении двух важнейших групп крупнозернистых магматических пород — диоритов и габбро, а также их тонкозернистых аналогов — андезитов и базальтов. Поскольку на треугольной диаграмме трудно отобразить четыре переменные, мы ограничиваем использование треугольника *QAP* лишь кислыми и средними породами, которые насыщены SiO_2 . Содержание анортитового компонента этих пород в составе плагиоклаза не превышает 50%. Габбро и другие основные породы, в которых присутствует более кальциевый плагиоклаз, не рассматриваются на треугольной диаграмме *QAP*. Эти породы удобнее классифицировать с использованием других критериев, рассматриваемых ниже.

Об удобстве треугольной диаграммы *QAP* свидетельствует тот факт, что она уже использовалась в нескольких схемах классификации магматических пород. К сожалению, все существующие схемы классификации в той или иной мере отличаются друг от друга по номенклатуре и границам некоторых полей. Однако в происходящей в настоящее время дискуссии, посвященной классификации магматических пород, уже в общем достигнуто согласие о величинах *Q*, которые должны определить главные горизонтальные границы внутри треугольника состава *QAP*. В качестве таких величин избраны Q_{20} и Q_{60} . Последняя из них имеет небольшое практическое значение, поскольку точки составов пород, располагающиеся выше линии Q_{60} , очень немногочисленны. Гораздо большее значение имеет линия Q_{20} . Во всех породах, точки состава которых располагаются выше этой линии, кварц присутствует в значительных количествах и, следовательно, играет существенную роль в их определении. Другими словами, кварц в этих породах представляет собой главный породообразующий минерал. В тех породах, точки состава которых на треугольной диаграмме располагаются ниже линии Q_{20} , кварц представляет собой подчиненный минерал, а иногда может и вовсе отсутствовать. Для точного наименования таких пород присутствие кварца уже нельзя считать определяющим фактором, и его в таких случаях следует рассматривать как второстепенный минерал.

Мы с удовлетворением следуем принципу использования параметров *QAP* в общем и особенно границы по линии Q_{20} . В предыдущих изданиях этого руководства пройдена длительная эволюция в этом направлении. Первоначально принятая жесткая граница между средними и кислыми породами по содержанию SiO_2 , равному 66%, была затем оставлена и заменена содержанием модалного кварца 10%. В последнем издании нашего учебника за предельное для средних пород было принято содержание кварца 20%, поскольку многие типичные их

представители содержат более 10, но менее 20% модалного или нормативного кварца¹.

Содержание модалного кварца 20% лишь незначительно отличается от избранной в настоящее время границы Q_{20} . Тем не менее читателю следует иметь в виду, что эти две величины различны. Они совпадают полностью лишь в породах, сложенных исключительно фельзическими минералами. По мере же увеличения количества темноцветных компонентов разница между величиной Q и содержанием модалного (или нормативного) кварца возрастает. Так, в породах, состоящих на 60% из полевых шпатов, на 20% из кварца и на 20% из мафических минералов, величина Q составит 25%. И наоборот порода с тем же количеством мафических составных частей и с величиной Q_{20} будет содержать лишь 16% модалного кварца.

Кислые и средние кварцсодержащие породы, разделенные границей Q_{20} , подразделяются в нашей схеме на три категории по величине отношения A/P в соответствии с изложенным в предыдущем разделе. Таким образом, треугольник состава QAP расщепляется на шесть равнозначных полей. В действительности в нем существует и седьмое поле, располагающееся у вершины Q выше линии Q_{60} , однако точки состава встречающихся в природе кварцсодержащих магматических пород в это поле почти не попадают. При подборе независимых наименований для типов пород, характеризующих эти поля, некоторые трудности возникли в отношении крупнозернистых кислых пород. Для средних пород оказалось весьма удобным использовать общепринятые названия типов пород соответствующего состава — сиенит, монцонит и диорит. Следует, однако, сразу же заметить, что здесь учитываются лишь кварцсодержащие сиениты. Некоторые породы семейства сиенитов не входят в треугольник состава QAP , как это будет показано в дальнейшем. Границы между отдельными полями в предлагаемой классификации жестко ограничиваются количественными соотношениями лишь трех фельзических компонентов. В связи с этим поля не соответствуют в точности первоначальным определениям тех типов пород, наименования которых приняты для наших полей. Это связано с тем, что в предлагаемой классификации не учитываются цветные минералы. Таким образом, мы по существу несколько изменяем первоначальное содержание терминов, приспособив их к требованиям жесткого каркаса предлагаемой классификации. Несмотря на такого рода трудности, мы полагаем, что гораздо проще несколько адаптировать установившиеся названия семейств пород, чем предлагать новые.

В нескольких существующих схемах классификации треуголь-

¹ См., например, раздел, посвященный рассмотрению состава андезитов

ник состава *QAP* подразделен на большее количество полей, чем в нашей схеме. При использовании таких усложненных классификаций возникают трудности с номенклатурой, которые рассматриваются в следующих разделах книги. Здесь следует лишь отметить, что, по нашему мнению, главнейшие подразделения классификации должны быть предельно простыми, с тем чтобы одно общее название определяло все члены семейства в пределах каждого поля. В тех же случаях, когда возникает необходимость в более точных определениях отдельных групп пород, главные поля классификации можно подразделить на более дробные единицы.

Остановимся теперь на изменениях, которые следует принять для классификации бескварцевых средних и еще более основных пород, располагающихся непосредственно ниже треугольника состава *QAP*.

Если при разграничении кислых и средних пород нам сравнительно просто удалось перейти от процентного содержания SiO_2 к величинам *Q*, то гораздо труднее найти такие минералогические границы для разделения средних и основных, а также основных и ультраосновных пород. Общие традиционные определения самых крупных групп пород — средние, основные и ультраосновные, несомненно, целесообразно сохранить, поскольку они качественно характеризуют породы с широкими вариациями содержания SiO_2 . Однако подразделение горных пород на отдельные семейства следует производить по количественным признакам, используя при этом минеральный состав. По мере того как содержание SiO_2 в магматических породах уменьшается, на первый план выступают различные минералогические критерии в зависимости от того, в каком из двух направлений происходят общие изменения состава пород: в сторону обогащения щелочами или кальцием. Такого рода вариации минерального состава бывают трех видов:

1. Появление фельдшпатоидов в ряду щелочных магматических пород.

2. Увеличение содержания анортитового компонента плагиоклаза в известково-щелочном ряду.

3. Качественные и количественные вариации в содержании темноцветных минералов.

Изменения третьего вида осуществляются в породах всех серий независимо от природы присутствующих полевых шпатов. Однако цветные минералы практически играют более важную роль в классификации известково-щелочных, основных или ультраосновных пород.

Ниже в общем виде рассмотрены три перечисленных фактора; подробную их характеристику читатель найдет в главах, посвященных систематическому описанию горных пород.

Насыщение кремнеземом и роль фельдшпатоидов

Во всех трех семействах средних магматических пород — сиенитах, монцонитах и диоритах — обычно преобладают полевые шпаты. Как мы уже видели, при достаточно высоком содержании кремнезема порода пересыщена этим компонентом, и в дополнение к полевым шпатам присутствует кварц. Однако в случае сиенитов и в меньшей мере некоторых монцонитов при уменьшении содержания кремнезема ниже количества, необходимого для образования щелочных полевых шпатов, часть щелочей и глинозема может пойти на образование того или иного фельдшпатоида, о чем уже упоминалось в разделе, посвященном описанию породообразующих минералов. Степень недосыщенности кремнеземом может быть различной и в крайних случаях приводит к полному исчезновению щелочных полевых шпатов. Фельдшпатоиды встречаются в породах весьма различного химического состава, однако лишь применительно к семейству сиенитов недосыщенность кремнеземом фельдических составных частей приобретает важное классификационное значение. Детали этих соотношений рассматриваются в главе, посвященной сиенитам.

Роль анортитового компонента в плагиоклазах

В тех породах, в составе которых преобладают плагиоклазы (гранодиориты, диориты, габбро), изменения минерального состава по мере уменьшения содержания кремнезема проявляются совершенно иначе, чем в щелочных породах. В существенно плагиоклазовых породах отсутствуют какие-либо аналоги фельдшпатоидов, которые могли бы заменять плагиоклаз. Уменьшение суммарного содержания SiO_2 в них выражается в изменении состава самого плагиоклаза. С падением содержаний кремнезема в составе плагиоклаза за счет относительно кремнеземистой альбитовой молекулы возрастает содержание мало-кремнеземистого анортитового компонента. В гранодиоритах состав плагиоклаза изменяется в интервале олигоклаз — андезин. В диоритах и их тонкозернистых аналогах, андезитах, как правило, присутствует андезин. И наконец, средний состав плагиоклазов габбро и базальтов около An_{65} и варьирует в интервале от лабрадора до битовнита. Чистый анортит встречается лишь очень редко в некоторых основных и ультраосновных породах. В связи с упомянутыми колебаниями состава плагиоклаза в магматических породах в качестве границы между средними и основными породами целесообразно избрать величину An_{50} . По этому признаку и следует разграничивать породы семейств дио-

рита и габбро. Однако не во всех случаях он может играть роль классификационного признака. Так, некоторые лавы, являющиеся дифференциатами океанических вулканов, содержат андезиты или даже олигоклаз, но в других отношениях настолько близки к базальтам, что их следует относить в семейство основных пород. Так, отнесение гавайитов и муджиеритов к основным породам определяется не составом плагиоклаза, а повышенным количеством и характером темноцветных минералов.

Цветовой индекс и роль мафических составляющих

Кислые магматические породы бедны мафическими минералами, которые поэтому не используются в их классификации. В средних породах их значение несколько возрастает, а в основных они играют настолько важную роль, что именно по относительным количествам мафических минералов и выделяются отдельные разновидности этих пород.

Суммарное содержание мафических составных частей в горной породе называется ее *цветовым индексом* (M). Все крупнозернистые магматические породы можно было бы подразделить по величине цветового индекса на три группы. Используя корни греческих слов, такие группы можно было бы назвать лейкократовыми, мезотипными¹ и меланократовыми. К лейкократовым следовало бы относить породы с цветовым индексом от 0 до 33, а к мезотипным и меланократовым — породы, у которых цветовой индекс изменяется соответственно от 34 до 66 и от 67 до 100.

Однако в связи с резко изменчивым содержанием темноцветных минералов в зависимости от основности пород целесообразнее использовать скользящую шкалу цветовых индексов. Цветовые индексы гранитов обычно колеблются между 5 и 15. Таким образом, гранит с величиной M , равной 25, в соответствии с жесткой шкалой следовало бы назвать лейкократовым, однако по сравнению с обычными гранитами он резко обогащен темноцветными минералами. Наоборот, габбро с точно такой же величиной M будет обеднено темноцветным минералом по сравнению с типичными породами этой группы, и, следовательно, его можно назвать лейкократовым или лейкогаббро. Соответственно диорит с M , равным 25, лучше всего отнести к мезотипной разновидности.

Таким образом, породы с совершенно одинаковой величиной M следует называть лейкократовыми, мезотипными или

¹ Термин «мезократовые», хотя и широко используется, весьма неудачен в лингвистическом отношении.

меланократовыми лишь сравнительно с другими представителями их группы.

Использование приставок лейко- и мела- к конкретному названию пород очень просто характеризует особенности ее состава и избавляет от выделения дополнительных разновидностей. Этот прием особенно удобен при определениях пород, содержащих фельзитический минерал, допустим нефелин, и темноцветный минерал, например пироксен в резко варьирующих пропорциях. Действительно, существуют породы, варьирующие по составу от существенно нефелиновых до почти чисто пироксеновых. Разновидность, сложенная приблизительно равными количествами этих двух минералов, называется ийолитом. Однако большинство встречающихся в природе ийолитов обогащено либо пироксеном, либо нефелином, и в зависимости от этого их следовало бы называть мелаййолитами и лейкоийолитами соответственно. Такая практика была бы полезнее, чем использование самостоятельных наименований, которые не отражают постепенных вариаций минерального состава. Читатель может сравнить петрографические описания ийолитов с описаниями диоритов и габбро, чтобы увидеть, каким образом подобный принцип используется в различных случаях.

Следует заметить, что некоторые петрологи придают слишком большое значение цветовому индексу при разграничении пород, например, базальтов от андезитов. Это приводит к серьезным противоречиям. Лавы, по всем признакам относящиеся к базальтам, на основании цветового индекса приходится классифицировать как андезитовые. Конечно, более приемлемо называть такие породы лейкобазальтами.

Цветовой индекс играет подчиненную роль в классификации горных пород, за исключением пород, резко обедненных фельзитическими составными частями и соответственно с большим содержанием мафических минералов. Такие породы называются ультрамафическими¹. В большинстве из них полевошпат совершенно отсутствует, а некоторые мономинеральны. К ультрамафическим породам целесообразно отнести те из них, у которых цветовой индекс имеет величину более 90.

Цветовой индекс довольно легко определить на полированной поверхности штуфа грубозернистой породы; однако по мере уменьшения размера зерна при этом возникают трудности, так что в конечном счете определение этого параметра прямыми способами становится нецелесообразным. Для тонкозернистых или стекловатых пород можно прибегать к нормативному цветовому индексу, который представляет собой разность между 100 и суммой *q*, *or*, *ab*, *an*, *pe*.

¹ Этот термин в СССР не применяется. — *Прим. ред.*

Размер зерен (степень кристаллизации)

Среди прочих факторов, используемых в классификации горных пород, известная роль принадлежит и условиям их образования. В прошлом практиковалось подразделение пород *одного и того же состава* в зависимости от условий образования на три категории — глубинные (или плутонические), гипабиссальные и вулканические (или эффузивные). Как известно, и до сих пор все магматические породы принято подразделять на эти три крупные категории. В течение многих лет мы утверждаем, что эти термины неудовлетворительны в применении к магматическим *породам* как таковым. Прежде всего потому, что они не являются взаимоисключающими. В частности, известно, что распространение базальтов не ограничивается лишь лавовыми потоками. Эти породы также могут слагать маломощные дайки, которые по условиям залегания относятся к гипабиссальным образованиям. Большинство петрологов должны согласиться, что неправильно было бы применять различные наименования для совершенно идентичных пород. Эти две породы, несомненно, следует называть базальтами. Таким образом, нецелесообразно ограничивать использование термина базальт лишь одной из форм проявления: породу следует определять на основании того, что она представляет собой, а не в зависимости от ее происхождения.

Если бы нам удалось рассмотреть большую коллекцию базальтоидов всех трех генетических групп, то мы без труда обнаружили бы непрерывные изменения степени кристалличности этих пород от чрезвычайно крупнозернистых до очень тонкозернистых (афанитовых). По нашему мнению, такую серию целесообразно подразделить на три условные категории: крупно-, средне- и тонкозернистые породы. Нам представляется, что категории, выделяемые по признаку зернистости, гораздо целесообразнее использовать как классификационный признак вместо условий образования [6]. В самом общем виде к категории тонкозернистых следует относить породы, в которых отдельные минералы неразличимы невооруженным глазом. Конечно, это положение не следует распространять на крупные кристаллы, вкрапленники. Соответственно к категории среднезернистых следует относить породу в том случае, если в ней макроскопически различимы отдельные зерна, которые, однако, слишком малы для того, чтобы можно было определить их минеральную природу. Такие определения имеют предварительный характер, тогда как для более точной классификации пород следует измерять размеры зерен в шлифах и использовать условно принятые количественные границы. Категории зернистости, предложенные английской комиссией по петрографической номенклатуре, более

или менее соответствуют зернистости пород, образовавшихся в 1) лавовых потоках, 2) дайках и силлах и 3) относительно крупных глубинных магматических телах.

За исключением вариаций зернистости, остальные структурные признаки имеют относительно небольшое значение. Их не следует использовать в наименовании пород. Таким образом, определенной минеральной ассоциации в каждой категории зернистости следует присвоить самостоятельное наименование, тогда как остальные структурные особенности целесообразно отражать дополнительными определениями.

Номенклатура магматических пород

Некоторые используемые в настоящее время названия горных пород имеют очень древнее происхождение. К их числу относятся, например, термины «сиенит» и «базальт». В свое время названия отражали лишь наиболее очевидные физические особенности пород. Так, «риолит» — это порода, которая текла; «трахит» — грубый на ощупь, а «фонолит» — издающий звуки при ударе молотком. Все эти названия появились еще до того, как им нашлось место в нашей номенклатуре.

После появления петрографического микроскопа, позволившего выявлять тонкие детали состава и строения горных пород, были выделены многочисленные новые разности пород. В этот начальный период накопления петрографических данных многие определения пород также носили случайный характер. Их описания в сравнении с современными стандартами часто не были полными, а определения взаимно перекрывали друг друга.

В течение нескольких десятилетий в результате классических исследований Брёггера в Скандинавии, Артура Холмса в различных частях Африки, Лакруа на Мадагаскаре и других были описаны многие редкие породы. При выборе названия вновь открытой породы преимущественно использовали наименование местности, в которой она была обнаружена, с добавлением единообразного окончания «ит». Таким образом, в названии породы могла прозвучать горная цепь, город, деревня и даже ферма независимо от особенностей самой породы. Петрографическая литература оказалась перегруженной такими чрезвычайно пестрыми названиями.

Мы вкладываем в определение магматической породы признак присутствия в ней специфической минеральной ассоциации, используя при этом наименьшее количество лишь самых главных входящих в эту ассоциацию минералов. Так, троктолит характеризуется двухминеральной ассоциацией, которая состоит из приблизительно равных количеств оливина и кальциевого

плагиоклаза. Появление в этой ассоциации заметных, но подчиненных количеств третьего минерала, скажем гиперстена, отражается добавлением определения к главному названию — «гиперстеновый троктолит». Такие определения следует использовать лишь в тех случаях, когда дополнительный минерал присутствует в подчиненных количествах, если же содержание его становится настолько значительным, что его приходится относить к числу главных минералов, то минеральную ассоциацию следует считать уже трехчленной, и соответственно возникает необходимость дать ей самостоятельное наименование. В случае существенного содержания гиперстена в ассоциации с оливином и кальциевым плагиоклазом породе следует назвать оливиновым норитом.

Породы определяются по их минеральным ассоциациям. Однако многие из них названы двумя словами, например, «слюдяной сиенит» и «кварцевый диорит». В соответствии с нашей классификацией определение сиенита и его положение в общей схеме зависит от соотношения лишь фельзитических составных частей и не отражает наличия мафических составляющих. Однако в тех случаях, когда слюда в сиените присутствует в качестве главного, а возможно и единственного, темноцветного минерала, целесообразно называть породу слюдяным сиенитом.

Составные наименования пород, существующие в литературе, не всегда используются в одном и том же смысле и могут привести к затруднениям. По-видимому, первым таким названием был термин «трахиандезит». Трахит — это лава с преобладанием щелочного полевого шпата, тогда как в составе андезита преобладает плагиоклаз. Трахиандезит является не трахитом и не андезитом, а породой промежуточного состава. Соответственно и его положение в классификации находится на границе двух полей. Приведенный случай представляет собою довольно удачный пример использования составных наименований. Порода, имеющая составное наименование либо в горизонтальной, либо вертикальной графе классификации, будет располагаться между теми породами, из которых состоит ее наименование. Отсюда следует, что составные наименования нельзя использовать для определения конечных членов в сериях типов пород.

Можно было бы подумать, что в существующей номенклатуре лучше всего обстоит дело с существенно мономинеральными породами. Однако в действительности это далеко не так. Правда, во многих случаях мономинеральные породы получили свое наименование по единственному слагающему их минералу с добавлением окончания «ит». Такие наименования ясны сами собой. Примерами их могут служить термины «горнблендит», «пироксенит», «гиперстенит», «альбитит». Однако другие точно такого же типа названия используются совсем по-другому. Так,

можно было бы ожидать, что амфиболит по аналогии с пироксенитом — это мономинеральная порода, сложенная существенно амфиболами. Однако в действительности это совсем не так. Более того, амфиболит — это даже не магматическая, а метаморфическая порода, по минеральному составу сходная с диоритом. Еще хуже обстоит дело с номенклатурой нефелин- и лейцитсодержащих лав. Этот вопрос более полно рассматривается в следующей главе. Здесь же мы отметим только, что так называемые нефелиниты не только не мономинеральны, но по существующим определениям могут содержать до 90% магматических минералов.

Глава 2

СУЩЕСТВЕННО КВАРЦЕВЫЕ «КИСЛЫЕ» МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Введение

Кислыми называют магматические породы с содержанием кварца более 20% в сумме фельзитических составных частей. В связи с тем что, согласно первоначальной концепции, «кислой» следует считать породу в том случае, когда содержание в ней кремнезема достаточно для того, чтобы обеспечить присутствие свободного кварца, приведенная выше цифра может показаться высокой. При выборе в качестве границы величины Q_{20} геологические данные оценивались в свете петрогенетических соотношений кислых и средних пород. Кристаллизация гранита, например, в основном определяется термальным перегибом поверхности ликвидуса в системе SiO_2 — Or — Ab , рассмотренной на стр. 189. Судя по фазовым взаимоотношениям в этой системе, магматические граниты, как правило, должны содержать 30—40% нормативного кварца. Породы, близкие к гранитам, но со значительно меньшим содержанием кварца, очевидно, образуются при других условиях, и, следовательно, как с петрогенетической, так и петрографической точек зрения их целесообразно рассматривать как разновидность сиенитов.

По величине отношения щелочного полевого шпата к плагиоклазу мы подразделяем кислые магматические породы на три семейства, в каждом из которых в свою очередь различаются крупно-, средне- и тонкозернистые разновидности, как это показано в таблице.

Зернистость	Щелочной полевой шпат > 2/3	Как щелочной полевой шпат так и плагиоклаз — от 1/3 до 2/3	Плагиоклаз > 2/3
Крупнозернистые	Щелочные граниты	Адамеллиты	Гранодиориты
Среднезернистые	Щелочные микрограниты	Микроадамеллиты	Микрогранодио- риты
Мелкозернистые	Щелочные риолиты (липариты)	Риодациты, или тосканиты (липа- ритодациты)	Дациты

ГРАНИТЫ, АДАМЕЛЛИТЫ И ГРАНОДИОРИТЫ¹

К сожалению, выбор групповых названий рассматриваемых здесь пород пока еще носит спорный характер, поскольку в литературе до сих пор они используются весьма различно. Название «гранит» в течение очень длительного времени используется как геологами, так и неспециалистами. Поэтому вполне естественно, что в него вкладывается нередко различное содержание. В работах по общей геологии под этим термином обычно понимают любые крупнозернистые кислые породы. Однако петрологи используют этот термин в несколько более узком смысле и определяют им породы, относительно обогащенные щелочными полевыми шпатами и соответственно с пониженным содержанием плагиоклаза. В классификации комиссии Геологического конгресса «граниты» занимают большую часть поля кислых пород, которые мы относим к семействам щелочного гранита и адамеллита. В связи с этим мы и добавили определение «щелочные» к нашему более ограниченному пониманию объема семейства «гранитов», которые в предыдущих изданиях нашего руководства фигурировали без этого определения. С точки зрения наших рекомендаций относительно номенклатуры горных пород логичнее было бы не использовать введенное определение. Это станет возможным, если предлагаемое нами симметричное трехпольное подразделение кислых магматических пород будет широко принято. В этом случае название «гранит» без каких-либо дополнительных определений будет наиболее пригодным для выделения самых кислых пород от адамеллитов и гранодиоритов. При современном состоянии дел термин «гранит» можно применять для обозначения всех трех семейств кислых пород в целом. Однако и такое использование этого термина несколько

¹ В русской геологической литературе все эти породы объединяются термином «гранитоиды» — *Прим. ред.*

противоречит существующей практике, поскольку в некоторых схемах классификации, в которых кислые породы подразделяются не на три, а на пять полей по признаку величины отношения A/P (см. стр. 210), наряду со щелочными гранитами выделяется и отдельное поле просто гранитов.

Различными авторами принимаются в качестве границы поля щелочных гранитов разные величины A : 80 (Гендлер), 87,5 (Ниггли и Трёггер), 90 (Нокколдс и Штрекейзен) и 95 (Йохансен). По существу же выделение поля щелочных гранитов по этому признаку вообще нежелательно, поскольку преобладание щелочных полевых шпатов характерно для всех гранитоидов, располагающихся в поле между A_{100} и A_{90} . Такие породы иногда называют обогащенными щелочами гранитами или более конкретно — существенно калиевыми или существенно натровыми. Для определения таких пород можно было бы предложить какое-либо конкретное название, например термин «алясцит». Особенно своеобразны существенно натровые граниты, причем не столько с точки зрения характера фельзических составных частей, представленных альбитом или обогащенным этим минералом антипертитом, но в связи с присутствием специфических мафических минералов — обогащенных натрисом пироксенов и (или) амфиболов. По этой причине ниже натровые граниты рассматриваются отдельно.

В ряде последних изданий этого руководства для обозначения среднего члена грубозернистых кислых магматических пород используется название адамеллит. К сожалению, этот термин не принят в странах немецкого, французского, итальянского, а также других языков. Так, породы, которые мы относим к адамеллитам, Трёггер и большинство американских петрологов называют кварцевыми монцонитами, а Штрекейзен и петрографы СССР — нормальными гранитами. К использованию этих альтернативных наименований существуют серьезные возражения. Поэтому мы предлагаем по-прежнему применять термин «адамеллит» в ранее принятом нами объеме.

По поводу границ и наименования последнего крупного поля составов, а именно гранодиоритов, существует единодушное мнение всех упомянутых выше петрографов. Термин «гранодиориты» принят практически во всех странах и настолько укрепился в петрографической литературе, что, видимо, не следует предпринимать каких-либо попыток заменить его более логичным с точки зрения принципов номенклатуры. Говоря же строго, составное название «гранодиорит» в данном случае неправомерно. Оно должно было бы относиться к породе, занимающей в классификационной решетке положение, промежуточное между гранитом и диоритом. Однако в действительности

это не так, и рассматриваемое семейство представляет собой группу наиболее богатых кремнеземом пород в непрерывной серии диорит — кварцевый диорит — гранодиорит.

1. Щелочные граниты

Калиевые и натрово-калиевые граниты. Таттл и Боуэн провели экспериментальные исследования системы ортоклаз — альбит — кварц — вода и, опираясь на эти данные, рассмотрели взаимоотношения между полевыми шпатами в щелочных гранитах. Эти исследователи предположили, что такие взаимоотношения свидетельствуют о значительных различиях в процессах охлаждения гранитов. В некоторых гранитах присутствует лишь один вид полевого шпата, а именно ортоклаз-альбитовые сростки. Такие монополевошпатовые граниты¹, вероятно, застывали на высоких уровнях в субвулканической обстановке, где охлаждение должно было происходить относительно быстро, в связи с чем степень распада щелочного полевого шпата на два компонента с образованием пертитовых сростков должна быть небольшой. Входящие в состав таких пертитовых сростков полевые шпаты обладают оптическими свойствами высокотемпературных модификаций. К числу гранитоидов такого рода, несомненно относящихся к магматическим, следует причислить третичные тела на островах у западного побережья Шотландии.

В отличие от рассмотренных пород в других щелочных гранитах присутствуют два или несколько видов полевых шпатов: альбит (в виде самостоятельных зерен, а не сростков), ортоклаз или (более обычно) микроклин, которые могут сопровождаться одной из разновидностей ортоклаз-альбитовых сростков. Значение отмеченных различий подробнее рассматривается ниже при интерпретации условий устойчивости полевых шпатов. Пока же можно отметить, что ассоциация нескольких щелочных полевых шпатов первоначально, вероятно, была представлена высокотемпературным гомогенным щелочным полевым шпатом, который затем при понижении температуры претерпел значительно более интенсивный распад, чем в монополевошпатовых гранитах. Такая интенсивная сепарация полевошпатовых компонентов, видимо, обусловлена менее крутым градиентом температуры и соответственно более длительным периодом охлаждения породы.

Содержание кварца в щелочных гранитах в среднем, вероятно, составляет около 30% объема породы и несколько изменчиво по отношению к полевым шпатам. Кварц неизменно представлен

¹ Монополевошпатовые граниты следует отнести к типу «гиперсольвусных» (надсольвусных), а двуполевошпатовые граниты — к типу субсольвусных, как это предложили Таттл и Боуэн.



Фиг. 77. Щелочной лейкогранит, остров Джерси.

Видны кварц и две разновидности щелочных полевых шпатов—микропертит и водяно-прозрачный пертит. Породу можно назвать двуполевошпатовым лейкогранитом. Для того чтобы отразить соотношения полевых шпатов, они изображены как при наблюдении в скрещенных николях, тогда как кварц оставлен светлым

низкотемпературной модификацией и образует сложные неправильные зерна, иногда располагающиеся в интерстициях между кристаллами полевого шпата, а иногда вклинивающиеся в его зерна таким образом, что можно предполагать процесс замещения (фиг. 77). В существенно калиевых разновидностях гранитов, в которых присутствуют крупные кристаллы микроклина, кварц частично образует относительно мелкие округлые включения в зернах этого минерала, а частично проявляет некоторый идиоморфизм по отношению к микроклину. Наконец, кварц часто участвует в тонких сростаниях, образующихся на границах плагиоклаза и микроклина и известных под названием мирмекита (фиг. 74).

В кварце часто присутствуют включения недостаточно ясной природы. В шлифах обычно видны цепочки мельчайших пузырьков, обособившихся в результате залечивания трещинок, пересекавших его кристаллы. В зернах кварца в большом количестве могут присутствовать мельчайшие игольчатые кристаллы, которые по аналогии с более крупными, микроскопически различными включениями определяются как рутил. Поскольку такие

включения рутила распространены только в зернах кварца, можно предположить, что окись титана первоначально присутствовала в кварце в виде твердого раствора, но при соответствующих температурах выделялась из него в результате распада в твердом состоянии. Такие иголки рутила свидетельствуют о высокотемпературном характере включающего их кварца, что в свою очередь позволяет оценивать и условия кристаллизации гранитов в целом.

Помимо рутила, в кварце могут встречаться в небольшом количестве включения железорудных минералов. Иногда последние являются единственным различимым под микроскопом аксессуарным минералом. Однако при дроблении крупных проб и выделении тяжелой фракции в таких породах неожиданно обнаруживается много других, более редких аксессуарных минералов. В некоторых случаях пластинки биотита бывают испещрены плеохроичными ореолами, возникающими в результате радиоактивного излучения, испускаемого включениями циркона и ксенопита.

Все собственно щелочные граниты относительно бедны темноцветными минералами, однако среди них встречаются представители с особенно низким содержанием темноцветных. Такие породы обычно называют *лейкогранитами*. Они имеют очень светлую окраску и содержат лишь рассеянные чешуйки темной слюды. В некоторых фациях Дартмурского гранитного массива в Девоншире 97% породы представлено щелочным полевым шпатом и кварцем, тогда как на темноцветные и аксессуарные минералы приходится лишь 3%.

В щелочных гранитах темноцветные минералы, как правило, представлены слюдами. Обычно присутствует либо биотит, либо мусковит, но часто эти минералы встречаются вместе. Биотит нередко частично замещен хлоритом.

Натрово-калиевые граниты нередко присутствуют в армориканских плутонах юго-западной части Англии и на островах пролива Ла-Манш (фиг. 77).

Не соответствует действительности мнение о том, что щелочные граниты особенно устойчивы к изменениям позднемагматической или пневматолитической стадий. Самая начальная стадия таких изменений приводит к появлению мелких чешуек серицита или парагонита, часто выделяющихся по спайности полевых шпатов, тогда как интенсивные изменения сопровождаются каолинизацией, которая приводит к замутнению и в конечном счете к непрозрачности полевых шпатов¹.

¹ Вряд ли каолинизация и серицитизация возникают в результате пневматолитовых процессов. Более вероятно, они связаны с процессами выветривания — *Прим. ред.*

Чарнокиты, описанные в Мадрасе, представляют собой весьма специфические щелочные граниты несколько неясного происхождения. Эти породы имеют следующий минеральный состав: кварц 40%, микроклин 48%, олигоклаз 6%, гиперстен 3%, биотит 1% и магнетит 2%. Макроскопически кварц имеет голубоватую окраску, тогда как под микроскопом видно, что в нем присутствует огромное количество мельчайших игольчатых кристаллов рутила, число которых достигает сотен тысяч на кубический сантиметр. За исключением этого, особенностью чарнокитов является присутствие очень характерно плеохронрующего гиперстена. По этому признаку рассматриваемая порода сближается с так называемым чарнокитовым рядом [7—9] гиперстенсодержащих пород, состав которых изменяется в широких пределах от кислого до ультраосновного¹.

В этих породах неизменно присутствует плеохронрующий ромбический пироксен, обогащенный железом. В ассоциации с ним наблюдается небольшое количество авгита (изредка) и довольно характерная роговая обманка или биотит. Наиболее специфический аксессуар чарнокитов, присутствующий, правда, не всегда, — гранат пироп-альмандинового типа.

Среди пород, относимых к чарнокитам, имеются разновидности с преобладанием микроклина. Такие породы и представляют собой собственно чарнокиты, особенно близкие к первоначально описанным Холландом (1900). Однако в этой группе пород встречаются представители, которые по количественному соотношению в них калишпата и плагиоклаза попадают в поле адалеллитов нашей общей классификации. Такие гиперстеновые адалеллиты проявляют характерные особенности минерального состава и структуры, которые связывают их с рядом чарнокитов. Поэтому их целесообразно выделять в особые «чарнокитовые адалеллиты». Наконец, в некоторых породах этой группы плагиоклаз андезинового состава (Al_{35}) преобладает над микроклином и, следовательно, их нужно относить уже к гранодиоритам. Чарнокитовым гранодиоритам присвоено наименование *эндербиты* в честь Земли Эндербн в Антарктиде, где они впервые были описаны [10].

Чарнокиты локализируются лишь в некоторых районах докембрийских щитов. Наиболее известные их проявления располагаются в Индии, на Цейлоне, в районах развития пород кристаллического фундамента в Африке (Заир, Уганда, Наталь, центральная часть Сахары и Мадагаскар), в пределах Балтийского щита, в области Скури в Шотландии, в пределах которой обнажаются львовские породы, и, наконец, на территориях

¹ В СССР чарнокиты изучались в ряде областей развития докембрийских пород (Карелия, Украина и др). — *Прим. ред.*

древних щитов на Украине и в Сибири. В Америке чарнокиты, видимо, имеют более ограниченное распространение. Во всех этих районах в результате эрозии вскрыты породы, формировавшиеся в условиях высоких температур и особенно высоких давлений, характерных для гранулитовой метаморфической фации. По типу минеральных ассоциаций чарнокиты близки к вмещающим их метаморфическим породам. Так, ассоциация гиперстена и калишпата по существу эквивалентна биотиту нормальных гранитов, но отвечает условиям высоких температур и давлений. В настоящее время можно уверенно считать, что чарнокиты в большинстве своем представляют метаморфические породы. В связи с этим вопрос, интродуцировали ли они первоначально в виде магматического расплава, является несколько академическим. Поскольку в условиях метаморфизма большой глубинности все породы претерпевают пластическую деформацию, то, видимо, этим обстоятельством и можно объяснить преимущественно согласное залегание тел чарнокитов в метаморфических толщах. Секущие взаимоотношения у таких тел часто отсутствуют или проявляются очень слабо. Однако даже при наличии таких соотношений нельзя окончательно утверждать, что порода кристаллизовалась непосредственно в виде чарнокита из магмы. Внедрение ее могло происходить еще в условиях небольших давлений верхних горизонтов земной коры с образованием более обычной магматической породы. Видимо, именно такими являются некоторые чарнокиты Енисейского кряжа на Сибирской платформе. Здесь в них обнаружены реликты минерального состава и структуры первичных магматических базальтоидных пород. Вероятно, самые убедительные доказательства магматического происхождения чарнокитов вытекают из особенностей их химического состава. На вариационных диаграммах типичные ряды чарнокитов дают кривые, соответствующие колебаниям состава от основного до кислого, и в общем очень похожие на аналогичные кривые многих вулканических серий.

Натровые граниты. Существенно натровые границы встречаются редко, но представляют собой весьма характерные породы, особенно по наличию специфических темноцветных силикатов. Типичные примеры натровых гранитов относятся к кольцевым комплексам Нигерии [11] и Судана. Некоторые магматические породы этих комплексов представлены обычными биотитовыми гранитами. Большой интерес в таких комплексах представляет ассоциация глубинных, гипабиссальных и эффузивных магматических тел, сложенных обогащенными натрием породами, в которых присутствуют эгирин и рибекит. Специфичность минерального состава пород этой серии отражает химический состав той фракции магмы, из которой они

кристаллизовались. Химическими анализами всех этих пород установлено, что они относительно обогащены натрием, но содержат пониженные количества кальция, алюминия и магния. Дефицитность кальция и алюминия влияет преимущественно на характер полевых шпатов в этих породах: в связи с исключительно малыми количествами анортитового компонента плагиоклаз в них приобретает состав почти чистого альбита. Этим же обстоятельством объясняется также и замена обычных биотитов и роговых обманок безглиноземистыми и бескальциевыми эгирином и рибекитом. Эти два минерала иногда встречаются порознь, но часто обнаруживают теснейшие реакционные взаимоотношения, при этом рибекит обычно образует оторочки вокруг эгрина. Следует отметить еще одну интересную особенность натровых гранитов. В них присутствует большое количество различных редких акцессорных минералов, которые иногда представляют значительный промышленный интерес. Повышенные содержания фтора в этих породах выражаются в появлении не

Химический состав щелочных гранитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	70,65	76,70	76,25	70,31	73,16	73,66	71,69	69,62
Al ₂ O ₃	15,09	12,58	10,86	7,53	13,95	13,81	14,03	13,91
Fe ₂ O ₃	0,80	0,10	1,23	8,32	0,03	0,21	0,57	1,18
FeO	1,53	2,09	0,76	2,44	0,47	1,51	1,93	3,01
MgO	0,53	0,65	0,18	0,02	сл.	0,45	0,66	0,45
CaO	2,66	1,10	0,37	0,35	0,43	0,67	1,49	1,73
Na ₂ O	2,99	4,90	4,68	5,26	2,57	2,89	3,03	4,27
K ₂ O	4,69	0,52	4,65	4,19	8,16	5,02	4,59	4,92
H ₂ O	0,65	0,85	0,50	0,43	0,64	1,66	1,76	0,65
TiO ₂	0,46	0,20	0,11	0,26	0,04	0,16	0,33	0,49
Прочие	0,10	0,14	0,36	0,54	0,17	0,31	0,29	0,17
Всего	100,15	99,83	99,95	99,65	99,62	100,35	100,37	100,40

1. Чарнокит, Мадрас, Индия, аналитик Скун [Howie R. A., Trans. Edin. Roy. Soc., 62, 98, 1955].
2. Натровый лейкогранит из краевой фации гранодиоритового массива Маунтсморел, Лейчестершир, аналитик Хердсман [Geol. Mag., 1, 1934].
3. Рибекитово-эгириновый гранит, Нигерия, аналитик Робертс [Geol. Soc. Lond. Mem., 1, 17, 1958].
4. Эгириновый гранит, Роколл [Sabine P. A., Bull. Geol. Surv. G. B., 16, 156—178, 1960].
5. Калиевый лейкогранит (саплогранит), Дартмур, аналитик Харвуд [Min. Mag., 20, 41, 1923].
6. Калиевый гранит, Дартмур, аналитик Харвуд [цит. выше].
7. Калинатровый гранит, Дартмур, аналитик Харвуд [цит. выше].
8. Щелочной гранит, Скай, аналитик Винсент [Wager L. R. et al., Phil. Trans. Roy. Soc. (A), 257, 273—307].

голько флюорита, но также криолита (фторида натрия), скопления которого в одном из известных массивов рибекитовых гранитов представляют собой промышленные месторождения. В натровых гранитах присутствуют торит, монацит и ксенотим, а также радиоактивный пироклор, различимый даже в штуфах в виде мелких медово-желтых октаэдрических кристаллов. Пироклор представляет собой большую ценность в качестве источника ниобия. В краевых фациях некоторых рибекитовых гранитов образуются скопления астрофиллита, который под микроскопом наблюдается в виде ярко-желтых слюдоподобных агрегатов. Щелочные граниты слагают островок Роколл [12] в северной Атлантике. В этих породах эгирин и рибекит встречаются преимущественно совместно. Меланократовые фации этого массива, получившие название роколлита, характеризуются очень высоким для гранитоидов цветовым индексом — 39. Полевой шпат представлен альбитом и присутствует в количестве 23%, тогда как общее содержание кварца составляет 38%.

Как уже отмечалось выше, натровые граниты не обязательно должны быть резко щелочными породами. При большем содержании алюминия и (в меньшей мере) железа в натровых гранитах присутствуют обычные темноцветные минералы. В таких породах весь натрий входит в состав полевого шпата, который может быть уже не чистым альбитом, а обычно представлен микропертитом, антипертитом или криптопертитом. Эти преобладающие минералы ассоциируются, конечно, с соответствующими количествами кварца, биотита и обычных аксессуаров.

2. Адамеллиты

К этой группе относятся гранитоиды, в которых плагиоклаз и щелочной полевой шпат присутствуют, примерно, в равных количествах. Содержание каждого из них не превышает $\frac{2}{3}$ общей суммы полевых шпатов. Таким образом, для адамеллитов характерно увеличение роли ионов кальция в полевых шпатах по сравнению со щелочными гранитами. Обычно плагиоклаз адамеллитов относится к олигоклазу, реже к андеzinу. Помимо кварца и щелочного полевого шпата и плагиоклаза, в некоторых адамеллитах присутствуют биотит, а иногда одновременно биотит и обыкновенная роговая обманка. Наконец, породы этой группы могут относиться к чарнокитовому ряду (стр. 228). В таких чарнокитовых адамеллитах наряду с преобладающими кварцем, калишпатом и плагиоклазом, содержания которых примерно равны, присутствует также плеохроичный гиперстен. Само по себе определение адамеллита не содержит понятия каких-либо ограничений в содержании темноцветных минералов. Можно, однако, отметить, что, как правило, цветовой

индекс у адамеллитов заметно больше, чем у щелочных гранитов, хотя и меньше, чем у гранодиоритов.

Название *адамеллит* первоначально было предложено для породы, которую теперь принято определять как тоналит. Впоследствии, однако, этот термин был пересмотрен Брёггером (1895) и приобрел тот смысл, в котором мы используем его здесь. Адамеллиты особенно характерны для комплекса Адамелло в Тироле, они широко распространены и в других местах, хотя часто их называют просто биотитовыми или биотитрогово-обманковыми гранитами. Хорошо известный в Великобритании массив адамеллитов располагается близ Шэп-Фелл [13] в Уэст-морленде. В этом комплексе, в частности, присутствуют очень красивые породы с многочисленными крупными розоватыми вкрапленниками ортоклаза, располагающимися в зернистом агрегате белого олигоклаза, кварца и биотита. По данным количественно-минералогического подсчета он содержит 24% кварца, 36% ортоклаза, 34% олигоклаза и 6% биотита.

3. Гранодиориты

Из всех крупнозернистых обогащенных кварцем пород гранодиориты в количественном отношении играют наиболее важную роль. Действительно, они гораздо шире распространены, чем крупнозернистые члены семейств средних и основных магматических пород, вместе взятые. Однако к существующим в литературе упоминаниям о гранодиоритах следует подходить осторожно, поскольку иногда под ними понимают также тоналиты или кварцево-слюдистые диориты. В этих последних породах, так же как и в гранодиоритах, господствует плагиоклаз, содержание которого составляет не менее $\frac{2}{3}$ суммы полевых шпатов, однако если в гранодиоритах кварц относится к числу главнейших минералов, то в тоналитах и кварцево-слюдистых диоритах он присутствует лишь в качестве второстепенной составляющей.

Таким образом, гранодиориты — это магматические породы, богатые кварцем, в которых преобладает плагиоклаз, хотя может присутствовать и щелочной полевой шпат, количество которого не должно превышать $\frac{1}{3}$ суммы полевых шпатов. Эти светлые минералы сопровождаются переменными количествами темноцветных силикатов и аксессуариев. Среди темноцветных наиболее характерны для гранодиоритов биотит и роговая обманка, а из числа аксессуариев — сфен, апатит и магнетит.

Подобный минеральный состав почти точно соответствует содержанию термина гранодиорит, впервые примененного Беккером (1892) и почти одновременно Тернером [14] и Линдгреном при описаниях магматических пород хребта Сьерра-Невады. При таком понимании объема термина «гранодиорит» со-

став этого типа пород перекрывает широко использовавшуюся ранее границу (66% SiO_2), разделяющую кислые и средние магматические породы. Во многих случаях содержание SiO_2 в гранодиоритах меньше 66%, но часто оно превышает эту величину. Среднее содержание SiO_2 в этой группе пород составляет 66—67%, что соответствует примерно содержанию свободного кварца около 22%. Гранодиориты постепенно переходят в тоналиты, которые отличаются от первых лишь подчиненным количеством кварца.

Гранодиориты с очень малым содержанием щелочных полевых шпатов или совсем без них называются трондьемитами (Goldschmidt, 1916). Эти породы состоят из плагиоклаза такого же состава, как и в настоящих гранодиоритах, т. е. олигоклаза или андезина совместно с кварцем и небольшим количеством биотита. Вместо биотита иногда присутствует роговая обманка или пироксен. При среднем содержании SiO_2 более 70% (20—30% кварца) и при полном отсутствии ортоклаза трондьемиты по своему минеральному составу оказываются очень близкими к обогащенным кварцем тоналитам.

В огромных «гранитных» батолитовых комплексах горных цепей северной части Америки резко преобладают гранодиориты и очень сходные с ними тоналиты. Эти две породы, в частности, по данным детального картирования, занимают большую часть выходов батолита Южной Калифорнии в пределах закартированного участка площадью около 10 тыс. км² [15].

В Великобритании гранодиориты менее распространены, но и здесь они играют заметную роль. Так, например, они слагают очень известный Донегольский массив площадью 48 × 8 км. [16].

Многие породы, описанные под названием роговообманково-биотитовых гранитов, в действительности относятся к гранодиоритам. В качестве примера можно упомянуть массив Маунт-соррел в Лейчестершире, большая часть которого сложена гранодиоритами со средним составом: кварц 22,6%, щелочной полевой шпат 19,7%, плагиоклаз 46,8%, биотит 5,8%, роговая обманка 2,9% и магнетит 2,2%. Близкие породы встречаются также в гранитных массивах каледонского и девонского возраста Шотландских нагорий и других районов Шотландии. По среднему минеральному составу гранодиориты комплекса Гарабел-Хилл — Глен-Файн [17] практически идентичны упомянутой породе массива Маунтсоррел, но заметно отличаются по структурным признакам. Шотландские гранодиориты характеризуются явным порфировым строением. Вкрапленники в них представлены щелочным полевым шпатом (микроклин-микротит), тогда как плагиоклаз образует обычно зональные, слабо идиоморфные зерна и ассоциируется с кварцем, роговой обманкой, слюдой и своеобразным светло-бурым сфеном.

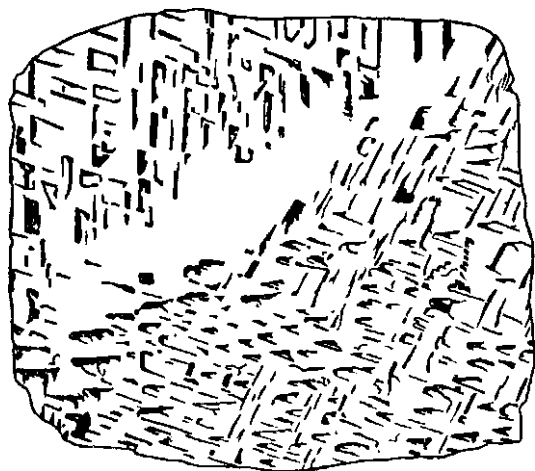
Структуры гранитов, адамеллитов и гранодиоритов

В структурном смысле определение «гранитный» означает только то, что рассматриваемая порода имеет зернистое сложение, т. е. подобна граниту. Обычно в гранитах ни один из минералов не имеет собственных кристаллических граней. Границы между ними явно подразделяются взаимодействием в процессе одновременного роста. Такая наиболее типичная для гранитов структура иногда называется «ксеноморфнозернистой» (аллотриоморфнозернистой. — *Ред.*). Иногда у кристаллов полевого шпата обнаруживаются собственные грани, тогда как кварц в таких случаях остается ксеноморфным. Такого рода структурные соотношения определяются термином «гипидиоморфнозернистая структура».

Наиболее эффектные граниты относятся к числу *порфировых* разновидностей. В таких породах присутствуют вкрапленники белого, серого или красного полевого шпата, включенные в основную массу, которая по структуре может быть вполне идентична обычному афировому граниту. Вкрапленники полевого шпата могут быть резко зональными, размеры их в некоторых случаях, например в массивах западной Англии достигают 17×12 см. Часто вкрапленники ориентированы параллельно друг другу, что позволяет на основе изучения их расположения делать те или иные выводы о структуре тел гранитоидов. Примеры такого рода гранитов уже упоминались выше. К числу порфировых разновидностей гранитоидов, в частности, относятся адамеллиты массива Шэл и гранодиориты комплекса Гарабел-Хилл — Глен-Файн. Однако наиболее широко известны порфировидные граниты Дартмура.

Подавляющее большинство гранитов можно отнести к одной или другой из этих двух структурных разновидностей. Теперь следует несколько более детально остановиться на некоторых гранитоидах, специфических в структурном отношении. В *орбикулярных гранитах* [XII] присутствуют сферические обособления диаметром до нескольких дюймов, окруженные связующей массой с нормальной гранитной структурой. В действительности сферические обособления оказываются часто неправильными. Для внутреннего их строения необычайно характерна ритмическая полосчатость. В каждом из них присутствует ядро, которое в одних случаях имеет тот же состав, что и связующая масса, а в других резко отличается от нее. Связующая масса в общем обладает нормальной гранитной структурой, однако в ней также удается наблюдать некоторую последовательность кристаллизации слагающих минералов. Так, пространство между орбикулярными телами может быть выполнено в основном полевыми шпатами, но в средней части этих интерстиций может

преобладать биотит, кристаллизовавшийся позднее других минералов. Большинство орбикулярных гранитов, детально описанных в литературе, относится к массивам Финляндии [18]. Эти породы представляют большой интерес для петрологов. По поводу значения орбикулярной структуры написано очень много. Вероятно, при ее формировании важную роль играли центры кристаллизации, в качестве которых могли служить ксенолиты вмещающих пород или родственных гранитоидов, т. е. материал, консолидировавшийся ранее, претерпевший дробление и включенный в более позднюю порцию гранитной магмы. Магма могла быть очень вязкой, в связи с чем в ней осуществлялась лишь медленная диффузия. Это должно было способствовать последовательной ритмической кристаллизации вокруг ксенолитов. *Структура рапакиви* также первоначально была описана в финских гранитах. В их типичных образцах присутствуют крупные, округлые мясо-красные кристаллы калишпата диаметром в несколько сантиметров, окруженные оболочкой белого натрового плагиоклаза, иногда ритмически чередующегося с зонками ортоклаза. Такие сложные порфиновые обособления полевых шпатов заключены в связующей массе нормальной структуры, состоящей преимущественно из кварца и темноцветных минералов. Недавно термин «рапакиви» применяли к гранитам и порфировым микрогранитам с вкрапленниками ортоклаза, окруженными узкой внешней каемкой беловатого натрового полевого шпата. В частности, такие породы слагают некоторые фации гранитных массивов Шэп, Дартмур и Джерси, а также связанные с ними малые интрузии. В наше время принято с подозрением относиться к подобным вкрапленникам. Следует иметь в виду, что их возникновение могло быть связано не с непосредственной кристаллизацией из магмы, из которой образовалась связующая масса. В частности, предполагают, что округлые формы вкрапленников финских гранитов рапакиви обусловлены магматической коррозией; однако точных доказательств этому не имеется. Плоские грани развиваются у растущих кристаллов лишь при соответствующих условиях поверхностного натяжения, в иных условиях возникают искривленные поверхности. Таким образом, округлая форма кристаллов может быть и первичной. В настоящих гранитах рапакиви во вкрапленниках преобладает ортоклаз, который, очевидно, кристаллизовался первым и при медленном охлаждении мог образовывать крупные зерна. По мере падения температуры начинал кристаллизоваться кварц, а затем все три минерала — ортоклаз, кварц и натровый плагиоклаз могли выделяться одновременно. Плагиоклаз отлагался частично, нарастая на округлые ядра ортоклаза, но частично он мог давать и самостоятельные кристаллы, особенно при ускорении процесса



Фиг. 78. Зарисовка штуфа графического (письменного) гранита.

На зарисовке показана спайная поверхность крупного кристалла микроклина; черным выделены икhtiоглипты кварца, формы которых контролируются тремя кристаллографическими направлениями вмещающего их полевого шпата. Натуральная величина.

кристаллизации. Можно предполагать, что давление паров воды периодически обуславливало возникновение трещин в кровле камеры, по которым удалялась вода. В такие моменты в магме могли возникать многочисленные новые центры кристаллизации. Только что изложенные представления лишены строгих доказательств, однако они позволяют учесть специфические особенности этих интересных пород.¹

К числу наиболее характерных и специфических структур гранитоидов относится *графическая*, или *письменная*, особенно свойственная пегматитовым жилам. Оба названия этой структуры возникли в связи с тем, что характерные для нее мелкие вrostки кварца, «икhtiоглипты», включенные в микроклин, весьма напоминают письменные знаки (фиг. 78). Полнее графическая структура рассматривается в разделе, посвященном пегматитам.

В некоторых гранитах присутствуют мелкие пустотки, выстланные хорошо образованными кристаллами тех же минералов,

¹ Граниты рапакиви образуют большой массив на границе Финляндии и СССР с центром в районе Выборга. Многие знаменитые сооружения Ленинграда построены из рапакиви (Александровская колонна, колонны Исаакиевского собора, набережная Невы и др.). В пределах СССР известны и другие месторождения рапакиви (на Украине в окрестностях Корсунь-Шевченковского, на берегах Онежского озера и т. д.). Выборгские рапакиви очень хорошо изучены Д. Великовским, который посвятил им специальную монографию. — *Прим. ред.*

которые слагают породу в целом, а также некоторых, более редких аксессуаров. Такие граниты называются *миаролитовыми*. В Великобритании граниты этого типа известны в горах Маурн в Ирландии и на острове Ланди, близ побережья Сомерсетшира. В миаролах присутствуют дымчатый кварц, хорошо ограненные кристаллы полевых шпатов, «книжки» светлой слюды, а также более редкие кристаллы апатита и топаза. По своей природе миаролы близки к пегматитам. Вероятно, их возникновение связано с присутствием в магме газовых пузырей. Газовая фаза их, очевидно, содержала фтор, который вошел в состав светлой слюды, топаза и апатита.

Гранитные пегматиты и аплиты

До сих пор мы рассматривали породы, кристаллизующиеся из главной части гранитной магмы. Конечные, остаточные порции магмы крупных интрузивов, естественно, обогащены летучими составными частями. При консолидации таких остаточных магм образуются породы, заметно отличающиеся как по минеральному составу, так и структуре от нормальных гранитов. Среди этих пород различают очень крупнозернистые и относительно тонкозернистые разновидности. Крупнозернистые породы называются гранитными пегматитами, а тонкозернистые — аплитами.

Гранитные пегматиты

Пегматиты относятся к числу пород, наиболее захватывающих воображение. В некоторых случаях они сложены чрезвычайно крупными кристаллами: из них получены крупнейшие в мире индивиды некоторых минералов. Кроме того, пегматиты представляют большой промышленный интерес, поскольку они кристаллизуются из остаточных растворов, в которых часто концентрируются редкие элементы.

Выше говорилось о роли пегматитовых флюидов на ход кристаллизации гранитной магмы (стр. 178). Вывод о том, что пегматитовый раствор является остатком после кристаллизации большей части магматического тела, вытекает из взаимоотношений пегматитовых тел с породами самих массивов. В большинстве случаев пегматиты представляют собой неправильные сегрегации, жилы, мелкие дайки или силлы, особенно распространенные в краевых частях материнского гранитного массива или во вмещающих породах, хотя иногда встречающиеся и на удалении от интрузива без видимой связи с ним [19].

Относительная роль пегматитов в эродированных гранитных массивах неодинакова. Почти в любом гранитном теле изредка встречаются шлиры или гнезда, сложенные чрезвычайно

крупными кристаллами; однако с некоторыми гранитоидными телами ассоциируется огромное количество пегматитовых жил и даек. В этом отношении особенно широко известны докембрийские граниты. Вместе с тем пегматиты весьма плохо представлены в ассоциации со многими гранитоидами более поздних периодов, например, они крайне редки в огромных гранитных батолитах Анд. Во многих случаях пегматитовые дайки располагаются согласно с простиранием вмещающих пород и присутствуют в таком количестве, что напоминают свиты даек [20]. В отличие от настоящих даек пегматиты характерны для регионов, претерпевших сжатие, а не растяжение. Кроме того, пегматиты представлены короткими телами неправильной формы и лишь очень редко ограничены параллельными боковыми контактами. Во многом остается неясным вопрос, в какой мере пегматиты формировались *in situ* в результате метасоматического замещения ранее существовавших пород.

Минеральный состав. В минеральном составе всех гранитных пегматитов доминирует щелочной полевой шпат. В так называемых *простых пегматитах* обычно присутствует микроклин-микропертит с меньшими количествами кварца и светлой слюды. Среди многочисленных акцессорных минералов, помимо обычных для гранитов, отмечаются «пневматолитовые» минералы. К их числу относятся турмалин, топаз и другие фторсодержащие минералы, а также различные рудные минералы, среди которых наибольшее значение имеет касситерит.

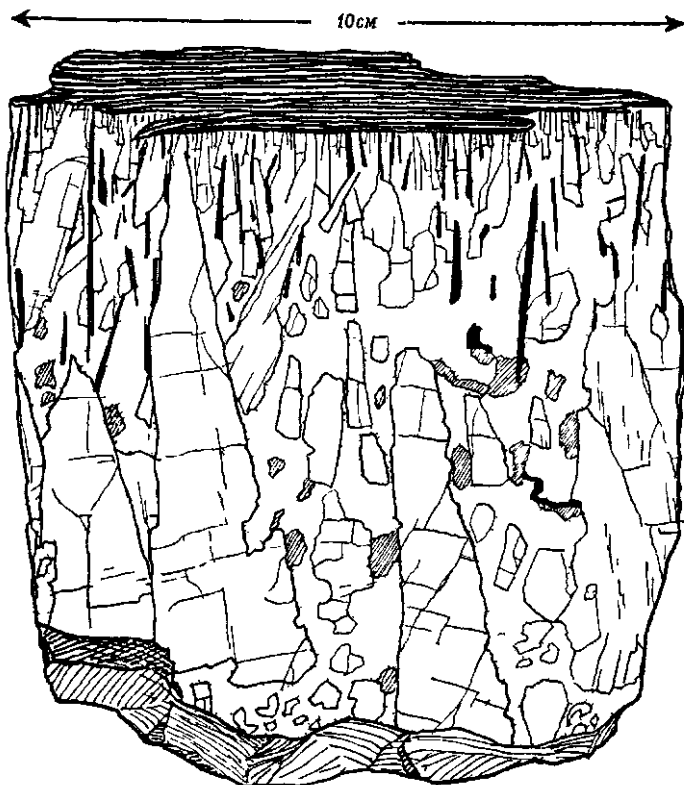
Иногда состав пегматитов еще более разнообразен. В таких *сложных пегматитах* важную роль играют альбит или клевеландит, часто полностью вытесняющие микроклин. В сложных пегматитах присутствует также целый ряд литийсодержащих минералов, в том числе красные и зеленые полихромные турмалины, сподумен и литиевые слюды. Кроме того, появляются берилл и минералы, в состав которых входят ниобий, тантал и другие редкие элементы. Более детально сложные пегматиты рассматриваются ниже в разделе, посвященном парагенезису.

Структурные особенности пегматитов. Одной из наиболее характерных особенностей гранитных пегматитов является графическая, или письменная, структура, обусловленная тесными срастаниями кварца и полевого шпата, обычно микроклин-микропертита. Именно эту структуру Гаюн первоначально и назвал пегматитовой, хотя в последние годы такие срастания предпочитают называть графическими или письменными¹.

¹ В первоначальном понимании Гаюн этот термин сохранился в названии «микропегматит». По существу микропегматиты представляют собой такие же, но гораздо более тонкие сростки, присутствующие в некоторых кварцевых габбро и кварцевых долеритах.

Графические граниты имеют много интересных особенностей, в связи с которыми возникают многочисленные генетические проблемы. В наиболее правильных графических сростках кварц образует субпараллельные удлиненные призмы, пересекающие полевой шпат. Эти выделения кварца имеют характерное гексагональное поперечное сечение, но часто уплощены и нарушены точно таким же образом, как и обычные кристаллы кварца. Ферсман показал, что вертикальная ось кварцевых сростков наклонена к оси *c* вмещающего полевого шпата под углом около 70° . Однако другим исследователям не удалось подтвердить этот закон срастания. За исключением правильного положения в пространстве этих двух минералов, графические сростки также характеризуются очень постоянными соотношениями кварца и полевого шпата, содержания которых соответственно составляют 30 и 70%. Эти соотношения позволили предположить, что графическая структура возникает в результате кристаллизации эвтектической или котектической смеси двух компонентов. Однако некоторые авторы предполагали, что графические срастания возникли в результате замещения полевого шпата кварцем [21, 22].

Наиболее примечательная структурная особенность пегматитов — их чрезвычайная крупнокристалличность. Представления о наиболее крупных кристаллах пегматитов можно получить по пегматитовому телу, обнаруженному близ Кейстоуна в Южной Дакоте. Здесь встречены кристаллы берилла размером до 6 м и сподумена длиной до 14 м, которые ассоциируются с кристаллами микроклин-пертита размером в несколько метров. Рост таких крупных кристаллов, вероятно, связан с кристаллизацией из пегматитового флюида очень небольшой вязкости, которая обусловлена присутствием больших количеств фтора, магматической воды и других веществ с небольшими атомными и молекулярными весами. Квирк и Кремерс [23] предположили, что важным фактором, определяющим рост крупных кристаллов в пегматитах, могло быть движение флюида с постоянно меняющейся концентрацией и температурой сквозь интерстиции кристаллизующегося пегматита. Таким путем мог непрерывно пополняться маточный раствор, окружающий каждый растущий кристалл. Однако иногда в пегматитах удается установить такие особенности кристаллизации, которые свидетельствуют о том, что остаточный пегматитовый флюид после обособления находился в спокойном состоянии вплоть до окончания кристаллизации. На фиг. 79 и 80 приведены зарисовки корнуэллского пегматита; на первой зарисовке видно, что все кристаллы, в том числе и мелкие иголки турмаллинов, росли перпендикулярно кровле силлоподобного интрузива. Трудно представить, чтобы



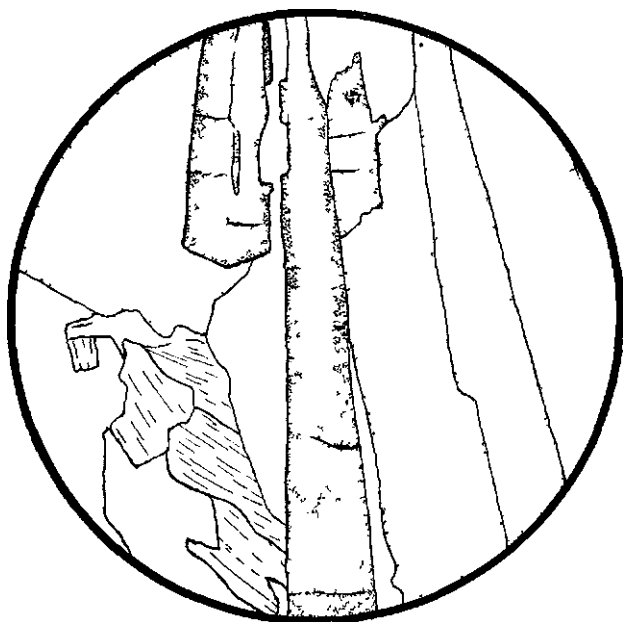
Фиг. 79. Блок гранит-пегматита из силла пегматит-аплита, представляющего собой апофизу гранитного массива Годолфин, Портленд, Корнуэлл. Видно расположение кристаллов, росших перпендикулярно кровле пластового тела. Черным показаны кристаллы турмалина, слюда заштрихована, кварц выделен крапом, белое — пертит. В кровле этой породы располагается турмалинизированный глинистый сланец

подобный рост кристаллов мог осуществиться в каких-либо иных условиях, кроме застойной среды

На примере многочисленных пегматитовых тел были установлены парагенезис минералов и последовательность их кристаллизации. Обычно первыми кристаллизуются сростки кварца и щелочного полевого шпата (графический гранит). Дальнейшее отложение минералов, вероятно, контролируется постепенным прохождением растворов различного состава сквозь центральную часть пегматитового обособления. Этот процесс время от времени обуславливает изменение минерального состава и структурных соотношений между первоначально кристаллизовавшимися минералами. Таким образом, например, в сложных

пегматитах за счет раннего микроклин-микропертита возникает альбит (клевеландит) [24] Очень часто наблюдаются четкие признаки метасоматических взаимоотношений этих двух минералов, так что механизм альбитизации в твердом состоянии не вызывает сомнения

В тех случаях когда мигрирующие растворы растворяют ранние минералы быстрее, чем происходит отложение новых, в пегматитах могут возникнуть полости или крупные пустоты Такие полости часто выстланы хорошо образованными кристаллами дымчатого кварца, адуляра, клеветандита и т д, на которые в свою очередь нарастают минералы гидротермальной стадии кристаллизации Кварцевые кристаллы пустот иногда представляют собой непосредственное продолжение зерен, слагающих графический гранит, который окружает эти пустоты Интересно отметить, что те части кварцевых кристаллов, которые свободно росли в пустотах, относятся к низкотемпературной форме, тогда как их затравки в графических сростках обнаруживают признаки инверсии из высокотемпературной модификации Иными словами, в процессе роста кварцевых стерженьков в направлении к пустотам температура падала ниже точки инверсии,



Фиг. 80. Гранит-пегматит.

Верхняя часть образца, изображенного на фиг 79 Густым крапом показаны зональные кристаллы турмалина, редким крапом — ортоклаз, штриховкой — мусковит, белым — кварц.

в которой высокотемпературный кварц переходит в низкотемпературный. Точка инверсии находится около 575 °С. Эти соотношения можно использовать в качестве надежного геологического термометра. Можно утверждать, что пегматиты с участками графического гранита обычно кристаллизуются при температурах немногим выше 575 °С.

Одна из наиболее специфических особенностей многих пегматитов — более или менее заметное зональное строение их тел. Эта зональность не только легко наблюдается по изменениям структуры, но и подтверждается различиями минерального состава в отдельных зонах. Так, в наиболее внешней зоне слюда представлена биотитом, который в более внутренней зоне сменяется мусковитом, а затем циннвальдитом, тогда как в самом центре пегматитового тела присутствует лепидолиг. Такая зональность свидетельствует о существовании пегматитовой флюидной фазы, последовательно обогащавшейся литием, максимальная концентрация которого создавалась в наиболее поздней фракции, кристаллизовавшейся в центре тела.

Гранит-аплиты

Эти породы встречаются в виде жил мощностью, как правило, в первые дюймы. Обычно они сосредоточены в пределах материнских гранитных массивов, но иногда выходят и за их границы в прилегающие породы. Аплиты встречаются в ассоциации со слюдяными лампрофирами, которые относительно обогащены мафическими минералами по сравнению с бедными ими аплитами. Таким образом, аплиты и слюдяные лампрофиры по составу комплементарны в смысле Брёггера. Для химического состава аплитов характерны высокие содержания кремнезема и щелочей, тогда как железо и магний присутствуют в них в резко подчиненных количествах. В связи с этим аплиты имеют светлую окраску, от белой до желтовато-коричневой. В штуфах для них характерна равномерно мелкозернистая структура. Под микроскопом видно, что аплиты представляют собой микрографические сростки. Преобладает в них обычно полевошпат, который в зависимости от состава материнского гранитного тела может быть калиевым, натровым или заметно известковистым. Относительные количества кварца изменчивы, но в некоторых разновидностях аплитов этот минерал преобладает, что свидетельствует о переходе к кварцевым жилам.

Соотношения аплитов и пегматитов

Как аплиты, так и пегматиты встречаются в виде жил, даек или силлов в гранитах или непосредственно прилегающих к ним вмещающих породах. Иногда эти породы встречаются в тесней-

шей ассоциации и образуют сложные интрузивы, краевая часть которых может быть пегматитовой, а центральная — аплитовой. Иногда полосы аплитов и пегматитов чередуются между собой, в других случаях в жилах аплита присутствуют неправильные участки пегматита. Столь тесная ассоциация этих двух пород свидетельствует о том, что обе они соответствуют гранитному остаточному расплаву и по существу имеют общее происхождение. По поводу значительных различий в степени кристалличности этих двух остаточных пород высказаны многочисленные предположения. Вероятно, пегматиты кристаллизовались из остаточной фракции гранитной магмы, резко обогащенной фугитивными составляющими, тогда как аплиты соответствуют «сухой» и резко обедненной флюсами остаточной гранитной магме. Несомненно, пегматитовая магма должна быть гораздо более подвижной, чем аплитовая. В пользу такого предположения свидетельствуют, в частности, условия залегания пегматитов в Портлевене, Корнуэллский полуостров. Здесь они локализируются у лежащего бока крупных ксенолитов вмещающих осадочных пород, взвешенных в гранитных силах, которые имеют преимущественно аплитовый характер. Подобное размещение пегматитов позволяет предполагать, что они кристаллизовались в результате скопления летучих в некоторых ловушках, куда они поступили с восходящим потоком.

Только что указанный способ возникновения аплитов и пегматитов во многих случаях не вызывает никаких сомнений, однако иногда их взаимоотношения при полевых наблюдениях имеют метасоматический характер. Если предположение о возникновении гранитоподобных пород посредством метасоматических замещений высказывается в отношении крупных тел, то в еще большей мере имеются основания для таких представлений применительно к некоторым пегматитам [25].

Пневматолитиз

При окончательной консолидации магмы летучие составные части освобождаются и истекают сквозь трещины. При этом они могут производить очень сильные изменения минерального состава материнских пород, которые называются пневматолитизмом. Этот термин подразумевает, что летучие компоненты, участвующие в процессе, находятся в газовом состоянии. Подобное предположение справедливо, вероятно, лишь в некоторых случаях. Однако независимо от того, в газовой или жидкой фазе находятся агенты изменений, они ведут себя в конечном счете как химически активные растворы. Наиболее ярко пневматолитические изменения проявляются в гранитоидах, хотя они наблюдаются и в других породах. Пневматолитические процессы

можно в основном подразделить на два типа — грейзенизацию и турмалинизацию. Отчасти к типу пневматолитических можно было бы отнести также и каолинизацию, однако этот процесс лучше рассматривать как гидротермальное изменение.

а. Грейзенизация. Грейзены, состоящие в основном из светлой слюды и кварца, — это наиболее специфические и характерные продукты пневматолитизации. Способы проявления грейзенов в зависимости от степени консолидации и трещиноватости материнских пород могут быть трех видов.

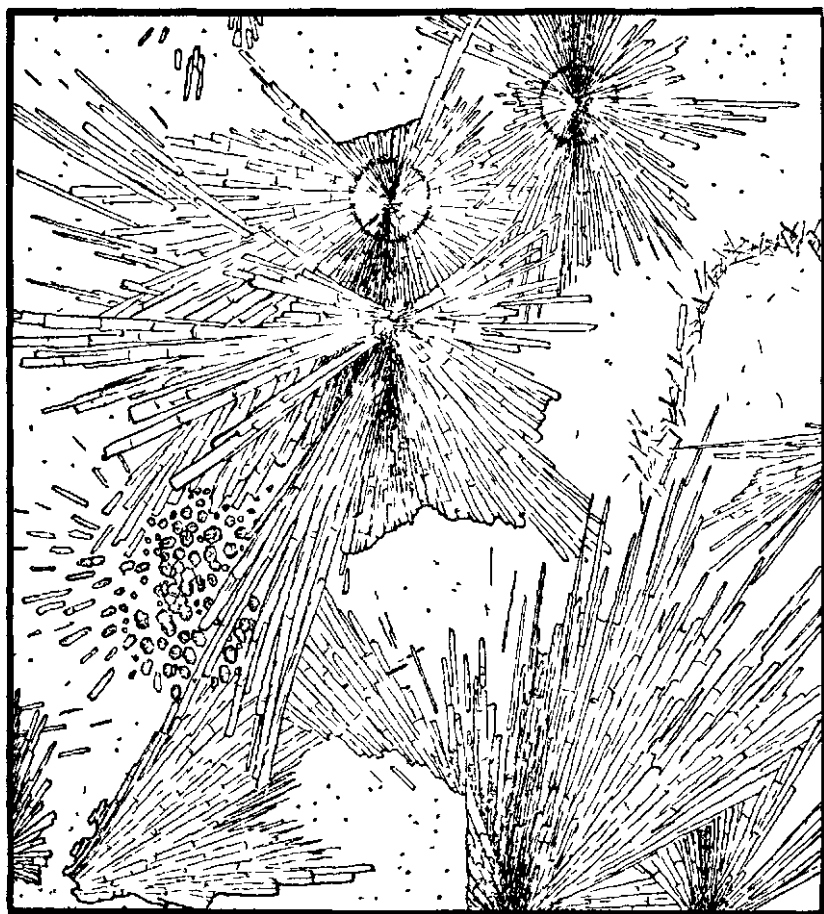
1. Наиболее часто грейзены представляют собой участки изменения гранитов непосредственно в контакте с кварцевыми и иными жилами. Такого рода изменения проявляются локально в пределах первых дюймов от непосредственного контакта жилы. Обычно в таких зонах наблюдаются явные признаки замещений, например псевдоморфного развития агрегатов светлой слюды по кристаллам полевого шпата. Эта светлая слюда часто представлена литий- и фторсодержащими разновидностями, например циннвальдитом. Обычно присутствуют также другие фторсодержащие минералы, в особенности флюорит и топаз. Лиловые пятна флюорита четко выделяются на светло-сером или белом фоне породы. Почти неизменно присутствует топаз, количество которого в некоторых случаях настолько возрастает, что он начинает преобладать над светлой слюдой; в конечном счете при этом может образоваться топазово-кварцевый грейзен, в котором содержание топаза достигает $\frac{9}{10}$ объема породы. К таким существенно топазовым породам иногда применяют название «топазфельз». Степень грейзенизации гранитов может быть самой различной. Мощные проявления этого процесса известны лишь в немногих районах, прежде всего в оловоносных, например в Саксонии, на Корнуэллском полуострове и в северной Нигерии.

2. В других случаях обогащенный летучими остаточный флюид не оказывает влияния на исходные граниты, а вызывает образование жил и маломощных дайкообразных тел, сложенных светлой слюдой и кварцем. Такие жилы по своей природе коренным образом отличаются от рассмотренных выше грейзенов с ярко выраженными признаками метасоматического образования. Эти жилы выглядят как первично магматические породы, подобные аплитам и пегматитам. Поскольку название «грейзен» подразумевает метасоматическое происхождение кварцево-слюдистых агрегатов, для обозначения жил и даек такого состава необходимо использовать какой-либо другой термин. Первичные породы, состоящие из кварца и светлой слюды, Сперр [26] предложил называть «эсмеральдитами». Видимо, введение дополнительного названия все-таки нецелесообразно, и правильнее все такие породы называть грейзенами, но непре-

менно указывать при этом признаки того или иного способа их образования.

3. Крупные тела грейзенов иногда слагают апофизы и краевые фации гранитных массивов. В этом случае они не связаны с какими-либо тектоническими трещинами или магматической отдельностью, чем, несомненно, отличаются от рассмотренных выше двух видов грейзенов. Типичное проявление грейзенов в краевых фациях известно в массиве Скиддо в Камберленде. В данном случае установлен несколько иной баланс вещества между грейзеном и гранитами главного тела, чем обычно наблюдается при грейзенизации [27]. Обычно при грейзенизации сильно возрастают содержания H_2O , F и, вероятно, Al, тогда как количество Na может уменьшаться до нуля. Имеют место вариации в содержаниях и других компонентов, но они гораздо менее закономерны. При сопоставлении анализов гранита Скиддо и развитого в его краевой фации грейзена в последнем было установлено настолько значительное увеличение содержания SiO_2 , что его трудно было объяснить гидротермальным изменением [28]. Харкер [29] предположил, что в данном случае грейзены кристаллизовались из особенно кислой фракции магмы, которая отделилась от главного тела гранита и была выжата в северном направлении путем фильтр-прессинга. Однако, поскольку в этих грейзенах также наблюдаются признаки замещения первичных полевых шпатов, можно предположить, что при их образовании действовали два процесса. Вначале осуществлялась дифференциация по способу, предположенному Харкером, а затем дейтерическое изменение под воздействием магматического остатка. Сохранение в магматическом теле столь значительных объемов растворов поздней стадии должно зависеть от таких геологических факторов, как форма дифференцировавшегося тела и степень трещиноватости окружающих пород, которая оказывала влияние на удаление летучих. С точки зрения формы тела наилучшие условия интенсивной массовой грейзенизации создаются в слепых апофизах главного массива.

6. Турмалинизация. Турмалин, так же как и мусковит, представляется нормальным минералом некоторых гранитов с повышенным содержанием кремнезема и щелочей. К их числу относятся, например, породы массива Карменеллис на Корнуэллском полуострове. Локальная концентрация бора обуславливает кристаллизацию бурого железистого турмалина вместо биотита, так что эти два минерала очень редко удается видеть совместно. По мере увеличения концентрации летучих веществ количество турмалина возрастает за счет других составных частей гранитов. В частности, при этом постепенно исчезает полевой шпат. Некоторую стадию незавершенной турмалинизации можно наблюдать в *луксуллианите* [30], в котором сохранились



Фиг. 81. Микроразрисовка луксуллианита, Корнуэлл

Турмалины образует радиально лучистые агрегаты кварц частично кристаллизовался до турмалина, а частично замещает полевой шпат. Теневые очертания границ кристаллов полевого шпата, в настоящее время полностью замещенного кварцем фиксируются иголочками турмалина в правой верхней части зарисовки. Турмалиновые кристаллы достигают 2 мм длины.

отдельные кристаллы кирпично-красного полевого шпата, хотя очертания этих зерен весьма неправильны в результате коррозии. Между зернами полевого шпата располагается связующая масса, состоящая из кварца и тонких иголок турмалина (фиг. 81).

Под микроскопом луксуллианит очень эффектен. Тонкие иглоподобные кристаллы черного турмалина (шерла) образуют радиальные сростки, часто вокруг корродированных реликтов

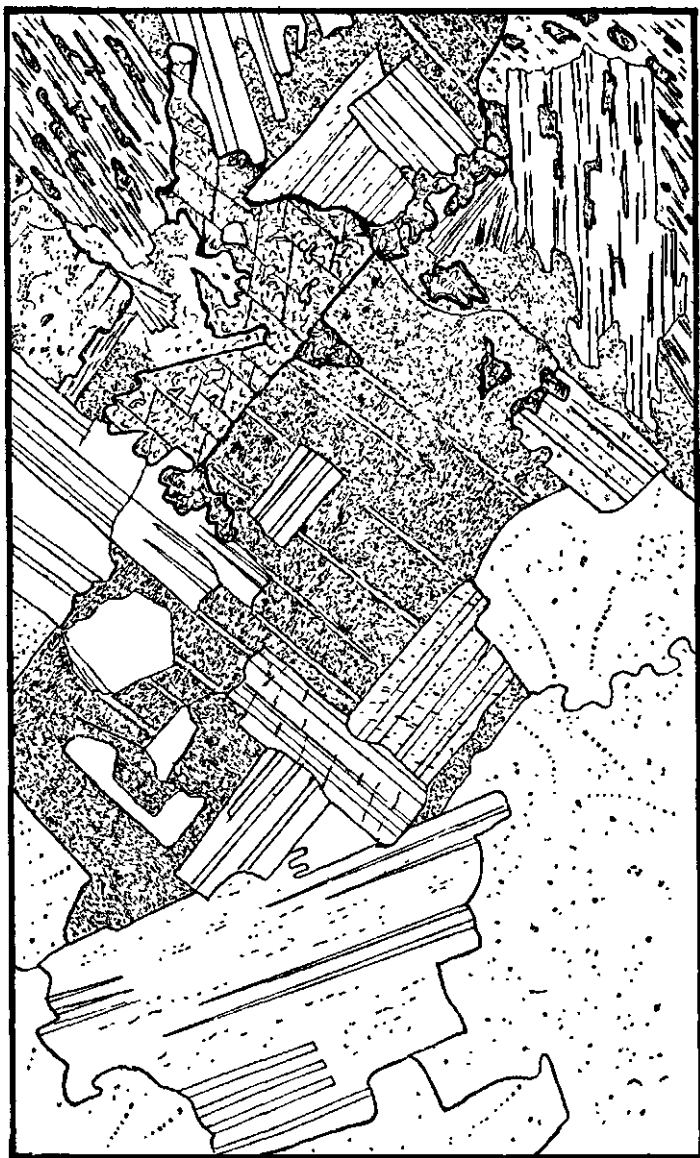
более раннего бурого турмалина Иглы турмалина свободно проникают сквозь мозаичный агрегат вторичного кварца, образующего общий фон в турмалинизированной породе Зерна полевого шпата неправильны и интенсивно замещаются кварцем.

Вторую стадию турмалинизации представляют более редкие турмалин-кварцевые породы, в которых совершенно отсутствуют первичные минералы. Тем не менее в формах обособления мозаики кварцевых зерен еще удастся различить очертания былых зерен полевых шпатов.

В других случаях довольно несовершенные, случайно ориентированные короткие призм турмалина располагаются в мозаичном агрегате крупных зерен кварца. Такие черно-белые породы имеют очень характерный облик. Близ Рошрок в Корнуэлле они слагают изолированный выход, не обнаруживая видимой связи с расположенным поблизости крупным гранитным интрузивом. В данном случае ни по полевым взаимоотношениям, ни по микроскопическим наблюдениям мы не можем говорить о том, что турмалинизированная порода ранее была нормальным гранитом. Возможно, она кристаллизовалась из фракции магмы, резко обогащенной летучими компонентами, и, таким образом, аналогична описанным выше первичным грейzenам. Помимо такого рода турмалиновых пород, встречаются также первичные кварцево-турмалиновые жилы, в которых дополнительно присутствует касситерит.

В заключение можно отметить, что воздействие летучих компонентов не ограничивается пределами материнского гранитного массива, но распространяется также и на вмещающие породы, которые иногда бывают интенсивно турмалинизированными.

в. Каолинизация [31] В гранитоидах практически повсеместно проявляется частичное изменение полевых шпатов, замещающихся исключительно тонким агрегатом чешуйчатых минералов типа каолинита. Такой каолинит обычно сопровождается серицитом. Совместно эти два минерала главным образом и обуславливают непрозрачность ортоклаза в штуфах и замутненность его под микроскопом. Иногда каолинизация осуществляется настолько полно, что породы фактически превращаются в труху и становятся настолько рыхлыми и мягкими, что могут удаляться вручную лопатами или размываться сильной струей воды. Такие каолинизированные породы представляют большой промышленный интерес: они являются наиболее ценным сырьем для керамической промышленности. Из первичных минералов гранита в процессе каолинизации сохраняется лишь кварц. Подобные преобразования претерпел, в частности, крупный массив гранитов Сент-Остелл [32] на Корнуэллском полуострове. Первичные каолины здесь ассоциируются с другими продуктами



Фиг. 82. Полувыветрелый гранит («Chinastone») Корнуэлл.

Видны сильно каолинизированный ортоклаз, и свежий альбит, частично встречающийся в закономерной ориентировке по отношению к ортоклазу. Кварц представлен неправильными зернами с цепочками включений, а также в виде немногочисленных «хитно-глиптов» в ортоклазе. Светлая слюда образует неправильные скопления с включениями таблитчатых зерен флюорита. Присутствуют также небольшие листочки серицита. У флюорита обнаруживается резкий отрицательный рельеф и спайность по октаэдру. В верхней левой части ниже агрегата светлой слюды располагается зерно кварца с умеренным рельефом и спайностью по {001}.

изменений, в частности кварц-турмалиновыми породами и полувыветрелыми гранитами (chinastone). Последние породы можно сопоставить с лускулланитом в том смысле, что они отражают некоторую незавершенную стадию изменения, но в данном случае уже применительно к каолинизации. В них обнаруживаются самые различные стадии замещения полевых шпатов каолином. Присутствуют два полевых шпата: сильно каолинизированный ортоклаз, часто микропертитовый и относительно свежий, идиоморфный альбит. Ортоклаз часто пересечен многочисленными жилочками вторичного кварца и флюорита. Флюорит интересен не только с петрографической точки зрения, но и при использовании этих пород в керамической промышленности. Он играет роль флюсующего компонента при производстве глазурованного фарфора. Флюорит представлен различными формами. В некоторых случаях он замещает полевой шпат или развивается по поверхностям спайности мусковита (фиг. 82, сверху справа и слева).

Роль главного агента каолинизации, вероятно, играет вода в условиях высоких температур. Она воздействует на ортоклаз $KAlSi_3O_8$ и другие минералы с образованием каолинита $Al_2Si_2O_5(OH)_4$. При этом высвобождается калий, который может комбинироваться с CO_2 с образованием карбоната. Этот карбонат как легко растворимый компонент затем удаляется. В других случаях высвобождающийся калий комбинируется с иными компонентами, образуя серицит, который столь обычен в ассоциации с каолинитом. Таким образом, в процессе каолинизации двуокись углерода может играть некоторую роль, масштабы которой недостаточно ясны¹.

МИКРОГРАНИТЫ, МИКРОДАМЕЛЛИТЫ И МИКРОГРАНОДИОРИТЫ

Оценка относительных количеств калиевого и натриевого полевого шпата, за исключением пересчета химического анализа на нормативный состав, сталкивается с практическими трудностями. Поэтому обычно приходится удовлетворяться общим определением количества суммарного полевого шпата. Это не

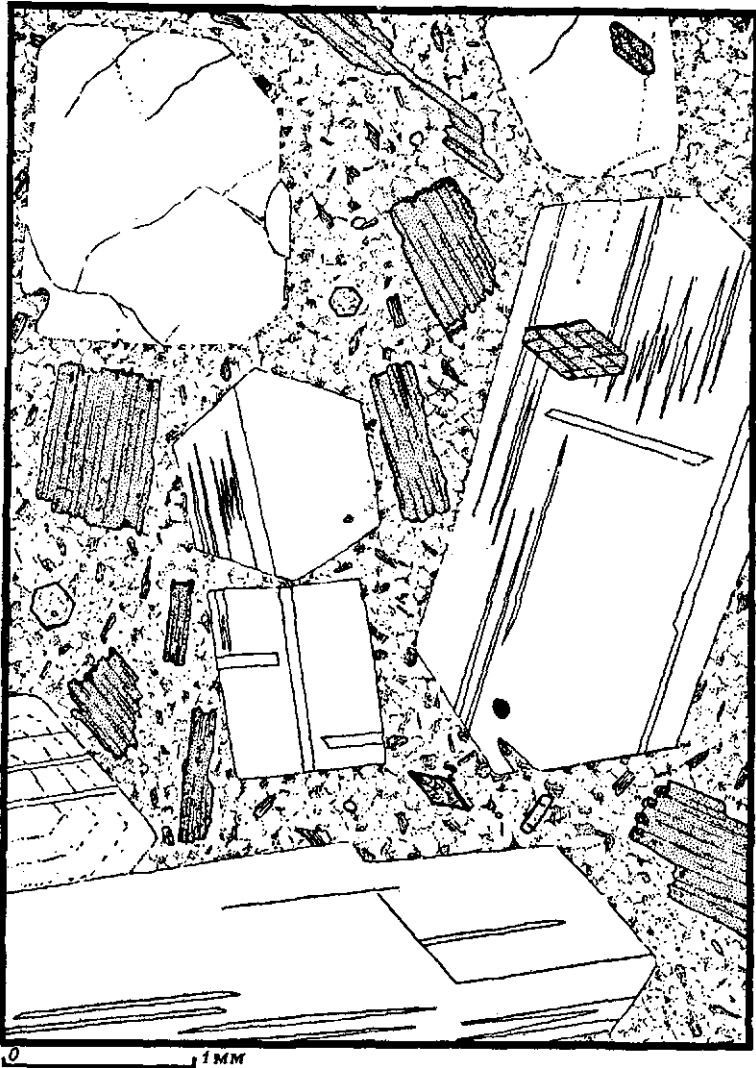
¹ Явная ошибка. Описанные здесь каолиновые породы Корнуэлла — типичные представители древней коры выветривания, образование которой является следствием поверхностно-инфильтрационных процессов. По мнению В. П. Петрова, древняя кора выветривания является реликтом древней сверхмощной почвы, возникавшей на дневной поверхности в эпохи тектонического покоя и пенепленизации. Существуют и другие предположения относительно генезиса коры выветривания. Гидротермальные изменения в присутствии поверхностных вод в вулканических областях могут также вызывать каолинизацию, но ее характер иной [см. В. П. Петров, Основы учения о древних корях выветривания, «Недра», 1972]. — *Прим. ред.*

имеет особенного значения, поскольку микрограниты редко бывают существенно калиевыми или существенно натровыми и обычно в них присутствует щелочной полевой шпат промежуточного состава. Поэтому при микроскопических исследованиях микрогранитов внимание исследователей в большей мере привлекает природа темноцветного силиката, нежели состав полевого шпата.

В некоторых микрогранитах присутствует биотит. Однако эти дайковые породы по существу ближе к риолитам, чем к настоящим гранитам, в связи с чем в них доминирует пироксен, обычно представленный светлоокрашенным диопсид-авгитом. В микрогранитах из северной Нигерии присутствует геденбергит, иногда ассоциирующийся с железистым оливином. В третичных гранофирах массива Милл-Дирг на острове Скай присутствует феррогортонолит. В более обогащенных натрием микрогранитах появляются такие натрово-железистые пироксены и амфиболы, как эгирин и рибекит. Об этих породах уже упоминалось выше при рассмотрении натровых гранитов. В название таких пород удобно вводить определение в зависимости от присутствующего в них мафического минерала и говорить об эгириновых и рибекитовых микрогранитах. Эгириновые микрограниты соответствуют грорудитам Брёггера (1894). Содержание SiO_2 в этой породе составляет 76%. В ней присутствует ортоклаз, микропертит с значительным избытком K_2O над Na_2O . Кроме того, в ее состав, конечно, входят эгирин и кварц. Таким образом, термин грорудит не имеет смысла сохранять в качестве названия самостоятельной породы, поскольку он полностью соответствует определению эгиринового микрогранита.

С точки зрения структуры микрограниты по мере уменьшения размера зерен постепенно переходят в риолиты, а с увеличением кристалличности — в граниты. Границы между этими тремя типами условны. Для микрогранитов характерны порфировые, афировые и микрографические структуры.

1. *Порфировые микрограниты, микроадамеллиты и микрогранодиориты* по макроскопическому облику — наиболее характерные члены рассматриваемого семейства (фиг. 83). Эти породы обычно называют кварцевыми порфирами или гранит-порфирами. Однако предлагаемые нами наименования точнее характеризуют особенности пород. Вкрапленники (первая генерация кристаллов), как полагают, образуются на глубине вокруг немногочисленных, далеко отстоящих центров кристаллизации в условиях свободного роста, когда могли возникать совершенные кристаллы с плоскогранным ограничением. Кварц представлен высокотемпературной формой и обычно образует гексагональные бипирамиды. Кристаллы кварца встречаются реже и имеют меньшие размеры, чем зерна полевого шпата.



Фиг. 83. Порфиновый микрогранодиорит, Британская Колумбия.

Вкрапления кварца, зонального плагиоклаза, обыкновенной роговой обманки и биотита включены в микрокристаллическую основную массу, состоящую из тех же минералов. Видны также акцессорные апатит и сфен. В кристаллах плагиоклаза показано двойникование.

В Великобритании дайки этих пород известны на южном побережье Корнуэлла. Они примечательны обилием вкрапленников полевого шпата, которые располагаются ориентированно и подчеркивают текстуры течения. Связующая масса имеет

различимую зернистость и, как это видно под микроскопом, состоит из микрокристаллической мозаики зерен кварца и щелочного полевого шпата.

2. *Афировые микрограниты* и т. д. по составу и формам проявления напоминают только что описанные породы. Однако для них характерно отсутствие порфировых вкрапленников. В известном смысле они как бы целиком состоят из основной массы. По своей структуре и в некоторой мере по минеральному составу эти породы близки к гранит-аплитам, но отличаются от последних большим содержанием темноцветных минералов. Аплиты соответствуют лейкократовому остатку гранита, тогда как афировые микрограниты отражают суммарный состав гранита.

3. Наибольший интерес представляет *микрографическая* структура, которая в некоторых отношениях подобна рассмотренным выше графическим сросткам пегматитов. Поскольку термин «микрографический микрогранит» явно громоздкий, для обозначения пород с такой структурой следует предпочесть название *гранофир*, введенное Розенбушем (1872). В большинстве случаев гранофиры содержат порфировые вкрапленники и в общем близки к порфировым микрогранитам. По существу их можно различить лишь по структуре основной массы. Основная масса гранофиров состоит из сростков кварца и щелочного полевого шпата. Кварц в ней представлен обособленными «ихтиоглиптами», похожими на пегматитовые, или иногда волокнами, которые росли под прямыми углами к граням вкрапленников полевого шпата. Такие волокнистые агрегаты кварца как бы опоясывают и нарацивают вкрапленники полевого шпата. Ихтиоглипты и волокна кварца имеют одинаковую оптическую ориентировку в пределах отдельных участков и, следовательно, погасают одновременно (фиг. 84). Эти участки могут иметь грубо округлую форму, и тогда в пределах каждого из них ихтиоглипты кварца располагаются радиально. По мере того как индивиды кварца становятся меньше, микропегматитовые сростки такого типа постепенно переходят в сферолитовые, в которых кварцевые волокна имеют еще более четкую радиальную ориентировку.

Ранее полагали, что все гранофиры представляют собой истинно магматические породы гранитного состава. Однако в настоящее время для некоторых из них предполагается метасоматическое происхождение: Доказательства этого установлены в гранофировых сростках краевых частей тел долеритов группы Карру. Здесь как будто бы можно предполагать возникновение микропегматитового агрегата в результате метасоматического замещения осадочных пород, в которые внедрилась долеритовая магма [33]. Эти наблюдения, вероятно, справедливы для данного конкретного случая, однако они не дают основания



Фиг. 84. Афировый гранофир, Исландия.
Круп — ортоклаз; черное и белое — кварц.

предполагать, что все гранофиры имеют метасоматическое происхождение, хотя такое мнение иногда появляется в печати [34]. Таким образом, можно считать, что в основном гранофиры возникли в результате прямой кристаллизации из расплава. Доказательства этого можно видеть в особенностях состава и структуры, а также полевых соотношениях и генетическом родстве гранофиров с другими породами, особенно с некоторыми риолитами. Обратимся прежде всего к минеральному составу. Количественные соотношения кварца и щелочного полевого шпата в гранофирах соответствуют наиболее низкотемпературным ассоциациям, установленным экспериментально для искусственной «гранитной» системы, а именно системы кварц — ортоклаз — альбит. Для гранофиров характерны богатые магнием и железом оливины и пироксены. Из них можно назвать геденбергит ($\text{Ca}_{42}\text{Mg}_7\text{Fe}_{51}$) и феррогортонолит (Fe_{85}), присутствующие в гранофирах массива Милл-Дирг на острове Скай. Именно эти же минералы встречены на высоких горизонтах Скергаардского комплекса, кристаллизовавшихся за счет поздних фракций магмы, а также в риолитовых стеклах, в том числе обсидианах. Не менее характерна и сама по себе структура гранофиров, очень похожая на искусственные сростки, возникающие при металлургических процессах в результате кристаллизации эвтектических смесей. Существенно также, что в мезостазисе кварцевых долеритов, несомненно кристаллизовавшихся из магмы, присутствуют такие же микрографические сростки, как и в некоторых гранофирах. Все эти сопоставления позволяют уверенно считать, что микропегматитовые сростки возникают в результате раскристаллизации магматических расплавов.

Гранофиры встречаются в так называемых вулканических ассоциациях. По составу они очень близки к некоторым риолитам. В субвулканической обстановке гранофиры обнаруживают те же формы проявления, что и различные микрограниты и обсидианы. Иногда гранофиры встречаются в тесной ассоциации с базальтоидами, в том числе в сложных дайках и силах. Особенно важны в этом плане недавно описанные трубчатые тела гранофиров в долеритах и габброидах Слив-Галлион [35].

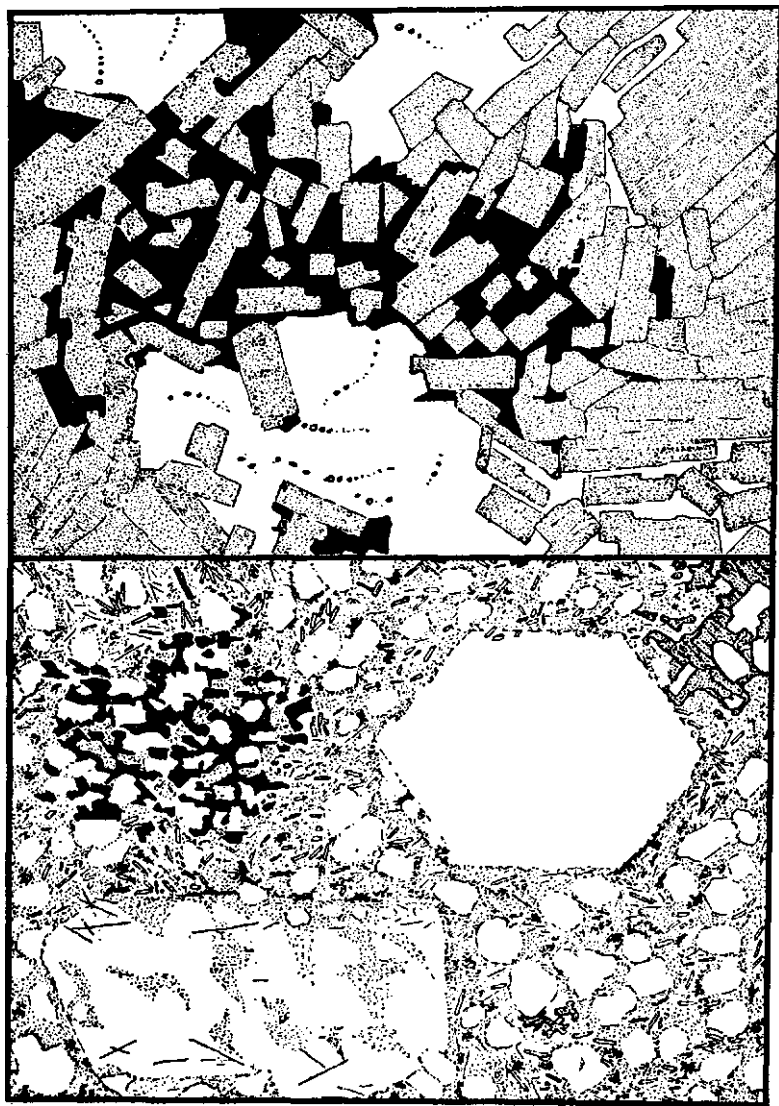
Итак, приведенных выше доказательств достаточно для того, чтобы признать большинство гранофиров настоящими магматическими породами. Другой вопрос, каким образом возникла магма, из которой они кристаллизовались. По нашему мнению, в ряде случаев она могла появиться в результате селективного плавления материала соответствующего состава под воздействием основной магмы, имеющей температуру 1100—1200 °C. К числу материалов, за счет которых могла выплавляться такая

магма, следует отнести аркозовые песчаники, риолитовые туфы и пеплы, а также древние гранодиориты.

В последнее время детально описаны тела гранофиров близ Кадер-Идрис в Мерионетшире, северный Уэльс [36]. Их оторочки закалки неотличимы от некоторых риолитовых лав, находящихся с ними в тесной ассоциации. Важно подчеркнуть, что эти гранофиры, внедрившиеся на глубину порядка 450 м, сами вызывали метасоматические изменения и мобилизацию вмещающих их осадков. Соотношения, наблюдающиеся в этом случае, показывают, насколько трудно иногда бывает различить причину и следствие того или иного явления.

Микрограниты широко распространены. Щелочные микрограниты часто встречаются как апофизы или сателлитовые тела крупных интрузивов щелочных гранитов. Подобные соотношения установлены, например, в Дартмурском и Корнуэллском гранитных массивах. В ассоциации с каледонскими гранитоидами Шотландии, которые по составу отвечают адамеллитам и гранитам, встречены дайки микроразновидностей этих пород. Многие малые интрузии в Озерном округе Англии представляют собой микрограниты. К их числу относится интрузив долины Сент-Джон, для которого характерны вкрапленники ортоклаза, кварца и мелких красных зерен граната. Эта порода представляет собой порфиновый калиевый микрогранит. В ряде других районов, например на островах Эйлса-Крейг и Холи-Айленд и в северном Уэльсе встречаются существенно натровые *рибекитовые микрограниты* (фиг. 85 и 86). Эти породы очень близки к калиевым микрогранитам, но несколько отличаются по особенностям структуры. Для них характерны микропойкилитовые выделения рибекита, придающие породе моховидный облик.

Породы этого типа с острова Эйлса-Крейг были названы рибекитовыми аплитами. Это нельзя признать удачным, поскольку термин «аплит» означает не только специфический минеральный состав и характерную структуру, но также и особый способ образования. Среди даек, связанных со щелочными комплексами, встречаются эгириновые микрограниты, как это, например, имеет место в графстве Сатерленд. Одно из наиболее известных в Великобритании проявлений гранофиров — это интрузив близ Каррок-Фелл. Размеры зерен в гранофировых сростках здесь относительно большие. В Озерном округе известна весьма декоративная порфировая разновидность с вкрапленниками кварца, ярко-красного ортоклаза и мелких зерен граната в тусклоокрашенной графической основной массе. Породы массива Форт-Регент на Джерси только отчасти среднезернистые; местами они представлены прекрасно выраженными микрографическими сростками.



Фиг. 85. Рибекитовый микрогранит, Шотландия.

Щелочной полевоы шпат образует пойкилитовые выделения в рибеките (черное) и кварце.

Фиг. 86. Рибекит-акмитовый микрогранит, Карнарвоншир.

Вкрапления высокотемпературного кварца и щелочного полевого шпата в микрокристаллической основной массе с игольчатыми призматическими кристалликами акмита (справа сверху) и микропойкилитовым рибекитом (черное слева), изображенным в положении максимальной абсорбции.

РИОЛИТЫ (ЛИПАРИТЫ), ТОСКАНИТЫ И ДАЦИТЫ

Классификация тонкозернистых магматических пород должна строиться по тому же плану, что и схема расчленения их крупнозернистых аналогов. В связи с этим мы должны возвратиться к треугольнику *QAP* и выделить в нем шесть полей, соответствующих составу ведущих типов пород. Важно, чтобы названия этих пород были вполне независимыми и взаимоисключающими. По согласованному мнению большинства петрологов риолит (липарит) представляет собой тонкозернистый («вулканический») аналог гранита. Аналогичные соотношения существуют между терминами трахит — сиенит, андезит — диорит и дацит — гранодиорит. После использования всех перечисленных выше наименований в треугольнике *QAP* остаются не названными еще два поля, соответствующие тонкозернистым разновидностям адеманеллита и моншонита. Для этих обоих полей существует несколько взаимоисключающих наименований. Тонкозернистый аналог адеманеллита иногда называют риодацитом (липаритоацитом). Такой составной термин таксономически правилен и ясен сам собой. Однако поскольку, как мы уже отмечали выше, подобные составные названия иногда приводят к путанице, мы употребляем его синоним «тосканит». Таким же образом мы предпочитаем термин «латит» составному наименованию «трахиандезит».

Риолиты (липариты) и щелочные риолиты (щелочные липариты)

В целях упрощения номенклатуры тонкозернистых кислых магматических пород необходимо было бы ввести какое-либо собирательное название. Таким названием мог бы быть термин риолит, по своему статусу соответствующий гранитам крупнозернистых и микрогранитам среднезернистых пород. Название «риолит» относится к числу наиболее старинных. Так называли кислые породы с полосчатостью течения Рихтхофен (1860). В петрографической литературе в качестве синонима риолита фигурирует термин «липарит» (Рот, 1860), происшедший от названия Липарских островов, где широко распространены кислые вулканические породы.

К риолитам следует относить породы, в которых размер зерен кварца или полевого шпата в основной массе не превышает 0,05 мм. Зерна такого размера, конечно, нельзя рассмотреть невооруженным глазом, поэтому различать микрограниты и риолиты следует по признаку видимости невооруженным глазом отдельных минералов основной массы. В отношении же размеров вкрапленников не принято никаких границ.

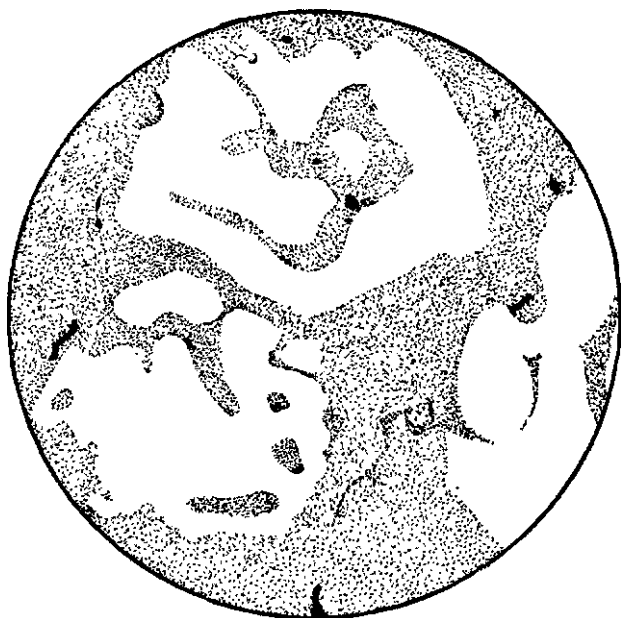
В нашей схеме классификации магматических пород риолиты представляют собой аналоги гранитов и микрогранитов и подобно этим породам могут быть подразделены по соотношению в них калия и натрия. Обычно принято различать калиевые и натровые риолиты. Однако эти определения можно использовать лишь к породам, резко обогащенным тем или иным щелочным компонентом. В большинстве случаев калий и натрий в риолитах присутствуют в различных соотношениях, хотя в среднем несколько преобладает калий.

Калиевые риолиты. Преобладающий полевой шпат этих пород представлен высокотемпературной формой калишпата — санидином, который часто образует стеклянно-прозрачные вкрапленники и одновременно микроклиты или изометричные зерна в основной массе. В санидин нередко в значительных количествах входит альбитовая молекула. При этом в одних случаях он остается гомогенным твердым раствором, но иногда претерпевает распад с образованием криптопертитовых вростков альбита. Последние иногда сообщают санидину характерный голубоватый отлив, свойственный лунному камню.

Во всех риолитах свободный кремнезем может присутствовать не только в виде претерпевшего инверсию высокотемпературного кварца¹, но также в виде тридимита и даже кристобалита². Из этих минералов кремнезема наиболее обычен высокотемпературный кварц, который встречается часто в виде хорошо образованных бипирамид. Иногда можно видеть те или иные признаки магматической коррозии кристаллов кварца, которая в крайних случаях приводит к образованию совершенно бесформенных выделений (фиг. 87). По аналогии с гранитами можно было бы ожидать, что среди темноцветных силикатов риолитов наиболее обычными являются слюды и роговая обманка. Биотит действительно часто встречается в риолитах, тогда как роговая обманка присутствует в них гораздо реже, чем пироксен. Это объясняется более высокой температурой кристаллизации риолитов по сравнению с гранитами, а также удалением летучих из лавы, что и благоприятствует кристаллизации безводного пироксена. Биотит часто имеет очень интенсивную окраску и выглядит в базальных разрезах почти черным. Пироксен же, наоборот, обычно в шлифах почти бесцветен, а макроскопически

¹ В магматических породах, как в риолитах, так и в гранитах, кварц неизменно представлен низкотемпературной формой, однако в риолитах он первоначально кристаллизовался в виде высокотемпературной модификации, а при последующем охлаждении превратился в низкотемпературную.

² Тридимит и кристобалит редко кристаллизуются в виде вкрапленников или основной массы риолитов; в большинстве случаев они образуют выполненные пустот, выделяясь из газовой фазы. Реже они встречаются в сферолитах вместе с полевым шпатом. — *Прим. ред.*



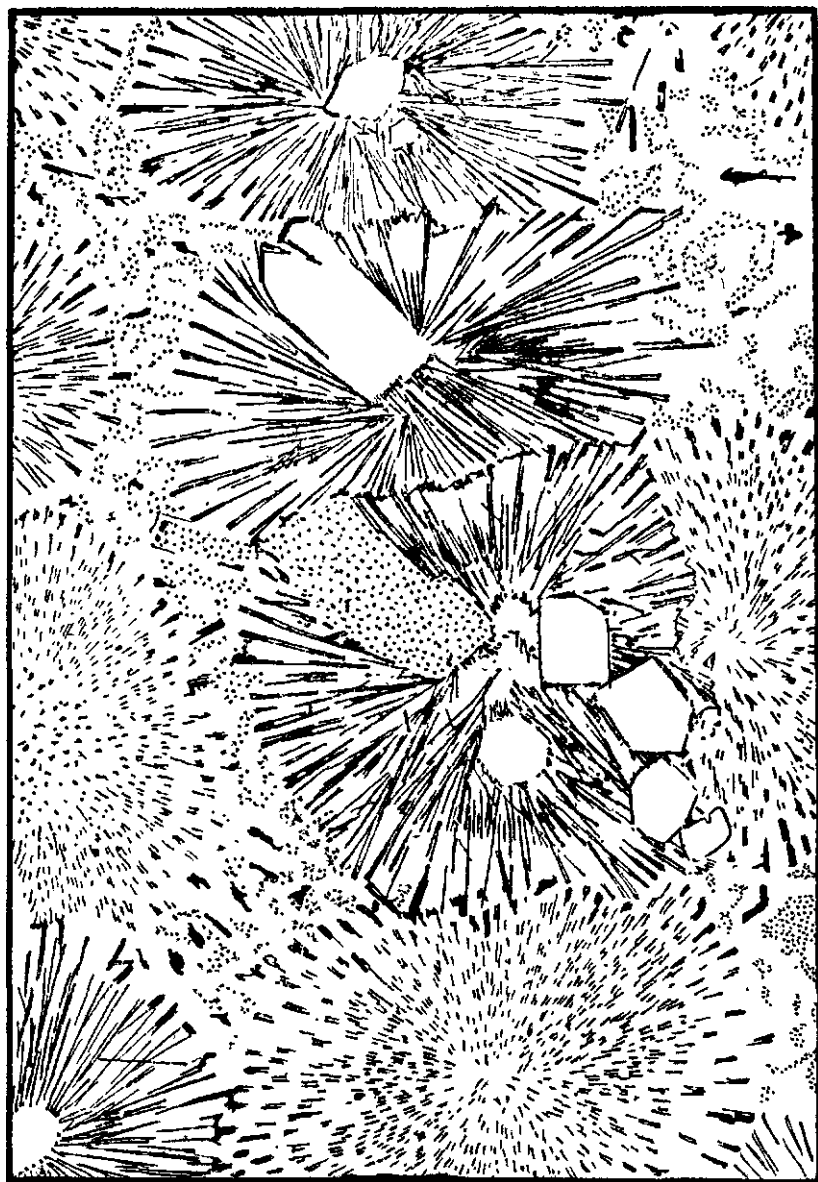
Фиг. 87. Девитрифицированный порфировый смоляной камень, остров Джерси.

Видны интенсивно корродированные вкрапления кварца в „фельзантовой“ (первоначальной стекловатой) основной массе.

обладает бледно-зеленой окраской. Обычно он представлен диопсид-авгитом.

Среди натрово-калевых риолитов особого внимания заслуживают обогащенные кремнеземом члены пантеллеритового ряда (см. стр. 318). Для этих пород, называемых *кварцевыми пантеллеритами*, характерны вкрапления высокотемпературного кварца и анортклаза, состав которого близок к $\text{Or}_{50}\text{Ab}_{50}$. В них также присутствуют различные темноцветные минералы, сильно обогащенные железом, в том числе геденбергит, фаялит и интенсивно окрашенные натрово-железистые амфиболы. Присутствия железистых силикатов во многих риолитах и следовало ожидать, исходя из их общего положения как конечных членов рядов дифференциации, возникающих в результате фракционной кристаллизации.

Натровые риолиты. Эти породы подобно натровым гранитам очень специфичны по характеру темноцветных силикатов. Последние могут быть по существу теми же, что и в описанных выше натровых гранитах и микрогранитах. Среди пироксенов наиболее характерны эгирин, а среди амфиболов — рибекит



Фиг. 88. Сферолитовый рибекитовый риолит, северная Нигерия.

Сферолиты рибекита включают вкрапленники высокотемпературного кварца и калиевого полевого шпата, располагаясь в девитрифицированной (фельзитовой) связующей массе.

(фиг. 88). Наряду с темноцветными силикатами присутствуют кварц и существенно натровый полевой шпат. Во многих случаях, однако, как и в грубозернистых породах, щелочной полевой шпат часто представлен анортотклазом, аналогом которого в глубинных породах, вероятно, должны быть продукты распада типа антипертита.

Судя по минеральному составу, такие рибекитовые и эгириновые риолиты, очевидно, комагматичны соответствующим гранитам крупных массивов и дайкам, с которыми они тесно ассоциируются в пространстве, как это имеет место, например, в щелочных комплексах Нигерии. Щелочной риолит, зарисовка которого приведена на фиг. 88, довольно необычен, поскольку в нем сферолиты рибекита включают небольшие вкрапленники натрово-калиевого полевого шпата и претерпевшего инверсию кварца. Основная масса в этой породе представлена девитрифицированным стеклом, состоящим из фельзитового агрегата кварца и полевого шпата. К породам этого типа относятся также *кварцевые кератофиры*. Этот термин в петрографической литературе использовался в нескольких значениях, однако в Великобритании он применяется к натровым риолитам, для которых

Химический состав щелочных риолитов

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	73,76	73,20	76,78	68,63
Al ₂ O ₃	11,98	10,75	12,09	10,30
Fe ₂ O ₃	1,14	0,95	0,56	5,60
FeO	2,40	1,02	0,81	2,61
MgO	0,76	0,15	0,10	0,37
CaO	0,32	0,76	0,57	1,07
Na ₂ O	0,53	3,78	3,79	6,14
K ₂ O	7,38	4,20	4,93	4,17
H ₂ O	1,75	4,70	0,20	0,53
TiO ₂	0,12	0,16	0,08	0,35
Прочие	0,34	0,51	0,38	0,23
Сумма	100,48	100,28	100,23	100,00

1. Калиевый риолит, Сноудон, аналитик Фабри [Quart. J. Geol. Soc., 368, 1927].
2. Кали-натровый перлит, Арран, Шотландия, аналитик Редли [Geol. of Arran, Met. Geol. Surv. 1928].
3. Обсидиан, Обсидиановый утес, Йеллоустонский национальный парк, США, аналитик Шеферд [Am. J. Sci., 35A 329, 1938].
4. Натровый риолит (пантеллерит). Среднее из 12 анализов, приведенных в работе Дели [VII].

характерно присутствие альбита или обогащенного этим компонентом полевого шпата, а также небольшого количества темного силиката, первичная природа которого остается неясной, так как в результате изменений на его месте образуются скопления хлорита. Лавы и близкие по структуре мелкие интрузивы этого типа встречаются среди ордовикских вулканических пород северного Уэльса и Девоншира, а также в девонских вулканических толщах на Корнуэллском полуострове¹. Кварцевый кератофир представляет собой натровый аналог риолита, и в то же время является членом спилитового ряда.

Тоскаииты (риодациты)

Для тонкозернистых пород, соответствующих адамеллитам, известны два наименования. Раньше появился термин «тоскаиит» (Вашингтон, 1897), происшедший от географического названия в Италии. Второй термин — «риодацит» — имеет большую смысловую нагрузку. Он отражает существенную особенность пород этого типа, имеющих свойства как риолитов, так и дацитов. Так, в риодацитах присутствуют два полевых шпата — щелочной, характерный для риолитов, и плагиоклаз, обычно олигоклаз-андезин, примерно в равных количествах. Термин «риодацит» сопоставим с названием «трахиандезит», который иногда применяют для обозначения средних лав. Во многих случаях риодациты имеют порфириковую структуру, причем во вкрапленниках могут встречаться оба полевых шпата и кварц, однако чаще вкрапленники представлены лишь претерпевшим инверсию высокотемпературным кварцем, тогда как щелочной полевой шпат, обычно санидин, составляет главную часть основной массы.

Дациты

Дацииты — группа пород, относящихся к известково-щелочному ряду. Они встречаются в тесной ассоциации с андезитами и постепенно переходят в них по мере уменьшения содержания кремнезема. Разграничение андезитов и дацитов обычно производится на основании содержания кремнезема. По этому признаку к дацитам относят породы с содержанием SiO_2 от 63 до 68%. Цветовой индекс у дацитов ниже, чем у андезитов. Однако основное различие этих двух групп пород заключается в коли-

¹ В Советском Союзе риолиты широко распространены. Они встречаются среди молодых лав Камчатки, Закарпатья, Кавказа, Закавказья и Забайкалья, где образуют вулканические купола, реже лавовые потоки. Кератофиры пользуются не менее широким распространением среди девонских вулканических толщ Кавказа, Крыма, Алтая и многих других регионов. — *Прим. ред.*

честве и форме выделения кварца. Большое содержание нормативного кварца в дацитах обуславливает раннюю его кристаллизацию в виде вкрапленников. Номенклатура станет значительно проще, если наличие таких вкрапленников принять в качестве одного из главных признаков дацитов. Несомненно, эти породы часто ошибочно называют андезитами или кварцевыми андезитами.

Содержание кремнезема в дацитах в среднем несколько ниже, чем в риолитах, что и следовало ожидать в связи с более высокой величиной отношения щелочных полевых шпатов к плагиоклазу в последних. В некоторых классификациях в качестве границы между дацитами и риолитами принято содержание кремнезема 68%. Однако различие этих двух пород заключается не в содержании кремнезема, а именно в различной величине отношения щелочных полевых шпатов к плагиоклазу.

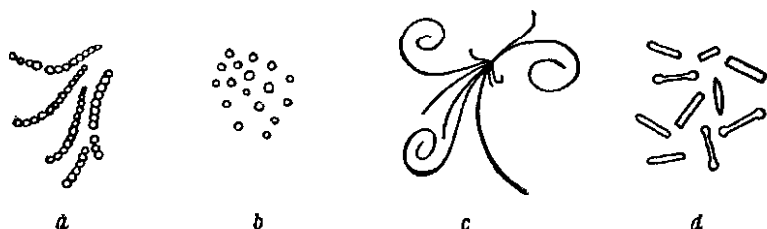
Выделение особого типа пород внутри поля дацитов с величиной P больше 90 затрагивает вопросы номенклатуры. С нашей точки зрения, эти породы представляют собой попросту обогащенные плагиоклазом дациты, так что для них не нужно применять какого-либо специального наименования. Тем не менее такие породы нередко называют кварцевыми андезитами. Последний термин логично применять лишь по отношению к породам, располагающимся в поле андезитов, и вместе с тем содержащих ощутимые количества кварца. Таким образом, величина Q у них не должна превышать 20.

По имеющимся литературным данным трудно с уверенностью оценить количественную роль дацитов в вулканических областях именно в связи с нечеткостью терминологии. Во многих случаях их называют андезитами или кварцевыми андезитами, а иногда определяют как игнимбриты. Тем не менее не вызывает сомнения очень широкое распространение дацитов в орогенных поясах, в которых они иногда присутствуют в огромных объемах.

Структурные особенности кислых лав

Как будет показано ниже, многие породы, по химическому составу относимые к риолитам, риодацитами (тосканитам) и дацитами, в действительности представляют собой игнимбриты. Прежде чем говорить о природе игнимбритов, следует остановиться на их характерных структурных особенностях. В связи с этим рассмотрим структуры наиболее тонкозернистых и стекловатых кислых магматических пород, встречающихся не только в виде обычных лавовых потоков, но также в близповерхностных (субвулканических) дайках и других малых интрузиях.

Вследствие высокой вязкости, возникающей у кислых расплавов в близповерхностных условиях при потере растворенных



Фиг. 89. Некоторые типы кристаллитов.

a — маргариты; *b* — глобулиты; *c* — трихиты, *d* — белониты.

в них летучих компонентов, рнолиты часто обнаруживают тенденцию затвердевать в виде стекла. Количественные соотношения природного стекла и кристаллического материала в породах, которые мы обычно называем кислыми лавами (хотя сюда же относятся совершенно идентичные породы малых интрузий) весьма неопределенны. Некоторые обсидианы или пемзы могут быть полностью стекловатыми. Следует помнить, что названия этих пород не отражают их химического состава, а указывают лишь на физическое состояние вещества породы, так что без дополнительных определений нельзя говорить, например, о рнолитовом обсидиане или дацитовой пемзе. При отсутствии вкрапленников без химического анализа вообще невозможно установить различие между рнолитовыми, рнодацитовыми и дацитовыми обсидианами или пемзами.

Наиболее типичные *обсидианы* представляют собой природные стекла рнолитового (или гранитного) состава. Они имеют черную окраску, естественно стекловатый облик и сильно выраженный раковистый излом. Обсидиану легко можно придать любую желаемую форму вплоть до иглообразного заострения или куска с очень острыми ребрами. В связи с этим обсидиан широко использовался первобытными людьми для изготовления каменных орудий труда и оружия. Хотя обсидиан и представляет собой наиболее обычную разновидность природных стекол, тем не менее он не очень широко распространен. Проявления этой породы наиболее широко известны в Йеллоустонском национальном парке (Обсидиановый утес), на горе Гекла в Исландии и на Липарских островах. В петрографических шлифах обсидиан бесцветен и изотропен. Обсидиан редко совершенно лишен кристаллического материала, который может встречаться в виде мельчайших рассеянных кристаллитов (фиг. 89) или сферолитов. Кристаллические выделения иногда располагаются обособленно, но в других случаях образуют неправильные группы

или цепочки, а иногда преимущественно приурочены к отдельным полосам (сферолитовые обсидианы) ¹.

Смоляной камень (pitchstone) также содержит весьма различные количества стекла, часто очень большие, однако в этой породе присутствует больше кристаллического материала, чем в обсидиане, в связи с чем она имеет более тусклый (смоляной) вид, часто у нее проявляется неправильный занозистый излом, а блеск более напоминает восковой, чем стеклянный. Кристаллический материал может быть представлен вкрапленниками кварца, санидина, олигоклаза, светло-зеленого пироксена. Все эти минералы могут присутствовать и в виде микролитов. Среди микролитов чаще всего удается определить полевые шпаты и пироксен, вероятно, того же типа, что и присутствующий во вкрапленниках. Микролиты чаще всего имеют столбчатую форму, но в некоторых случаях образуют звездообразные или перистые группы (см. фиг. 92), иногда похожие на листья папоротника. В стекловатых риолитах обоих типов весьма обычны текстуры течения. Иногда они проявляются в параллельном расположении микролитов, которые могут обтекать вкрапленники, образуя формы, похожие на небольшие водовороты в речном потоке. Такие текстуры очень выразительно отражают вязкое течение магмы. В других случаях отдельные полосы стекловатого материала окрашены в разные цвета (фиг. 90) или наблюдается чередование стекловатых и нестекловатых слоев в лавовом потоке. Такие особенности лав, несомненно, обусловлены их значительной неоднородностью. Как в смоляном камне, так и в обсидиане проявляется перлитовая структура, обусловленная натяжениями, возникающими при усадке в процессе охлаждения (фиг. 91) ². Различия между обсидианом и смоляным камнем довольно нечеткие. По мнению некоторых исследователей, эти породы следует различать, исходя из степени их кристалличности, как уже отмечалось выше, тогда как другие авторы придают более важное значение различиям в содержании воды. Количество воды в обсидианах обычно невелико и, как правило, не превышает 1%, тогда как в смоляном камне оно может достигать 10%. Йохансен предлагал в качестве границы между этими породами принять содержание воды 4%. Независимо от того, какую мы примем границу, этот признак препятствует определению породы при отсутствии химического анализа.

В Великобритании хорошо известные проявления смоляного камня приурочены к третичным интрузивам Гебридских

¹ В СССР обсидианы известны в Армении, Грузии, Азербайджане и на Камчатке.

² Вряд ли с этим можно согласиться. Перлитовая структура возникает в результате неравномерной вторичной гидратации стекла. — *Прим. ред.*



Фиг. 90. Порфиновый смоляной камень, Гебридские острова.

Видны корродированные вкрапления высокотемпературного кварца и щелочного полевого шпата ($\text{Og}_{12}\text{Ab}_{12}\text{An}_6$). Вкрапления расщеплены и разъединены потоком.

островов — Аррана и Эйгга. В перлитах Аррана особенно хорошо проявляются интересные структурные особенности этих пород (фиг. 92). В арранском перлите, помимо ферроавгита и ромбического пироксена, присутствует некоторое количество железистого оливина — фаялита, а также вкрапления полевых шпатов и кварца (фиг. 93).



Фиг. 91. Обсидиан с перлитой структурой.



Фиг. 92. Смоляной камень с кристаллитами пироксена, окруженными зонами чистого стекла, Арран.

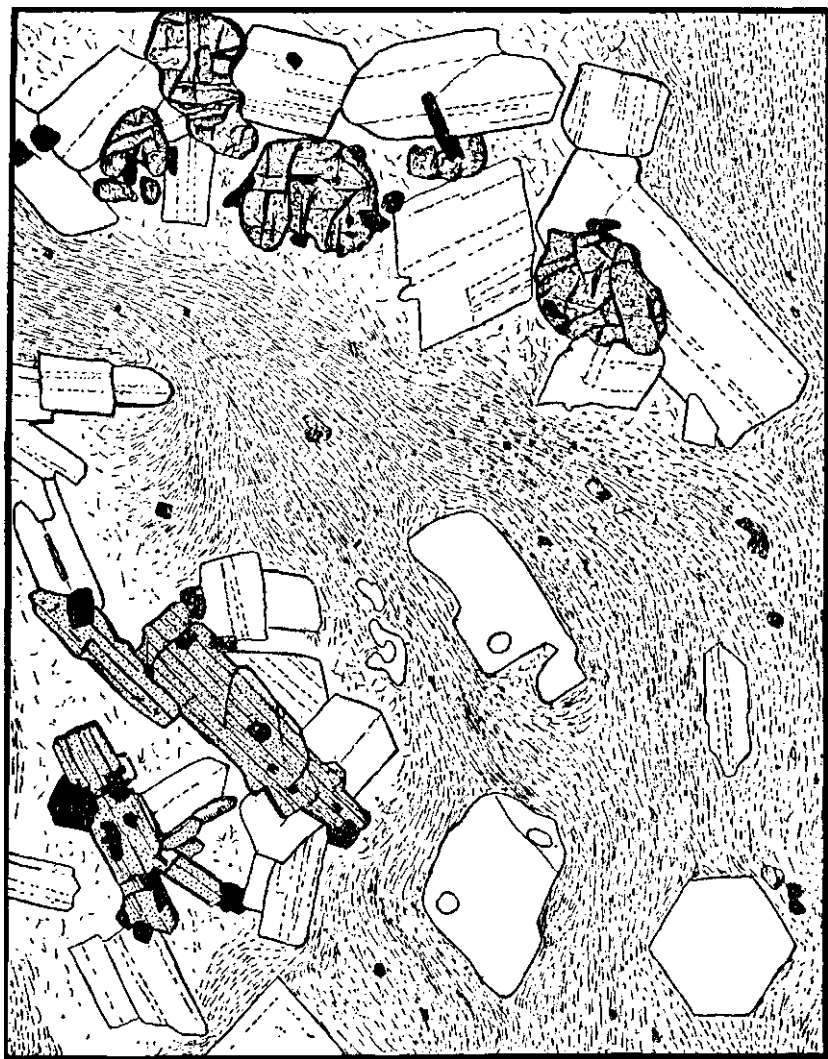
Выше уже отмечалось, что в риолитах могут проявляться сферолитовые текстуры¹. В идеальном случае *сферолиты* имеют почти шарообразную форму. Размеры их обычно близки к жемчужинам, но в целом варьируют от булавочной головки до человеческого кулака. В разрезах мелких сферолитов хорошо видно радиальное расположение волокнистых кристаллов, которые с трудом идентифицируются под микроскопом (фиг. 94). В некоторых случаях они частично или полностью сложены кристобалитом. Иногда основная масса риолитов может полностью состоять из сферолитов. Под микроскопом, особенно в скрещенных николях, удается наблюдать характерное радиально-лучистое расположение тонких микролитов. В результате взаимодействия отдельных сферолитов в процессе роста они лишаются правильных сферических форм, но распознаются по не очень четким черным крестам, возникновение которых связано с прямым погасанием отдельных волокон.

Весьма своеобразные, можно сказать единственные в своем роде сферолитовые риолиты северного побережья Джерси имеют особое французское название «пиромериды». В этой породе на обычные радиальные сферолиты накладывается интенсивно проявленная концентрическая структура. По этому признаку они близки к так называемым литофизам, шарообразным обособлениям с полостью внутри. Размеры литофиз могут достигать нескольких сантиметров.

При относительно медленном охлаждении риолитовая магма не затвердевает в виде стекла, а полностью раскристаллизовывается. Не всегда ясно, связано ли полнокристаллическое состояние породы с первичными условиями ее кристаллизации или с последующей девитрификацией. Однако при отсутствии охарактеризованных выше реликтов стекловатого вещества и при ясных границах отдельных зерен можно быть практически уверенным, что мы имеем дело с первичной структурой породы. Как уже отмечалось выше, иногда в риолитах присутствуют порфиновые вкрапления. В одних случаях они очень мелкие и встречаются крайне редко, но в других имеют относительно

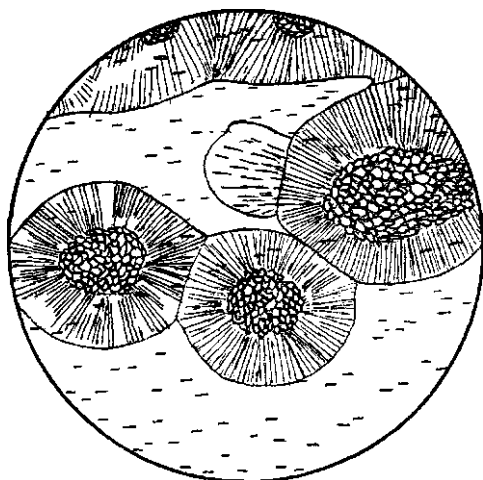
¹ Кристаллизацию сферолитов можно наблюдать под микроскопом. Для этого порошок ацетата холестерина помещается на предметное стекло размером 3×1 см и прикрывается свободно лежащим покровным стеклом. Порошок расплавляется над слабым пламенем, после чего в скрещенных николях под микроскопом можно прямо наблюдать рост сферолитов. При этом скорость их роста можно без труда регулировать, охлаждая препарат потоком холодного воздуха.

Иногда внутреннюю структуру сферолитовых стекловатых пород лучше всего наблюдать в толстых пластинках, с одной стороны приполированных и приклеенных этой стороной к стеклу. Затем такой полированный шлиф рассматривается в сильном отраженном свете через бинокулярный микроскоп. В этом случае можно получить объемное впечатление о структуре.



Фиг. 93. Фаялитовый смоляной камень, Арран.

В верхней половине зарисовки видны вкрапленники фаялита а в нижней — зеленоватого ферровагита. Кроме того, присутствуют железорудный минерал, плагиоклаз (Ap_{77}) и высокотемпературный кварц. Последний дает типичные гексагональные базальные срезы. Хорошо выражена текстура течения основной массы, которая подчеркивается расположением микролитов («спиккулитов»).



Фиг. 94. Сферолитовый риолитовый обсидиан, остров Липари.

Видны спикюлиты, поддерживающие движение потока до роста сферолитов

большие размеры и составляют большую часть породы, так что основная масса в ней практически отсутствует. Для таких пород Рихтхофен использовал название «невадит». Лучше, однако, вводить новые названия для пород, отличающихся минеральным составом, а не только некоторыми структурными особенностями, которые всегда можно отразить соответствующими прилагательными. Обилие вкрапленников свойственно не только риолитам. Одна из лав, описанная под названием «невадит», действительно представляла собой обогащенный вкрапленниками калие-

вый риолит (с порфировыми выделениями санидина и кварца), тогда как в другом случае то же самое название применялось к породе с обильными вкрапленниками, среди которых, помимо санидина и кварца, присутствуют олигоклаз, биотит и роговая обманка. Несомненно, здесь мы имеем дело уже с другой породой, а именно с порфировым дацитом.

Природа и происхождение игнимбритов

В связи с высокой вязкостью и большим содержанием летучих извержения кремнеземистых магм обычно сопровождаются взрывами, особенно при малых размерах вулканических жерл. В таких условиях колонна лавы полностью pulverизуется и часть ее материала выбрасывается высоко в воздух, распыляется ветром, закаляется в пути и в конечном счете оседает на поверхность в виде падающего пепла. Остальная, возможно большая, часть лавы или в предельном случае вся лава истекает из жерл в виде суспензии кипящих лавовых обломков, находящихся в состоянии белого каления и турбулентно перемещаемых вулканическими газами. Такие потоки могут очень быстро растекаться по обширной площади. При катастрофическом извержении вулкана Мон-Пеле на Мартинике, происходившем в 1902 г., скорость движения лавы в точке истечения из вулкани-

ческого аппарата оценена в 118 км/ч, а при извержении вулкана Ламингтон — в 160 км/ч. Извергаемый в этих случаях материал, получивший название «палящей тучи», двигался в виде плотной облакообразной массы, тесно прижимающейся к земле. Отлагавшаяся из него фрагментированная лава нивелировала неровности рельефа и создавала обширные плоские покровы с ровной верхней поверхностью, которые обычно описываются как пепловые потоки, туфолавы или игнимбриты. Чрезвычайная подвижность игнимбритов обусловлена тем, что взвесь измельченных обломков лавы при их излиянии имеет внизу как бы подушку горячих вулканических газов¹, которые практически ликвидировали трение потока о поверхность земли. Это и создает возможность течения материала наподобие свободного потока жидкости. Значительная часть «пепла» игнимбритов (обычно более 70%) состоит из передробленной пемзы и обломков стекла размером примерно от 4 мм вплоть до вулканической пыли. Пемза в момент извержения не была в привычном для нас физическом состоянии, а представляла собой очень пористую жидкую массу, напоминающую пену над закипающим молоком. В процессе извержения происходило активное выделение газов, в связи с чем пустоты в магме продолжали увеличиваться, в то время как их стенки еще находились в пластическом состоянии. В этом же пластическом состоянии магматическая пена окончательно pulverизовалась. В результате дезинтеграции магмы в процессе пемзообразования возникали осколки очень характерной формы. Такие осколки иногда содержат ненарушенные газовые пузыри, а иногда представляют собой лишь тонкие стенки таких пузырей. Нередки также и более крупные обломки стекла, в пределах которых видны границы нескольких прилегающих друг к другу пор (фиг. 95). Возможность правильной идентификации этих осколков, имеющая существенное значение для распознавания игнимбритов, зависит от величины нагрузки, которой подвергались потоки игнимбритов до их окончательного затвердевания. Обычно в игнимбритах присутствуют относительно крупные куски пемзы, достигающие размера значительных блоков. Иногда такие блоки сохраняют характерный облик пемзы, но часто они захватывались потоком, когда еще находились в пластичном состоянии, и в этом случае подвергались интенсивному сдавливанию с полным исчезновением пустот.

Температура риолитовой магмы в момент истечения могла достигать 900°. При очень большой скорости перемещения

¹ Тазиев [Tazieff H., Bull. Volc., 34, 1, 1970] показал, что в высокотемпературных вулканических газах очень важную роль может играть CO_2 . В связи с этим им высказано предположение, что вследствие относительно высокой плотности CO_2 должна быть более важным агентом, обуславливающим транспортировку игнимбритовых потоков по сравнению с H_2O .



Фиг. 95. Микрозарисовки игнимбритов.

А—из центральной части Орегона; В—из Йеллоустонского национального парка, Вайоминг; С—из юго-восточной части Айдахо; D—из гор Валлис, Нью-Мексико. В зарисовках А и С, особенно в последней, видны обломки двух типов. Обломки пемзы с толстыми стенками погружены в связующую массу из тонкостенных осколков стекла, которые иногда имеют чрезвычайно усложненную форму. Часто они уплощены и приобретают очертания, параллельные границам обломков пемзы. В зарисовке В тонкостенные обломки пемзы зажаты между двумя вкрапленниками высокотемпературного кварца и приобрели ориентировку, параллельную их границам. Стекло, включившее вкрапленники кварца, было с них содрано перед включением в игнимбрит. Некоторые обломки пемзы (вверху справа и внизу слева), вероятно, ориентированы параллельно плоскости зарисовки, а между вкрапленниками кварца—параллельно граням последних. Все три зарисовки отражают высокую пластичность обломков пемзы в момент их включения в породу, но до ее сваривания. В зарисовке D показан девитрифицированный игнимбрит. Видны формы отдельных осколков стекла, которые раскристаллизоньвались с образованием аксиолитовых сростков кристобалита и санидина (Циркель).

плотного, насыщенного частицами газового облака потери тепла были небольшими, в связи с чем даже при транспортировке на значительное расстояние температура осколков стекла и обломков пемзы в тот момент, когда они приходили в состояние покоя, оставалась почти такой же, как и у начавшей извержение магмы. Это обстоятельство приводит к неизбежному свариванию

игнимбритового материала. Экспериментально было показано, что температура сваривания сухой пемзы колеблется от 775 до 900 °С, но в присутствии паров воды и под нагрузкой, примерно соответствующей ее величинам в природных условиях, температура сваривания может понижаться до 600°. Особенности проявления процесса сваривания игнимбритов определяются следующим. Этот процесс интенсивнее проявляется в относительно мощных потоках, а также в центральных частях потоков, где тепло сохраняется вследствие изоляции их нижележащими и налегающими слоями «пепла». Сваривание в игнимбритовых потоках усиливается по направлению к источнику их извержения. В этом направлении мощность зоны сваривания возрастает.

В результате сваривания вдоль поверхностей контактов отдельных осколков возникают специфические оболочки стекла, различимые в шлифах по особенностям окраски и светопреломления. Конечный продукт процесса сваривания представляет собой однородное стекло, обсидиан, в котором иногда чрезвычайно трудно различить признаки первичной обломочной природы. Свариваться могут не только тонкие обломки. Этот процесс идет и между сжимаемыми блоками пемзы, которые при этом превращаются в черный обсидиан. При правильной ориентировке уплощенных линз такого обсидиана, располагающихся в более светлоокрашенном пепле, возникает весьма характерная текстура, получившая название *эвтакситовой*.

Как и следует ожидать, в разрезе игнимбритовых потоков обычно проявляются некоторые изменения по направлению от их подошвы к кровле. Базальный слой в различной мере загрязняется чужеродным материалом, захваченным при движении потока. Сваривание здесь практически не осуществляется в связи с быстрой потерей тепла в результате теплопроводности. Средняя часть потоков обычно относительно массивна и компактна вследствие интенсивного сваривания. Однако верхний слой потока вновь, как правило, оказывается несваренным и менее плотным. В нем сохраняются многочисленные поры и слабо консолидированный материал. Краевые части игнимбритовых потоков иногда трудно отличить от продуктов пеплопада. От истинных пирокластических пород игнимбритовые потоки отличаются отсутствием таких признаков седиментации, как слоистость и сортированность. В результате образования игнимбритов из турбулентно текущего газового облака отдельные обломки и блоки пемзы весьма беспорядочно распределяются по мощности потока. Следует особо отметить, что в игнимбритовых потоках, особенно в их центральных, более массивных частях может проявляться столбчатая отдельность, совершенно подобная характерной для обычных лав. Неоднородность проявления выветривания различных частей игнимбритовых потоков может привести

к возникновению террасовидных или платообразных форм рельефа, очень похожих на наблюдающиеся в областях развития платобазальтов.

Отдельные игнимбритовые потоки покрывают огромные площади, измеряющиеся в некоторых случаях тысячами квадратных километров. В среднем мощность индивидуальных потоков игнимбритов составляет около 10 м, но иногда достигает 100 м и более. Общий объем игнимбритовых потоков, вероятно несколько увеличенный пепловыми отложениями, в некоторых областях кислого вулканизма поистине огромен. Так, в южной части Суматры игнимбриты занимают площадь 30 000 км², а их объем оценивается в 2000 км³. На острове Северный Новой Зеландии такие породы занимают площадь в 15 000 км². В пределах этой площади располагается, в частности, хорошо известный вулканический район озера Таупо. В числе других известных районов проявлений игнимбритов отметим область Арекипа в Перу, окрестности вулкана Крейтер-Лейк в Вайоминге, Йеллоустонский национальный парк, в котором, в частности, расположен Обсидиановый утес, а также живописно названную долину Десяти Тысяч Дымов в окрестностях вулкана Катмай. Извержение этого вулкана в 1915 г. и позволило выделить особый тип магматической деятельности, приводящий к образованию игнимбритов.

Об игнимбритах очень много написано после 1935 г., когда Маршалл [37] впервые дал свое известное определение игнимбритов совместно с детальным описанием их проявления в Новой Зеландии. В этом же году Мансфилд и Росс [38] близкие породы из Айдахо описали как сваренные туфы. Другие авторы для обозначения аналогичных пород до сих пор используют такие названия, как туфолава и пепловый поток. Основная терминологическая проблема по отношению к рассматриваемой группе пород заключается в том, что не существует единого термина, адекватно отражающего все их различные особенности, как петрографические, так и петрогенетические. Так, например, термин «пепел» в известной мере удачно отражает обломочную природу (до сваривания) этих пород. Однако он создает совершенно неправильное представление о способе их образования. Вулканический пепел — продукт катастрофических взрывных вулканических извержений, примером которых может служить извержение Кракатау в 1883 г. При этом извержении большая часть острова попросту исчезла и огромное количество обломков различных пород было выброшено в атмосферу, причем наиболее тонкие пылевидные частицы проникли в стратосферу и удерживались там в течение длительного времени. В противоположность этому игнимбриты представляют собой продукты извержения типа Катмай, при котором, как пишет Уильямс [39], «магма спокойно вспенивается по поверхности, а не выбрасывается высоко вверх

над жерлом». Игнимбриты, туфолавы и пепловые потоки, называйте их как вам больше нравится, извергаются в виде турбулентной смеси расширяющихся газов и выделяющих газ обломков лавы. Если магма была риолитовой, а после извержения произошло сваривание, как это и бывает в типичных случаях, то конечный продукт может быть практически неотличим от риолитовых лав, извергавшихся более обычным способом. Очевидно, должны существовать все переходы не только по структурным признакам, но и по способу извержения между игнимбритами и обыкновенными лавовыми потоками. Промежуточные вулканические образования имеют характер вспененных потоков [40]. В таких породах при полевых наблюдениях видны признаки нормальных лавовых потоков, однако под микроскопом обнаруживаются характерные структурные особенности игнимбритов [41]. Различия между этими тремя типами извержений, очевидно, определяются количеством и активностью вулканических газов.

Из предыдущего изложения читателям может показаться, что структурные признаки игнимбритов очень характерны и легко определены в петрографических шлифах. Следует, однако, подчеркнуть, что во многих случаях тип извержения, при котором возникла изучаемая порода, определить очень трудно, а иногда невозможно. Такие особенности, как полосчатость течения, присутствие сферолитов или литофиз, а также возникновение столбчатой отдельности не могут служить надежными критериями разграничения нормальных лавовых потоков и игнимбритов. Эти признаки проявляются в обоих случаях, хотя в них могут быть тонкие различия.

Выше уже упоминалось об истинной полосчатости течения кислых лав. Такая полосчатость неизменно бывает волнистой и изогнутой. Отдельные полосы в ней непрерывно прослеживаются на несколько сантиметров. Полосчатость игнимбритов не связана с вязким течением, а обусловлена присутствием тесно сжатых уплощенных и удлиненных несортированных осколков стекла и обломков пемзы. Игнимбритовая полосчатость, пожалуй, более правильная и ровная, но при внимательном ее исследовании часто обнаруживается прерывистый характер отдельных полос, которые состоят из мелких, часто мельчайших фрагментов; в таких породах нередко удается наблюдать характерные серповидные и расщепленные очертания осколков стекла.

Девитрификация

При нормальных температурах вулканическое стекло находится в состоянии неустойчивого равновесия и проявляет тенденцию к самопроизвольной раскристаллизации. Такая раскристаллизация наиболее легко осуществляется при стимулирующем

влиянии захваченных лавовыми потоками вулканических газов, а также в процессе старения. По истечении достаточного времени раскристаллизация стекла неизбежна, и все породы, сохраняющие свой первоначальный стекловатый характер, могут иметь лишь относительно небольшой геологический возраст¹. Такую самопроизвольную раскристаллизацию вулканических стекол называют девитрификацией. В результате девитрификации стекловатые породы, например обсидианы, могут превращаться в полнокристаллические агрегаты. В таких кристаллических породах обычно обнаруживаются реликты перлитовой структуры. Вместе с тем при микроскопических наблюдениях видно, что порода распадается на мозаику нечетких участков, поляризующих в сером цвете и не обнаруживающих ясной связи с первичной структурой. Структуру таких тонкокристаллических агрегатов девитрификации называют фельзитовой, а породу с таким строением — *фельзитами*. Термин «фельзит» имеет довольно широкий смысл и применяется преимущественно к плотным розоватым или серым дайковым породам, сопровождающим гранитные массивы. Иногда удается доказать, что фельзиты представляют собой девитрифицированные риолитовые стекла, но в некоторых случаях скрытокристаллическая (а не микрокристаллическая) основная масса может иметь первичное происхождение. Многочисленные проявления фельзитов известны в лавах урикского возраста в Шропшире и ордовикского возраста в северном и южном Уэльсе. Близкие к ним породы известны в малых интрузиях третичного возраста Аррана в Шотландии. Здесь известны так называемые сферолитовые фельзиты, очень похожие на породу, изображенную на фиг. 94, за исключением того, что в данном случае порода полностью девитрифицирована. Возникновение структуры сферолитовых фельзитов обязано следующим процессам: 1) кристаллизации некоторых тугоплавких аксессуаров; 2) кристаллизации радиально-лучистых волокнистых агрегатов, в которых в виде тонких срастаний присутствуют полевой шпат и кристобалит; этот процесс осуществлялся после того, как лава пришла в состояние покоя и охлаждалась до соответствующей температуры; 3) самопроизвольному перераспределению компонентов сферолитов с образованием фельзитовых агрегатов. Термин «девитрификация» можно использовать лишь применительно к третьей стадии формирования структуры породы.

При исследованиях петрографических шлифов многих сваренных игнимбритов видно, что эти породы целиком состоят из кристаллов, хотя и очень мелких. Минеральный состав таких

¹ На поверхности стекло сохраняется очень хорошо, известны не только третичные, но мезозойские и даже палеозойские стекла. — *Прим. ред.*

пород не поддается идентификации при помощи обычного микроскопа даже при наибольших увеличениях, однако при строго контролируемом освещении можно видеть, что здесь мы имеем дело с агрегатом двух минералов, один из которых имеет необычайно низкий показатель преломления. Данные рентгеновского анализа показывают, что эти два минерала представляют собой кристобалит и санидин. В некоторых игнимбритах отдельные обломки ведут себя как самостоятельные единицы. Их раскристаллизация начинается с краев и продолжается внутрь до тех пор, пока кристаллические агрегаты, развивающиеся от периферии, не встречаются друг с другом на некоторой четкой средней линии. Возникающая в результате такой раскристаллизации *аксиолитовая структура* необычайно характерна. Она уже давно была описана и проиллюстрирована Циркелем, хотя значение ее тогда не было понято. Аксиолитовую структуру удается распознать даже в докембрийских игнимбритах, хотя первичный кристобалит в этом случае превратился в микрокристаллический агрегат стабильного кварца.

В других условиях мельчайшие кристаллы, возникающие при девитрификации, обнаруживают общую параллельную ориентировку, совершенно не зависимую от формы и расположения отдельных осколков. Эта ориентировка предположительно объясняется ростом кристаллов под прямым углом к единой поверхности охлаждения породы в целом. Иногда в игнимбритах возникают радиально ориентированные кристаллы, росшие в направлении из центра наружу. Такие агрегаты, развивающиеся вокруг относительно многочисленных и далеко отстоящих друг от друга точек, образуют сферолиты, внешне совершенно идентичные присутствующим в нормальных риолитовых потоках, за исключением того, что иногда внутри игнимбритовых сферолитов удается наблюдать теневые очертания первичных осколков стекла.

Следует еще раз подчеркнуть, что во всех трех только что рассмотренных случаях мы видим результаты *первичной* кристаллизации, которая осуществляется при температурах, близких к магматическим предположительно в момент, когда они понижаются до эвтектической точки кристобалита и санидина. В этот момент и происходит одновременная кристаллизация двух минералов. Этот процесс нельзя рассматривать как девитрификацию в том смысле, как она была определена выше. Но поскольку кристобалит и санидин метастабильны, то при условии достаточного периода времени оба эти минерала должны перекристаллизовываться соответственно в кварц и ортоклаз.

Можно отметить, что в результате кристаллизации из газовой фазы в кавернах игнимбритов образуется тридимит. Таким

образом, в этих породах могут присутствовать все три формы кристаллического кремнезема — кристобалит, тридимит и высокотемпературный кварц.

Распределение и происхождение кислых вулканических пород

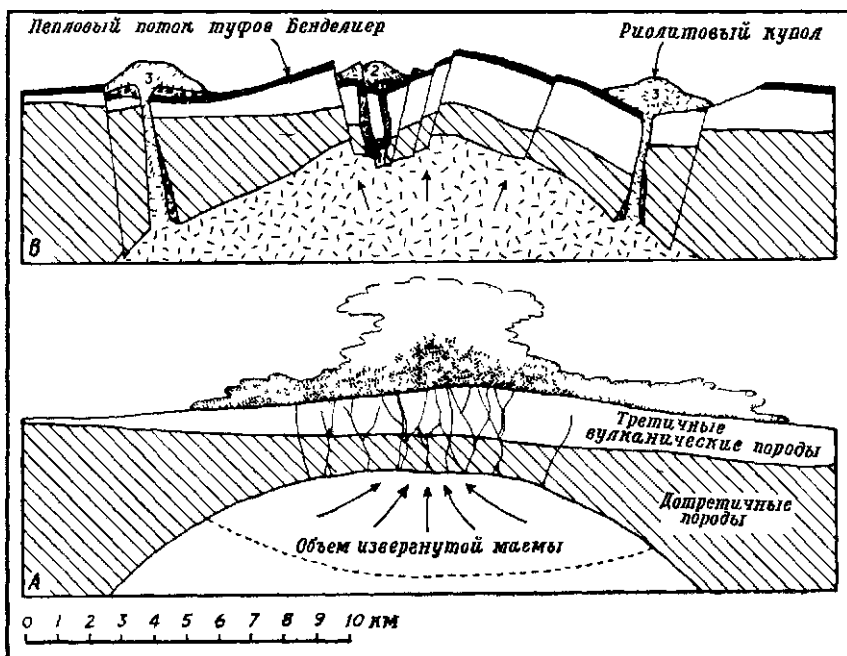
Наиболее важной закономерностью в распределении кислых вулканических пород является их приуроченность по существу лишь к континентальным регионам и отсутствие в океанических бассейнах. Кислые вулканические породы характерны для большинства, если не для всех, континентальных вулканических регионов и островных дуг, однако наибольшего развития они достигают в регионах активной орогении и поднятий. Кислые вулканические породы, которые в настоящем контексте в широком смысле можно определить как риолиты, представляют собою конечные члены известково-щелочного ряда. В одних районах, например в Андах, они тесно ассоциируются с андезитами и андезито-базальтами, хотя иногда, например в вулканическом районе Йеллоустонского национального парка, проявляется ассоциация риолитов с базальтами. Как количество различных вулканических пород, так и последовательность их извержения имеют большое значение для решения проблемы происхождения кислой магмы. В целом эта проблема тесно переплетается с вопросами происхождения гранитов, которые рассматриваются в следующей главе. Поэтому здесь мы кратко рассмотрим только некоторые важнейшие положения.

Редкая встречаемость риолитов в океанических вулканических сериях, где они ассоциируются с резко преобладающими базальтами, позволяет предполагать, что в данном случае кислые вулканические породы возникли в результате проявления одних лишь процессов фракционной кристаллизации и дифференциации базальтовой магмы. В качестве крайних продуктов такой дифференциации, обычно извергающихся на поздних стадиях вулканических циклов, можно отметить очень небольшие количества натровых риолитов, ассоциирующихся с трахитами на океанических островах (например, на островах Самоа). Такие породы принадлежат к ряду щелочных оливиновых базальтов (см. стр. 145). В противоположность этому во многих известково-щелочных ассоциациях количественные соотношения базальтов и риолитов совершенно не соответствуют предположениям о возникновении кислых пород за счет базальтовой родоначальной магмы. Так, в Йеллоустонском национальном парке, например, подсчитано, что базальты составляют менее 1% общего количества вулканических пород.

Иначе обстоит дело с возможностью образования кислых лав за счет андезитовой магмы. В среднем в андезитах присутствуют значительные количества нормативного кварца, тогда как лишь третья часть содержащихся в них полевых шпатов по составу идентична полевым шпатам гранитов и риолитов. Таким образом, состав андезитов довольно близок к ассоциирующимся с ними более кислым породам известково-щелочного ряда: по существу некоторые кремнеземистые андезиты попадают в область состава многих плутонических пород, которые по содержанию кварца классифицируются как гранодиориты (см. стр. 232). При исследовании ряда вулканических провинций достаточно убедительно показано, что вариационные диаграммы вулканических серий ясно демонстрируют связь андезитов, дацитов и риолитов. К сожалению, до сих пор невозможно разграничить продукты магматической дифференциации и селективного плавления пород в глубоких частях земной коры. Однако общее рассмотрение геологических факторов, имеющих отношение к этой проблеме, позволяет полагать, что процессы селективного плавления должны играть важнейшую роль в эволюции кислых магм в крупном масштабе.

К числу наиболее убедительных свидетельств в пользу этого предположения относится способ извержения кислых вулканических пород, особенно игнимбритов. Часто трудно определить местоположение источника или источников ассоциирующихся пирокластических пород и игнимбритовых потоков. Однако в отдельных случаях достаточно четко устанавливается, что источником этого материала являются кальдеры обрушения или другие формы вулкано-тектонических депрессий, ограниченных разломами. Диаметр некоторых из этих вулкано-тектонических структур оказывается настолько большим, что их нельзя связать с процессом формирования единичного вулкана, например небольшой системы питающих жерл. Эти соотношения представляют собой довольно убедительные доказательства расположения кальдер над батолитовыми интрузивами. Заманчиво, например, представление многих геологов о том, что вулканические породы и связанные с ними горячие источники и гейзеры Йеллоустонского национального парка располагаются над еще не остывшим батолитом, который расположен на глубине всего лишь нескольких километров от дневной поверхности.

Во время активного вулканизма магма, аккумулирующаяся близ кровли растущего батолита, должна постепенно и, вероятно, в течение очень длительного периода изменять свой состав, предположительно обогащаясь кремнеземом и летучими компонентами. После того как давление газа в магматической камере достигнет некоторого предела, земная кора над ней в конечном счете должна растрескиваться и по возникшим трещинам после



Фиг. 96. Эволюция кальдеры Валлис, Нью-Мексико.

А—фаза извержения лавовых потоков Бендельер; В—состояние структуры после возникновения кальдеры обрушения, трех стадий извержения риолитовой магмы, последняя из которых сопровождалась образованием риолитовых куполов (3), приуроченных к ограничивающим кальдеру кольцевым разломам, а также завершающегося сводового поднятия подошвы кальдеры расположенным ниже интрузивом.

начальной фазы катастрофических взрывов, сопровождающихся выпадением вулканического пепла, насыщенное газом и флюидизированное содержимое вулканического резервуара будет извергаться в значительной мере в виде игнимбритовых потоков. Опустошение магматической камеры должно приводить к последующему возникновению кальдер обрушения¹. Подобная последовательность событий была установлена для процесса формирования крупной кальдеры Валлис и ассоциирующихся с ней игнимбритовых потоков в Нью-Мексико [42], а также в других регионах США, в провинции Осло в Норвегии и еще в ряде районов мира. По мнению авторов, аналогию с кальдерой Вал-

¹ Эволюция идей о соотношении между формированием кальдер и извержениями игнимбритов рассмотрена в работах: *Williams H.*, *Calderas and their origin*, Calif. Univ. Publ., Dept. Geol. Sci. Bull., 25, 239, 1941; *Reynolds D.*, *Calderas and ring complexes*, Koninkl. Nederl. Geol. Mijnb. Genootschap, 16, 355—398, 1956.

лис можно видеть в интрузиве Гленко и Шотландии, выполнявшим кальдеру проседания и ассоциирующимся с батолитовым гранитным комплексом Этайв.

Значение этих наблюдений для вопросов петрогенезиса кислых лав заключается прежде всего в том, что магма в рассмотренных случаях выделялась из батолитовых интрузивов. Последние же трудно представить возникающими без участия коровых пород, которые на той или иной стадии должны вовлекаться в процесс, подвергаясь либо плавлению на месте, либо контаминации магмой, восходящей из более глубоких горизонтов.

Глава 3

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНИТНЫХ ПОРОД

Понятие «гранитные породы» охватывает не только собственно граниты, но и весь ряд богатых кварцем пород от гранодиоритов до щелочных гранитов, а также их тонкозернистые аналоги — риолиты и среднезернистые породы, встречающиеся в виде малых интрузий, ассоциирующихся с гранитами. Совершенно очевидно, что лавы и связанные с ними дайки имеют магматическое происхождение; это относится и к комагматичным с ними гранитам. Происхождение таких ассоциаций не вызывает сомнений: они являются представителями риолитовой магмы, застывшей в различных условиях. Существование такой магмы доказывается извержениями риолитовой лавы. Однако многие граниты не имеют ни видимой, ни скрытой связи с поверхностными потоками, и поэтому нет прямых доказательств их магматического генезиса. Ниже будут рассмотрены предположения о происхождении таких гранитов.

Говоря о происхождении гранитных пород, прежде всего следует учитывать значительное преобладание гранитов среди глубинных пород и базальтов — среди излившихся. Изучение распределения этих типов пород показало, что гранит может образоваться только там, где уже существует сиаль — гранитная оболочка. Это положение естественно вытекает из приуроченности гранитов к континентальным областям и отсутствию их в океанических впадинах, в которых могут формироваться только породы, родственные базальтам. Отсюда следует, что граниты в общем не могли образоваться в результате дифференциации базальтовой магмы, как это, в частности, предполагал Боуэн. Однако существует особая распространенная в континентальных районах разновидность базальта, называемая толеитом, которая характеризуется наличием в интерстициях остаточного стекла,

иногда содержащего до 70% SiO_2 . Если на соответствующей стадии дифференциации магмы такое стекло было бы отжато из базальта и получило бы возможность кристаллизоваться самостоятельно, из него, несомненно, образовался бы либо гранит, либо микрогранит, либо риолит в зависимости от условий застывания. Таким могло быть происхождение редких кислых лав, встречающихся среди базальтовых потоков во многих вулканических районах, а также мелких гранитных интрузий в районах развития основных пород. Гранитов, образовавшихся этим путем, может быть только очень немного; существование огромных полей гранитоидов, например в орогенных поясах западной части Америки, объяснить таким образом невозможно.

Вероятно, большинство гранитов образовалось в результате селективного плавления сиалической оболочки, причем в первую очередь переходила в расплав наиболее легкоплавкая ассоциация минералов. В связи с этим первостепенный интерес представляет тот факт, что кварц и щелочные полевые шпаты (ортоклаз и альбит) в отношении примерно 1:1:1 образуют ассоциацию с самой низкой температурой плавления. Массовое плавление пород называется *анатексисом*; внедрение новообразованной магмы на более высокие горизонты земной коры и ее последующая кристаллизация, т. е. образование новой породы путем расплавления ранее существовавшей, называется *палингенезом*. Эти процессы могут протекать более интенсивно в глубинных зонах горных цепей, где в связи с большой мощностью сиалической оболочки температура может сильно возрастать. Этим и объясняется тот факт, что глубинные породы тоналит-гранодиорит-гранитного ряда в значительной мере приурочены к районам орогенеза.

Петрографы редко занимаются проблемой генезиса базальтовых магм, полагая, что возможным их источником могут быть глубокие слои земной коры или подстилающая мантия, которые находятся вне пределов непосредственного наблюдения, на глубинах порядка 20—30 км. Однако в случае гранитных пород глубокая эрозия древних щитов и ядер древних горных цепей может обнажить уровни, на которых в прошлом имело место селективное выплавление гранитной магмы. Они характеризуются мощным развитием глубинного метаморфизма; даже гранитные породы здесь в большей мере имеют метаморфический, чем магматический облик. Это явление настолько распространено, что магматическое происхождение «гранитов» вообще ставилось под сомнение. В течение многих лет между сторонниками магматического образования гранитов — «магматистами» и «трансформистами», рассматривающими граниты в качестве продуктов метаморфического процесса гранитизации, — происходила острая дискуссия, в процессе которой выдвигались крайние, а иногда

просто абсурдные заявления. Теперь в общем стало ясно, что доводы обоих направлений справедливы в отношении гранитов определенного типа и соответствующей обстановки. В развитии представлений о генезисе гранитов большую роль сыграла книга Рида «Дискуссия о граните», представляющая собой критический анализ этой проблемы.

При решении вопроса о происхождении какой-либо специфической гранитной породы необходимо учитывать:

1) структуру гранитного массива и его взаимоотношения со вмещающими породами;

2) химический состав гранита и сравнение его с составом вулканических пород района;

3) минеральный состав и структурные особенности, которые характеризуют условия остывания и кристаллизации породы.

Все эти факторы рассматриваются ниже, особенно в отношении гранитных интрузий, которые можно считать магматическими; проблемы гранитизации и образования «метаморфических» гранитов перенесены в заключительный раздел этой главы. Следует подчеркнуть два положения. Поскольку эта книга посвящена петрологии изверженных пород, метаморфические граниты рассмотрены в ней более бегло, чем они того заслуживают. Кроме того, деление гранитов на две группы является искусственным и сделано только для удобства. Между всеми породами гранитного ряда существуют постепенные переходы.

1. Условия залегания и проблема становления гранитов

В этом разделе кратко сформулированы основные отличия гранитов, образовавшихся в ранний период орогенеза в глубинах земной коры, от тех, которые сформировались позднее и ближе к поверхности.

Глубинные граниты часто залегают согласно, а границы их параллельны слоистости и напластованию вмещающих сланцев и гнейсов. По форме и размерам они очень разнообразны: от рассеянных обособлений размером около сантиметра в диаметре до мощных пластовых или линзообразных залежей большой протяженности. В таких гранитах часто наблюдаются внутренняя гнейсовидность и другие признаки, указывающие на то, что они сформировались либо до складчатости и метаморфизма (*дотектонические* граниты), либо в процессе складкообразования (*синтектонические* граниты). Последние иногда имеют несогласное залегание; они могут образовывать неправильные жилы в «индизированных комплексах» или тесно переслаиваться с различными метаморфическими породами, образуя так называемые *мигматиты*. Одинаково сильный региональный метаморфизм,

часто охватывающий как граниты, так и другие связанные с ними породы региона, показывает, что кристаллизация всех пород происходила в одинаковых условиях температуры и давления.

Близповерхностные граниты орогенных районов имеют в общем довольно ясный интрузивный характер и часто образуют очень большие массивы, контакты которых либо резкие, либо характеризуются относительно узкой зоной перехода от гранита к вмещающим породам. Последние несут лишь следы регионального метаморфизма, а часто вообще лишены его признаков, хотя до внедрения гранитов могло иметь место складкообразование. В последнем случае близповерхностные граниты являются *пост-тектоническими*.

Одно из наиболее важных различий между глубинными и близповерхностными гранитами представляют ореолы термального метаморфизма, которыми обычно окружены приповерхностные интрузии в отличие от глубинных. В этом сказывается несоответствие между энергетическими уровнями гранитов и метаморфизуемых вмещающих пород. Термальный метаморфизм указывает на то, что близповерхностные граниты образовались в общем путем внедрения горячего и относительно подвижного вещества. Можно ли его рассматривать как магму, является в некоторой степени вопросом определения самого понятия магмы и частично зависит от химического состава. Полагают, что для гранита возможно диапировое¹ внедрение, даже если он достаточно раскристаллизован; механизм этого внедрения напоминает процесс, происходящий в каменной соли, имеющей свойство пластического течения. К сожалению, даже внимательное изучение структур течения не помогает отличить процесс пластической текучести от течения жидкой магмы, так как облик гранитов в большой степени определяется подвижками, происходившими в позднюю стадию кристаллизации или после нее. Поскольку между этими двумя видами течения должны существовать постепенные переходы, а в определенных случаях вообще невозможно установить степень текучести, авторы предлагают рассматривать все граниты этой категории как магматические в широком смысле.

Существенное значение имеет вопрос, каким способом гранитная масса заняла свое настоящее положение: обычно считают, что *проблема пространства* легче решается в случае замещения, а не смещения ранее существовавших пород, хотя в действительности она в равной мере существует в обоих случаях: смещение боковых пород при внедрении магмы не труднее

¹ Дианиризм буквально представляет собой прорыв боковых пород. Это может произойти путем секущего внедрения либо жидкости, либо мобильного твердого вещества.

представить, чем в случае формирования карбонатитов или диапировых штоков каменной соли. В Иране, Польше и других местах установлено, что соляные купола прокладывают себе путь через мощную толщу пород с небольшим нарушением их структуры; движение вверх осуществляется только за счет собственного гравитационного потенциала. Механизм становления соляных куполов далеко не всегда очевиден; однако в этом случае ни у кого не возникает сомнения в том, что здесь происходило механическое смещение, а не замещение.

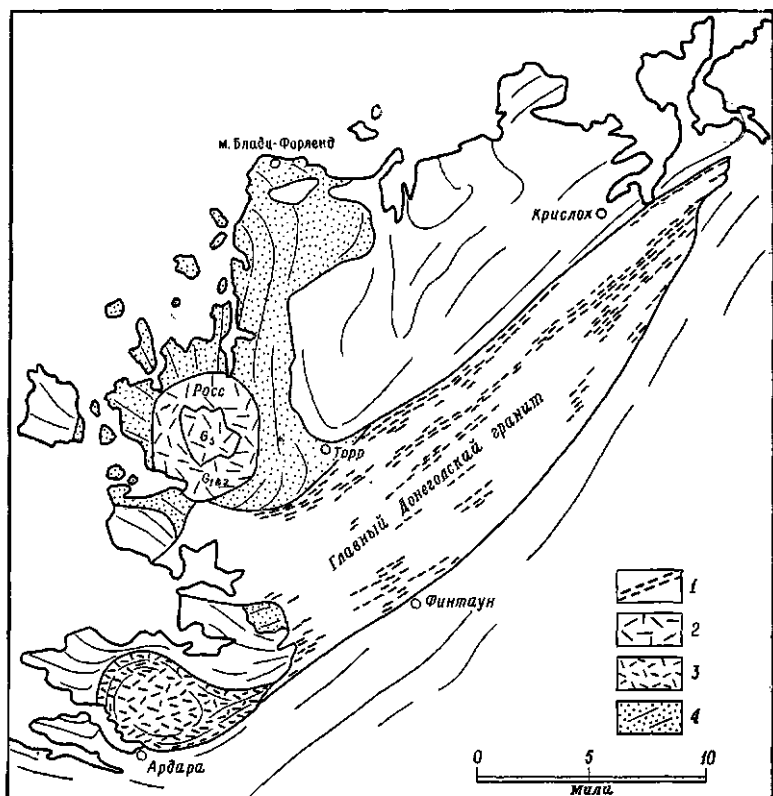
Формирование гранитных тел в пространстве может происходить разными путями: вероятно, в определенных случаях имеет место сочетание различных процессов.

Харкер уже давно показал, что магма, освобождая себе пространство, может отталкивать в сторону боковые породы или поднимать кровлю; описывались механические смещения типа кальдерообразных проседаний или поршневидных сбросов; вместе с тем присутствие ксенолитов во многих гранитах свидетельствует о явлении обрушения кровли.

Проблема становления в пространстве конкретного гранитного массива решается путем детального структурного изучения его. Это хорошо иллюстрируется на примере массива Фламенвилль, который обнажается на побережье Бретани.

При первоначальном картировании этого массива полагали, что полосчатость гранитов представляет собою реликты первоначальной слоистости, которая в обе стороны от массива без нарушения продолжается в боковые породы. Если бы это было так, то формирование массива можно было бы объяснить путем замещения *in situ* (т. е. в процессе гранитизации). Однако структурное картирование показало, что вмещающие гранит боковые породы сильно дислоцированы при его внедрении, а внутренняя текстура течения, параллельные границам массива, позволяют предполагать его грибообразную или грушевидную форму [43].

Общие черты гранитных интрузий были охарактеризованы в гл. 2 части II. Некоторые представления об их разнообразии можно получить на примере изучения гранитов Донегола в Северной Ирландии (фиг. 97). Здесь представлены четыре интрузии, становление которых происходило в различных условиях. Наиболее ранняя интрузия (главный гранит Донегола), имеющая гранодиоритовый состав, внедрилась в дальредские метаморфические породы, образовав при этом мигматитовый комплекс. Несмотря на то что метаморфические породы встречаются в виде останцов и сильно инъецированы гранодиоритом, они на значительном протяжении сохранили свое первоначальное положение в пространстве. Такая «реликтовая стратиграфия» указывает на то, что интродуцированные породы претерпели лишь



Фиг. 97. Схематическая карта гранитов Донегола (по работам Рида, Питчера и др.).

1—реликтовая полосчатость в главном граните Донегола; 2—кольцевой комплекс гранитов Росс; 3—диабазовый плутон Ардара; 4—древние мигматиты.

небольшое смещение. Однако наблюдаемые в поле факты некоторого поворота ксенолитов и их небольшого перемещения принимаются Питчером за доказательство собственно магматической природы гранодиорита [44].

Граниты комплекса Росс [45] прорывают более древние гранодиориты. Этот комплекс сформировался в результате последовательного внедрения четырех фаз гранита; каждая из интрузий, образующих почти изометрическое тело, ограничена резкими крутыми контактами. Границами являются кольцевые трещины, положение которых контролируется главными разломами, пересекающими застывший ранее гранит. Формирование массива происходило в результате заполнения магмой пустот, образовавшихся при опускании блоков по кольцевым трещинам. В этом

отношении комплекс Росс совершенно противоположен соседнему плутону Ардара [46], который в общих чертах напоминает Фламенвилльский гранитный массив и представляет собой мощную диапировую интрузию. В процессе его формирования окружающие породы были прорваны и раздвинуты. Интересно отметить, что эта интрузия также является многофазовой и характеризуется процессами контаминации; краевые части ее, наполненные ксенолитами, сложены более основными фациями. Эта общая особенность кислых массивов проявлена у многих позднекаледонских интрузий Шотландии.

Тело главных гранитов Донегила имеет размеры батолита. В этом огромном массиве наибольший интерес представляет шлейф ксенолитов, который вытянут параллельно простиранию интрузии. Постепенное расхождение шлейфа к юго-западу позволяет предположить плавные боковые движения. Образование гранитного массива, по-видимому, происходило в результате «бокового вклинивания магмы» [16] и, вероятно, было очень сложным и продолжительным, на что указывают структура и характер изменения вмещающих пород. Последние подверглись складчатым деформациям и сложному метаморфизму, который в некотором отношении имеет «региональный», а не локальный «контактный» характер.

2. Особенности химического состава

В настоящее время существование гранитной магмы не подвергается сомнению, ее наличие обнаруживается всякий раз при извержении из вулканов кислых лав [47].

В некоторых петрографических провинциях устанавливается большое сходство состава риолитов, риодацитов и дацитов, с одной стороны, и гранитов, адалеллитов и гранодиоритов — с другой. Примером этого могут служить натровые риолиты и рибекитовые граниты провинции «молодых гранитов» в северной Нигерии (см. стр. 229). Подобным образом анализ обсидиана из района Арран, приведенный на стр. 261, почти точно соответствует составу гранита из того же района. Эти и многие другие примеры, которые можно было бы привести, относятся к вулканическим районам, для которых магматическое происхождение пород не требует доказательств; можно только отметить, что такое сходство химического состава настоящих глубинных гранитов с эффузивными породами может быть надежным доказательством их магматического генезиса. В этой связи очень важно, что вариационные диаграммы химического состава лав *O. R. S.* Шотландии почти без изменений пригодны для изображения состава глубинных диоритов, гранодиоритов и гранитов того же района [17]; представляет интерес также и то, что

лавы южной Калифорнии по составу соответствуют различным породам, слагающим огромный батолит этого района [15].

Из последнего примера вытекает еще одна характерная особенность многих гранитов: при однократном внедрении породы могут быть совершенно однородными по текстуре и составу. Такую однородность можно предполагать у магматических пород, но ее трудно объяснить, если принять их метасоматический генезис [48]. Эта аргументация распространяется на весь ряд гранитных пород в широком смысле; но у щелочных гранитов (т. е. гранитов в узком смысле) есть еще одна особенность, которая отличает их от остальных гранитоидов. Соотношение кварца и щелочных полевых шпатов у большинства таких гранитов колеблется в узких пределах и соответствует низкотемпературной ассоциации тройной системы альбит — ортоклаз — кварц (см. фиг. 73). Это, разумеется, делает вероятным предположение об образовании этих гранитов из расплавов.

3. Особенности минерального состава, обусловленные температурой кристаллизации

Экспериментально показано, что минимальные температуры плавления в системе $Or—Ab—SiO_2$ могут сильно понижаться в условиях высокого давления паров воды: от $950^\circ C$ для «сухих» расплавов до $650^\circ C$ при давлении 4000 кг/см^2 ¹. Принимая во внимание геотермический градиент (считается, что он составляет примерно $30^\circ C$ на каждый километр, но в некоторых пределах колеблется для разных мест земной коры) и допустив, что давление водяных паров соответствует давлению нагрузки и т. д., можно определить те горизонты в земной коре, на которых гранит будет плавиться. Можно ошибиться в точных цифрах, но экспериментальные данные показывают, что, по-видимому, плавление имеет место на глубинах от 10 до 20 км.

Таттл, Боуэн и другие ученые пытались использовать данные об условиях стабильности структурных модификаций минералов гранитов — кварца и щелочных полевых шпатов — для определения температур кристаллизации. Особенности перехода высокотемпературного кварца в низкотемпературный уже описаны в минералогическом разделе. Небольшое, но явное различие между температурой перехода высокотемпературной модификации кварца в низкотемпературную и температурой кри-

¹ Tuttle O. F., Bowen N. L., Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8—KAlSi_3O_8—SiO_2—H_2O$, Geol. Soc. Amer. Mem., 74, 1958. Эта интересная работа содержит критический анализ всех экспериментальных исследований по синтезу гранитов и гранитных минералов.

сталлизации первичного низкотемпературного кварца может служить ключом для решения вопроса о температурах образования гранитов. Установлено, что кварц из всех исследованных до сих пор глубинных гранитов является низкотемпературной модификацией. На основании этого можно было бы предположить, что все настоящие глубинные граниты кристаллизовались при температуре несколько ниже 600°C ¹. Однако даже наиболее горячие приверженцы низкотемпературной гранитизации вряд ли будут настаивать на этом. Отсюда следует, что в течение всего периода застывания глубинной породы кварц полностью перекристаллизуется, приобретая особенности первичной низкотемпературной модификации независимо от первоначального состояния. Это досадное обстоятельство является препятствием для определения температуры кристаллизации глубинных гранитоидов. Конечно, оно дополнительно подтверждает высокотемпературный генезис многих, главным образом близповерхностных, тонкозернистых гранитов, большинство из которых содержит высокотемпературный кварц [49].

Подобная ситуация наблюдается и в случае щелочных полевых шпатов, условия равновесия которых были описаны выше. Отметим, что единственная фаза щелочного полевого шпата (анортотклаза или санидина) устойчива при высоких температурах и встречается в кислых лавах и быстро застывших породах соответствующего состава. В очень ограниченном ряду гранитных пород, остывание которых происходит несколько медленнее, вместо санидина могут выделяться пертиты распада. Если в породе присутствует только одна разновидность щелочного полевого шпата, то можно утверждать, что кристаллизация имела место при температурах выше линии сольвуса (см. стр. 190).

Однако если не во всех, то в большинстве глубинных гранитов встречаются два полевых шпата, один из которых преимущественно калиевый (обычно микроклин или микроклин-микропертит), а другой — натровый. Такая ассоциация могла возникнуть в одном из трех случаев:

1) Образование двух щелочных полевых шпатов из одной фазы, выделившейся при высоких температурах, может иметь место при абсолютной несмесимости и особенно в сочетании с перекристаллизацией. Все признаки несмесимости будут утрачены при последующей перекристаллизации.

2) В условиях очень высокого давления паров воды линия ликвидуса гранита может понизиться и пересечься с линией сольвуса (см. стр. 190). В этих условиях теоретически возможна

¹ Температура инверсии составляет $573 \pm 1^{\circ}\text{C}$ при атмосферном давлении; при очень высоких давлениях она возрастает до 600°C .

кристаллизация двух щелочных полевых шпатов непосредственно из расплава.

3) Кристаллизация полевых шпатов может происходить в условиях метаморфизма ниже линии сольвуса.

Уверенно определить, какой из трех случаев имел место, очень трудно, хотя структура гранита и характер вмещающих пород могут дать некоторые указания на этот счет. Если гранит однороден и имеет постоянное соотношение полевых шпатов, то можно предположить один из двух первых случаев. Неоднородность в распределении полевых шпатов может быть результатом гранитизации: кроме того, о ней можно судить по замещению калиевого полевого шпата альбитом или наоборот.

4. *Метаморфические граниты и гранитизация*

О некоторых наиболее важных особенностях настоящих глубинных гранитов, типичных для докембрийских щитов, уже упоминалось. Обычно такие граниты залегают согласно с вмещающими породами и не отличаются от них по степени метаморфизма, что затрудняет установление их настоящей природы. При их изучении следует иметь в виду следующие три обстоятельства: во-первых, граниты могут представлять собой перекристаллизованные в общую фазу регионального метаморфизма останцы пород сходного состава, т. е. более древние граниты, риолиты и т. д. Примером гранитов, образовавшихся путем перекристаллизации вещества соответствующего состава, является массив Брезт в Бретани [50], который, как полагают, сформировался при перекристаллизации риолитов. Очевидно, такая перекристаллизация происходит не в сухих условиях: скорее всего ей способствует передовая волна гранитизации. Во-вторых, высокотемпературный метаморфизм мог вызвать сегрегацию гранитных компонентов из вмещающих пород в процессе селективного плавления. В-третьих, гранитные компоненты могли быть принесены в породу или самостоятельно, или в результате метаморфизма. В любом из трех случаев вполне возможно очень тесное смещение гранитных и негранитных пород и минералов на всех возможных ступенях метаморфизма.

Седерхольм [51] описал такие породы под названием *мигматитов*. Агенты гранитизации были названы им «ихором». Они имеют свойства, промежуточные между водными растворами и жидкой, насыщенной газовыми эманациями магмой. Подробное изучение пород, промежуточных между метаморфическими и изверженными образованиями, было проведено на некоторых площадях Великобритании (главным образом на севере Шотландии), характеризующихся распространением сильно метаморфизованных сланцев, гнейсов и гранулитов. Прослеживая

отдельные полосы по простиранию в направлении увеличения степени метаморфизма, можно наблюдать прогрессивную гранитизацию, которая выражается в исчезновении некоторых минералов, таких, как гранат и мусковит, и в увеличении размеров кристаллов плагиоклаза, который становится более натровым. Характерен рост крупных порфировобластов полевых шпатов. Образовавшиеся при этом породы названы *диффузными гнейсами*; эти метаморфические, частично метасоматические породы формировались в условиях, близких к магматическим. Проникновение гранитных флюидов в такие гнейсы приводит к образованию *инъекционных гнейсов*, которые характеризуются чередованием гранитных кварц-полевошпатовых и обогащенных биотитом слоев; последние образовались за счет глинистого (пелитового) материала. Это типичные мигматиты, в которых зачастую сохраняется первичная осадочная текстура. В процессе возрастания степени метаморфизма различие между слоями уменьшается, породы становятся все более и более «однородными» вплоть до полного исчезновения следов предшествующих стадий. В свете этих фактов не должно вызывать сомнений, что мигматиты и гранито-гнейсы более высоких ступеней метаморфизма являются продуктами взаимодействия вмещающих пород и «флюидов» гранитной магмы, которые Седерхольм и его последователи считали необходимым условием гранитизации. Другими словами, процесс гранитизации может происходить только при наличии гранитной магмы.

Существуют различные представления о природе агентов гранитизации. По Таттлу и Боуэну они должны находиться в форме силикатного расплава с достаточным содержанием H_2O и температурой порядка $600^\circ C$ или выше. Однако во многих случаях минеральные ассоциации метаморфических пород свидетельствуют о более низких температурах гранитизации, и могли возникнуть под воздействием сравнительно жидких водных растворов (ср. «ихор» по Седерхольму). Однако существует противоположное представление о том, что гранитизация может протекать в «сухом» виде, без участия жидкой фазы, путем диффузии ионов через кристаллическую решетку, особенно по границам кристаллов [52]. Повышение температуры и давления способствует миграции ионов: их активность зависит от энергетического уровня. Детальные геохимические исследования контактовых явлений показали, что различные элементы, участвующие в процессе метасоматоза, мигрируют в определенном порядке. Там, где в породе, подвергающейся метасоматозу, в результате диффузии произошло накопление предельных концентраций одного или нескольких элементов, образуется зона определенного минерального состава, которая называется «фронтом» метасоматоза. Установлено, что по крайней мере в некоторых

случаях в первую очередь образуется фронт базификации с Са, Mg и Fe, который движется впереди кислых компонентов.

Энергичной сторонницей теории фронтов метасоматоза является Рейнольдс, которая детально изучила контактовые явления, связанные с каледонскими и третичными интрузиями северной Ирландии. Явление «фронта базификации» иллюстрируется образованием темной зоны, богатой мафическими минералами по контакту ксенолита основной породы с вмещающей его магмой. Некоторые исследователи возникновения ксенолитов основных и ультраосновных пород объясняют движением фронта базификации в процессе гранитизации осадочных пород [53].

Хорошо известные порфиробласты полевых шпатов, встречающиеся в контактовых зонах гранитных массивов, являются проявлением гранитизации. Примером может служить контакт между глинистыми сланцами Малмсбери и гранитным массивом Си-Пойнт в районе Кейптауна [54]. Здесь глинистые сланцы, очевидно, были интенсивно мигматизированы и импрегнированы гранитным веществом, физический и химический характер которого в данном случае не имеет значения. Более темные и рассланцованные зоны содержат крупные идиоморфные кристаллы щелочного полевого шпата, причем все подтверждает их рост *in situ* в измененной вмещающей породе в виде *порфиробластов*, образованных в процессе метасоматоза. Такие же порфиробласты полевого шпата часто встречаются в тонкозернистых основных ксенолитах во многих гранитах, в частности в гранитах массивов Питерхед, Шэп и Джерси; создается впечатление, что при увеличении степени изменения основной массы ксенолита, в которой заключены порфиробласты, образуется порода, сходная с порфировым гранитом, по крайней мере по внешнему виду.

В результате многие геологи стали рассматривать рост порфиробластов полевых шпатов в ксенолитах и породах, вмещающих гранитные интрузии, как проявление фронта гранитизации. Важно понять, что порфиробласты часто неотличимы от вкрапленников полевого шпата в ассоциирующихся гранитах: гипотезы, предложенные для объяснения первых, совершенно естественно также относятся ко вторым. Такие рассуждения привели к мысли, что «вкрапленники» в некоторых гранитах, даже имеющих магматический облик, возникли путем гранитизации твердой породы. Едва ли нужно указывать, что это полностью противоречит опыту изучения изверженных пород, в которых вкрапленники представляют ранние выделения из магмы.

Данное выше объяснение происхождения крупных кристаллов полевого шпата нельзя принять безоговорочно для гранитов ин-

трузивного облика. Мы предпочитаем считать, что крупные кристаллы являются вкрапленниками, образовавшимися в процессе длительной и сложной кристаллизации. По-видимому, начав расти на ранней стадии остывания магмы, они, несомненно, претерпевали непрерывные изменения в результате реакций с остаточными флюидами, что имеет место в глубинных условиях. Остаточная магма, обогащенная летучими компонентами, могла проникать в ксенолиты и смежные боковые породы по крайней мере на некоторое расстояние от гранита. Этот флюид мог создавать во вмещающих породах условия физико-химического равновесия, свойственные гранитам. По обе стороны от контакта гранита с вмещающей породой могли расти в равновесии с остаточным магматическим расплавом одинаковые минеральные фазы.

Мы подробно рассмотрели значение фельдшпатицации в контактовых ореолах гранитов, так как многие мелкие (хотя и характерные) черты могут толковаться в противоположном смысле.

Глава 4

СИЕНИТЫ И РОДСТВЕННЫЕ ИМ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Общая характеристика средних пород

Семейство сиенитов является одним из трех представителей класса средних пород. Одно время к средним породам относили все магматические породы с содержанием кремнезема от 55% до 66%, но, как уже было показано, на одном этом признаке нельзя строить классификацию. К средним относятся породы, составы которых в треугольнике QAP (см. фиг. 76) ложатся между параллельными линиями Q_0 и Q_{20} . Три семейства класса средних пород на фиг. 76 занимают поля 4, 5 и 6, которые отделяются друг от друга границами, проходящими через точки $A_{65}P_{35}$ и $A_{35}P_{65}$.

Эти семейства следующие:

сиениты, в которых преобладают щелочные полевые шпаты, составляющие до 65% от суммы полевых шпатов;

монцитониты (сиенито-диориты), которые содержат щелочные полевые шпаты и плагиоклаз (Ap_{50}) примерно в одинаковых количествах;

диориты, в которых содержание плагиоклаза ($Ap_{<50}$) достигает 65% или более от суммы полевых шпатов.

СИЕНИТЫ

Классификация и номенклатура

Сиенит можно определить как крупнозернистую породу, представленную сочетанием щелочного полевого шпата обычно с небольшим количеством мафических компонентов и аксессуарных минералов. Это определение не учитывает содержания фельдшпатоидов и других несущественных признаков пород семейства сиенитов. Допустимо некоторое содержание кварца и плагиоклаза; но границы полей строго ограничивают их количество. Порода не может быть названа сиенитом, если она по составу не попадает в поле сиенитов; только породы в пределах этого поля должны называться сиенитами.

В семействе сиенитов по степени насыщения кремнеземом и по характеру зернистости различаются:

1) Пересыщенные кремнекислотой — кварцевые сиениты: в штуфах они имеют облик сиенитов; при изучении шлифов подтверждается их сиенитовый состав, но отмечается небольшое количество кварца.

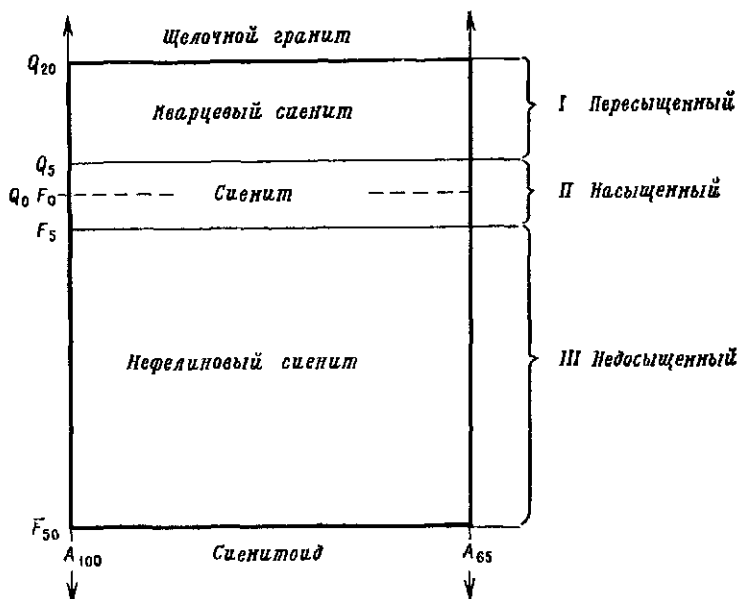
2) Насыщенные кремнекислотой — породы, не содержащие ни кварца, ни фельдшпатоидов. Существование крупных тел этих пород сомнительно: большинство сиенитов является либо пересыщенным, либо недосыщенным.

3) Недосыщенные кремнекислотой — породы, которые отличаются от предыдущих присутствием нефелина или других фельдшпатоидов, замещающих в любых пропорциях щелочные полевые шпаты.

Дальнейшую классификацию каждой группы можно проводить по характеру присутствующего полевого шпата:

- а) калиевые (ортоклаз или микроклин),
- б) кали-натровые (пертиты),
- в) натровые (альбит).

Из-за относительной редкости фельдшпатоидов их присутствие в магматических породах привыкли рассматривать как необычное явление. Предполагают, что появление нефелина в сиените играет большую роль, и даже малое его количество важнее, чем такое же содержание кварца. Строго говоря, оба минерала имеют одинаковое значение, отражая определенный фазовый переход. Название «нефелиновый сиенит» обычно относится к породе сиенитового облика, в шлифах в которой устанавливаются даже небольшие количества нефелина, в то время как порода с таким же содержанием кварца не обязательно определяется как кварцевый сиенит. Всякое отклонение в любом направлении от насыщенного состояния должно быть выражено через характерный для данного случая минерал



Фиг. 98. Классификация пород семейства сиенитов, основанная на степени насыщения их кремнеземом.

(фиг. 98). Это означает, что насыщенные сиениты — *собственно сиениты* — на классификационной схеме будут приурочены к гипотетической линии, разделяющей треугольники QAP и FAP ¹. На практике следует допускать определенную степень свободы в определении сиенита: специалисты, использующие треугольник QAP , приняли Q_5 в качестве предела, лимитирующего содержание кварца, а мы предлагаем принять величину F_5 для ограничения содержания фельдшпатовидов.

Было бы очень удобно, если бы мы могли провести дальнейшее сравнение обоих треугольников и использовать F_{20} как предел содержания фельдшпатовидов для пород поля сиенитов. В некотором смысле это возможно, так как выбор совершенно произволен. Однако, нужно учитывать основное различие между кварцем и фельдшпатоидами. Количество кварца, который присутствует в магматических породах, ограничено естественными

¹ Мы не приводим треугольника FAP (фельдшпатоид — щелочной полевой шпат — плагиоклаз), поскольку деление его на соответствующие «поля» не совсем оправданно; однако читатель должен учитывать его аналогию с треугольником QAP ; оба они являются зеркальным отражением друг друга и имеют общее основание AP .

физико-химическими условиями, в то время как для фельдшпатоидов таких ограничений нет. Для щелочных интрузивных пород избыток фельдшпатоидов над полевыми шпатами вполне обычен: иногда при высоком содержании фельдшпатоидов полевые шпаты полностью отсутствуют. В свете этого мы полагаем, что естественный предел фельдшпатоидных пород в поле сиенита находится в точке равновесия фельдшпатоидов и полевых шпатов. За этим пределом фельдшпатоидные сиениты уступают место *сиенитоидам*, которые, как показывает название, очень близки к сиенитам; однако щелочные полевые шпаты не играют в них такой существенной роли, как в настоящих сиенитах.

Пересыщенные и насыщенные сиениты

Среди этих пород можно выделить разности, содержащие а) калиевый полевой шпат, б) кали-натровый полевой шпат или в) натровый плагиоклаз.

Исторический интерес представляет порода из Сиены (Асуан) в Египте, от которой Плиний образовал термин «сиенит». В действительности эта порода представляет собой очень красивый роговообманковый гранит. Порода из района Плауэн близ Дрездена, выделенная Вернером в качестве типичного сиенита, широко известна, как *дрезденский сиенит*¹. Начиная с Вернера, все близкие к ней породы стали рассматриваться как представители сиенитов. Порода, описанная Вернером, представляет собою пересыщенный калиевый сиенит со значительным количеством олигоклаза (в некоторых разностях оно составляет 37% всего полевого шпата), что ставит их в ряд монцонитов. В них макроскопически наблюдаются параллельно ориентированные красноватые полевые шпаты и темнокрасный силикат, диагностируемый в шлифах как обыкновенная роговая обманка; обычными акцессорными минералами являются макроскопические выделения сфена, апатит и магнетит. Полевые шпаты в штуфах имеют одинаковый кирпично-красный цвет, что ввело первых исследователей в заблуждение о наличии в породе только одной разновидности полевого шпата. Изучение шлифов показало присутствие здесь двух разновидностей — ортоклаза и олигоклаза с одинаковым кристаллическим габитусом. Поэтому в шлифе дрезденского сиенита легко переоценить количество ортоклаза, в то же время олигоклаз может быть пропущен. Последний наблюдается в виде сложных (альбит-карлсбадских) двойников, но из-за его прямого

¹ Детальное описание этого сиенита на русском языке дано Д. С. Белянкиным. — *Прим. ред.*

погасания простое двойникование более заметно, чем двойникование по альбитовому закону.

Тиррел [55] описал аналогичный, но более близкий к теоретическому сиенит со Шпицбергена. В нем содержится очень немного кварца (3,3%); микроклин составляет до 62% породы, а олигоклаз — только 4%; темноцветные минералы представлены равными количествами биотита и авгита.

Типичные сиениты присутствуют в щелочных комплексах Южной, Центральной и Восточной Африки. Одна из их разновидностей в интерстициях содержит немного зеленого пироксена, тогда как остальная часть породы сложена ориентированными светло-красными щелочными полевыми шпатами; при этом создается впечатление, что каждый кристалл sdвойникован по карлсбадскому закону.

Если *альбититы* по составу действительно отвечают своему названию, то они идеально соответствуют основному типу насыщенных натровых сиенитов. Альбититы (Тернер, 1896) впервые были встречены в округе Плумас в Калифорнии; позднее они были найдены на мысе Уиллоуби в Южной Австралии, на Шетландских островах, в Шотландии [56] и в Котаки в Японии. Альбитит по существу мономинеральная порода, в которой кварц отсутствует, хотя количество SiO_2 может достигать 68%. Дайки пересыщенных альбититов (*кварцевые альбититы*) встречаются в орогенных районах Японии, где они входят в состав жильной серии, связанной с ультраосновными серпентинитами; эта серия включает также альбититы, трондьемиты и другие породы с высоким содержанием полевых шпатов. Альбититы тесно ассоциируются с серпентинитами: «линзы» альбитита с оторочками жадеита отмечаются в серпентините. Напомним, что формула жадеита $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$, а альбита — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, так что жадеитовая оболочка может представлять собой десилифицированный альбит¹.

Сиениты с полевыми шпатами промежуточного состава более обычны, чем те, которые содержат альбит или ортоклаз. Кали-натровые полевые шпаты наблюдаются либо в виде отдельных кристаллов альбита, ортоклаза или микроклина, либо во взаимном прорастании типа пертита или антипертита. Подобные примеры можно встретить как в насыщенных, так и в пересыщенных сиенитах. Типичным представителем пересыщенных кали-натровых сиенитов является *нордмаркит* (Брёггер, 1890), первоначально описанный в окрестностях Осло в Норвегии. В его составе преобладает микропертит, который сопровождается довольно высоким содержанием кварца, что может

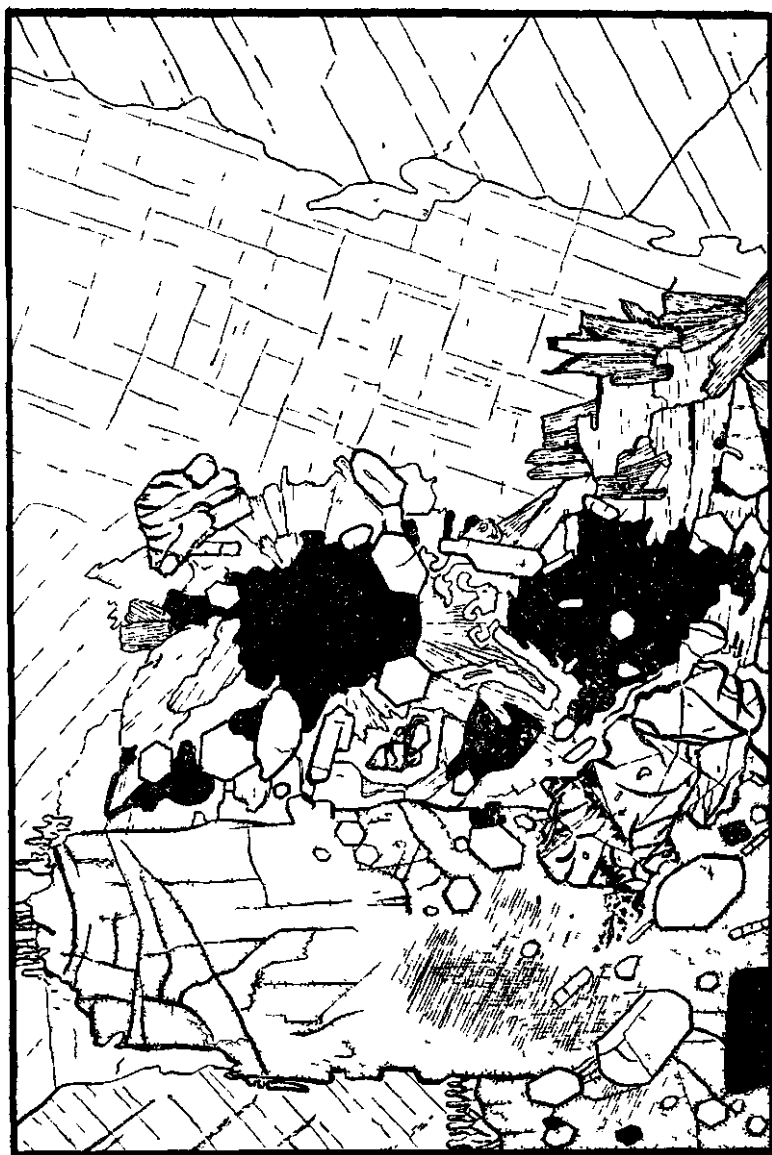
¹ Очень редко альбититы являются настоящими магматическими породами; обычно это метасоматические образования. — *Прим. ред.*

поставить некоторые разности нордмаркита на границу между гранитами и сиенитами или выше ее Цветные силикаты — эгирины, рибекит и арфведсонит — могут присутствовать в породе по отдельности или совместно Поэтому при желании можно выделять эгириновые и рибекитовые нордмаркиты, указав таким образом характер темноцветного силиката В Англии нордмаркиты образуют верхнюю часть стратифицированного лакколита Нок-на-Сройне в Ассинте, они также встречены (совместно с пуласкитами) в комплексах Бен-Лойял [57] и Лох-Айлш в Сатерленде Нордмаркит из Бен-Лойял содержит 77% полевых шпатов (альбита 47% и ортоклаза 30% в виде антипертита), 12% кварца, 9% амфиболов и акцессорные сфен и магнетит [58]

Пертозит (Фемистер, 1926), описанный в северной Шотландии, является кали-натровым лейкосиенитом, помимо преобладающего пертитового полевого шпата, в его состав входит лишь 5% темноцветных и акцессорных минералов Даже при содержании кремнезема в 65% в породе отсутствует кварц, пертозит исключительно богат щелочами 7,4% Na_2O и 5,2% K_2O

Пуласкит, описанный Уильямсом (1890) в округе Пуласки в Арканзасе, подобен пертозиту Эти породы широко распространены в комплексе Бен-Лойял в Сатерленде (северная Шотландия). Они представляют собой лейкократовые сиениты, состоящие почти исключительно из антипертитового полевого шпата при небольшом количестве эгирина и акцессорных минералов

Совершенно особенной по внешним и микроскопическим признакам является очень красивая порода из Норвегии, названная Брёггером (1890) *ларвикитом* (или *лаурвикитом*) широко используемая как облицовочный материал Это крупнозернистая порода с полевыми шпатами, обладающими красивой голубой иризацией, особенно на полированных поверхностях Полевые шпаты ларвикита ранее считали анортоклазом и рассматривали как криптопертитовые прорастания ортоклаза и олигоклаза, аналогичные полевым шпатам из кенита Только недавно стало известно, что вместо одного полевого шпата здесь присутствуют два — олигоклаз и щелочной полевой шпат Плаггиоклаз преимущественно антипертитовый, трудность диагностики плаггиоклаза заключается в том, что в нем редко удается обнаружить двойникование В действительности олигоклаз сложно сдвойниковаи по альбитовому закону, однако двойниковые пластины настолько тонки, что при обычных условиях неразличимы Сложность состоит еще и в том, что двойникование придает моноклинность оптической ориентировке кристаллов Эта трудно различимая внутренняя структура при благоприятных условиях сказывается в образовании кристаллов



Фиг. 99. Ларвикит, Ларвик, Норвегия.

Титанаугит с внутренними рефлексами оливины с резкой шагреновой поверхностью (неравномерный край), титаномagnetит в виде мелких октаэдров ранней генерации и выделений неправильной формы в гессной ассоциации с лепидомеланом, почтовой шпат свежий (см текст), нефелин редок (вблизи центра и у левого края кристалла титанаугита), апатита много в сростках с мафическими минералами.

характерного габитуса, как, например, в описанных ниже ромб-порфирах. Ларвикит обычно относят к сиенитам, но в свете указанных фактов его принадлежность к этому семейству вызывает сомнение: некоторые разности по составу близки к монцонитам — в них довольно много олигоклаза, который прорастает щелочной полевой шпат или образует самостоятельные кристаллы [59]. Порода, изображенная на фиг. 99, очевидно, принадлежит к сиенитам, хотя по внешним признакам ее можно было бы отнести к монцонитам. Ларвикит через нефелиновый ларвикит переходит в *лаурдалит*, содержащий альбит вместо олигоклаза.

В образцах ларвикита при темной окраске кризирующих полевых шпатов железо-магнезиальные минералы незаметны, но они хорошо видны в шлифах. Темноцветные минералы образуют сростки, которые для габброидных пород более характерны, чем для сиенитов. В сростки входят титанавгит с хорошо различимыми внутренними рефлексами, железистый оливин, большое количество крупных идиоморфных кристаллов апатита и неправильные выделения магнетита, от которых расходятся радиально-лучистые кристаллы лепидомелана. Более поздние столбчатые выделения пироксена прорастают в окружающие полевые шпаты. Октаэдры акцессорного титаномagnetита обычно заключены в титанавгите. Эти сростки, по-видимому, могли образоваться на месте ксенолитов.

Из описанных пород альбитит и пертозит имеют лейкократовый характер, а нордмаркит и «дрезденский сиенит» — мезотипный. Калиевые меласиениты, как показано выше, обогащены железо-магнезиальными минералами. Для насыщенного калиевого меласиенита наиболее подходит название *шонкиннит* (Уид и Пирсон, 1895), происходящее от хорошо известного лакколита Шонкин-Саг в горах Бэрло в Монтане [59, 60].

Типичный шонкиннит содержит оливин; однако определение «оливиновый» следует вводить в название породы только тогда, когда оливин хорошо виден. Эта разность и будет оливиновым шонкиннитом. В породе может также присутствовать немного нефелина. Когда этот минерал является второстепенным, породу можно назвать нефелиновым шонкиннитом; однако, если нефелин становится главным минералом, это название не подходит. Минеральная ассоциация нефелина, ортоклаза и мафических минералов соответствует малиниту, который описан ниже.

Недосыщенные сиениты и «сиенитоиды»

В этой важной группе пород колебания минерального состава выражаются в характере присутствующего фельдшпатоида и связанного с ним полевого шпата, их количественных

отношениях, а также в роли цветных компонентов. Здесь имеет значение не только вид, но и количество цветного минерала. Таким образом, имеется пять переменных, которые дают достаточную свободу для выделения большого количества разновидностей рассматриваемых пород. Действительно, среди нефелиновых сиенитов выделено значительно большее число типов, чем в пределах какой-либо другой группы пород. Мы считаем, что многие используемые названия излишни, так как характеризуют только небольшие отклонения от типичных, хорошо изученных разновидностей.

Теоретически можно было бы выделить два ряда недосыщенных сиенитов — калиевый и натровый; на практике же этого не делается. Основными минералами этих пород являются фельдшпатоиды, по которым проведено выделение: а) псевдолейцитсодержащих и б) нефелиновых разновидностей. Первые очень редки: подавляющее большинство фельдшпатоидных сиенитов относится к нефелиновым. Ниже перечислены некоторые минеральные ассоциации и названия соответствующих им пород:

а) псевдолейцит с ортоклазом: бороланит.

а') «бесполовошпатовые» породы с псевдолейцитом: фергусит, миссурит¹.

б) нефелин с калиевым полевым шпатом: малиньит

нефелин с пертитовым полевым шпатом: фойяит,

нефелин с калиевым полевым шпатом и альбитом: личфильдит,

нефелин с альбитом: мариуполит и монмутит.

б') бесполовошпатовые сиенитоиды с нефелином: ийолитовый ряд — уртит, ийолит и мельтейгит.

В связи с тем что лейцит химически неустойчив в глубинных условиях, лейцитсодержащие лавы более распространены, чем крупнозернистые породы того же состава; и поэтому же сходство между нефелиновыми и лейцитовыми лавами более полное, чем между крупнозернистыми аналогами этих пород.

Особенности минерального состава главных типов фельдшпатоидных сиенитов приведены ниже.

Псевдолейцитовые разности

Бороланит — наиболее интересная порода, хотя ее место в классификации является неопределенным. Это одна из наиболее типичных пород, встречающихся на территории Великобритании,

¹ Здесь выявляется сложность номенклатуры и противоречивость существующих понятий псевдолейцит состоит в основном из ортоклаза, так что эти породы не содержат полевого шпата только в том смысле, что в них входят псевдолейцит и цветные минералы.

достаточно специфическая для того, чтобы получить особое название. Бороланит распространен в комплексе Лох-Боролан в Ассинте на северо-западе Шотландского нагорья. Впервые эта порода была описана Тиллем, которого привлекло сходство содержащихся в ней хорошо заметных белых кристаллов или агрегатов с псевдолейцитом [62]. Макроскопически это сходство проявляется не во всех фациях породы. В шлифах видно, что белые агрегаты состоят из ортоклаза и обычно разрушенного нефелина. Цветные минералы представлены титан-содержащим гранатом (меланитом), сфеном, пироксеном, зеленым биотитом и необычным красным акцессорным флюоритом. В породе также наблюдаются полигональные участки с цеолитами, развившимися по содалиту.

Ассоциация ортоклаза и нефелина позволяет относить бороланит к нефелиновым сиенитам, среди которых, несмотря на высокое содержание меланита, он наиболее близок к малиниту. Положение породы в системе классификации зависит от наличия в ней псевдолейцита. Неопределенность возникает от того, что бороланит залегает в зоне крупного надвига; при повторном изучении комплекса Лох-Боролан Шенд пришел к выводу, что псевдолейциты Тилля на самом деле являются ортоклазом, которому тектонические подвижки механически придали округлую форму [63].

С увеличением содержания меланита бороланит переходит в особенно богатый гранатом меласиенит, который Шенд сначала назвал ледморитом по названию реки Ледмор, но впоследствии он отказался от этого термина и предпочел название меланит-малинит. В основании комплекса встречаются богатые пироксеном фации, напоминающие ультрамафическую ассоциацию мельтейгита, который описан ниже.

В отношении *фергусита* (Пирсон, 1905) такой неопределенности нет. Эта порода впервые была описана в горах Хайвуд в Монтане. По химическому составу она похожа на шонкинит, однако фергусит является недосыщенной породой с лейцитом (или псевдолейцитом) вместо ортоклаза. Типичный фергусит более чем наполовину (65%) сложен псевдолейцитом, представляющим собой обычную ассоциацию ортоклаза с нефелином; цветным минералом является эгирин-авгит, а основным акцессорием — магнетит. Недавно шток фергусита был описан в районе Ташкента в СССР, но наибольший интерес представляют некоторые находки в Румынии. Здесь фергусит со свежим лейцитом находится в виде крупных обломков вулканической брекчии, связанной с италитом (см. стр. 98). Порода сложена лейцитом и пироксеном, а также адиагностичным веществом белого цвета. Очевидно, порода имеет поверхностное происхождение, и в этой связи обычный переход лейцита в псевдолейцит

не произошел. Особенности химического состава фергусита заключаются в низком содержании кремнезема (около 48%) и высоким K_2O (9,5%).

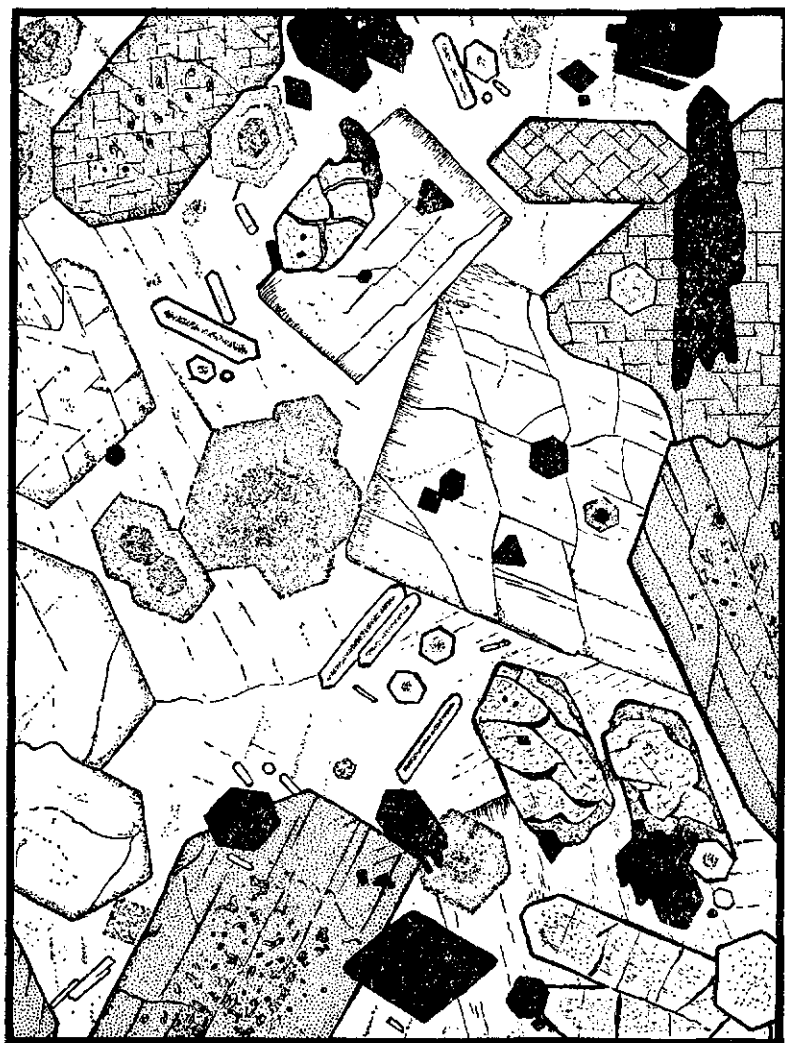
Миссурит (Уид и Пирсон, 1896) также установлен в горах Хайвуд; он очень близок к фергуситу, но более меланократовый и содержит оливин. В отличие от фергусита в миссурите только 15% псевдолейцита; около половины породы составляет авгит при достаточном количестве оливина. Таким образом, миссурит представляет собой оливиновый мелафергусит, и название миссурит представляется нецелесообразным. Среди тонкозернистых лейцитсодержащих лав известен оливиновый лейцитит, который по вещественному составу является аналогом оливинового мелафергусита.

Нефелиновые сиениты и сиенитоиды

Малиньит (Лаусон, 1896) назван по типичной породе из района реки Малинь в Онтарио. Основными светлыми минералами являются нефелин и ортоклаз, в типичном малиньите их примерно поровну. Моноклинный пироксен составляет около половины породы, причем в ней также встречаются биотит, апатит и сфен. С уменьшением содержания нефелина малиньит переходит в шонкинит.

Наиболее типичный малиньит показан на фиг. 100: светлые минералы в нем представлены фельдшпатоидами — свежим нефелином, идиоморфными кристаллами минерала группы гаюина — нозеана (ближе к нозеану, чем к гаюину) и пойкилитовым ортоклазом в интерстициях. Идиоморфный зональный эгирин-авгит с более темными натровыми краями встречается совместно с более редкими и мелкими выделениями оливина, которые частично серпентинизированы. Среди аксессуаров преобладают магнетит в форме идеальных октаэдрических кристаллов и зерна апатита различной величины. Многие из крупных зерен апатита имеют четко выраженное ядро. Следует иметь в виду, что отнесение этой породы к малиньиту не вполне оправдано. Мы не знаем ни одной другой породы, в которой так замечательно проявилась бы ассоциация калиевого полевого шпата (ортоклаза) и натриевого фельдшпатоида (нефелина): с этой точки зрения порода соответствует малиньиту. Однако по особенностям минерального состава ее нужно считать оливино-гаюиновым малиньитом.

К группе малиньита можно отнести и другую совершенно особую породу, которую Шенд назвал фойяитом (см. ниже): вместо ортоклаза в ней, наряду с нефелином, цветными минералами и аксессуарами, присутствует микроклин. Она входит в состав комплекса Пилансберг в Южной Африке. Микроклин



1 mm

Фиг. 100. Оливиновый малиньит, Катценбуккель, Оденвальд.

Все минералы (за исключением ортоклаза) идиоморфны: эгирин-авгит с более щелочными внешними зонами (крап); оливин в виде трех небольших акраплённых, которые по краям серпентинизированы; нефелин идиоморфный, разбитый трещинами спайности, по которым началось изменение; минерал группы нозеана — гаюнна зональный, ромбодекаэдрический (топкий неравномерный крап); ортоклаз включает другие компоненты. Апатит обычно с четко выраженным ядром; магнетит октаэдрический, иногда в параллельных сростках.

в фойяйте представлен яблочно-зеленой разновидностью, похожей на полевой шпат известного образца учебных коллекций из Пайкс-Пик в Колорадо: этот полевой шпат содержит повышенные количества бария.

Фойлит среди недосыщенных сиенитов с кали-натровым полевым шпатом является наиболее важной породой (Блюм, 1861), которая из всех фельдшпатоидных сиенитов пользуется, по-видимому, самым широким распространением¹. Найденный первоначально на пике Фоя в Серра-ди-Моншики в Португалии, фойлит затем был установлен во многих щелочных комплексах. Особенно характерные породы из Южной Африки описал Шенд. Нефелин составляет примерно четвертую часть объема этих пород, среднее содержание кали-натрового полевого шпата около 60%, натрового пироксена примерно 10%, а сфена и других аксессуаров от 5 до 6%. Щелочной полевой шпат образует плоские белые таблитчатые кристаллы, контрастно выделяющиеся на фоне красноватого выветрелого нефелина и черных блестящих призм эгирина. По форме нефелин варьирует от ксеноморфных по отношению к полевому шпату выделений до характерных идиоморфных гексагональных коротких призм; нефелин легко определяется в штуфах по квадратным или шестиугольным сечениям, хорошо заметным на выветрелой поверхности. Акцессорные минералы в фойяитах редки. Белый фойлит из кольцевого комплекса Пилансберг в Трансваале «блестит на солнце подобно мрамору». Это переходная порода к содалитовому сиениту, который будет рассмотрен ниже.

Личфильдит (Бэйли, 1892) по составу сходен с лейкофойлитом, но отличается от нефелиновых сиенитов присутствием в нем двух полевых шпатов вместо одного: преобладающий альбит сопровождается микроклином. Чаще всего это почти белая порода с рассеянными вкраплениями черных кристаллов лепидомелана и лимонно-желтыми пятнами канкринита; в ней также присутствует содалит. Типичной породой является канкринит-содалитовый лейколичфильдит.

Самые характерные натровые сиениты состоят из нефелина, альбита и мафических минералов; из них можно отметить две разновидности, получившие самостоятельные названия: мариполит и монмутит. *Мариполит* (Морозевич, 1902) состоит на три четверти из альбита; в нем также отмечаются нефелин (15%), эгирин (7,5%) и лепидомелан (4%). Характерной особенностью является второстепенная роль нефелина; соотношение

¹ Фойяиты очень широко распространены в большинстве щелочных массивов Советского Союза. Они встречаются в Хибинах, на Украине и других районах. — *Прим. ред.*

полевых шпатов и фельдшпатоидов достаточно хорошо определяет мариуполит. Основным цветным минералом типичных представителей этих пород является эгирин. Однако, помимо эгириновых разновидностей, существуют рибекитовые мариуполиты. Мариуполитом следовало бы называть ассоциацию преобладающего альбита, нефелина и эгирина. Но в этом случае породам, сходным с мариуполитом, но содержащим вместо эгирина другой цветной минерал, нужно давать новые наименования. Введения новых терминов можно избежать, если критерием для выделения мариуполитов считать только соотношение полевых шпатов и фельдшпатоидов независимо от характера присутствующего цветного минерала. Тогда, для того чтобы уточнить, к какой разновидности относится порода, к общему названию можно добавлять определение в зависимости от присутствующего в ней цветного минерала.

Ассоциация этих же минералов, отличающаяся тем, что ведущую роль в ней играет нефелин, а второстепенную — альбит, характерна для *монмутита* (Адамс, 1904), который получил название по округу Монмут в Онтарио. Нефелин составляет более трех четвертей объема породы. В обычном монмутите цветным минералом является амфибол; описан также эгириновый монмутит.

Нефелин обычно замещается содалитом. Как уже отмечалось, содалит в подчиненном количестве может присутствовать в породах типа фойяита. Когда он становится основным минералом, породе следует давать новое название. Такой породой является *дитроит* (Ширкель, 1866) из района Дитро в Трансильвании (Румыния). В нем нефелин распространен наравне с полевым шпатом (обычно микроклин-микропертитом) и сопровождается содалитом и канкринитом. Последний, очевидно, является вторичным по нефелину. В типичных породах из Трансильвании встречается зеленый биотит, в то время как обычно более характерным является эгирин-авгит, окруженный темно-зеленым арфведсонитом. Таким образом, дитроит представляет собой содалитсодержащий нефелиновый сиенит. При изменении количественного соотношения фельдшпатоидов породе следует называть нефелинсодержащим содалитовым сиенитом. Настоящий *содалитовый сиенит*, являясь крайним членом этого ряда, не содержит нефелина. Такая порода впервые была описана в районе Юлианехоб, Гренландия. Содалит в ней составляет всего около 8% и является единственным фельдшпатоидом. Чаще всего он ксеноморфен по отношению к таблитчатому микроклин-микропертиту, но встречаются отдельные идиоморфные ромбодекаэдры, заключенные в полевым шпате: по-видимому, это первичный содалит. Аналогичные содалитовые сиениты были описаны в районе Лиуша, Заир, и в Новой Зе-

ландии. Сиениты с высоким содержанием содалита редки; но одна разновидность из Квсбска содержит до 70% этого минерала; в Гренландии существуют содалитовые сиениты, переходящие в почти мономинеральную содалитовую породу интенсивного синего цвета.

Следующим целесообразно рассмотреть *анальцимовый сиенит* хотя бы из-за близкого сходства между содалитом и анальцимом. Эти минералы обладают одинаковыми оптическими свойствами (кубические, бесцветные с низкими показателями преломления) и различаются лишь с помощью микрохимического анализа. Понятие «анальцимовый сиенит» относится к ассоциации анальцима, щелочных полевых шпатов и цветных минералов. Тиррел [64] описал крупнозернистый анальцимовый сиенит из района Айршира¹. Основным минералом его является анортотлаз, окруженный каймой ортоклаза, который сопровождается небольшим количеством плагиоклаза. Из темновесных минералов присутствуют титанавгит, окаймленный эгирином, и баркевикит. Все эти минералы заключены в основной массе из анальцима. В описываемом районе анальцимовый сиенит образует верхнюю часть сложной пластовой интрузии, нижняя часть которой представлена анальцимовым габбро (кринанитом). Это наводит на мысль о том, что анальцимовый сиенит является дифференциатом базальтовой магмы, содержащей анальцим. Тонкие прожилки анальцимового сиенита в дифференцированной пластовой интрузии тешенита в Халлкрэге в Файфе [65] говорят об этом же, тем более, что тешенит очень похож на кринанит.

В нефелиновых сиенитах может присутствовать канкринит. Во многих случаях его взаимоотношения с нефелином показывают, что канкринит является продуктом изменения нефелина; но иногда канкринита настолько много, что он становится главным минералом, похожим по внешнему облику на первичный. По аналогии с рассмотренными выше разностями эти породы можно отнести к канкринит-нефелиновым сиенитам или к канкринитовым сиенитам в зависимости от количества в них канкринита.

Нефелиновые сиениты и в особенности их пегматитовые фации привлекают особое внимание ввиду исключительного разнообразия содержащихся в них аксессуарных минералов, большинство которых представлено силикатами титана и циркония. Из них наибольший интерес представляет эвдиалит, который в некоторых породах наблюдается макроскопически в штуфах; иногда он даже становится пороодообразующим минералом.

¹ В СССР анальцимовые сиениты описаны в Закавказье и ряде других районов. — *Прим. ред.*

Необычной породой является *эвдиалитовый нефелиновый сиенит*, названный хибинитом (Рамзай, 1894) по местонахождению на Кольском полуострове в СССР. Он состоит из черного призматического эгирина и вишнево-красного эвдиалита¹ в основной массе из нефелина и микроклин-микропертита.

Наконец, можно отметить еще одну редкую породу — *корундовый сиенит*, который встречен в районе Халибертон — Банкрофт в Онтарио [66] и в Уральских горах. Порода с Урала не содержит нефелина, но попадает в разряд недосыщенных сиенитов благодаря присутствию корунда. Этот минерал составляет около четвертой части породы, остальное приходится на микропертит; в небольшом количестве присутствует биотит. Образцы из Канады представлены корундсодержащим нефелиновым сиенитом, часто из пегматитовых фаций. Происхождение корундовых сиенитов рассматривается ниже.

Бесполевошпатовые нефелиновые сиенитоиды по соотношению в них светлых минералов являются сильно недосыщенными. Они различаются лишь по характеру и количественным соотношениям магнесьяно-железистых минералов. В этой категории выделяются три широко распространенные и тесно связанные между собой разновидности пород. Их взаимоотношения показаны в прилагаемой таблице. Во всех рассматриваемых породах присутствуют одни и те же минералы, а варьирует только их соотношение. В этой связи к ним можно применить одно название по «среднему» типу пород, ийолиту, выделяя меланократовую разность, как *мелайолит*, а лейкократовую — как *лейкоийолит*. Палффи предложил различать породы этой серии по цветовым индексам:

Цветовой индекс

нефелиновая порода	10
уртит — лейкоийолит	30
ийолит — ийолит	70
мельтейгит — мелайолит	90
пироксенит	

Уртит (Рамзай, 1894), светлая порода, близкая сиенитам, названа по типичному местонахождению в Луавурт (Ловозерские Тундры) на Кольском полуострове в СССР. Нефелин составляет 85% этой породы, остальное приходится на цветные минералы, представленные в большинстве случаев эгирином. Несмотря на такой низкий цветовой индекс (только 15), содержание кремнезема также очень низкое (45%), тогда как

¹ Его «холодная» темно-розовая окраска отличается от красного цвета измененного нефелина во многих фойяитах. Кроме того, для эвдиалита характерен стеклянный блеск а для измененного нефелина — матовый.



— 1 мм —

Фиг. 101. Анальцимовый нефелит, Нойдорфель, Шрекенштейн, Австрия.

Главными минералами являются титанавгит и перелин, оба, особенно последний, в виде хорошо оформленных кристаллов. В промежутках между ними располагается анальцит, частично замещенный агрегатным цеолитом. Акцессорные минералы — апатит и железорудные минералы. Зерна перелина развиты в изоморфных шестигранных, вдоль спайности видны начинающиеся изменения.

содержание глинозема (30%) и щелочей (20%), главным образом натрия, весьма высокое. Темноцветным минералом обычно является эгирин; однако, как показано выше, могут присутствовать натрово-железистые амфиболы или пироксены.

Некоторые образцы уррита могут состоять целиком из нефелина; породу такого состава нужно было бы называть нефелинитом, другого более подходящего термина нет. К сожалению, это название широко применяется для нефелиновых лав, описанных ниже как «ийолитовые» лавы.

Ийолит (Рамзай и Баргел, 1891), названный так первоначально по местонахождению в Финляндии, содержит нефелин, который составляет около половины породы; остальное приходится на различные цветные силикаты и акцессорные минералы. В типичной породе присутствует эгирин; но ийолит, описанный из Сонго в Сьерра-Леоне, содержит пироксен диопсид-геденбергитового ряда [67]. Ийолит распространен гораздо шире, чем большинство описанных пород. Он встречается в ассоциации с нефелиновыми сиенитами (обычно фойяитами) во многих щелочных комплексах, например в районе Шпитцкопа, Секукуниленд: здесь ийолит представлен красивой крупнозернистой породой, в которой черные призматические зерна эгирина разбросаны в основной массе из светло-красного нефелина и небольшого количества бледно-желтого канкринита. Нужно отметить, что некоторые, очень основные фельдшпатовидные лавы хотя и сложены той же минеральной ассоциацией, что и ийолиты, вряд ли комагматичны им. При уменьшении содержания цветных минералов ийолит переходит в уррит, а при увеличении — в мельтейгит (Брёггер, 1921). Нефелин составляет примерно четверть объема породы, а остальное приходится на цветные минералы и акцессории. Прироксен (эгирин или эгирин-авгит) резко преобладает: это чрезвычайно меланократовая порода, которая по цветовому индексу противоположна урриту¹.

МИКРОСИЕНИТЫ

Микросиениты — среднезернистые аналоги сиенитов, с одной стороны, а также трахитов, лейцитифиров и фонолитов — с другой. Они встречаются довольно редко и в этом отношении менее важны, чем породы этой же группы, но отличающиеся от них по степени зернистости. В прошлом эти породы получали различные наименования; некоторые из них были общими,

¹ Ийолиты и урриты весьма широко распространены в областях, сложенных щелочными породами, — они развиты в Хибинах и Средней Азии. В Красноярском крае уррит эксплуатируется как алюминиевая руда. — *Прим. ред.*

а другие имели более узкий смысл. Поскольку большинство микросиенитов имеет порфировое сложение с более или менее выделяющимися вкрапленниками ортоклаза, породы этой группы собирательно называли «порфирами» в отличие от «кварцевых порфиров», кислых пород той же категории, но гранитного состава. В предыдущем издании этого руководства афировые разновидности этих пород назывались «микросиенитами», тогда как для разновидностей с вкрапленниками использовалось название «сиенит-порфир».

По аналогии с гранитоидами более целесообразно все эти породы независимо от структуры обозначать одним термином. При этом, видимо, лучше всего избрать название *микросиенит*. Тогда структурные разновидности пород этого типа можно соответственно называть афировыми и порфировыми микросиенитами; прилагательные в этих терминах понятны сами собой.

По характеру проявления рассматриваемые породы являются интрузивными. Однако само по себе нахождение сиенитовых пород в виде силлов или даек не должно автоматически обуславливать их отнесение к микросиенитам. Это название следует использовать лишь для пород средней зернистости. Если же рассматриваемые породы тонкозернистые, то их следует называть трахитами и для исключения всяких возможных сомнений добавлять определение «интрузивные».

Некоторые из микросиенитов представляют собой существенно калиевые породы и отличаются от соответствующих сиенитов и трахитов лишь величиной зернистости. *Калиевые микросиениты* часто обладают весьма характерной так называемой ортофировой структурой, которая обусловлена некоторым увеличением кристаллических индивидов трахитовой структуры и более плотной упаковкой короткопризматических зерен ортоклаза. Ортоклаз, преобладающий в этих породах, часто присутствует в двух генерациях. Он сопровождается роговой обманкой, биотитом; в более кислых представителях присутствует небольшая примесь интерстиционного кварца. Весьма типичны порфировые калиевые микросиениты, известные в районе Гудспрингс, Невада. Эти породы получили широкую известность в связи с присутствием в них красивых вкрапленников красноватого ортоклаза, представленных монокристаллами или карлсбадскими двойниками. Кристаллы ортоклаза из этих пород можно встретить почти во всех хороших учебных коллекциях. Основная масса описываемых микросиенитов также состоит преимущественно из ортоклаза. Содержание цветных минералов в них невелико, как и в большинстве сиенитов.

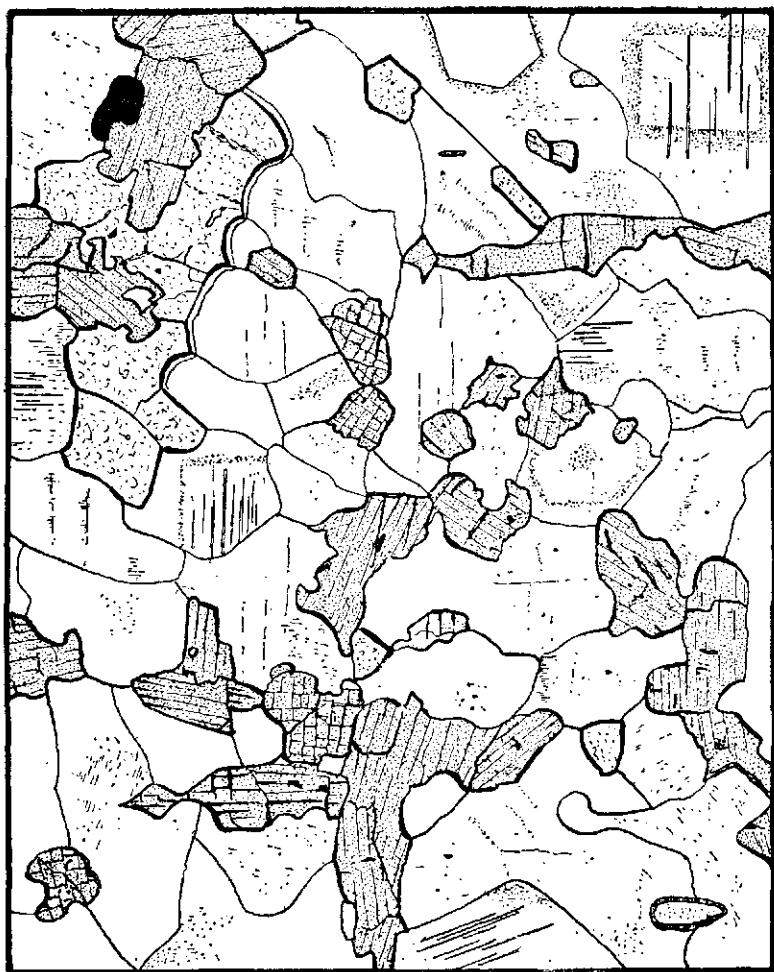
Если магма, из которой кристаллизуются калиевые микросиениты, будет десицифицироваться, то из нее при высокой

температуре будет выделяться лейцит, который в глубинных условиях по мере падения температуры должен превращаться в псевдолейцит. В таких случаях порода будет состоять из псевдолейцита и ортоклаза, количественные соотношения которых зависят от степени недосыщенности магмы кремнеземом. Кроме того, в ней будут присутствовать цветные силикаты соответствующего состава. Такие породы представляют собой аналоги псевдолейцитовых сиенитов, с одной стороны, и лейцитогринов — с другой, между которыми они и образуют род промежуточного звена. Их проявления, как и крайних членов ряда, редки. Они приурочены, в частности, к щелочному комплексу Магнет-Ков, Арканзас. Аналогичные породы, недавно описанные под названиями лейцитовых порфиров и псевдолейцитовых порфиров, в ассоциации с ортофирами и калиевыми трахитами относятся к эоценовому вулканическому району в горах Памбак в Армении.

Натровые или калинатровые микросиениты близки к крупнозернистым породам того же состава, с которыми они тесно ассоциируются в поле, слагая либо краевые фации массивов, либо дайки и силлы. Если принять изложенные выше принципы для наименования таких относительно тонкозернистых фаций глубинных пород (стр. 311), то вполне понятными будут такие термины, как микроларвикит, микрофойзит и порфировый микропулассит, так что вряд ли необходимо дальнейшее более детальное их объяснение. К сожалению, однако, до сих пор для таких пород используют названия, которые никак не отражают их отношений с главными типами пород. Так, в относительно недавнем общем обзоре классической петрографической провинции Осло более мелкозернистые ларвикиты были названы акеритами.

Весьма известна также другая порода, *ромб-порфир*¹ [68], описанная под этим названием еще фон Бухом в 1870 г. в связи с очень характерной формой поперечных разрезов вкрапленников полсвого шпата. Эти породы встречаются в виде лавовых потоков и даек. Некоторые из них определенно относятся к категории мелкозернистых пород, но в большинстве случаев по величине зерен они находятся на границе между мелко- и среднезернистыми породами, в связи с чем их целесообразно рассматривать в этом разделе. Для пород рассматриваемого типа характерны довольно широкие колебания состава. Некоторые из них соответствуют монцонитам, но в других содержание анортитового компонента очень незначительно (в крайних случаях менее 1%), так что они определенно представляют собой микросиениты. Вкрапленники представлены антипертитом, в ко-

¹ В советской литературе для этих пород принято название «ромбепорфиры». — *Прим. ред.*



Фиг. 102. Микронйолит, Шпитцкоп, Южная Африка.

Нефелин, являющийся наиболее распространенным минералом, представлен светлыми кристаллами, в части которых проявляется зональность и хорошо выраженная базальная отдельность (например, вверху справа). Эгирин образует неправильные зерна (выделен крапом). Очень необычный облик имеют зерна апатита (вверху слева), кристаллизовавшегося одновременно с эгирином и нефелином. Внизу справа видно одно мелкое овальное зерно кальцита, окруженное реакционной оторочкой ханкринита. Вверху слева — зерно железорудного минерала.

тором преобладающая плагиоклазовая составляющая имеет состав олигоклаза или андезина. Внешние каемки и жилки во вкрапленниках представлены «анортоклазом», который составляет от 30 до 50% сростков. Микролиты анортоклаза в основной массе имеют приблизительный состав $Ab_{52}Or_{48}An_3$. Таким образом, по своему минеральному составу ромб-порфиры наиболее близки к ларвикитам, с которыми они предположительно находятся в генетическом родстве. По нашему мнению, эти породы целесообразнее всего называть порфировыми *микроларвикитами*¹.

Хорошим примером недосыщенных микросиенитов может служить *микрофойяит*, который по минеральному составу представляет собой аналог фойяита, принадлежащий к категории пород средней зернистости. Главные минералы микрофойяита представлены щелочным полевым шпатом и нефелином, с которыми ассоциируются темноцветные — эгирин, эгирин-авгит или рибекит. Названия темноцветных минералов можно вводить для дополнительного более точного определения породы. По мере уменьшения зернистости рибекитовые микрофойяиты постепенно переходят в более распространенные фонолиты. Шенд использовал термин микрофойяит для определения мелкозернистых фаций фойяитов в щелочных комплексах Шпитцкоп и Пилансберг в Южной Африке. Этой практике можно следовать и в дальнейшем, не очень строго фиксируя границу по величине зернистости. Важно лишь, чтобы наблюдалось существенное различие в структуре между главными материнскими породами и их фациями, которое желательно подчеркнуть.

СИЕНИТОВЫЕ АПЛИТЫ И ПЕГМАТИТЫ

Сиениты — довольно редкие породы, пользующиеся очень ограниченным распространением. Поэтому и сиенитовые аналоги уже рассматривавшихся гранит-пегматитов должны быть весьма редки. Тем не менее подобные пегматиты известны в природе, в частности в южной Норвегии, где они представляют значительный интерес в связи с присутствием в некоторых из них редких минералов².

В связи с малой вероятностью существования крупных масс сиенитовой магмы следует также полагать, что и сиенит-аплиты, кристаллизующиеся из обогащенного щелочами остаточного расплава таких магм в отличие от гранит-аплитов должны встре-

¹ На побережье Йоркшира в больших количествах встречаются эрратические валуны ромб-порфиров, хорошо известные глициологам. Эти валуны были принесены в Великобританию льдами Северного моря.

² С этой точки зрения крайне интересны сиенитовые пегматиты Ильменских и Вишневых гор на Урале. — *Прим. ред.*

чатся очень редко. Кроме того, поскольку сиениты сами по себе весьма лейкократовые породы, очевидно, очень трудно определить, представляет ли рассматриваемая порода сиенит-аплит или попросту относится к тонкозернистым фациям нормальных сиенитов. Розенбуш (1882) описал *бостониты* из Бостона, Массачусетс, которые представляют собой мелкозернистые породы, слагающие дайки и очень похожие по общему облику на трахиты. По минеральному составу и структуре эти породы можно относить к типу лейкократовых микросиенитов или интрузивных трахитов. Если соотношения между такими дайковыми породами и материнскими для них массивами такие же, как между гранит-аплитами и гранитами, то их следует рассматривать в качестве сиенит-аплитов, в случае же полного соответствия состава и структуры характеризуемых пород прототипу, описанному Розенбушем, их можно называть бостонитами.

ТРАХИТЫ И БЛИЗКИЕ К НИМ ПОРОДЫ

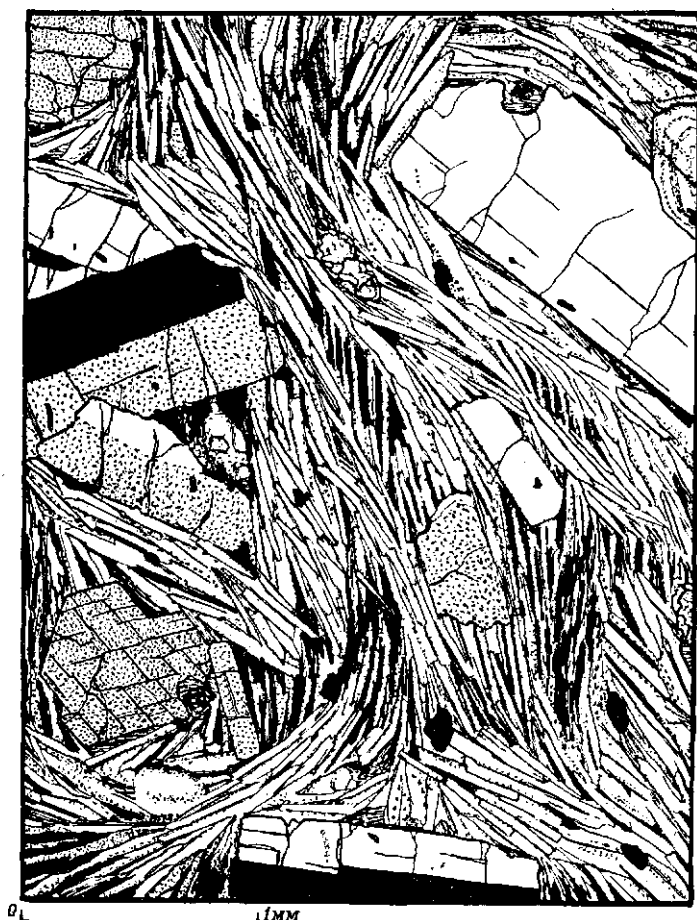
Трахиты — тонкозернистые члены щелочного ряда средних пород, по количественным соотношениям минералов соответствующие сиенитам. Это название первоначально применялось ко всем вулканическим породам, которые в связи с их кавернозностью казались грубыми на ощупь. Позднее смысл термина сузился, и его начали использовать для определения средних лав, а еще позже лишь для лав с преобладанием щелочного полевого шпата.

В связи с высокой вязкостью трахитовая магма редко образует обычные лавовые потоки. Если такие потоки все-таки и встречаются, то они развиваются лишь на очень небольшой площади близ центра извержения и образуют лавовые купола в отличие от обширных тонких слоев, характерных для базальтовых потоков. Трахитовые щитовые вулканы, известные в рифтовой долине Кении, сложены преимущественно слоями пирокластического материала и трахитовыми потоками, возникшими, очевидно, таким же способом, что и риолитовые игнимбриты, рассмотренные в предыдущей главе. В природе широко распространены как трахитовые обсидианы, так и пемзы. Трахиты, идентичные установленным в лавовых потоках, встречаются также в виде малых интрузий, особенно дайковых, которые иногда представляют собой подводящие каналы субаэральных потоков. По признаку насыщенности кремнеземом трахиты подразделяются на три группы: а) со свободным кварцем — кварцевые трахиты, б) насыщенные породы, не содержащие ни кварца, ни фельдшпатоидов, — собственно трахиты, в) с присутствием ненасыщенных фельзических минералов — нефелина, лейцита и других фельдшпатоидов.

Кварцевые трахиты и собственно трахиты

Единственное различие между этими двумя типами пород заключается в присутствии небольшого количества кварца в первом из них. Теоретически содержание кварца в них может достигать той же величины, что и в сиенитах, т. е. 20% суммы фельзических минералов. Кварц никогда не образует вкрапленников, а присутствует лишь в основной массе, где встречается в виде мелких зерен, выполняющих интерстиции между микролитами полевого шпата, или образует участки микропойкилитового характера. Такие микропойкилитовые выделения оптически однородны и включают части микролитов полевого шпата. Иными словами, кварц в этом случае образует как бы маленькие «озера», в которые могут проникать концы многочисленных микролитов полевого шпата. Таким образом, по качественному минеральному составу кварцевые трахиты и риолиты по существу идентичны. Различия заключаются в количестве кварца и в особенностях структуры породы. Содержание кварца в трахитах более низкое, чем в риолитах. В трахитах присутствуют различные количества стекла. Оно обычно располагается в основной массе между микролитами санидина и в крайних случаях слагает всю основную массу породы. Таким образом, возможны полностью стекловатые трахиты. Существенно стекловатая трахитовая пемза извергалась, например, из вулканов Центрально-Африканского рифта. В большинстве случаев трахиты имеют порфировое сложение. В качестве вкрапленников в них присутствуют кристаллы полевого шпата, часто больших размеров. Основная масса обычно микролитовая, т. е. она состоит из тесно упакованных микролитов, призматических кристалликов, у которых длина в несколько раз больше ширины. В результате магматического течения в трахитах часто проявляется параллельная ориентировка микролитов. Таким образом, в своих наиболее наглядных проявлениях трахитовая структура образуется полевошпатовыми микролитами, расположение которых подчеркивает текстуры течения (фиг. 103). Содержание цветных силикатов в трахитах невелико.

В некоторых случаях возможно более дробное подразделение трахитов по признаку преобладания того или иного вида щелочных компонентов. Различают калиевые и натровые трахиты. В калиевых трахитах полевошпат представлен санидином, с которым ассоциируются обычные биотит, моноклинный пироксен или роговая обманка. В натровых трахитах полевошпат может быть альбитом, но обычно он имеет промежуточный кали-натровый состав, тогда как цветные силикаты в них представлены весьма характерно окрашенными железонатровыми амфиболами и пироксенами, уже упоминавшимися при харак-



Фиг. 103. Трахит, Сольфатара, Неаполь.

Среди вкрапленников преобладают крупные кристаллы санидина. В меньшем количестве встречается олигоклаз. Основная масса сложена почти исключительно пластиночками санидина, хотя изредка встречаются интерстиционные выделения изотропного стекла. Цветные минералы представлены бледно-коричневой роговой обманкой и зеленоватым авгитом, иногда образующим пойкилитовые пластинчатые выделения (на зарисовке отсутствуют).

теристике сиенитов. К числу таких специфических темноцветных минералов относятся эгирин, рибекит и энigmatит. Важно, однако, отметить, что в некоторых трахитах, сложенных преимущественно калиевым полевым шпатом, темноцветные минералы также могут быть существенно натровыми. Описывалась, в частности, порода, состоящая почти на 90 % из санидина, тогда как остальную ее часть составляли эгирин и акцессории. В названия

трахитовых пород принято вводить дополнительные определения по преобладающему в них цветному минералу. Так говорят о биотитовых, роговообманковых, авгитовых, рибекитовых трахитах и т. п.

Трахит из Драхенфельза заслужил такую же широкую известность среди трахитов, как дрезденский сиенит среди прочих сиенитов. Однако обе эти породы нельзя рассматривать в качестве идеальных представителей соответствующих типов. Так, в драхенфельзском трахите присутствует больше олигоклаза, чем положено для этого типа пород. Отметим чрезвычайно крупные размеры вкрапленников санидина, которые достигают более 2,5 см в диаметре. Вместе с тем в светло-кремовой основной массе встречаются также более мелкие вкрапленники плагиоклаза.

На фиг. 103 показана зарисовка шпайфа более типичного трахита с вулкана Сольфатара близ Неаполя.

В качестве одной из разновидностей альбитовых трахитов выделяются *кератофиры*. К сожалению, это название используется и в другом смысле. Одно время было принято давать различные названия древним дотретичным и молодым послетретичным магматическим породам, которые соответственно назывались палеовулканическими (палеотипными) и неовулканическими (кайнотипными). При такой практике кератофирами называли дотретичные аналоги трахитов. В настоящее время принято использовать название кератофир для трахитовых лав и малых интрузивов, относящихся к спилитовой серии (см. стр. 414). Как правило, темноцветные минералы в кератофирах настолько сильно изменены, что определить их первоначальную природу невозможно. Кератофиры часто представляют собой несколько пересыщенные породы, и, хотя во многих из них полевой шпат является альбитом, некоторые разновидности относятся к четко выраженному кали-натровому типу.

Весьма богатые натрием трахиты предположительно карбонного возраста развиты в районе Эйлдон-Хилс в южной Шотландии [69]. В этом случае однако породы имеют хорошую сохранность и в них присутствует натровый амфибол — рибекит, образующий характерные моховидные агрегаты. Примерно такого же типа трахиты развиты в районе третичных вулканов острова Малл [70], однако в них присутствуют приблизительно равные количества эгирин-авгита и рибекита.

Пантеллериты — это серия лав, химический состав которых колеблется в пределах, пересекающих границу между кислыми и средними вулканическими породами. Впервые пантеллериты были описаны в 1881 г. Фостнером, который открыл их на острове Пантеллерия близ Сицилии. Недавно к этим породам вновь было привлечено большое внимание в связи с их проявлениями

в ассоциации с трахитово-фонолитовыми вулканическими комплексами района Африканского рифта [71]. Наиболее характерный минералогический признак пантеллеритов заключается в присутствии крупных вкрапленников анортоклаза, в составе которого альбитовый компонент слегка преобладает над ортоклазовым. Именно присутствие анортоклаза и редкого амфибола — энигматита первоначально послужило главным основанием для выделения этой породы. В африканских пантеллеритах цветные силикаты представлены изменчивым рядом минеральных видов. В них встречаются фаялитовый оливин, геденбергит и различные натрово-железистые амфиболы (рибекит, арфведсонит и катофорит), а также пироксены. Все эти темноцветные минералы встречаются как во вкрапленниках, так и в основной массе. В трахитовых пантеллеритах, имеющих прямое отношение к настоящему разделу, нормативный кварц присутствует лишь в небольших количествах, но в риолитовых пантеллеритах величина Q может возрастать почти до 30 и кварц встречается как во вкрапленниках, так и в виде зерен в основной массе.

Вполне возможно, что детальные исследования африканских трахитов могут пролить свет на петрогенезис пантеллеритов других районов. В настоящее время они известны в Кении, Эфиопии и Сомали близ кристаллического фундамента, образующего Эфиопское нагорье.

*Фельдшпатоидные трахиты и близкие к ним породы
(фонолиты, лейцитофирры и т. д.)*

В ранних классификациях горных пород Розенбуша и Циркеля проявляется несколько различных подходов к номенклатуре трахитовых пород с существенной ролью фельдшпатоидов. Розенбуш использовал название «фонолит» для всех ассоциаций щелочного полевого шпата с любым из фельдшпатоидов¹, тогда как Циркель ограничивал применение этого термина лишь нефелинсодержащими вулканическими породами. Начиная с самых первых изданий этого руководства, мы неизменно следовали принципу Циркеля. Как нефелин, так и лейцит принадлежат к одной и той же минеральной группе, однако, помимо этого, они не имеют ничего общего. Соответственно для двух минеральных ассоциаций с участием этих фельдшпатоидов, встречающихся порознь, целесообразно присвоить самостоятельные названия: ассоциация щелочного полевого шпата, нефелина и темноцветных минералов называется фонолитом, а ассоциация

¹ При таком подходе к классификации горных пород диориты нашей схемы следовало бы называть плагиоклазовыми сиенитами, исходя из присутствия в обеих этих породах полевых шпатов, хотя и различного состава.

щелочного полевого шпата лейцита и темноцветных — лейцитом.

Трахитовые породы, состоящие из щелочного шпата (санидина или анортотклаза) и мафических минералов, в которых присутствуют фельдшпатоиды лишь в качестве второстепенных минералов, мы предлагаем называть, вводя наименование фельдшпатоида в качестве дополнительного определения, нефелиновыми трахитами, лейцитовыми трахитами, нозеановыми трахитами и т. д. Если же количество фельдшпатоидного минерала увеличивается и он становится пороодообразующим минералом, то породе следует присваивать независимое наименование. При таком подходе мы получаем:

1) санидин + темноцветные + нефелин = *фонолит*; фонолит + подчиненный лейцит = лейцитовый фонолит [5];

2) санидин + темноцветные + лейцит = *лейцитифир*; лейцитифир + подчиненный нозеан = нозеановый лейцитифир (ср. с нозеановым фонолитом, в котором присутствует в существенных количествах нефелин и в дополнение к нему подчиненный нозеан).

Серия 1 из числа приведенных выше в полиом виде включает трахит — нефелиновый трахит — фонолит; аналогичным образом серия 2 представлена рядом трахит — лейцитовый трахит — лейцитифир.

Фонолиты подобно своим аналогам среди крупнозернистых пород — нефелиновым сиенитам — представляют собой типичные фельзитические породы, в которых полевые шпаты совместно с фельдшпатоидами преобладают над цветными силикатами. Наиболее характерная особенность их состава заключается в том, что со щелочным полевым шпатом, в наиболее типичных случаях с санидином, ассоциируется натровый фельдшпатоид, представленный нефелином. Кроме того, в них присутствуют подчиненные количества натрово-железистого амфибола или пироксена (эгирина, рибекита или значительно реже энigmatита).

В штуфах фонолиты представляют собой очень плотные зеленоватые-серые породы. При ударе молотком они издают характерный звук, что и послужило основанием для появления старинного термина «фонолит». В том же значении Вернер использовал термин «клинкштейн». Фонолиты в большинстве случаев имеют порфировое сложение, причем во вкрапленниках штокообразное тело, известное под названием Басс-Рокк в Ферт-ведена зарисовка фонолита, образцы которого можно найти в большинстве европейских учебных коллекций.

Содержание нефелина в фонолитах весьма изменчиво, так что явно возникает необходимость разграничивать породы, в которых этот минерал присутствует в качестве главной и в качестве второстепенной составляющей. Породы с резко подчинен-



Фиг. 104. Фонолит, Брукс, Чехословакия.

Как санидин так и пелелин представлены кристаллами двух генераций В санидине по базальной стапности развиваются продукты изменения (зверху справа) Для пелелина характерны почти квадратные или гексагональные разрезы, в некоторых случаях подчеркнутые пойкилитовыми агрегатами рибекита

ным содержанием нефелина представляют собой переходное звено к насыщенным трахитам Поскольку такие переходные разновидности состоят из минералов, присущих трахитам с дополнительным нефелином в небольших количествах, их логично было бы называть нефелиновыми трахитами Однако, поскольку Йоханссен и другие исследователи, к сожалению, уже использовали этот термин в другом смысле, рассматриваемые породы можно называть *фонолитовыми трахитами* Хорошо известное для английских петрографов проявление этих пород приурочено к лакколиту Трепрейн-Лоу в Хеддингтоне, Шотландия Эта порода в основном состоит из флюидално ориентированных таблечек щелочного полевого шпата Нефелин присутствует в количестве около 4%, так что его практически очень трудно различить в шлифах Однако в дополнение к нефелину в породе отмечаются

анальцим (до 20%) и единичные зерна содалита [72]. Строго говоря, породу из Трепрейн-Лоу следовало бы называть содалитсодержащим фонолитовым анальцим-трахитом.

Еще более близкие к настоящим трахитам породы слагают штокообразное тело, известное под названием Басс-Рокк в Фертоф-Форт, Шотландия. Эта порода на 85% сложена натровым ортоклазом. Кроме того, в ней присутствуют нефелин, содалит и анальцим, однако содержания их очень невелики, примерно 1%. Около 8% породы составляют цветные силикаты эгирин-авгит и железистый оливин.

Гораздо более типичные фонолиты слагают Волчьи Скалы на побережье Корнуэллского полуострова. Здесь, помимо нефелина, присутствуют значительные количества сероватого нозеана, так что эту породу следует называть *нозеановым фонолитом*. Подобным же образом в *содалитовом фонолите* в дополнение к минералам типичного фонолита отмечается еще и содалит. Конечный член этой серии содержит больше содалита, чем нефелина. Типичные представители таких существенно содалитовых тонкозернистых пород известны в вулканическом районе Турканы, Кения [13]. Они состоят преимущественно из короткостолбчатых зерен санидина, эгирина и мелких пойкилитовых выделений натрового амфибола совместно с обильными, хотя и мелкими (0,025 мм) идиоморфными зернышками содалита.

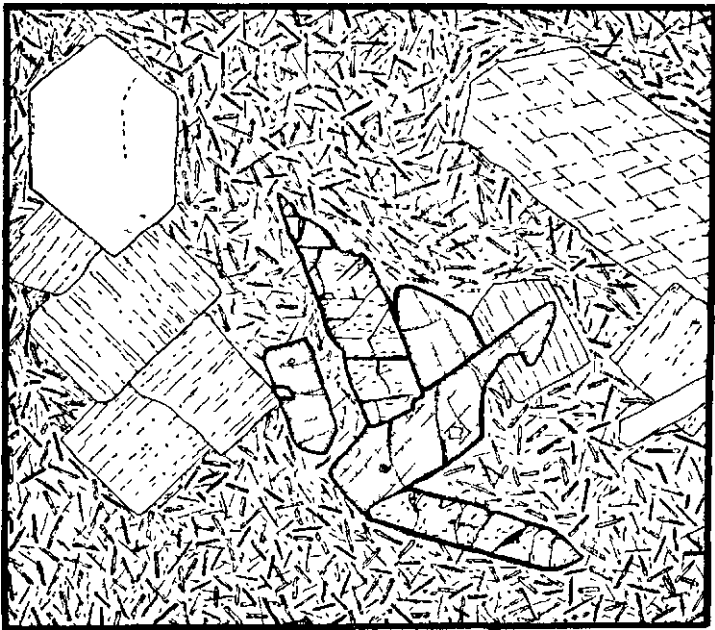
Лейцитовый фонолит по своему определению должен состоять из минералов фонолита, к которым присоединяется лейцит. Типичные породы этого типа распространены в Римской вулканической провинции. Лейцит и эгирин-авгит присутствуют в них во вкрапленниках; основная масса состоит из натрового ортоклаза, нефелина, эгирин-авгита, к которым иногда присоединяется небесно-голубой гаюин. По мере увеличения содержания лейцита и уменьшения количества нефелина лейцитовые фонолиты постепенно переходят в лейцитофирмы, в которых в идеальном случае нефелин совершенно отсутствует.

Особый интерес представляют основные фонолитовые трахиты, названные Грегори [74] *кенитами* по одноименной горе в Кении и известные также на Эребусе в Антарктиде [75]. Отличительной особенностью этих пород является присутствие анортоклаза, который образует крупные призматические кристаллы, имеющие в поперечном сечении ромбическую форму. Если не по составу, то по крайней мере по форме эти полевошпатовые кристаллы, вероятно, совершенно идентичны выделениям полевых шпатов в ромб-порфирах и ларвикитах Осло. По этому признаку, а также по химическому и минеральному составу в целом (в частности — по присутствию небольших количеств оливина и нефелина [76]) кениты очень напоминают ларвикиты и лаурдалиты и, несомненно, представляют собой их тонкозерни-

стые аналоги. Ромб-порфир можно рассматривать как среднетонкозернистый дайковый аналог пород этой группы. Как и следовало ожидать, эти породы были встречены в ассоциации с кенитами на горе Кения.

В соответствии с общим определением в группу фонолита попадают дайковые породы, обычно называемые *тингуаитами*. Этот термин был введен Розенбушем в 1887 г. для пород, описанных в горах Тингуа близ Рио-де-Жанейро, Бразилия. Здесь они образуют дайки или слагают краевые фации относительно крупных тел нефелиновых сиенитов (фиг. 105). В тот период, когда было введено это название, считалось необходимым присваивать самостоятельные наименования одной и той же минеральной ассоциации, проявляющейся в лавах и дайках. Как уже отмечалось выше, мы считаем подобный подход неправильным. Этот принцип давно уже оставлен, хотя многие петрографы все еще продолжают называть интрузивные фонолиты тингуаитами.

Как можно видеть при сравнении фиг. 105 и 104, фонолиты Брукса и Тингуа вполне индивидуализированные породы. Они

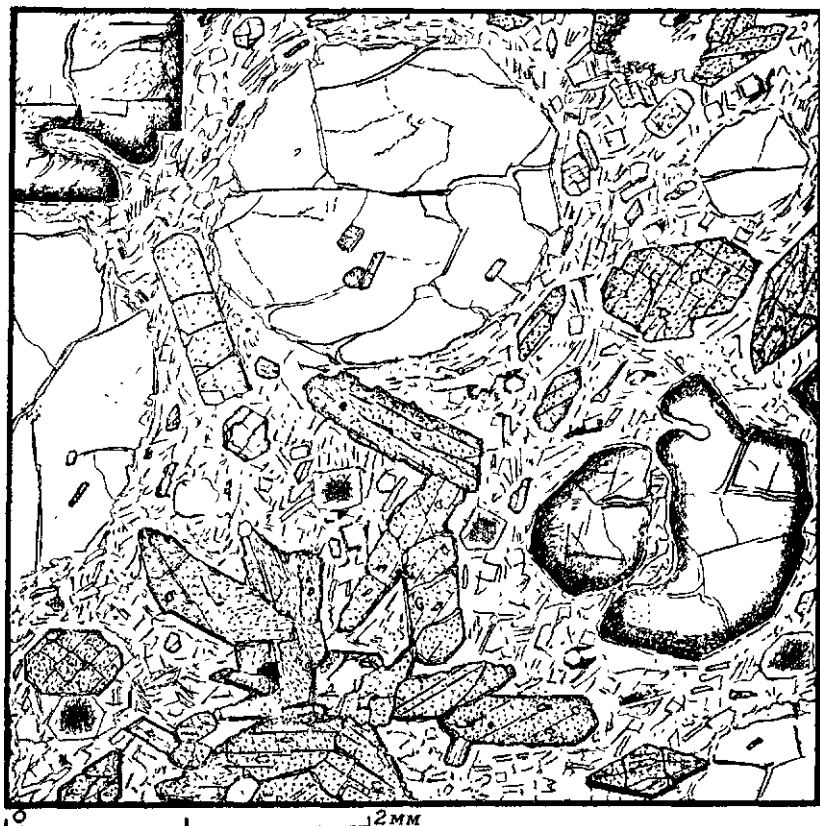


Фиг. 105. Порфировый эгириновый фонолит (типа тингуайта), Бразилия. Видны группы вкрапленников нефелина с базальной спайностью. Отмечаются также вкрапленники санидина, ярко-зеленого эгирина (тонкий крап) и сфена (грубый крап). В основной массе присутствуют обильные мельчайшие микролиты эгирина.

сложены одними и теми же фельзитическими минералами — санидином и нефелином, однако темноцветные минералы, а следовательно, и структуры у них различны. В фонолите из Брукса присутствует рибекит, образующий характерные моховидные микропойкилитовые выделения, тогда как в дайковом фонолите из Тингуа содержится эгирин, представленный микролитами основной массы.

В рассматриваемую группу попадают также так называемые *лейцитовые тингуаиты*, известные в горах Тингуа и Бэрпо. Среди описанных под этим названием пород можно выделить разновидность, которую следует признать интрузивным лейцитовым фонолитом, тогда как другие представители этих пород с большим содержанием лейцита следует относить к типу эгириновых лейцитифиров. Они интересны главным образом присутствием хорошо сохранившегося псевдолейцита, который по данным химического анализа состоит из санидина (66%), нефелина (30%) и акмита (3%). Калишпат и нефелин являются в данном случае нормальными продуктами разложения первичного существенно натрового лейцита в условиях относительно медленного охлаждения, тогда как небольшое количество пироксена, несомненно, представляет железо-магнезиальный материал, захваченный в процессе кристаллизации вкрапленников [77].

Лейцитифиры определяются ассоциацией щелочного полевого шпата с лейцитом, к которым могут присоединяться те или иные мафические минералы. Лейцит обычно сопровождается некоторым количеством нефелина и нозеана. Поскольку полевой шпат здесь кали-натровый, мафические минералы также содержат натрий; распределение атомных количеств щелочей по минералам при пересчете химических анализов представляет большие трудности. Лейцит обычно образует крупные вкрапленники, имеющие весьма характерный облик как в штуфах, так и в шлифах. Наиболее широко известна порода этого типа из дайки близ Ридена в Эйфеле. В штуфах этой породы видны многочисленные мелкие вкрапленники лейцита и нозеана, рассеянные на фоне сероватой основной массы, в которой также присутствуют мелкие черные призматические кристаллики пироксена. Под микроскопом видно, что вкрапленники лейцита имеют относительно прямолинейные очертания, а выделения нозеана корродированы и обладают характерными резкими черными границами (фиг. 106). Мелкие зерна нефелина типичной формы встречаются лишь в основной массе, где они тесно ассоциируются с такими же мелкими пластинами санидина. Присутствует обильный эгирин-авгит; обычные аксессуарные минералы — сфен, апатит, магнетит и реже меланитовый гранат. В сущности эту породу следовало бы называть нозеан-нефелиновым лейцитифиrom.



Фиг. 106. Нозеановый лейцитифир, Риден, Эйфель.

Крупные различные макроскопически вкрапления лейцита и нозеана присутствуют примерно в равных количествах. Они окаймляются зелеными оторочками эгирин-авгита и расположены в основной массе санидина и мельчайших идиоморфных кристалликов нефелина. Акцессорные минералы — апатит и сфен.

В Лейцит-Хилсе, Вайоминг, лейцитифиры встречаются совместно с другими близкими им породами. Одна из их разновидностей сложена примерно равными количествами лейцита, санидина и цветных минералов. Среди последних преобладает флогопит, представленный мелкими вкраплениями, различными макроскопически. Этот минерал для нормальных магматических пород редок. В ассоциации с флогопитом появляются мельчайшие иголки диопсида и катофоритоподобного амфибола. Эту породу следует назвать *флогопитовым лейцитифиром*. Для свойственного ей пониженного содержания кремнезема она заметно обогащена калием.

Таким образом, в заключение еще раз отметим, что тонкозернистые аналоги недосыщенных сиенитов представлены практически двумя главными минеральными ассоциациями:

1) щелочной полевой шпат с нефелином (и темноцветные) == фонолит;

2) щелочной полевой шпат с лейцитом (и темноцветные) == лейцитифир.

При появлении других фельдшпатоидов в качестве второстепенных минералов мы получаем еще две разности:

3) лейцитовый фонолит — щелочной полевой шпат, нефелин, (лейцит), темноцветные;

4) нефелиновый лейцитифир — щелочной полевой шпат, лейцит, (нефелин), темноцветные.

Эти породы в некотором смысле можно рассматривать как частично недосыщенные трахиты. Однако во многих случаях степень недосыщенности резко возрастает, так что в некоторых фельдшпатоидных лавах совершенно отсутствует полевой шпат. Номенклатура таких пород представляет довольно трудную проблему. Пока их можно называть бесполевошпатовыми фельдшпатоидными лавами. Такое название, конечно, не совсем удачное, но по существу правильное. Несмотря на их тесную связь с трахитами, эти лавы сопровождаются некоторыми наиболее основными из известных вулканических пород. Существуют также фельдшпатоидные лавы, содержащие плагиоклаз, которые, как будет показано позднее, родственны базальтам. Представляется, что все эти лавы удобно рассмотреть совместно.

Распределение и происхождение трахитов

Трахиты встречаются в двух различных обстановках. Первая из них представляет собой океанические острова, удаленные от континентов, например Азорские, Вознесения и Святой Елены в Атлантическом океане и Гавайские — в Тихом океане. Вместе с тем они присутствуют и в континентальных регионах с рифтовой тектоникой. В обоих случаях трахиты и близкие к ним породы более или менее одинаковы, однако в количественных соотношениях и возрастной последовательности отдельных разновидностей пород они обнаруживают значительные различия.

На океанических островах трахиты (преимущественно натровые) составляют лишь небольшую долю развитых здесь вулканитов, среди которых резко преобладают базальты. При посещении острова Вознесения, например, сразу же бросается в глаза резкий контраст выходов базальтов и трахитов, проявленный в их облике и количественных соотношениях. Позднее изливавшиеся трахиты слагают белые выветрившиеся нашлапки на толще более ранних черных базальтовых потоков. Еще силь-

нее преобладают базальты над трахитами на Азорских островах. Однако в отдельных случаях эти породы присутствуют здесь примерно в равных количествах, что, несомненно, представляет исключение из общего правила для вулканизма океанических островов. Вулканы на Азорских островах действуют и в настоящее время, причем из них извергаются трахиты, но не в виде лавовых потоков, а в виде пепла и трахитовой пемзы.

Как на океанических островах, так и в континентальной обстановке у трахитов проявляется тенденция к недосыщенности. Они постепенно переходят через фонолитовые трахиты в фонолиты, которые в особенно больших количествах присутствуют в областях Африканских рифтов и вблизи них. Кроме того, в породах этой ассоциации проявляются также колебания состава в сторону обогащения кремнеземом; при этом трахиты переходят в породы пантеллеритового ряда. Наиболее кислые члены этого ряда, кварцевые пантеллериты, обогащены кремнеземом и железом, но вместе с тем сохраняют высокую щелочность, характерную для трахитов.

В континентальных регионах трахиты присутствуют в больших количествах, чем на океанических островах, хотя по сравнению с другими эффузивными породами — базальтами, андезитами и риолитами — общий объем трахитовых лав и пеплов в глобальном масштабе крайне мал. Сведения о континентальном трахитовом вулканизме в основном базируются на результатах изучения вулканической деятельности, осуществлявшейся в интервале от эоцена до настоящего времени в Восточной Африке, особенно в районе крупных рифтов в Эфиопии, Кении, Малави и Танзании.

Вулканические породы этого типа можно подразделить на три четко отличающиеся друг от друга категории. В некоторых частях Восточной Африки, например в Эфиопии, наиболее ранняя фаза вулканической деятельности в эоцене ознаменовалась интенсивными излияниями преимущественно трещинных базальтов [78]. Позднее характер извержений совершенно изменился. В средне- и поздне-третичное время в Кении извергались фонолиты и трахиты [79, 80], образовавшие мощную серию лавовых потоков. Они имеют в общем практически горизонтальное залегание и распространяются в пределах больших площадей, в связи с чем рассматриваются как плато- или покровные фонолиты и трахиты. Источник извергнутого материала при этом не всегда очевиден. Тем не менее в одних случаях установлено, что эти лавы связаны со щитовыми вулканами, на которых образовались кальдеры, тогда как в других случаях извержения, видимо, происходили из трещин. В связи с известной очень большой вязкостью трахитовых магм приходится допускать, что при образовании таких обширных полого залегающих потоков

сферы в располагающейся ниже мантии. Наиболее поздние эпизоды вулканизма проявились в повторных извержениях базальтов, которые ассоциируются с трахитовыми и фонолитовыми лавами, а также с пирокластами. Такие юные вулканы располагаются преимущественно в центральных частях рифтовой зоны. Наконец, самые последние проявления вулканической деятельности ограничены центральной частью рифтовой зоны и представлены более разнообразными вулканическими продуктами. При этих извержениях трахиты и фонолиты ассоциируются с базальтами, а в некоторых случаях со щелочными основными и ультраосновными лавами — базанитами и нефелинитами. Щелочные ультраосновные лавы спорадически изливались и в другие периоды третичной — современной вулканической деятельности в этом регионе.

При рассмотрении происхождения трахитовых магм нам придется обратиться к некоторым гипотетическим положениям, которые невозможно обосновать прямыми наблюдениями. Возникающие при этом вопросы в значительной мере относятся ко всем щелочным породам, поскольку калий и натрия, определяющие их главные особенности, по своей природе больше, чем другие породообразующие компоненты, подвержены влиянию факторов, трудно поддающихся количественной оценке. К числу таких факторов относятся, например, местные вариации давления нагрузки, а также меняющиеся растворимость и подвижность в присутствии летучих.

Применительно к океаническим островам решение рассматриваемой проблемы несколько упрощается отсутствием сиалической коры и резко господствующим базальтовым вулканизмом. В этом случае трахиты, несомненно, представляют собой производные родоначальной магмы базальтового характера. При исчерпывающих и детальных исследованиях удалось показать, что такие материнские магмы имели щелочно-оливин-базальтовый состав с некоторым количеством нормативного нефелина. Химические анализы стекловатого мезостазиса некоторых таких базальтов показали, что они иногда по составу близки к трахитам. Конечно, количество такого мезостазиса, а следовательно, и потенциального трахита, который мог теоретически отделиться от изначальной базальтовой магмы, очень невелико. В течение процесса дифференциации базальтовой магмы должны были возникать различные промежуточные породы, в целом укладываемые в ряд щелочной оливиновый базальт — гавайит — бенморейт — трахит. В идеальном случае породы такого ряда должны были извергаться в прогрессивно уменьшающемся количестве. При этом дифференциаты, более отличающиеся по составу от исходной магмы, должны были соответственно извергаться позднее (см. фиг. 75). Именно такая эволюция вулканизма весь

ма хорошо выдерживается на ряде океанических островов. Это позволяет считать, что в эволюции трахитовой магмы роль главного фактора играет процесс дифференциации щелочной оливиново-базальтовой магмы. Однако признать такую дифференциацию единственным процессом, приводящим к появлению трахитов на океанических островах, все-таки нельзя, поскольку намечается явный разрыв в серии дифференциатов между муджиеритом и трахитом. Для этого интервала составов обнаружены лишь очень редкие породы [81]. На последних стадиях процесса дифференциации, обусловленного фракционной кристаллизацией, вероятно, особо важную роль играли вода и другие летучие, которые действовали в качестве физических и химических агентов, способствующих сегрегации и извержению последних фракций дифференцированной магмы. Вероятно, на этих последних стадиях вулканизма магматическая камера располагалась на высоких уровнях вулканической структуры. Среди вероятных механизмов, действующих при этом, можно предполагать диффузию щелочей, обусловленную их связью с водой, растворенной в расплаве, газовый перенос щелочей и так называемое истечение газов¹.

Некоторые вулканические ассоциации континентальных регионов весьма сходны с соответствующими ассоциациями океанических островов, что позволяет предполагать аналогичный способ возникновения трахитовой магмы. Однако в других случаях, особенно в Восточной Африке, очень большие количества трахитов, ассоциирующихся с фолитами или различными риолитами, извергались совершенно независимо от базальтов. Базальтовый и трахитовый вулканизм в этом районе разобщены во времени и по составу резким разрывом.

Важную роль в образовании трахитов, вероятно, играл тектонический фактор, поскольку трахиты и близкие к ним щелочные породы, столь интенсивно развитые в Восточной Африке, характерны также и для других регионов со сходной структурой, особенно для пермского грабена Осло, Рейнского грабена и Срединной долины Шотландии.

Для извержения трахитов и связанных с ними вулканических пород благоприятен период начала сводообразования земной коры, предшествующий появлению рифтовых разломов. Как в Европе, так и в Африке именно в этот период в соответствующих регионах происходили интенсивные извержения обогащенных щелочами базальтов и фельдшпатондных основных лав. Можно

¹ Все эти процессы рассматриваются Тернером и Ферхутеном (1960 г.) в исчерпывающем обзоре вулканической ассоциации щелочных оливиновых базальтов.

полагать, что глубины и давления, при которых происходит начальное плавление в мантии в период расширения астеносферы и образования «вздутия» коры, благоприятны для обогащения примитивных магм щелочами. Даже слабые различия в исходном составе таких магм могут многократно усилиться в процессе их дифференциации к моменту извержения на земную поверхность.

Однако сомнительно, что одна дифференциация может привести к образованию трахитовых и близких к ней магм в столь больших объемах в областях, где базальты практически отсутствуют. Существует серия доказательств, позволяющих полагать, что континентальная кора играет решающую роль в образовании трахитовых магм, либо участвуя в реакциях с магмами, поднимающимися из мантии, либо подвергаясь частичному плавлению. Так, в пользу последнего предположения свидетельствует необычно высокая величина отношения $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ в некоторых членах пантеллеритового ряда. Судя по экспериментальному изучению системы нефелин — кальсилит — SiO_2 (фиг. 73), можно также полагать, что трахитовая маagma, соответствующая расплаву с наиболее низкой температурой, может рассматриваться как естественный и закономерный продукт фракционного плавления коровых пород.

Для полевых геологов, однако, наиболее убедительным доказательством при рассмотрении этой проблемы служат соотношения между трахитами и их глубинными аналогами — сиенитами. Сиенитовые интрузивы, близкие по размеру хотя бы к среднему батолиту, никогда еще не были встречены в природе. Обычно сиениты образуют лишь незначительную часть более крупных, как правило гранитоидных, интрузивов. Так, дрезденский сиенит представляет собой относительно обедненную кремнеземом фацию Мейссенского гранитного массива. Полевые взаимоотношения совместно с лабораторными исследованиями ясно показывают, что во многих случаях сиениты возникали в результате преобразования (десицификации) *in situ* ранее образовавшихся кислых пород. Этот процесс иллюстрируется появлением сиенитов среди других продуктов метасоматического изменения во внешних зонах многих интрузивных щелочных массивов, например комплекса Фён в Норвегии, который детально рассматривается ниже в связи с проблемой происхождения фельдшпатоидных пород (гл. 12).

Существует также обратный процесс силицификации более основного материала, наглядно проявившийся в небольшом масштабе в Килорен-Бей, Колонсей, на Гебридских островах. Здесь в ультраосновной породе, состоящей преимущественно из кристаллов роговой обманки, присутствуют многочисленные ксенолиты кварцита, окруженные тонкими оторочками кварцевого сие-

нита. Последний, очевидно, возник в результате взаимодействия между роговой обманкой и кремнеземистыми включениями. Описанный случай, возможно, уникален, однако он отчетливо свидетельствует о возможности проявления такого рода взаимодействий.

Существование интрузивных тел сиенитов под некоторыми трахитовыми вулканами Восточной Африки доказывается присутствием ксенолитов сиенитов в ряде наиболее поздних трахитовых потоков и развитых здесь же пирокластических породах. Несмотря на известные различия в структуре и минеральном составе трахитов и сиенитов, очень большое сходство их химического состава не позволяет сомневаться, что обе эти породы возникли одним и тем же путем и имеют общий источник. Связь трахитов и сиенитов подтверждается изучением их полевых взаимоотношений в ряде районов Восточной Африки. Извержения трахитов сопровождалось образованием кальдер, которые можно рассматривать как поверхностные проявления глубинного кальдерообразного проседания при становлении кольцевых комплексов под вулканами. В расположенных поблизости районах, где проявилась более интенсивная эрозия, действительно частично вскрыты кольцевые сиенитовые комплексы именно такого облика, который и следовало ожидать, исходя из изучения трахитовых вулканов с кальдерами проседания.

Сделав заключение о том, что не доказано существование глубинных камер сиенитовой, т. е. трахитовой, магмы и предположив возможность образования «плутонических» аналогов вулканических трахитово-фонолитовых ассоциаций главным образом за счет сложных процессов переработки ранее существовавших пород, сопровождающихся ионной диффузией и обменом, интенсивной деятельностью газов, и в конечном счете мобилизации материала, приобретающего возможность перемещения в земной коре подобно магме, можно ожидать дальнейшего развития дискуссии о природе и значении таких комплексов. Рассмотренные здесь сиениты, очевидно, возникли не в результате прямой фракционной кристаллизации базальтовой магмы и не в результате простого селективного плавления пород земной коры или мантии. Может быть, мы никогда точно и не узнаем, каким образом возникает магма, изливающаяся в виде трахитовых потоков, хотя и можем высказывать на этот счет различные предположения. Однако нам известны определенные детали формирования сиенитов. Трахиты и сиениты представляют собой комагматические породы. Следовательно, процессы, проливающие свет на образование сиенитов, которые мы видим как бы в закаленном состоянии, должны по крайней мере в некоторых случаях осуществляться и при генерации трахитовой магмы.

Глава 5

**ДИОРИТЫ,
МИКРОДИОРИТЫ И АНДЕЗИТЫ**

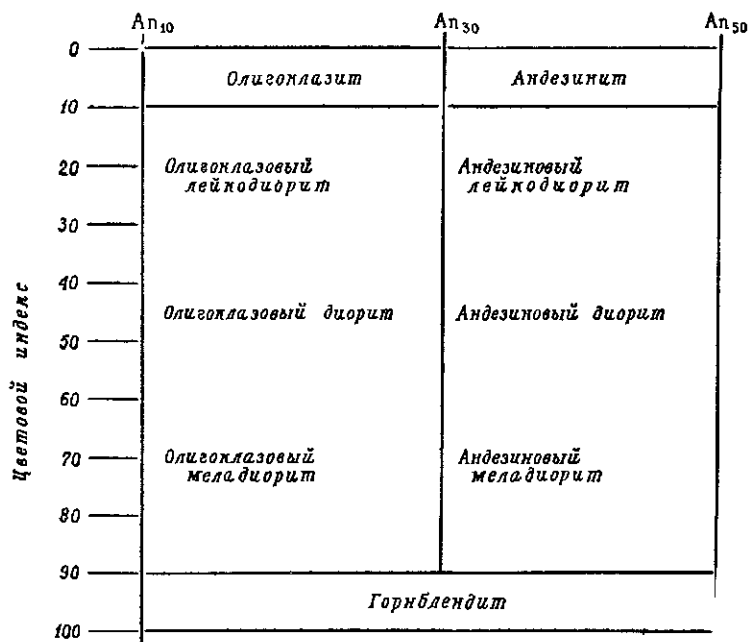
Определение и классификация сиенитов облегчаются в случае преобладания в них щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов. При изучении же пород с преобладанием плагиоклаза возникают сложности в связи с существованием традиционного их подразделения на две подгруппы — диориты и габбро с их средние- и тонкозернистыми аналогами. Для диоритов такими аналогами будут соответственно микродиориты и андезиты, а для габбро — долериты (микрогаббро) и базальты. В различные периоды разные авторы подразделяли существенно плагиоклазовые породы по следующим признакам: 1) содержание кремнезема, 2) характер темноцветных минералов, 3) вид плагиоклаза и 4) содержание темноцветных минералов (цветовой индекс породы). Наиболее легкий способ разграничения — условно избранная оптимальная величина содержания кремнезема без учета других показателей. Однако такой принцип уже детально рассматривался и найден недостаточным. В связи с этими причинами мы определяем типы пород по слагающим их минеральным ассоциациям.

При этом мы опираемся на три микроскопически различных признака: 1) вид плагиоклаза, 2) характер цветных минералов и 3) количество цветных минералов, т. е. цветовой индекс. В совокупности эти три показателя должны однозначно определять породу, однако в действительности увязать их невозможно. Неизменно встречаются отдельные образцы, относящиеся к одной группе по двум признакам, но не попадающие в эту группу по третьему показателю (см. ниже). Единственный выход из этого положения — строгое и последовательное использование одного из трех параметров и допущение известной свободы в применении двух других.

Именно такой прием практикуется многими американскими петрологами по примеру Йоханссена, который при разграничении пород семейств диорит — микродиорит — андезит, с одной стороны, и габбро — микрогаббро — базальт — с другой, использовал в качестве основного признака состав плагиоклаза. В диоритах и андезитах состав плагиоклаза колеблется в пределах интервала олигоклаз — андезин, а в типичных габбро и базальтах обычно присутствует лабрадор или битовинит. Таким образом, наиболее логичным оказалось провести границу между этими двумя семействами пород по плагиоклазу состава An_{50} .

Для точного наименования и классификации рассматриваемых пород, помимо характера мафических составляющих,

важное значение имеет и их количество. Трудности использования цветового индекса для разграничения этих двух семейств горных пород, характеризующихся преобладанием плагиоклазов, можно проиллюстрировать следующим. Шенд в своем руководстве предлагал проводить границу между ними по цветовому индексу, равному 30. Однако Эллис [82] после строгого статистического изучения этих пород пришел к выводу о том, что более правильно в качестве граничного принять цветовой индекс 40. Действительно, у диоритов в большинстве случаев цветовой индекс ниже, а у габбро — выше 40, однако, по нашему мнению, будет неправильным относить в группу габбро породу диоритового характера с плагиоклазом в пределах интервала оликоглаз — андезин лишь на том основании, что цветовой показатель у нее, скажем, 43.



В качестве мафического минерала в диоритах наиболее типична обыкновенная роговая обманка, однако встречаются также биотит, авгит и гиперстен. Оливин, как правило, отсутствует. Мафические минералы типичных габбро — пироксен и оливин. Допустим теперь, что отнесение породы к группе диоритов определяется по присутствию ассоциации обыкновенная роговая обманка — андезин. В образцах диоритов большинства коллекций эти два минерала встречаются в самых различных

количественных соотношениях, что видно из приведенной таблицы. Точно такое же положение наблюдается и в ассоциации пироксен (авгит) — лабрадор, присутствие которой определяет обычное габбро.

Таким образом, породы, в которых присутствуют оба характерных минерала, относятся ко всему диапазону колебаний цветового индекса. Однако не все они могут быть отнесены к группам диорита и габбро. Наиболее меланократовые и лейкократовые разновидности, как показано в таблице, выделены в особые виды. Такие породы почти мономинеральны, сложены минералом, по которому они названы, и могут содержать лишь до 10% других минералов. Таким образом, к диоритам в общем смысле отнесены породы с цветовым индексом от 10 до 90, что весьма отличается от границы Шенда (до 30) и границы Эллиса (до 40). В соответствии с принятой нами системой совместно группируются все породы, содержащие в различных соотношениях одну и ту же пару минералов. В семействе диоритов входят крупно-, средне- и тонкозернистые представители, соответственно называемые диоритами, микродиоритами и андезитами. Границы между ними по величине зернистости приняты такие же, как и для кварцсодержащих пород. В общем разграничение микродиоритов и андезитов можно производить, исходя из возможности различать составные части невооруженным глазом, тогда как граница между диоритами и микродиоритами проводится по размеру зерен порядка 1 мм.

ДИОРИТЫ

Вероятно, ни одно название горных пород не использовалось со столь многими оттенками значений, как термин «диорит». В принципе же содержание этого понятия должно быть совершенно однозначным. Диорит — это средняя крупнозернистая магматическая порода, сложенная преимущественно плагиоклазом ($An < 50$), количество которого составляет не менее двух третей (65%) в сумме полевых шпатов, в ассоциации с которыми присутствуют те или иные темноцветные минералы. Приведенное определение не оставляет места для разночтений. Следует при этом подчеркнуть, что все составы диоритов выражаются точками, располагающимися внутри поля, ограниченного в треугольнике QAP линиями P_{65} , P_{100} , Q_0 и Q_{20} .

Большинство петрологов при рассмотрении классификации и номенклатуры горных пород принимают приведенное выше определение диорита, однако это широкое поле при выделении дополнительных подразделений внутри него в конечном итоге резко сокращается и занимает лишь небольшой участок в правом нижнем углу треугольника QAP . Именно этот небольшой

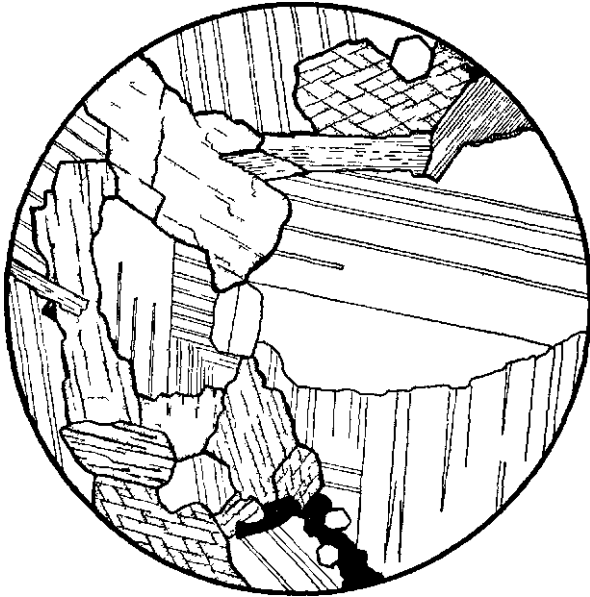
участок составов принято называть собственно диоритами. Нам, однако, кажется ошибкой выделять диориты в широком и узком значении слова. Некоторые петрологи, пытаясь преодолеть эти противоречия, вводят определения «истинные» или «нормальные». Мы, однако, рассматриваем все диориты, отвечающие приведенному выше определению и как истинные, и как нормальные.

Из темноцветных минералов в кварцевых диоритах чаще всего встречается биотит. *Кварцево-слюдистый диорит* — обычная и легко определяемая даже в штуфе порода. Однако эта минеральная ассоциация в зависимости от соотношения составных частей может располагаться как выше, так и ниже границы Q_{20} , и, строго говоря, в первом из этих двух случаев следует говорить о биотитовых гранодиоритах, а во втором — о кварцево-слюдистых диоритах. Несомненно, однако, что при полевых наблюдениях, исходя из единой макроскопически различимой минеральной ассоциации, эти породы, следовало бы называть одинаково. В зависимости от обстоятельств, очевидно, придется или расширять сферу применения термина «кварцево-слюдистый диорит», или строго следовать принятым классификационным границам.

Тоналит — по существу синоним наименования «кварцево-слюдистый диорит», и оттенки значения, придающиеся первому термину, зависят соответственно от понимания, насколько широким является термин «кварцево-слюдистый диорит». В Великобритании принято рассматривать тоналиты узко как средние диоритовые породы, тогда как в США и в других странах под тоналитами понимают плагиоклазовые гранодиориты нашей классификации, располагающиеся над линией Q_{20} и между P_{90} и P_{100} .

В прототипе тоналита из Монте-Тонале в Тироле наряду с биотитом присутствует роговая обманка. В Великобритании под названием «тоналиты» описывались породы из окрестностей Лох-О в юго-восточной части гранитного массива Бен-Крахан [83]. Состав их следующий (%): плагиоклаз (Ap_{30}) 72, микропертит 11, кварц 7, темноцветные и акцессорные минералы 10. Близкие по составу породы участвуют в каледонских plutonic комплексах других районов Шотландии, в том числе в массиве Голуэй [84].

На фиг. 108 приведена микрозарисовка идеального диорита. Эта порода не пересыщена кремнеземом, биотит присутствует в подчиненном по сравнению с роговой обманкой количестве, плагиоклаз, как это чаще всего бывает, зональный с ядром более кальциевого состава по сравнению с внешними частями зерен. В качестве обычных акцессорных минералов в диоритах могут присутствовать все их наиболее распространенные пред-



Фиг. 108. Бiotит-роговообманковый диорит, Верхняя Савойя, Франция.

Породу слагают плагиоклаз, обыкновенная роговая обманка (крап), биотит (тонкая штриховка), магнетит и апатит. Зарисовка сделана при одном никеле, но показаны двойники плагиоклаза

ставители — сфен (наиболее обильный), апатит и магнетит. В основных разновидностях диоритов вместо роговой обманки появляется либо моноклинический пироксен, бесцветный в шлифах, либо ромбический пироксен, обычно определяемый как гиперстен. Последний минерал особенно характерен для пород чарнокитового ряда, а, как уже отмечалось выше, в этой серии среди полевых шпатов господствуют плагиоклазы. Бедные кварцем или бескварцевые *эндербиты* (Тилли) представляют собой гиперстеновые диориты в широком смысле слова, хотя по полевым взаимоотношениям обнаруживается их чарнокитовая природа.

Меладiorиты отличаются от нормальных диоритов лишь повышенным содержанием темноцветных минералов. Породы этого типа описаны в комплексе Глен-Файл — Гарабел-Хилл и юго-западной Шотландии. Более обширны их выходы на дневную поверхность на юго-восточном побережье острова Джерси [85] и в северной части острова Гернси в Ла-Манше. В общем смысле эти породы определенно относятся к меладiorитам, но имеют одну специфическую особенность. В них присутствуют идиоморфные призматические зерна роговой обманки, часто

с полой сердцевинной, располагающиеся ориентированно в соответствии с текстурами течения. Такие породы, названные Бейли (1916) *аппинитами*, относительно крупнозернисты, часто имеют пегматитовый облик и образуют отдельные гнезда в нормальных диоритах или приурочены к верхним, обогащенным летучими частям дифференцированных диоритовых силлов. Первоначально под аппинитами понимали лишь диоритовые породы, но позднее этот термин приобрел более широкое содержание, и в настоящее время в применении к каледонским интрузивам Шотландии представление об «аппинитовой серии» используется для обозначения ряда пород различного состава. Единственная минералогическая особенность, общая для всех членов этой серии, — присутствие роговой обманки [86]

Меладiorиты в результате постепенного исчезновения плагиоклаза переходят в *горнблендиты*, чистого роговообманковые породы, конечный мафический продукт дифференциации магмы диоритового ряда. Природа, происхождение и последовательность кристаллизации ультрабазитов в общем рассматриваются детально в связи с габброидами. Эти породы считаются «аккумулятивными» в связи с представлениями об их возникновении в результате накопления в одном месте отсортированных кристаллов, выделившихся в различных участках магматической камеры. Такой процесс приводит к образованию мономинеральных пород, состоящих из мафических минералов. Однако для мономинеральных горнблендитов трудно предполагать подобное происхождение, и особенности проявления этих пород позволяют иначе трактовать их генезис. В массиве Гарабел-Хилл присутствует несколько разновидностей ультрабазитов, причем среди них наиболее распространены авгитовые перидотиты, в которых авгит ассоциируется с преобладающим оливином. Эти породы постепенно переходят в роговообманковые пироксениты, состоящие из авгита, ромбического пироксена и роговой обманки в качестве третьего, второстепенного минерала. Такие пироксениты в свою очередь постепенно переходят в мономинеральные горнблендиты с бурой роговой обманкой, названные Уилли и Скоттом при первоначальном описании массива Гарабел-Хилл *давейнитами*. Эти горнблендиты особенно крупнозернисты. Отдельные призматические кристаллы роговой обманки в них достигают в длину до 5 см. Почти нет сомнений в том, что эта своеобразная роговообманковая порода представляет собой фацию пироксенитов, в которой два пироксена в процессе глубокого преобразования были превращены в один амфибол. Предполагается, что это преобразование осуществлялось метасоматически, хотя для него не требуется привноса каких-либо компонентов и необходимо лишь присутствие паров воды, из которых заимствовалась группа (ОН) для роговой

обманки. Описанные выше породы слагают лишь часть комплекса Гарабел-Хилл [17]. Таким образом, энергия, необходимая для рассматриваемого превращения, несомненно, поступала из более поздних его дериватов.

В заключение отметим, что к числу пород семейства диоритов следует относить некоторые очень редкие породы, весьма далекие от нормальных представителей этого ряда. Такие породы особенно интересны в двух аспектах. В них присутствует нефелин и редкий акцессорный минерал — корунд. В краевых же фациях они постепенно переходят в практически мономинеральные плагиоклазовые породы с обычным для диоритов составом плагиоклазов. В отдельных разновидностях количественные соотношения плагиоклаза, нефелина и корунда могут быть очень различными. Иногда нефелин над олигоклазом резко преобладает, тогда как корунд присутствует лишь как акцессорий. В других случаях, наоборот, нефелин присутствует лишь в малых количествах и порода в основном состоит из андезина и корунда.

Плюмазит, описанный Лоусоном (1901) в округе Плумас, Калифорния, слагает довольно мощную дайку, секущую перидотиты. Эта порода состоит в основном из олигоклаза и корунда. Светло-голубые кристаллы корунда размером до 2,5 см располагаются в белой связующей массе олигоклаза. Очень близкие породы описаны в Натале [87] и Трансваале, Южная Африка. Здесь они также образуют дайки и имеют пегматоидный характер. Размеры кристаллов корунда в них достигают пяти и более сантиметров. Краевые фации африканских плюмазитов могут быть представлены чистыми олигоклазитами, тогда как в центральных частях даек в значительных количествах появляется корунд.

От плюмазитов лишь очень незначительно отличаются *дунганнониты* [88] из Дунганнона, Онтарио. В этом районе располагаются хорошо известные проявления нефелиновых сиенитов. Дунганнонит по существу представляет собой тот же плюмазит, но с более кальциевым плагиоклазом. Эта порода примерно на три четверти состоит из андезина, тогда как остальная часть наполовину представлена крупными кристаллами корунда. В небольших количествах присутствуют светлая слюда, преимущественно в виде каемок вокруг зерен корунда, и биотит, а также нефелин в качестве наиболее важного второстепенного минерала. Некоторые фации дунганнонитов представлены почти мономинеральными плагиоклазовыми породами (андезинитами). Плюмазиты и дунганнониты представляют особый петрологический интерес в двух аспектах. Во-первых, их следует расценивать как недосыщенные диориты. Во-вторых, помимо описанных выше корундовых сиенитов, они

представляют второй и последний тип магматических пород с корундом.

Корундосодержащие породы весьма интересны с петрогенетической точки зрения, однако проблема их происхождения пока не решена. Особенности их состава явно обусловлены десилификацией. В нескольких случаях установлено, что в дайках присутствует кварц, но, как только они проникают в перидотиты или по крайней мере начинают контактировать с ними (или серпентинитами, химически аналогичными перидотитам), кварц в них исчезает, тогда как во вмещающих породах проявляются признаки привноса кремнезема. Одновременно в дайке появляется корунд. Однако существенное обогащение глиноземом нельзя объяснить лишь потерей кремнезема. Исследователи, детально изучавшие корундовые плагиоклазиты в СССР, предположили, что глинозем частично привносился летучими¹.

Обращаясь вновь к таблице, отражающей вариации минерального состава в различных породах диоритового ряда, напомним, что среди их крайних членов имеются породы, состоящие практически из одного лишь плагиоклаза. С точки зрения их мономинерального плагиоклазового состава такие породы можно было бы сгруппировать в классификационных целях с апортозитами, состоящими из более основного плагиоклаза. Однако олигоклазиты и андезиты, упоминавшиеся в предыдущих абзацах, должны рассматриваться как необычные и весьма редкие породы, которые, по всей вероятности, образуются при иных процессах, чем разновидности апортозитов лабрадориты и битовниты.

МИКРОДИОРИТЫ

Для пород, отличающихся от диоритов лишь среднезернистым сложением, принято собирательное название «микродиориты». Последние по мере уменьшения размеров зерен минералов в свою очередь постепенно переходят в андезиты. Известны афировые микродиориты, однако в большинстве случаев породы группы имеют порфировое строение. В связи с этим различают две структурные разновидности:

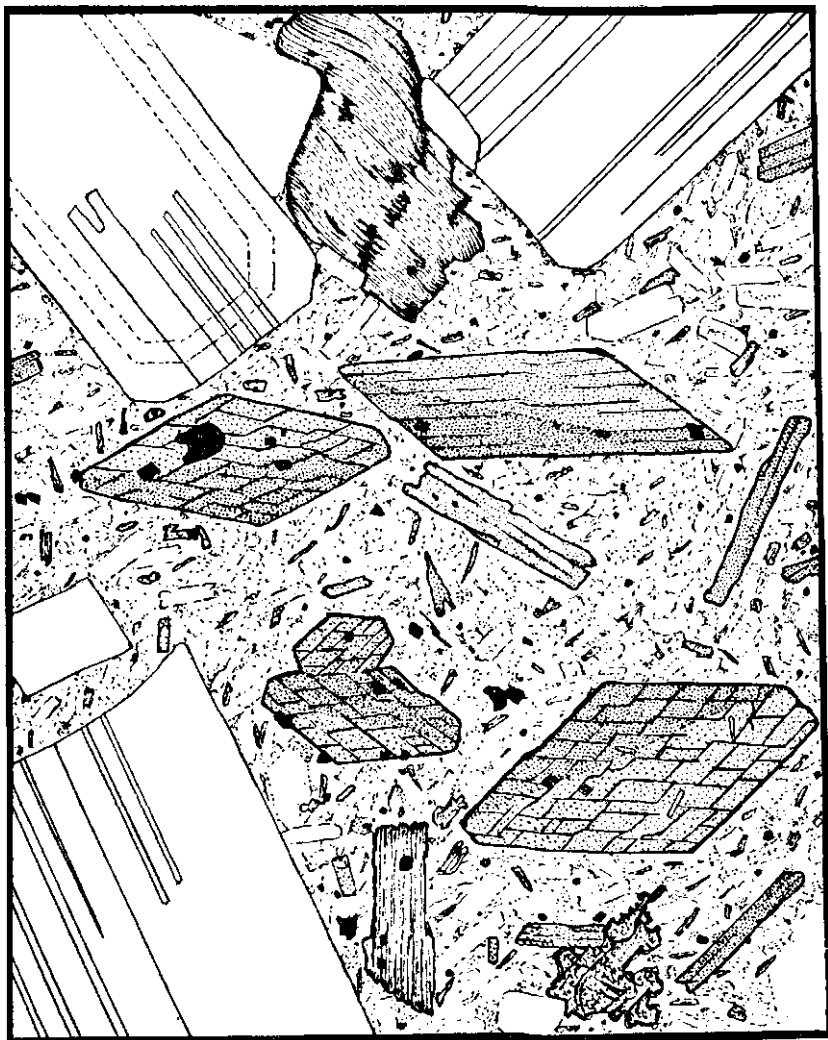
- 1) порфировые микродиориты и
- 2) афировые микродиориты.

Первые часто называют диорит-порфирами. Однако такое название лучше применять лишь к порфировым диоритам. Кроме того, широко принят также термин «порфириты», но и

¹ Последнее вряд ли правильно. Советскими исследователями разработана обоснованная гипотеза метасоматического происхождения плюмазитов — *Прим. ред.*

против использования этого названия имеются возражения. Ему часто придаются различные смысловые оттенки, и поэтому во всех случаях предпочтительнее прибегать к предлагаемому нами названию «порфиновые микродиориты». По особенностям структуры многие из этих пород весьма напоминают андезиты, и, несомненно, многие так называемые порфириты столь же тонкозернисты, как андезиты, и получили свое наименование просто в связи с формой проявления в виде малых интрузий. Некоторые из таких порфиритов, расположенных близ гранитного массива Делбитти, состоят из девитрифицированной стекловатой основной массы, в которой присутствуют многочисленные и относительно крупные вкрапленники. Несмотря на гипабиссальные условия проявления, такие породы следует считать интрузивными роговообманково-биотитовыми андезитами.

Более дробное подразделение микродиоритов можно проводить по характеру преобладающего темноцветного минерала, выделяя слюдяные роговообманковые и менее распространенные авгитовые и гиперстеновые микродиориты. Разновидности их с кварцем (и обычно биотитом) следует определять как *микротоналиты*. В таких породах кварц присутствует лишь в основной массе, часто образуя микропегматитовые сростки с ортоклазом. Породы, напоминающие микротоналиты, но с вкрапленниками кварца, по результатам детального изучения относятся к дацитам. Таким образом, наличие или отсутствие порфиновых выделений кварца — полезный признак для разграничения микротоналитов и дацитов. Довольно специфическая разновидность пересыщенных порфиновых микродиоритов получила название «маркфилдит» по местности Маркфилд, Лейчестершир. В основной массе этой породы, состоящей из графических сростков кварца и щелочного полевого шпата, присутствуют многочисленные вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки. Полевой шпат имеет красноватую окраску, что придает породе общий сиенитовый облик. Хорошо известные графические микродиориты развиты близ Пенмайнамур на северном побережье Уэльса. Также в Уэльсе, близ Харлех-Доум, выходят многочисленные малые интрузии, предположительно ордовикского возраста. Многие из них имеют диоритовый состав и попадают в категорию микродиоритов. Эти породы интересны присутствием в них крупных вкрапленников роговой обманки, плагиоклаза и реже авгита. К сожалению, они — неблагоприятный объект для петрографического изучения, поскольку во многих случаях претерпели слабый региональный метаморфизм, в связи с чем исходные минералы в них иногда полностью замещены вторичными. Так, по роговой обманке развит псевдоморфный агрегат хлорита, эпидота и кальцита, а плагиоклаз замещен светлой слюдой, цонзитом и т. д. [89, 90].



Фиг. 109. Порфировый микродиорит, Долбитти, Шотландия.

Изоморфные зерна олигоклаз-андезина сдвойничены и зональны. Видна деформация ластинчат биотита (вверху в середине). Вкрапления обыкновенной роговой обманки преимущественно сдвойничены по (100). Видны неправильные выделения сфена (анизу справа) и относительно мелкие зерна магнетита преимущественно октаэдрической формы. Зарисовка выполнена при одном никеле, но показаны двойники плагиоклаза.

Химический состав тоналитов, диоритов и микродиоритов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	62,35	63,09	59,67	65,30	58,45	54,07
Al ₂ O ₃	16,41	18,89	16,68	15,20	17,08	15,36
Fe ₂ O ₃	2,57	3,48	2,93	2,49	0,76	0,98
FeO	3,82	2,02	4,09	2,53	4,61	6,76
MgO	2,83	1,97	3,62	1,80	5,15	6,44
CaO	5,45	6,18	6,22	3,16	7,60	8,09
Na ₂ O	3,41	3,14	3,50	4,13	4,25	3,54
K ₂ O	2,13	1,30	2,13	3,37	1,02	1,96
H ₂ O	—	0,63	—	1,00	1,07	1,15
TiO ₂	0,67	—	0,77	0,83	—	1,30
Прочие	0,36	—	0,39	0,23	—	0,38
Сумма	100,00	100,70	100,00	100,04	99,99	100,03

1. Тоналит, средний состав по Дели (1933).
2. Кварцевый диорит (типа тоналита), Вистра, Каринтия, Австрия [Крецмар].
3. Диорит, средний состав по Дели (1933).
4. Порфиновый микродиорит, Гленко, Шотландия, анализ Редли [Ben-Nevis Mem., 183, 1916].
5. Графический микродиорит, северный Уэльс [Филлипс].
6. Слюдисто-пироксеновый диорит, комплекс Гарабел-Хилл, Шотландия, Нокколдс [Quart. J. Geol. Soc., 96, 451, 1941].

К числу «порфиринов», выделяемых шотландскими геологами, относятся порфировые и афировые микродиориты из свит даек, связанных с позднекаледонскими вулканическими центрами южной Шотландии, например в районе Гленко — Бен-Невис, Шевинот-Хилс, и в ассоциации с гранодиоритовыми комплексами юго-западной части Шотландии (Голуэй). Эти породы гораздо слабее изменены, чем ордовикские породы Уэльса, и частично представлены порфировыми разновидностями (фиг. 109). с вкраплешниками биотита, обыкновенной роговой обманки и плагиоклаза (An₂₅₋₃₅). Во многих из них присутствует кварц [91], так что эти породы включают как микротоналиты, так и разновидности, эквивалентные крупнозернистым гранодиоритам.

АНДЕЗИТЫ

Тонкозернистые аналоги диоритов собирательно называют андезитами. Важнейший признак разграничения андезитов и микродиоритов — большая величина зернистости последних.

Граница при этом проводится по пределу различимости отдельных зерен основной массы, или микролитов, невооруженным глазом. Обычно андезиты слагают лавовые потоки, но они могут встречаться и в виде мелких интрузивов, особенно даек. В соответствии с обычной практикой андезиты принято дополнительно определять по характеру преобладающего мафического минерала, добавляя соответствующее прилагательное к общему наименованию, например «роговообманковый андезит», «гиперстеновый андезит» и т. д.

Главная особенность химического состава типичных андезитов, т. е. относящихся к известково-щелочному (орогенному) ряду, — заметное обогащение алюминием. Содержание Al_2O_3 в них обычно колеблется от 16 до 18%. Это обуславливает присутствие в них большого количества плагиоклазов, в дополнение к которым могут появляться и Al-содержащие мафические минералы. В кайнозойских андезитах иногда обнаруживается также нормативный корунд, правда, в небольших количествах, в среднем около 1,5%.

Состав андезитов с использованием 1775 первоклассных химических анализов пород, фигурировавших под этим названием, детально рассмотрен Чейесом [92]. В числе этих анализов имеются такие, в которых содержание SiO_2 составляет менее 50 и более 70%, т. е. находятся за пределами количественных границ, определяющих состав андезитов (53,5—63,5% SiO_2). Можно не сомневаться, что в этих случаях фактически анализировались базальты, а в еще большем количестве — дациты (в рамках определения этого типа в настоящей книге). Несмотря на довольно широкие вариации состава в этих анализах, средние значения, вероятно, можно считать приемлемыми (см. табл. анализов на стр. 349). Среднее содержание SiO_2 составляет 58,17%, что в общем подходит для средних пород. Эта цифра, однако, означает, что, за немногими исключениями, андезиты пересыщены кремнеземом. Содержание нормативного кварца при таком количестве кремнезема составляет 13,6%, т. е. заметно выше величины 10%, которая ранее принималась в качестве границы между андезитами и дацитами. Относительно большое содержание нормативного кварца означает, что наиболее распространенные породы в пределах поля андезитов фактически заметно обогащены этим минералом, так что их логично называть кварцевыми андезитами, как это делается в отношении диоритов соответствующего состава в отличие от идеальных бескварцевых представителей. Однако в свете исследований Чейеса бескварцевые андезиты вообще представляют собой редкость.

В наибольшем количестве в андезитах присутствует плагиоклаз, содержание которого, согласно определению, должно со

ставлять не менее двух третей (65%) в сумме полевых шпатов¹. Теоретически могут встречаться равномернотонкозернистые андезиты, но обычно в них присутствуют резко выделяющиеся порфиновые вкрапленники плагиоклаза в обильной микролитовой основной массе. Вкрапленники, как правило, резко зональные и имеют очень основные ядра часто между Ap_{85} и Ap_{95} . Весьма существенно, что такой состав имеют ксенокристы плагиоклаза в андезитах островов Карибского моря. Валовый состав плагиоклаза в андезитах оценить довольно трудно в связи со следующими обстоятельствами: 1) зональностью вкрапленников, 2) значительными различиями состава плагиоклаза вкрапленников и микролитов основной массы, 3) неполной кристаллизацией, обусловленной закалкой. Тем не менее, по оценке Чейсса, он в среднем отвечает Ap_{34} , что находится вполне в пределах границы (Ap_{50}), принятой для разделения андезитов и базальтов в нашей классификации.

Иодер экспериментально показал, что плагиоклаз в интервале составов, свойственных для андезитов, кристаллизуется в условиях высокого давления паров воды. Столь характерная для вкрапленников плагиоклаза в андезитах зональность, часто ритмическая, может быть обусловлена колебаниями давления паров воды, проявляющимися даже при постоянной температуре.

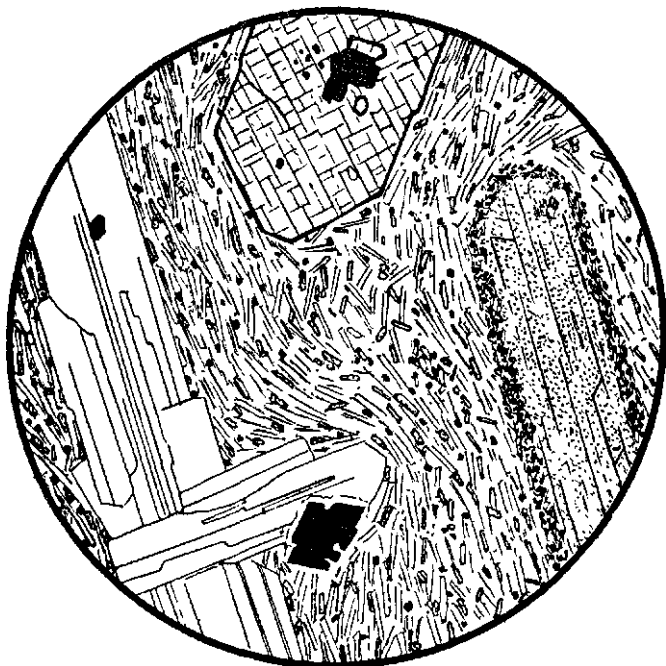
Вследствие пересыщенности кремнеземом содержание нормативного оливина в большинстве андезитов очень мало и лишь слегка превышает 1%. Определяющим для андезитов оказывается присутствие нормативного энстатита или гиперстена. Однако фактически нередко в небольших количествах присутствует оливин, поскольку реакция с ним избыточного кремнезема, ведущая к образованию ромбического пироксена, которая должна была бы иметь место в равновесных условиях, предотвращается быстрым охлаждением. Тем не менее всегда следует внимательно проверять такие оливинсодержащие андезиты: при детальном исследовании они могут оказаться базальтами. Присутствие оливина только в основных магматических породах значительно упростило бы их классификацию.

В лавах этой группы обычен ромбический пироксен. Этот минерал может быть энстатитом или гиперстеном и может присутствовать как в виде хорошо образованных вкрапленников, так и в качестве мельчайших таблитчатых микролитов основной

¹ По нашему мнению, не следует выделять тип «истинных андезитов» с величиной P от 90 до 100. Все породы, располагающиеся в поле андезитов, т. е. в пределах $Q_0 - Q_{20}$ и $P_{65} - P_{100}$, следует считать истинными представителями этих пород. Нет необходимости подыскивать специальное наименование для искусственно выделяемой существенно плагиоклазовой ($P > 90$) их разновидности.

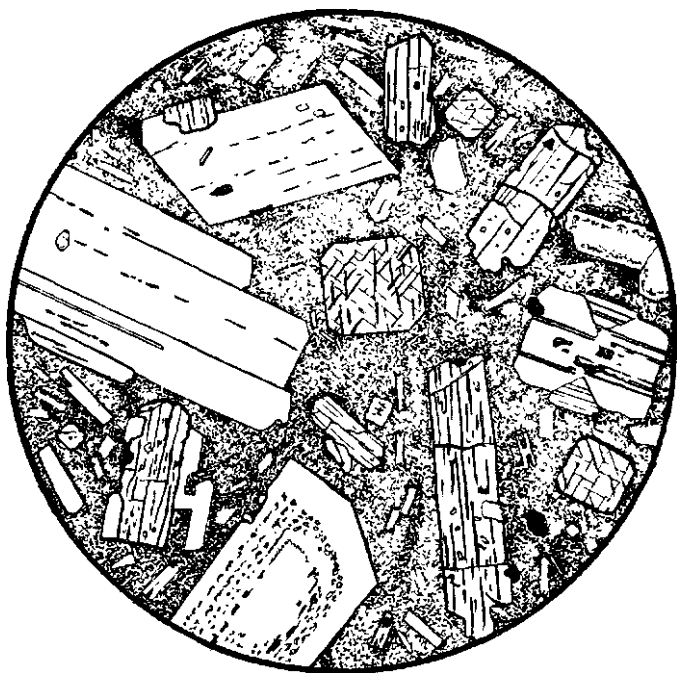
массы. В относительно основных разновидностях андезитов появляется также и моноклинный пироксен, слабо окрашенный диоксид-авгит. Обычно определение различных пироксенов в андезитах не составляет трудности. В шлифах андезитов они часто встречаются в характерных базальных разрезах (фиг. 110 и 111). При их определении прежде всего следует помнить, что двойники типичны для моноклиновых пироксенов, а также о различиях двупреломления у этих минералов.

Среди мафических минералов андезитов следует указать еще на гидроксилсодержащие силикаты — слюды и роговые обманки, которые гораздо чаще присутствуют именно в андезитах, чем в других лавах. Роговая обманка относится к бурой «ба-



Фиг. 110. Роговообманково-авгитовый андезит, Овернь, Франция,

Во вкрапленниках плагиоклаза проявляется сложное двойникование — комбинация карлсбадского, альбитового и бавенского законов. В базальных разрезах моноклинового пироксена видны включения рапших кристалликов магнетита и алатита. Корродированный вкрапленник базальтической роговой обманки (лампроболита) (тонкий край), представленный разрезом по призме, окружен каемкой, состоящей из перекристаллизованного авгита и октаэдрических зернышек магнетита. Вкрапленники располагаются по флюидальной основной массе, состоящей из авгита второй генерации, плагиоклаза и магнетита. Зарисовка выполнена при одном никеле, но показано двойникование плагиоклаза.



Фиг. 111. Энстатитовый андезит, Асама, Япония.

У обильных иноморфных вкрапленников андезина видны зоны коррозии и роста. Наиболее поздние из них имеют скелетные формы. Многочисленны также вкрапленники энстатита со спайностью по пинаконду и по призмам. Магнетит представлен единичными микровкрапленниками. Основная масса полустекловатая.

зальтической» разновидности, лампроболиту. У вкрапленников как роговой обманки, так и слюды обнаруживаются отчетливые признаки неравновесности с магмой, которая вынесла их на поверхность. Наблюдаются все стадии коррозии вкрапленников магмой. Начальные проявления этого процесса могут быть представлены слабой сыпью мелких зерен магнетита, а в конечном счете роговая обманка прогрессивно замещается агрегатом зерен почти бесцветного моноклинного пироксена и октаэдрическими кристалликами магнетита (фиг. 110)¹. В крайних случаях слюда и роговая обманка нацело замещаются таким агрегатом, так что от первичных вкрапленников остаются лишь теневые псевдоморфозы. Наконец, утрачивается и форма порфирировых

¹ Этот агрегат получил название опакита, а процесс такого замещения — опакитизации. — *Прим. ред.*

выделений, и вместо них образуются лишь довольно неправильные скопления зерен авгита и магнетита. В этой же породе могут встречаться совершенно устойчивые порфировые вкрапленники слабо окрашенного моноклинового пироксена.

Магматическая коррозия и изменение вкрапленников, описанные выше, вероятно, обусловлены реакциями с участием атмосферного кислорода, который воздействует на лаву, достигшую дневной поверхности, вызывая временное повышение температуры. Замещение амфибола и биотита пироксеном — интересный случай обратных соотношений прерывистой реакционной серии Боуэна.

Основная масса, включающая измененные вкрапленники, может быть полностью кристаллической и состоять преимущественно из вытянутых микролитов плагноклаза, с которыми иногда ассоциируются зерна других бесцветных минералов и немногочисленные выделения железорудных минералов (фиг. 110). В тех случаях, когда присутствуют одни микролиты, говорят о *пилотакситовой* структуре, но, если между микролитами имеются клиновидные включения стекла, структуру основной массы называют *гиалопилитовой*. По мере увеличения количества стекловатого материала такие лавы постепенно переходят в настоящие андезитовые стекла. Последние в шлифах имеют бурую окраску и могут быть прозрачными, однако с увеличением возраста происходит их девитрификация и андезитовые стекла утрачивают прозрачность точно так же, как и риолитовые.

Андезиты склонны к изменениям, обусловленным различными причинами. В результате сольфатарной деятельности располагающегося поблизости вулкана, слабого регионального метаморфизма или даже при атмосферном выветривании плагноклаз в них замутняется, а затем замещается вторичным альбитом в ассоциации с цонзитом или эпидотом, тогда как цветные минералы прогрессивно замещаются хлоритом, эпидотом, кальцитом и т. д. Каверны в породах заполняются кальцитом, хлоритом, пренитом и цеолитами. Название «порфирит» впервые было применено именно к таким измененным андезитам. В процессе изменений освобождается небольшое количество кварца, формы выделения которого убедительно свидетельствуют о его вторичном происхождении. Однако иногда можно ожидать появления в основной массе породы также первичного кварца. Такие кварцевые андезиты представляют излившиеся тонкозернистые аналоги тоналитов. В андезитах кварц присутствует лишь в основной массе, по мере увеличения количества свободного кремнезема андезиты постепенно переходят в дациты, в которых обычно присутствует кварц первой генерации.

Петрогенезис

Распределение и происхождение андезитов

Прежде чем обсуждать происхождение андезитов, следует четко определить эти породы. К сожалению, согласованное мнение петрологов в определении границ андезитов отсутствует. Их выбор в значительной мере зависит от опыта геологов, работающих в поле, в связи с вариациями состава пород в различных вулканических районах и обусловленной ими естественной группировкой составов. Подобный подход в основном приемлем, поскольку он помогает выявлению недостатков условных схем классификации. Вместе с тем региональные вариации состава не должны приводить к терминологической анархии. И опять-таки следование слишком жестким классификационным критериям может привести к серьезным несоответствиям. Последнее можно проиллюстрировать предложением относить к числу андезитов лишь лавы, в которых содержание плагиоклазов ($Ap < 50$) составляет 9% и более от суммы полевых шпатов. При использовании этого критерия пришлось бы признать, что «собственно андезиты» отсутствуют в большей части Чилийских Анд. Наиболее распространенные в этом регионе породы, которые мы, как, вероятно, и большинство геологов, должны рассматривать как

Химический состав андезитов

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	58,17	58,68	58,05
Al ₂ O ₃	17,26	17,29	17,15
Fe ₂ O ₃	3,07	2,97	3,30
FeO	4,17	3,96	2,54
MgO	3,23	3,14	2,16
CaO	6,93	7,13	5,13
Na ₂ O	3,21	3,24	4,57
K ₂ O	1,61	1,27	3,60
H ₂ O	1,24	1,20	1,64
TiO ₂	0,80	0,81	1,10
P ₂ O ₅	0,20	0,17	0,43
Прочие	—	0,12	0,13
Сумма	99,89	99,98	99,80

Молекулярный нормативный состав

Апатит (Ap)	0,36	0,91
Ильменит (Il)	1,15	1,56
Артоклаз (Or)	7,67	21,59
Альбит (Ab)	29,72	41,66
Анортит (An)	29,52	15,90
Магнетит (Mt)	3,17	3,50
Диопсид (Di)	4,39	5,67
Гиперстен (Hy)	9,85	3,53
Кварц (Q)	14,16	5,67

1. Среднее из 1775 анализов кайнозойских пород, определенных авторами как андезиты, вычислено Чейсом (*Chayes F.*, Proc. Andesite Conf., 2, 1969)
2. Среднее из 89 анализов кальциевых андезитов островных дуг, по Мак-Бирни [*McBirney A. R.*, The Earth's Crust and Upper Mantle, ed. Hart P. J., 503, 1969].
3. Среднее из 13 анализов щелочно-кальциевых андезитов из внутренних континентальных регионов, по Мак-Бирни [цит. выше].

нормальные андезиты, в действительности представляют собой латит-андезиты [93]. В этом случае мы сталкиваемся с убедительным примером противоречий между естественными составами и условными классификациями.

Долгое время считалось, что андезиты представляют собой континентальные породы, господствующие в известково-щелочных комплексах многих орогенических регионов и островных дуг. Типичные андезиты, подобные развитым в Тихоокеанском кольцевом поясе, отсутствуют в центральных частях океанических бассейнов и в срединно-океанических поднятиях. Однако некоторые лавы, относящиеся к орогенным щелочным комплексам, распространенные на океанических островах, ранее относили к андезитам по признаку присутствия в них соответствующих плагиоклазов — андезина, во-первых, и олигоклаза, во-вторых. В обоих случаях плагиоклаз относится к пределам составов, свойственных андезитам, так что, прибегая к этому критерию, мы должны были бы, строго говоря, называть эти породы андезитами. Однако по существу они являются основными.

В олигоклазовых породах содержание SiO_2 менее 50%. Таким образом, они попадают в поле базальтов, в которых содержание SiO_2 может достигать 53,5%, и должны классифицироваться как олигоклазовые базальты. Кроме того, в этих породах присутствует оливин, что также подтверждает их большее родство с базальтами, чем с андезитами. Номенклатура таких пород неупорядоченна. Они определялись как олигоклазовые базальты, андезитобазальты, базальтовые андезиты и даже как трахиандезиты. В связи с этой путаницей нам представляется, что такие породы следует выделить в особый тип, не относя их ни к базальтам, ни к андезитам. Олигоклазовые разности целесообразно назвать *муджиеритами*, исходя из давнего определения таких пород на острове Скай [94]. По нашему мнению, сюда следует отнести и андезинсодержащие породы, однако Макдоналд предложил называть породы такого состава *гавайитами*, и его предложение было широко поддержано [95].

За исключением муджиеритов и гавайитов, остальные представители рассматриваемой группы мы относим к андезитам, распространение которых почти полностью ограничивается известково-щелочными комплексами регионов, претерпевших горообразование и орогенический подъем. Исключение представляют относительно подчиненные проявления средних эффузивов, по составу в целом относящихся к полю андезитов, но отличающихся от наиболее распространенных представителей андезитов известково-щелочного ряда с аналогичным содержанием кремнезема, пониженным количеством Al_2O_3 (редко более 16%), повышенной щелочностью и часто большим содержанием железа. В связи с последним Мак-Бирни выделяет их в особую

группу ферроандезитов. Эти породы более характерны для неорогенного вулканизма. Установлены убедительные доказательства их образования в результате гибридизма, связанного со смешением кислых и основных магм (стр. 361). Хотя эти недостаточно четко выделяющиеся породы в целом следует относить к андезитам, тем не менее их целесообразно в отличие от типичных пород известково-щелочного ряда обозначать специальными наименованиями, например *исландит* [96]. Содержание нормативного кварца в типичных исландитах, описанных Кармайклом, достигает 25%, в связи с чем их следует уже относить к полю дацитов. Детальная классификация таких нетипичных андезитов является задачей специалистов. Отметим в связи с этим, что Йодер, имея в виду андезиты, говорил о нецелесообразности изучения и неправомерности классификации отдельных образцов лавы без рассмотрения их соотношений с другими комагматическими им породами.

Интересная особенность распределения андезитов — тенденция к изменению их состава вкрест главных структурных направлений регионов [97, 98]. Так, на островных дугах, располагающихся непосредственно у океанических желобов, андезиты имеют относительно повышенные содержания кальция и соответственно обогащены основным плагиоклазом. Наоборот, на другом фланге орогенического пояса, прилегающем к континенту, они характеризуются повышенным содержанием щелочей, особенно калия, о чем свидетельствуют анализы, приведенные в таблице на стр. 349.

Попытки решения проблемы происхождения андезитов составляют один из интересных аспектов развития петрологии. До 60-х годов они опирались лишь на сведения, получаемые прямыми наблюдениями петрографических особенностей андезитов, их распределения в пространстве и во времени, ассоциаций с другими магматическими породами, в особенности базальтами. В последний период появились новые косвенные данные, помогающие решению проблемы. К их числу относятся данные о распределении элементов-примесей и изотопов, результаты геофизического изучения природы нижних частей земной коры и мантии, упомянутые в гл. 2 ч. II, а также экспериментальные исследования условий плавления пород и минералов при высоких давлениях.

Вдоль западного хребта Высоких Анд в Южной Америке, являющихся «родиной» андезитов, подобно гигантским позвонкам выступают многочисленные стратовулканы, сложенные переслаивающимися лавовыми потоками и скоплениями пирокластического материала. Подобные цепи андезитовых вулканов существуют и в других областях орогенических поднятий Северной и

Центральной Америки, а также на многих островных дугах вокруг Тихого океана, образуя в целом подлинное «огненное кольцо». При взгляде на карту мира (см. фиг. 55) обнаруживаются грандиозные масштабы такого вулканизма. Во всех орогенических поясах среди вулканических пород доминируют андезиты, химический состав которых довольно постоянен. Эти соотношения создают заманчивые предпосылки для представления о существовании первичных андезитовых магм.

Исходя из распространенности андезитов на континентах и вокруг их границ, можно предполагать, что континентальные блоки определенным образом ответственны за образование андезитов. В связи с обычно наблюдающейся ассоциацией базальтов и андезитов существовало широко распространенное мнение о том, что андезитовая магма образуется в результате процессов смешивания материала континентальной коры и базальтовой магмы. Баланс вещества в уравнении кора + базальт = андезит обеспечивается комбинацией равных количеств базальта и гранита (соответствующего континентальной коре)¹, или смесью гранодиорита и базальта в отношении 60/40. Однако эти соображения справедливы лишь по отношению к главным компонентам, тогда как распределение малых элементов несовместимо с гипотезой смешения, которая в связи с этим утратила свое значение. Несостоятельность концепции смешения подтверждается и геофизическими исследованиями, показавшими отсутствие под некоторыми островными дугами сиалической коры. Это справедливо, например, для архипелага Тонга, удаленного на тысячи километров от ближайших континентов. Здесь имеются андезиты, но отсутствует одна из главных составных частей, за счет которых они возникают в соответствии с гипотезой смешения. Вулканическая зона дуги Идзу — Хаконе протяженностью 800 км из региона, подстилаемого континентальной корой, в северной части продолжается в область развития одной океанической коры на юге без сколько-нибудь заметного изменения состава андезитов. Такие же соотношения проявляются в вулканических регионах Центральной Америки [99, 100]. Здесь андезиты, извергнутые цепью четвертичных вулканов, протягивающейся параллельно побережью, без заметного изменения состава прослеживаются как в области с мощной континентальной корой на севере (Гватемала и Сальвадор), так и в районе, сложенном океанической корой, покоящейся на перидотитах мантийного типа неизвестной мощности (южная часть — Никарагуа и Коста-Рика). Подобные доказательства полной независимости андезитового вулканизма от природы подстилающих по-

¹ Континентальная кора, по всей вероятности, имеет состав, близкий диориту, т. е. она значительно более основная, чем гранит. — *Прим. ред.*

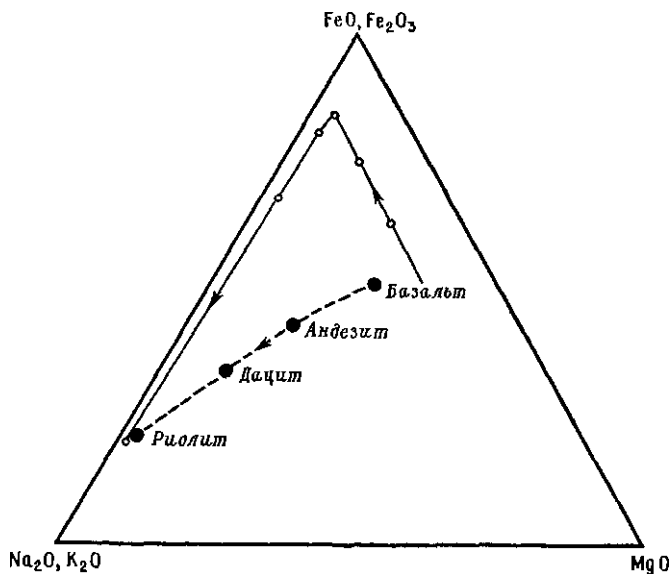
род неизбежно приводят к выводу о том, что генерация андезитовой магмы не может быть связана с реакцией коровых пород и базальтовой магмы.

Таким образом, по существу остаются лишь две возможности образования андезитовых магм — либо в результате дифференциации материнских базальтовых магм, либо при фракционном плавлении пород в глубинных горизонтах коры или верхней мантии. Рассмотрим порознь обе эти возможности.

Реальность дифференциации базальтовых магм в результате фракционной кристаллизации не вызывает сомнения. Именно этот процесс должен играть некоторую, а в определенных обстоятельствах — главную роль в образовании пород известково-щелочного ряда [101]. Этим процессом можно объяснить возникновение базальтов, андезитов, дацитов и риолитов в таких количественных, пространственных и временных соотношениях, которые обнаруживаются в крупных андезитовых вулканических провинциях. В результате прогрессивной дифференциации можно ожидать извержения из магматической камеры вначале значительного количества основных пород, а затем в общем с последовательным уменьшением количества — более кислых поздних фракций. Практически, однако, подобные соотношения обычно оказывается трудно установить. Так, в центральной части Каскадных гор у западного побережья Северной Америки из вулканов Рейнир, Худ и Джефферсон извергались лишь андезиты однородного состава. Но в обе стороны от этой цепи вулканов андезиты того же состава ассоциируются с подчиненными риолитами и базальтами, образующими два расходящихся вулканических ряда [102]. Как риолиты, так и базальты относятся к числу поздних членов таких рядов и извергались из сателлитовых вулканических конусов, на флангах крупных вулканов.

В Андах лавы представлены преимущественно андезитами и риолитами с подчиненным количеством базальтов. Относительную количественную роль андезитов и риолитов здесь оценить трудно, поскольку эти породы по-разному проявляются в рельефе. Андезиты извергались из стратовулканов, возвышающихся над высокогорными плато гигантских размеров (более 150 000 км²), которые в свою очередь сложены преимущественно риолитовыми и дацитовыми игнимбритами. 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.

Гипотезе возникновения андезитов в результате дифференциации базальтовой магмы противоречат особенности эволюции



Фиг. 112. Эволюция состава базальтовых магм при фракционной кристаллизации в Скергаардском плутоне (светлые кружочки) и лав известково-щелочного ряда.

Для второй серии использованы средние составы пород по Дели.

состава пород известково-щелочного ряда (фиг. 112). Кривые изменения их состава отличаются от эволюции состава пород в разрезах Скергаардского и других подобных ему интрузивов, для которых точно известно, что изменения состава слагающих их пород от горизонта к горизонту обусловлены фракционной кристаллизацией и дифференциацией базальтовой магмы. Особенность вариационных кривых таких плутонов заключается в последовательном и резком обогащении железом (Fe^{2+}) относительно магния на ранних стадиях кристаллизации, что связано с изменениями состава оливинов и пироксенов при фракционной кристаллизации.

Условия, в которых базальтовая магма могла бы дифференцироваться путем фракционной кристаллизации без ощутимого обогащения железом, пока не изучены. Высказано, правда, предположение о том, что роль фактора, способствующего такому направлению дифференциации, могла играть вода, относительно высокие концентрации которой в период кристаллизации приводят к увеличению степени окисленности железа. Эффект этого явления довольно сложен, и его трудно охарактеризовать несколькими словами. Одно из главных его следствий заклю-

чается в осаждении значительного количества магнетита на ранних стадиях кристаллизации магмы, сопровождающемся удалением из расплава железа, которое уже не может входить в состав силикатов последующих стадий кристаллизации [103].

Здесь не место рассматривать в деталях состав базальтов, можно лишь отметить, что даже в тех андезитовых провинциях, в которых базальты присутствуют в количествах, позволяющих считать их представителями родоначальной магмы, состав их вместе с тем настолько сильно и незакономерно варьирует, что исключает возможность установления каких-либо генетических соотношений с другими породами региона, относящимися к известково-щелочному ряду [104]. Некоторые исследователи использовали подобные факты в пользу гипотезы об андезитовом, а не базальтовом составе родоначальной магмы.

Изложенное выше приводит нас к третьему и, вероятно, наиболее правдоподобному представлению о происхождении андезитовой магмы, а именно к гипотезе селективного ее выплавления на глубинах, которые, например для Камчатки, оцениваются в 60—90 км. По мнению ряда советских петрографов [105], выплавление андезитовой магмы на таких глубинах осуществляется за счет однородных по составу перидотитов мантии. Однако в соответствии с концепцией тектоники плит в этих участках присутствуют также породы первично базальтового состава, превращенные в зависимости от глубины погружения в амфиболиты или эклогиты. Если базальтовые породы океанического дна действительно погружаются совместно с океанической плитой, поддвигаемой под край континента до уровней, на которых возможно выплавление андезитовой магмы, то механизм раздвигания морского дна представляет собой непрерывно действующий источник потенциальной андезитовой магмы (см. фиг. 56).

Грин и Рингвуд [106] экспериментально изучили эту последнюю гипотезу в серии опытов по плавлению ряда базальтовых составов, кристаллизовавшихся при различных высоких давлениях. При давлении более 20 кбар в отсутствие воды в равновесии с расплавом были установлены минералы, характерные для кварцевых эклогитов, а именно субкремнеземистый моноклинный пироксен (омфацит) и гранат, обогащенный пироповой молекулой. Эти опыты показали, что за счет эклогитов, претерпевших частичное плавление при таких высоких давлениях, возникают жидкие фракции андезитового состава, обогащенные кремнеземом и щелочами по сравнению с исходным субстратом. Было установлено, что обогащение железом в значительной мере предотвращается компенсационными изменениями относительных количеств фаз и их составов у пироксенов и гранатов, сосуществующих в равновесии с расплавом при различных

условиях плавления. Другая серия экспериментов, проведенных при меньших давлениях (9—10 кбар) и в присутствии воды, показала, что и амфиболиты в процессе фракционного плавления ведут себя примерно так же, как и эклогиты на больших глубинах.

Если роль исходного субстрата для выплавляющейся магмы играют перидотиты мантии, а не рассмотренные выше породы, то они должны состоять преимущественно из форстеритового оливина, ромбического и моноклинного пироксена. Такой состав имеют двупироксеновые перидотиты типа лерцолита. Процесс фракционного плавления лерцолита в различных условиях был рассмотрен Йодером [107]. При давлении в 20 кбар и в отсутствие воды лерцолитовый перидотит начинает плавиться при 1640 °C с образованием жидкости, которая в случае обособления будет кристаллизоваться в виде смеси субкальциевого авгита и оливина.

Однако при давлении воды порядка 7 кбар тот же перидотит начинает плавиться при 1220 °C, и за счет возникающей при этом жидкой фракции будут кристаллизоваться два пироксена (ромбический и моноклинный) совместно с кварцем. Это важно для интерпретации происхождения андезитов, поскольку фазовые отношения лишь незначительно изменяются при введении компонентов плагиоклаза.

Наиболее интересный вывод из экспериментов Йодера состоит в том, что из мантийного перидотита одного и того же состава в зависимости от присутствия или отсутствия воды могут выплавляться как базальтовые (с нормативным оливином), так и андезитовые (с нормативным кварцем) магмы.

Проведенное Йодером экспериментальное изучение влияния меняющегося давления паров воды на кристаллизацию плагиоклаза ясно показало, что содержание анортитового компонента в плагиоклазе контролируется этим фактором. Увеличение давления воды приводит к увеличению основности плагиоклаза. В связи с этим предполагается, что кальциевый состав плагиоклаза в ксенолитах, присутствующих в андезитах, например на островах Карибского моря, а также в ядрах плагиоклазовых вкрапленников этих пород, в общем свидетельствует о больших давлениях паров воды в момент и в месте генерации магмы.

Эксперименты различного рода показали, что в системах с участием анортитового компонента (соответствующего плагиоклазу) и диопсидового пироксена увеличение давления воды вызывает смещение состава из точки наиболее низкотемпературного ликвидуса в направлении к Ап. Это говорит о вероятной связи с высокими давлениями паров воды повышенного содержания (50% и более) плагиоклаза в типичных андезитах.

Происхождение и размещение диоритов

Среди крупнозернистых пород диориты занимают в классификационной схеме такое же место, как андезиты среди тонкозернистых. Поэтому как само собой разумеющееся принято положение о том, что эти два типа пород комагматичны, и диориты образуются из андезитовой магмы, кристаллизующейся на глубине. Однако при рассмотрении соотношений диоритов и андезитов возникали некоторые недоразумения в связи с существованием ошибочных представлений о составах этих двух пород. Выше мы уже показали, что обычно андезитам свойственно повышенное содержание потенциального, или нормативного, кварца. Из этого следует, что в plutонических породах идентичного химического состава должно присутствовать по крайней мере столько же, а возможно в некоторых случаях и больше, модалного кварца. Такие породы, однако, весьма отличаются от условного «идеального диорита», т. е. породы, состоящей в основном из андезита и, скажем, роговой обманки. Важно уяснить, что такие породы («собственно диориты» нашей классификации) встречаются в действительности довольно редко и что наиболее распространенные составы в поле диорита характеризуются содержанием существенных количеств кварца.

Отмеченные выше фактические соотношения помогают объяснить казавшуюся ранее аномальной ассоциацию андезитовых лав (типичных средних пород) с крупными массивами кварцсодержащих и часто обогащенных кварцем интрузивных пород (гранодиоритов, тоналитов, монзонитов). Например, в пределах территории площадью около 10 000 км², занятой крупным батолитом южной Калифорнии [15], примерно 6000 км² поверхности приходится на тоналиты и свыше 2750 км² занято гранодиоритами. Эти две кварцсодержащие породы составляют более 90% всей исследованной площади и, несомненно, являются членами диоритовой ассоциации, т. е. генетически связаны с андезитами. Таким образом, расхождения в количественных соотношениях кислых и средних пород между интрузивными и эффузивными представителями известково-щелочных магматических провинций могут быть только кажущимися, обусловленными использованием минералогических классификаций, а не реальными различиями химического состава. Однако, даже если учесть это обстоятельство, вероятно, все-таки глубинные породы в среднем будут более кислыми, чем ассоциирующиеся с ними продукты вулканизма. Обнажающиеся на земной поверхности глубинные породы, очевидно, в целом представляют более кремнеземистые продукты дифференциации. На больших глубинах они вероятно, становятся менее кремнеземистыми и более мафическими.

В связи с рассмотрением генезиса диоритов важное значение имеет выяснение роли микродиоритов, особенно их разновидностей, обычно называемых порфиритами. Свиты даек, состав которых колеблется во всем интервале химизма глубинных комплексов, с которыми они ассоциируются, представляют собой связующее звено между эффузивными андезитами и глубинными диоритами. Хотя это и не подтверждено статистическими данными, тем не менее имеются основания полагать, что дайки по составу (по признаку меньшей кремнеземистости) в целом ближе к андезитам, нежели к сильно дифференцированным гранодиоритовым ассоциациям.

Некоторые особенности распределения и полевых взаимоотношений свидетельствуют о том, что иногда диориты нельзя рассматривать как прямые продукты кристаллизации андезитовой магмы на глубине. Это можно показать на примере диоритов островов Ла-Манша, особенно Джерси и Гернси, на которых эти породы проявлены лучше, чем во всех остальных районах Британских островов. На острове Джерси прекрасно обнажены различные риолиты, которые подстилаются мощной толщей более основных пород, изученных недостаточно полно и собирательно называемых андезитами Джерси. В некоторых из этих пород присутствуют обильные пластинчатые вкрапления плагиоклаза, участвующие в хорошо выраженных текстурах течения, подобных наблюдающимся у шотландских порфиров Карнети из Пентленд-Хилс. В основание толщи андезитов Джерси внедрились граниты, захватившие андезитовый материал, что сопровождалось формированием различных гибридных диоритовых и монционитовых пород, часто кварцсодержащих. В гранитах присутствуют ксенолиты самой разной величины. Некоторые из них, включенные в щелочной гранит, окаймлены гибридными «диоритами», однако во внутренних их частях видна сохранившаяся первичная структура, не затухившая полностью общей перекристаллизацией. Здесь удается различать первичную природу ксенолитов, которые представляли собой флюидалные порфировые андезиты. В этом же комплексе некоторые диориты, вероятно, возникли в результате метасоматической силицификации габброидов. В роговой обманке такого рода диоритов иногда видны реликты первичного пироксена и местами прослеживаются первичные офитовые структуры, пережившие метасоматические преобразования. Наконец, в юго-восточной части Джерси, где диориты особенно хорошо обнажаются в береговых обрывах, эти породы, видимо, действительно возникли в результате кристаллизации из магмы, прямо отвечающей им по составу. Такие собственно диориты обычно расслоены и часто имеют пегматоидный облик, выражающийся прежде всего в присутствии крупных призматических

кристаллов роговой обманки длиной до нескольких сантиметров.

Теперь вполне уместно рассмотреть некоторые общие аспекты гибридизма и ассимиляции, играющие важную роль в происхождении андезитов и диоритов.

Ассимиляция

В этом разделе мы рассмотрим некоторые стороны проблемы реакций взаимодействия магмы и интродуцированных ею вмещающих пород. Используемый для определения этих явлений термин «ассимиляция» вполне понятен и правильно передает суть происходящего. вмещающие породы в определенных обстоятельствах могут захватываться и полностью усваиваться, или ассимилироваться, магмой, так что какие-либо явные признаки этого процесса совершенно утрачиваются. Однако ассимиляция — лишь одна из конечных форм проявления реакций взаимодействия магмы с вмещающими породами. В целом для определения такого взаимодействия можно использовать более общее понятие *синтексис*.

Первая стадия процесса ассимиляции заключается в возникновении трещин во вмещающих породах во время внедрения магмы. Такое растрескивание должно быть в значительной мере обусловлено их прогревом и неравномерным расширением в контакте с магмой. Породы боковых стенок и кровли, механически раздробленные и захваченные магмой, иногда сохраняются в виде угловатых блоков самых различных размеров и формы. Такие блоки вмещающих пород называют *ксенолитами*. Вначале ксенолиты резко отличаются от включающей их магматической породы, но в результате прогрева до магматических или близких к ним температур и пропитывания магматическими флюидами они постепенно становятся все более близкими к захватившей их магматической породе. При такого рода ассимиляции проявляется два процесса. В зависимости от состава ксенолитов усвоение их вещества магмой может происходить или посредством простого расплавления или в результате реакций с магмой.

Боуэн [108] параллелизовал реакции между магмой и ксенолитами с взаимодействием расплава с выделившимися из него кристаллическими фазами. Так, если магма временно находится в равновесии с плагноклазом состава, допустим An_{50} , кристаллизующимся в данный момент, то она должна реагировать с включениями более кальциевого плагноклаза (имеющего соответственно более высокую температуру плавления). Эта реакция должна протекать до тех пор, пока состав включения не достигнет равновесия с условиями окружающей жидкости.

Такая реакция осуществляется за счет натрия и кремния, заимствуемого из магмы, тогда как кальций и алюминий из ксенокристалла, наоборот, поступают в расплав. Этот обмен идет до тех пор, пока ксенокристалл плагиоклаза не приобретет состав Ap_{50} . С другой стороны, любой ксенокристалл плагиоклаза, обогащенный натрием по сравнению с Ap_{50} , не сможет существовать при магматических температурах, которые превышают точку его плавления. Такой плагиоклаз должен расплавиться и целиком войти в состав магмы. Для расплавления минерала, однако, требуется относительно большое количество тепла, соответствующего скрытой теплоте плавления. Это тепло заимствуется у магмы. Поскольку в кристаллизующейся магме, очевидно, отсутствует избыток тепла, если только оно не поступает посредством конвекционного переноса с глубин, чистое плавление может осуществляться лишь за счет соответствующего проявления кристаллизации, при которой освобождается скрытая теплота плавления.

Рассмотренные соотношения в равной мере справедливы для всех других групп силикатов, относящихся к непрерывной реакционной серии, а также, вероятно, применимы и к прерывистой реакционной серии Боуэна (стр. 191). Так, оливин ксенолитов, погружившихся в магму, из которой кристаллизуется биотит, должен последовательно превращаться в пироксен, затем в амфибол и если реакция не приостановится в результате консолидации магмы, то и в биотит. Наоборот, биотит, попавший в магму, из которой выделяется оливин, имеющую соответственно температуру выше точки плавления слюды, должен расплавляться, причем его усвоение будет приводить к кристаллизации эквивалентного количества оливина, компенсирующей выделение скрытой теплоты плавления. Короче говоря, минералы ксенолитов, располагающиеся высоко в реакционной серии, проявляют тенденцию к перестройке в низкотемпературные члены этой серии в результате реакций, а низкотемпературные минералы могут расплавляться, полностью переходя в магму. Из этих общих рассуждений следует, что отдельные минералы будут вести себя весьма различно в зависимости от того располагается ли их точка плавления выше или ниже температуры магмы во время захвата ею ксенолита.

Все наиболее очевидные проявления реакционного взаимодействия магмы и вмещающих пород ограничены краевыми и прикровельными зонами интрузивов. Ксенолиты сохраняются лишь в тех случаях, когда ассимиляция не закончена из-за недостатка тепловой энергии в магме. Разумно предположить, что на ранних этапах становления интрузивов и на относительно больших глубинах ассимиляция проявляется не только полнее, но и в гораздо больших масштабах, нежели в участках, в кото-

рых этот процесс можно предполагать по сохранившимся ксенолитам. Дели [VIII] детально рассмотрел процесс подъема магмы в абиссальных условиях, сопровождающихся массовым обрушением кровли и интенсивной ассимиляцией. Он придавал этим процессам первостепенное значение, особенно как способу создания интрузивами пространства для размещения и продвижения в верхние горизонты земной коры.

Несомненно, количество материала, которое может ассимилировать некоторый конкретный объем магмы, не должно превышать какой-то строго ограниченной величины, зависящей от теплосодержания магмы. Обычно полагают, что у магмы не бывает избытка тепла по сравнению с необходимым для ее сохранения в расплавленном состоянии. Из этого следует, что любая деятельность магмы, выражающаяся в прогреве вмещающих пород и реакциях с ними, осуществляется за счет ее частичной раскристаллизации. В некоторых случаях тепло этого источника должно быть весьма ограниченным, так что, вероятно, не следует придавать слишком большого значения синтексису, особенно для условий самых верхних уровней земной коры. В последнем случае значительная часть запаса тепла магмы расходуется просто на прогрев относительно холодных вмещающих пород. На больших глубинах породы, вовлекаемые в синтексис, в силу существования геотермического градиента уже изначально находятся в более горячем состоянии. Проявлению синтексиса на глубине могут также способствовать сжатие и прогибание земной коры, которые, как полагают, осуществляются в процессе орогении.

Гибридизм

Породы диоритового состава гораздо менее распространены в неорогенных магматических провинциях, чем в орогенных. Так же как и у их андезитовых аналогов, у неорогенных диоритов проявляются отличия химического состава по сравнению с близкими к ним членами орогенных известково-щелочных рядов. В качестве представителя таких своеобразных по составу неорогенных пород этой группы можно отметить *ферродиорит* [109], описанный, в частности, в комплексе Марско, Скай, Шотландия. Ферродиорит здесь составляет часть сложной трехчленной дайки. Минеральный состав его довольно сложен. Помимо преобладающего андезина, типичного для диоритов, в нем присутствуют, примерно вдвое меньшее количество ортоклаза, кварц (10%), роговая обманка, ромбический и моноклиновый пироксен, биотит, а также небольшие количества оливина, апатита и циркона. Порода имеет четкие признаки гибридного происхождения и образовалась в результате смешения кислой и

основной магм. Первой из них обязаны своим присутствием кварц, ортоклаз, слюда и акцессории, тогда как за счет основной магмы возникли остальные минералы.

Детали полевых соотношений, состава и петрологических особенностей во многих случаях позволяют полагать, что только что охарактеризованные диориты образуются в результате смешения кислой и основной магм. Харкер назвал такой процесс *гибридизмом*. Наиболее очевидные признаки смешения двух контрастных магм наблюдаются в сложных малых интрузиях, как дайках, так и силлах, в которых центральный кислый член обычно с обеих или с одной стороны сопровождается основной породой, часто долеритом или базальтом. Взаимоотношения на контактах свидетельствуют, что первыми внедрялись основные породы, а вскоре вслед за ними в центральную часть тела интрузива кислая магма. При петрографическом исследовании пород таких сложных даек можно установить признаки некоторого смешения двух магм еще до их внедрения. Наиболее убедительным доказательством проявления этого процесса может служить присутствие в основных членах сложных даек корродированных магмой ксенокристов, совершенно идентичных **вкрапленникам** встречающихся здесь же кислых пород. Классические примеры таких соотношений описаны Харкером в 1904 г. в монографии, посвященной магматизму острова Скай. Наиболее ярко они проявляются в комплексе Марско (и в частности в марскоите).

Важно еще раз подчеркнуть, что конечные продукты гибридизма и ассимиляции петрографически могут быть неотличимы от нормальных пород, кристаллизовавшихся из первичных магм.

Глава 6

СЕМЕЙСТВО МОНОЦИТОВ

Все петрографы признают важную роль сиенитов и диоритов, но гораздо меньше единодушны в вопросе о необходимости выделения «промежуточного ряда», объединяющего признаки двух этих групп пород. Теоретически члены семейства монцитов (монциты, микромонциты и латиты = трахиандезиты) определяются расположением их составов в определенном поле треугольника QAP . В соответствии с границами этого поля в монцитовых породах должны присутствовать щелочной полевой шпат (A) и плагиоклаз ($P = An_{<50}$), содержание каждого из которых может составлять от 35 до 65% в сумме полевых шпатов. Возможно также присутствие кварца, содер-

жание которого, однако, не должно превышать величины Q_{20} . Цветные минералы обычно представлены моноклинным пироксеном, роговой обманкой и биотитом, характерными для пород известково-щелочного ряда, к которому и относятся монцониты.

Роль кварца в монцонитах имеет настолько важное значение, что ее следует специально подчеркнуть. Как уже указывалось выше в связи с рассмотрением сиенитов и диоритов, использование термина «кварцевый монцонит» можно ограничить породами, располагающимися между Q_5 и Q_{20} в пределах границ поля монцонита. К сожалению, в американской практике под монцонитами понимают породы с принятой в этом руководстве величиной отношения A/P , но без ограничения количества кварца. Таким образом, в американской литературе к категории кварцевых монцонитов относят породы, составы которых располагаются выше границы Q_{20} , отвечающие адамеллитам нашей классификации.

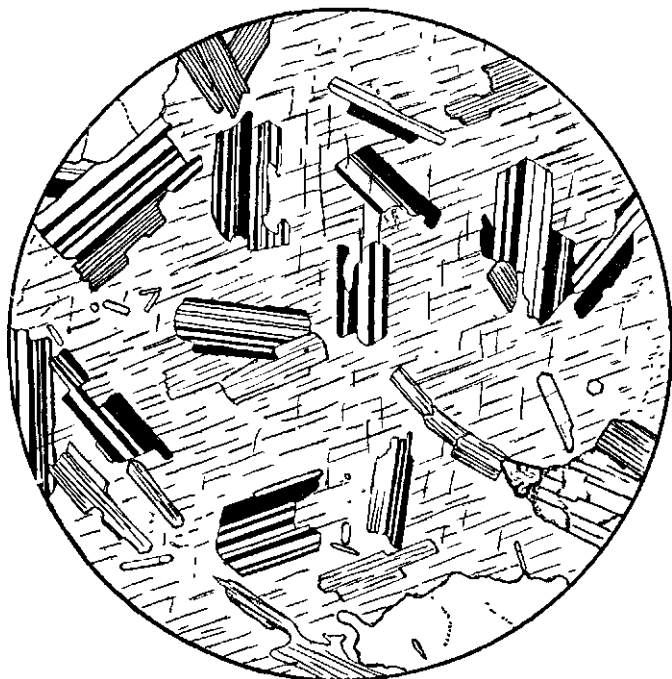
МОНЦОНИТЫ

Под этим названием выделяются крупнозернистые породы рассматриваемого семейства. Некоторые петрографы предпочитают их называть сиенодиоритами¹, что действительно удачно отражает главнейшие особенности их состава. Прототип монцонитов описан в комплексе Монцони, Тироль, где эти породы слагают лишь часть массива. Они несколько пересыщены кварцем (2,5% свободного кварца) и почти на две трети сложены полевыми шпатами — андезином и ортоклазом примерно в равных количествах (соответственно 32 и 30%). Цветные минералы представлены (в порядке уменьшения содержания) авгитом, биотитом и роговой обманкой. Цветовой индекс достигает 35.

В плутоническом комплексе Осло встречены оливиновые монцониты². Олигоклаз и щелочный полевой шпат в этих породах присутствуют примерно в равных количествах. Среди темноцветных минералов преобладает оливин, но, помимо него, присутствуют также моноклинный пироксен и биотит. Цветовой индекс 25. Ассоциация оливина с упомянутыми полевыми шпатами весьма необычна. Оливиновые монцониты такого состава, кажется, больше нигде не описаны. Если обратиться к приведенной ранее характеристике ларвикита, то можно увидеть

¹ В русской геологической литературе к монцонитам относят не сиенодиориты, а габбро-сиениты — *Прим. ред*

² Эти породы имеют аномальный состав, который, строго говоря, располагается вне треугольника QAP . Отнесение их к рассматриваемому семейству оправдано тем, что, за исключением присутствия оливина, в них обнаруживаются признаки более близкого родства к монцонитам, чем к любым другим семействам горных пород.



Фиг. 113. Кварцевый монзонит («банатит»), Овернь, Франция.

Более и менее идиоморфные выделения плагиоклаза (с условно показанными двойниками), диопсид азгита (справа), биотита (тонкая штриховка), апатита и сфена пойкилитово включаются ортоклазом, который имеет неровный контакт с кварцем в краях зарисовки

общее сходство качественного минерального состава этой и рассматриваемой сейчас породы, однако относительные количества и взаимоотношения полевых шпатов в них различны.

В шлифах обычно без труда удается установить характерные особенности монзонитов. У плагиоклаза появляется тенденция к образованию относительно мелких кристаллов, идиоморфных по отношению к ортоклазу. Более крупные таблички последнего пойкилитово включают многочисленные различно ориентированные таблички плагиоклаза (фиг. 113). Пироксен, если он присутствует, представлен почти бесцветной диопсидовой разновидью и во многих случаях ассоциируется с обыкновенной зеленой роговой обманкой. Последняя обычно неравномерно обрастает пироксен, но эти два минерала могут встречаться и самостоятельно. В измененных монзонитах пироксены явно замещаются различными амфиболами, иногда волокнистым «уралитом».

МИКРОМОНЦОНИТЫ

Эта категория выделена в основном по аналогии с другими семействами с целью возможно большей полноты классификации. Несомненно, породы этого типа часто описываются под другими названиями и распространены в природе гораздо шире, чем это может казаться по литературным данным. Так, под названием монцонит-порфиры (в нашей терминологии — порфировые микромонцониты) описаны породы малых интрузий хорошо известного района гор Генри, Юта. Здесь они ассоциируются с более распространенными порфировыми микродиоритами и постепенно в них переходят.

Как уже отмечалось в главе, посвященной сиенитам, некоторые норвежские ларвикиты по содержанию полевых шпатов, строго говоря, следовало бы относить к монцонитам. Используя этот же признак, среднезернистые аналоги ларвикитов нужно называть микромонцонитами. Однако по отношению к этим породам уже давно установилось и обычно предпочитается название «ромб-порфиры». Тонкозернистыми аналогами микромонцонитов являются латиты (трахиандезиты).

ЛАТИТЫ (ТРАХИАНДЕЗИТЫ)

В шестипольной классификации тонкозернистых магматических пород, используемой в этой книге, породы, попадающие в среднее поле группы средних пород, ограниченное с одной стороны трахитами, а с другой — андезитами, в течение многих лет называют *трахиандезитами* (Мишель-Леви, 1894). Однако в классификациях, построенных на основе треугольника QAP с выделением пяти полей составов эти породы, занимая промежуточное положение, оказываются между «трахитом» и группой пород, наименование которых имеет составной характер — «латит-андезит». Поскольку трехчленное составное название представляется неудобным, мы с известным сожалением для обозначения тонкозернистых аналогов монцонитов вынуждены отказаться от термина «трахиандезит» в пользу наименования «латит» (Ренсом, 1898).

Особенности минерального состава латитов (если понимать содержание этого термина в объеме трахиандезитов) определяются положением поля их состава в треугольнике QAP . В них должны присутствовать примерно равные количества щелочного полевого шпата и плагиоклаза в интервале составов олигоклаз — андезин. Может присутствовать кварц, содержание которого, однако, не должно превышать Q_{20} . Для вулканических пород поля латита с величиной Q_{5-20} правильное использование определение «кварцевый латит». Иначе говоря, кварцевый латит по составу представляет собой точный аналог

кварцевого монцонита и отличается от последнего лишь крупностью зерна.

Полезно напомнить, что в том случае, когда в породе присутствуют два полевых шпата, их выделения обязательно должны отличаться по габитусу кристаллов. Так, в латитах плагиоклаз обычно образует вкрапленники, тогда как щелочной полевой шпат либо развивается в касках вокруг плагиоклаза, либо образует микролиты в основной массе. Описывались также латиты, в которых вкрапленники представлены санидином, а микролиты — плагиоклазом. К таким соотношениям следует подходить очень осторожно. Выделения санидина в этом случае могут быть не настоящими порфировыми вкрапленниками, а ксенокристаллами. Как уже отмечалось в разделе, посвященном характеристике значения полевых шпатов для классификации, количественные соотношения двух различных минералов этой группы в таких тонкозернистых породах, как латиты, оценить крайне трудно и для уверенного определения породы в этом случае необходимо прибегать к вычисленному модальному или нормативному составу.

Размещение и происхождение латитов и монцонитов

Отсутствие единообразия в терминологии в настоящее время не позволяет достоверно оценить распространенность трахиандезитов (латитов).. Не все петрографы выделяют ряд монцонит — микромонцонит — латит, в связи с чем, вероятно, латиты (в принятом здесь объеме понятия) частично относятся к трахитам, а частично — к андезитах. Тем не менее, даже учитывая это обстоятельство, можно уверенно утверждать, что среди вулканических пород разного возраста латиты встречаются гораздо реже, чем риолиты, трахиты, андезиты и базальты. Эти соотношения объясняются отсутствием генетической связи между трахитами и андезитами, которые относятся к различным рядам и в идеальном случае формируются в различных обстановках вулканизма. Однако, как уже отмечалось, состав андезитов закономерно изменяется вкост орогенных поясов от наиболее кальциевого близ океанических желобов до заметно более щелочного (при обогащении преимущественно калием) в зонах, примыкающих к внутренним частям континентов. Если подобная тенденция проявится достаточно сильно, то количество калишпата превысит $\frac{1}{3}$ от суммы полевых шпатов, т. е. андезиты сменятся трахиандезитами. Постепенное увеличение содержания калия может быть связано с расположением зоны Бениоффа на все большей глубине, если допустить, что состав вулканических пород в данном случае определяется глубиной генерации андезит-трахиандезитовых магм. Трудно, однако, полагать, что изменение мощности континентальной зем-

ной коры, сквозь которую проникают такие магмы, не окажет никакого влияния на состав лав.

Монцитоны — менее распространенные породы, чем гранодиориты, тоналиты или адамеллиты, с которыми они ассоциируются в качестве членов известково-щелочного ряда. В таких ассоциациях монцитоны обычно не образуют крупных самостоятельных интрузивов, а встречаются в виде красных фаций или мелких сателлитовых т.сл. крупных гранодиоритовых массивов. Напомним, что сиениты и диориты (комбинация составов которых дает монцитонит, т. е. сиенодиорит) иногда возникают в результате контаминации магмы вмещающими породами, так что и монцитоны, вероятно, должны преимущественно формироваться таким же образом, а не при кристаллизации из первичной магмы, прямо отвечающей их составу и представляющей продукт нормальной дифференциации.

При отсутствии точного определения понятия «монцитонит» и существующих номенклатурных разночтениях трудно правильно оценить их количественную роль. Чтобы проиллюстрировать это положение, можно напомнить о хорошо известных в учебных коллекциях и руководствах дрезденских «сиенитах», слагающих апофиз Мейсенского гранитного массива и по существу относящихся к числу монцитонитов. Таким же образом, известный «ферродиорит» из Ред-Хилс на острове Скай следует считать монцитонитом, если исходить из величины A/P (стр. 361).

Монцитоны встречаются в разнообразных малых интрузиях Шотландии, связанных с каледонской магматической деятельностью. В этих породах отмечаются все возможные количественные соотношения кварца, щелочных полевых шпатов и олигоклаза, а также присутствие пироксена, роговой обманки и биотита, часто в пойкилитовых выделениях. Такие колебания состава свойственны не только конечным членам — сиенитам и диоритам, но также и промежуточным между ними монцитонитам¹.

Глава 7

ОСНОВНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ (ГАББРО, ДОЛЕРИТЫ И БАЗАЛЬТЫ)

Классификация и номенклатура

Только один вид магмы, а именно оливиново-базальтовую, признают практически все петрографы. В подходящей обстановке расплав такого состава может кристаллизоваться в виде

¹ Монцитоны очень широко развиты в пределах молодых интрузивов Кавказа и Закавказья и в ряде других районов СССР. — *Прим. ред.*

крупнозернистого агрегата плагиноклаза, пироксена и оливина. Естественные горные породы, слагающие крупные расслоенные основные интрузивы, действительно состоят из этих трех минералов во всевозможных пропорциях. Отдельные породы могут состоять из одного, двух или трех этих породообразующих минералов, однако наиболее типичными основными породами являются габбро и нориты.

Габбро состоит в основном из плагиноклаза, более богатого кальцием, чем Ap_{50} , и моноклинного пироксена. Норит состоит также из основного плагиноклаза, который ассоциируется с преобладающим ромбическим пироксеном.

Существуют постепенные переходы между габбро, лишенным гиперстена, к нориту, совершенно лишенному авгита. Однопироксеновые породы мы предлагаем называть соответственно «ортогаббро» (собственно габбро. — *Ред.*) и «ортонорит» (собственно норит. — *Ред.*). Между этими крайними типами располагаются двупироксеновые члены ряда, в том числе обычные габбро, в которых присутствует некоторое количество гиперстена, и обычные нориты с некоторым количеством авгита. Эти соотношения отражены в прилагаемой таблице.

Классификация основных интрузивных пород

Преобладает моноклинный пироксен		Преобладает ромбический пироксен	
АНОРТОЗИТ			
Лейкогаббро	Гиперстеновое габбро	Авгитовый норит	Лейконорит
ГАББРО			НОРИТ
Мелагаббро			Меланорит
ПИРОКСЕНИТ		ПИРОКСЕНИТ	
с моноклинным пироксеном, например диаллагит		с ромбическим пироксеном, например бронзитит	

Помимо только что отмеченных вариаций состава, в рассматриваемых горных породах проявляются постепенные переходы от лейкократовых до чрезвычайно меланократовых разновидностей. В первых практически отсутствуют мафические минералы, а во вторых — фельзические. Таким образом, среди основных пород отмечаются мономинеральные разновидности, соответственно почти чисто плагиноклазовые и чисто пироксеновые. Они не укладываются в приведенные выше определения

габбро и норита и для них следует применять специальные названия, как это и показано в таблице. Промежуточные разновидности, гораздо более распространенные в природе, обозначаются терминами «габбро» и «норит» с дополнительными прилагательными. В таблице приведена рациональная схема номенклатуры, основанная на количественных соотношениях двух пироксенов, а также отношении фельзических минералов к мафическим. Эта таблица наглядно иллюстрирует взаимоотношения между упомянутыми основными породами.

В крупных основных магматических комплексах, например в Бушвелдском лополите или массиве Садбери, без труда можно отобрать образцы большинства разновидностей пород, перечисленных в таблице. Так, в одной из коллекций образцов Бушвелдского лополита, которой мы располагали, присутствовали анортозит, лейконорит, норит, меланорит, пироксенит, гиперстеновый перидотит, дунит, хромитит и бронзитовый хромитит, а также титанмагнетитовые породы. Они слагают отдельные участки единого интрузивного тела и образовались в результате дифференциации единой магмы. Совершенно бессмысленной была бы попытка объединить эти девять пород каким-либо одним названием, отражающим их состав и принадлежность к определенному магматическому комплексу. В общем же средний состав их наиболее близок к габбро, в связи с чем мы довольно свободно пользуемся термином «бушвелдское габбро» для определения массива в целом.

Необходимо отметить, что все породы, рассмотренные в этом разделе, относятся к насыщенным кремнеземом и могут содержать акцессорный кварц. Однако среди основных интрузивных пород имеются и недосыщенные разновидности, в которых присутствует оливин. В тех случаях, когда этот минерал содержится в подчиненных количествах, для определения пород следует пользоваться терминами «оливиновое габбро» и «оливиновый норит». Однако по мере увеличения количества оливина за счет пироксена последний в конечном счете исчезает, и мы имеем дело уже с двуминеральной ассоциацией. Такую породу, состоящую лишь из оливина и плагиоклаза, называют *троктолитом*.

В идеальном троктолите (ортотроктолите) пироксен отсутствует. Однако в этой породе может последовательно возрастать количество авгита, вытесняющего оливин, так что существует вся серия переходов от троктолита до безоливинового габбро. Совершенно такие же переходы существуют между троктолитом и безоливиновым норитом. Каждая из этих пород может быть представлена лейко-, мезо- и меланократовой разновидностью в зависимости от величины отношения плагиоклаза к сумме мафических минералов,

Необходимо отметить, что приведенные в таблице наименования пород рядов габбро и норита построены в соответствии с принципами, использованными и в других случаях: породы в интервале составов от троктолита до габбро, содержащие оба цветных минерала, называются габбро в случае преобладания авгита и троктолитами при преобладании оливина. Аналогичным образом и в серии троктолит — норит разновидность троктолитовый меланорит представляет собой крупнозернистый агрегат плагиоклаза, ромбического пироксена и оливина при некотором преобладании первого темноцветного минерала над вторым. В этом случае мафические силикаты должны составлять не менее 70% породы.

Номенклатура разновидностей пород в рядах габбро
и норита

	Габбро (ортогаббро)	Норит (ортонорит)	
10	_____	_____	10
	Оливиновое габбро	Оливиновый норит	
30	_____	_____	30
	Троктолитовое габбро	Троктолитовый норит	
50	_____	_____	50
	Габбровый троктолит	Норитовый троктолит	
70	_____	_____	70
	Авгитовый троктолит	Бронзитовый троктолит	
90	_____	_____	90
	Троктолит (ортотроктолит)		
100	_____	_____	100
	0		

Цифры слева и справа относятся к оливину, а в средней колонке — к пироксену и указывают на содержание минерала в сумме темноцветных компонентов.

В большинстве троктолитовых интрузивов, как и в габброидных массивах, весьма ярко проявляется внутренняя дифференциация, приводящая к их расслоенности. При этом оливин имеет тенденцию концентрироваться у дна отдельных прослоев, а плагиоклаз у их кровли. Таким образом, в крайних случаях в пределах одного магматического слоя могут наблюдаться постепенные переходы от мономинерального оливинита через мелатроктолит, троктолит и лейкотроктолит до анортозита.

Следует упомянуть также основные глубинные породы, которые в публикациях Геологической службы называются *эвкритами*. Это наименование раньше было присвоено одной из раз-

новидностей метеоритов, и его не следовало бы применять к земным горным породам. Тем не менее оно используется применительно к некоторым породам третичных основных — ультраосновных комплексов Шотландии. Шотландские эвкриты имеют смешанный состав в том смысле, что они не относятся ни к габбро, ни к норитам, а обнаруживают комбинацию минералогических особенностей обоих пород. Кроме оливина, в них присутствуют примерно в равных количествах два пироксена (гиперстен и авгит), тогда как плагиоклаз очень основной и представлен битовнитом или даже апортитом.

В связи с широкими колебаниями состава этих пород, по нашему мнению, их гораздо удобнее называть либо гиперстеновыми габбро, либо авгитовыми норитами. Мы совершенно согласны с мнением Ле Веса [110] о нецелесообразности дальнейшего использования термина «эвкрит».

Соотношения между основными породами удобно изображать в виде тетраэдра, в четырех вершинах которого располагаются плагиоклаз, оливин, авгит и гиперстен. К сожалению, однако, такую систему нельзя наглядно представить на двумерной диаграмме.

Ниже детально рассматриваются габбро, нориты и троктолиты совместно с их средне- и тонкозернистыми аналогами. Продукты крайней дифференциации основной магмы, в том числе мономинеральные породы, рассмотрены при обсуждении явлений расслаивания в отдельной главе.

ГАББРО, НОРИТЫ И ТРОКТОЛИТЫ

Определение обычных габброидов в соответствии с принятой выше классификацией и номенклатурой не должно представлять трудностей. Имеются, однако, некоторые детали, возникающие при изучении шлифов, на которые авторы хотели бы обратить внимание.

Минеральный состав габбро и норитов

В большинстве габбро и норитов *плагиоклаза* обычно несколько больше, чем мафических минералов: он составляет около 60% породы. Для плагиоклаза характерны широкие пластины, сдвойникованные по альбитовому закону. Во многих случаях проявляется двойникование, представляющее комбинацию альбитового с карлсбадским и периклиновым законом. Плагиоклаз образует кристаллы пластинчатого габитуса, уплощенные параллельно боковому пинакoidу (010), что в расслоенных интрузивах обычно определяет появление несовершенной плоскопараллельной ориентировки. Плагиоклазы

часто иризируют. Иногда при небольших увеличениях можно видеть причины этого явления, а именно присутствие мельчайших параллельно ориентированных стерженьков железорудного минерала. В шлифах такие включения могут сообщать кристаллам плагиоклаза очень темную окраску и в некоторых случаях вызывают хорошо знакомую игру цветов. Стержневидные включения железорудных минералов часто по-разному ориентированы в прилегающих друг к другу двойниковых пластинках, а иногда ориентируются в нескольких направлениях, формируя очень тонкую решетку. В некоторых случаях эти включения крайне мелки и вызывают только общее замутнение плагиоклаза, причину которого удается понять лишь при самых больших увеличениях. В определенных условиях, при региональном метаморфизме низкой степени или в результате поздних дейтерических изменений плагиоклаз разрушается с образованием агрегата существенно кальциевых минералов (в типичных случаях — цоизита или эпидота с кальцитом), расположенных в связующей массе вторичного альбита.

Моноклинный пироксен обычно представлен диаллагом (разновидность авгита). В некоторых случаях, однако, вместо диаллага появляется слабо плеохронный лиловатый титан-авгит. Моноклинный пироксен также может иризировать. Иногда причина этого явления, как и в случае плагиоклаза, заключается в присутствии тончайших вростков железорудных минералов. Однако при изучении иризирующих пироксенов следует быть внимательным, чтобы не пропустить присутствия правильно ориентированных пластинчатых или пленочных включений ромбического пироксена. Подобным образом и ромбический пироксен, обычно гиперстен или бронзит, может содержать включения моноклинного пироксена. В этом случае они легко определяются в связи с большим двупреломлением авгита по сравнению с вмещающим его ромбическим пироксеном. Такие сростки пироксенов детально описаны выше в разделе «Кристаллизация пироксенов».

В условиях начального метаморфизма пироксены изменяются, замещаясь либо амфиболом, либо хлоритом. Замещение амфиболом часто называют уралитизацией, хотя амфибол обычно представлен светлоокрашенным волокнистым куммингтонитом. Вначале амфибол развивается по спайности и по периферии зерен пироксена.

Оливин легко определяется в габброидах даже в тех случаях, когда он встречается в шлифах в виде единичных зерен¹.

¹ Редкие зерна оливина тем не менее легко могут быть пропущены, если предварительно не просмотреть внимательно весь шлиф невооруженным глазом или при небольших увеличениях.

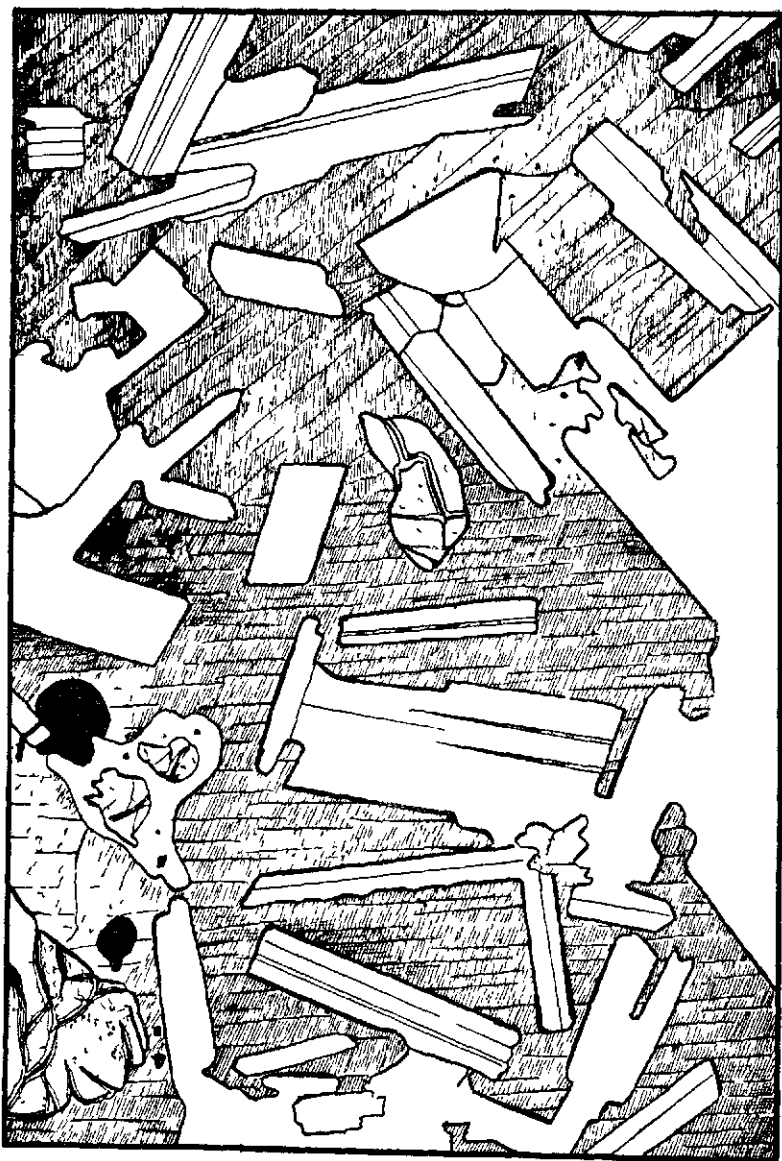
В одних случаях этот минерал совершенно свежий, но часто в различной степени замещается серпентином, иддингситом или боулингитом. Хотя оливин, судя по высокой температуре кристаллизации, относительно рано выделяется из базальтовой магмы, идиоморфные кристаллы его встречаются редко в связи с реакциями кристалл — жидкость в процессе медленного охлаждения этих глубинных пород.

Акцессории в основных породах немногочисленны и чаще всего представлены одним лишь железорудным минералом, который почти всегда определяется как магнетит. В данном случае такие определения, как правило, можно принимать лишь в качестве собирательного названия, поскольку обычно, помимо магнетита и в тесных сростаниях с ним, присутствуют титаномагнетит и ильменит.

Структуры

У габбро и норитов часто наблюдается обычная ксеноморфнозернистая структура, характерная для крупнозернистых пород вообще. Однако в некоторых случаях проявляются очень специфические взаимоотношения между плагиоклазом и пироксеном, получившие название *офитовой структуры*. В породах с наиболее типичной офитовой структурой идиоморфные произвольно ориентированные пластиночки плагиоклаза включаются таблитчатыми зернами авгита (фиг. 114). Эта структура характерна не только для габбро, в действительности она более типична для долеритов и полнее рассматривается при описании последних.

В ряде районов описаны орбикулярные нориты и габбро. Эти породы встречены, например, в Ромсасе, южная Норвегия; горнорудном районе Кенора, Онтарио; округе Сан-Диего, Калифорния [111], и на Корсике. Порода с Корсики, описанная под названием «корсит» (Циркель) или «паполеонит», вероятно, вообще наиболее известный пример орбикулярных пород. Часто ее рассматривают как орбикулярный диорит в связи с присутствием амфибола и плагиоклаза. Однако корсит содержит 46% кремнезема и, несомненно, относится к основным породам [112]. Плагиоклаз по составу относится к битовниту (Ap_{75}), тогда как амфибол частично представлен псевдоморфозами по пироксену. Битовнит составляет примерно три четверти, а амфибол — одну четверть породы. Орбикулярные обособления имеют размер в среднем 2,5 см, хотя иногда достигают 7,5 см в диаметре. В центральных частях орбикулов располагаются ядра с нормальной структурой, которые последовательно окружаются оболочками плагиоклаза и амфибола. Связующая масса орбикулов также обладает нормальной структурой.



Фиг. 114. Оливиновое габбро офитовой структуры, Нигерия.

Три мелких зерна оливинна, частично превращенные в серпентин, включены в сильно иризирующий моноклинный пироксен, который находится в офитовых взаимоотношениях с лабрадором. Редкие выделения железорудного мипера (1) представлены округлыми зернами и мельчайшими октаэдрическими кристалликами в серпентине. Размер шлифа 6×9 мм



Фиг. 115. «Оливиновое габбро» (бойитовое), Волчья Пещера, Джерси.

Присутствуют оливин, титанавтит, «баркевикит» и плагиоклаз. Судя по неправильным границам баркевикита и титанавтита, амфибол псевдоморфно развивался по пироксену. В этом участке баркевикит преобладает над пироксеном, так что порода имеет скорее бойитовый, чем габбровый характер.

В оливиновых габбро часто особенно хорошо проявляются реакционные взаимоотношения между различными темноперевыми минералами. Оливин окаймляется пироксеном, который в свою очередь обрастает амфиболом. Наконец и амфибол часто окружен каймой биотита (фиг. 115). Порядок в этой серии каемок вполне отвечает реакционному ряду Боуэна. Реакционные каемки совсем иной природы относятся к числу наиболее эффективных структурных особенностей основных магматических пород. Эти каемки называются венцовыми («coronas»). Они представляют собой узкие оболочки, часто исключительно однородные по толщине, окружающие кристаллы оливина, включенные в плагиоклаз. Иногда присутствует одна, в других случаях — две оболочки. Поскольку наиболее хорошо эта структура проявляется в троктолитах, она и рассматривается более детально при описании этих пород.

Для некоторых норитовых пород характерно возникновение *симплектитовых сростков* на границах кристаллов. Они представляют собой мирмекитоподобные колбообразные выросты

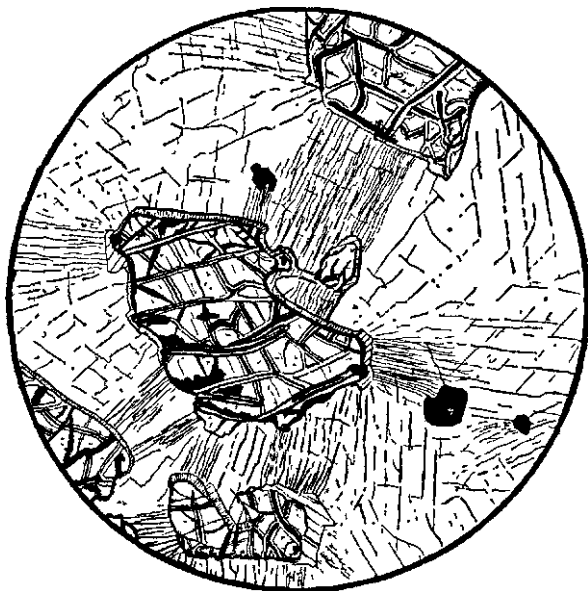
плагноклаза, изредка сдвойникованные обычным способом, которые содержат червеобразные включения ромбического пироксена. На фиг. 135, иллюстрирующей такие симплектитовые сростки, червеобразные включения ромбического пироксена развивались в сторону от жилковатых выделений титаномагнетита, окаймленных на границе с лабрадором зернами фаялитового оливина, которые на одном участке содержат пойкилитовые включения биотита. Местами и оливин образует сростки с червеобразными выделениями магнетита. Все эти структуры, несомненно, возникли на поздней стадии кристаллизации магмы. Похожие сростки этих же двух минералов можно видеть в хорошо известном норите из Хиттерое, Норвегия (фиг. 116).

Выше рассматривались особенности минерального состава и структуры габбро и в меньшей степени норитов. Троктолиты настолько специфичны, что их целесообразно рассмотреть отдельно.



Фиг. 116. Норит, Хиттерое, Норвегия.

Крупное зерно апатита в контакте со светло-зеленым моноклинным пироксеном, с которым ассоциируются выделения железорудного минерала. Вокруг зерен пироксена в прилегающем лабрадоре развиваются мирмекитоподобные сростки такого же пироксена и плагноклаза. В лабрадоре присутствуют правильно ориентированные короткие стержневидные выделения железорудного минерала, а также бесцветные таблитчатые включения, ориентировка которых контролируется двойникованием (внизу справа).



Фиг. 117. Троктолит, Белхелви, Абердин, Шотландия.

Зерна оливина частично серпентинизированы и содержат выделения магнетита. Они включены в плагиоклаз, в котором развиваются системы сближенных трещинок. Кристаллы первичного магнетита единичны. Зерна оливина окружены тонкими оторочками ромбического пироксена.

Троктолиты. Типичные образцы троктолита, особенно несколько выветрелого, имеют необычайно характерный облик. В них серый агрегат плагиоклаза усеян черными, бурыми или красноватыми зернами оливина или псевдоморфозами по этому минералу. Внешний вид породы послужил причиной появления ее простонародного названия — «фореленштейн». Во многих случаях зерна оливина отделяются от плагиоклаза реакционными каемками ромбического пироксена, обычно очень тонкими, но изредка более толстыми и двоянными. В случае серпентинизации оливина в окружающем плагиоклазе развивается интенсивная трещиноватость, очевидно обусловленная расширением в результате изменения состава. Эти трещины располагаются радиально по отношению к зернам оливина, включенным в плагиоклаз (фиг. 117).

Лучшее месторождение троктолита в Великобритании известно в комплексе основных пород близ Белхелви в Абердине [113]. Этот расслоенный конкордантный интрузив частично сложен ультраосновными породами, хотя в нем преобладают троктолиты, постепенно переходящие в пориты, гиперстеновое габбро и даже, если рассматривать изолированно мелкие образцы,

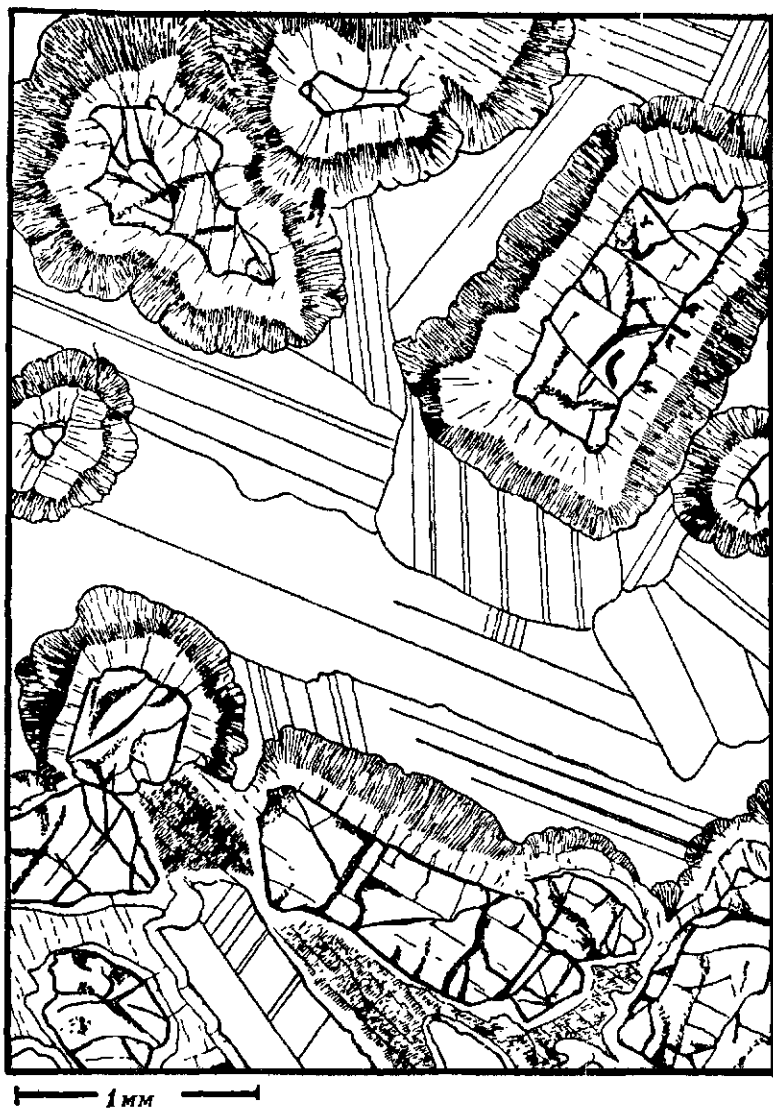
в анортозиты и оливиниты. Содержание плагиоклаза в собственно троктолитах сильно варьирует. Плагиоклаз в среднем имеет состав Al_{70} , а оливин Fe_{76} . В типичном образце, химический состав которого приводится в таблице в колонке 2, присутствует 70,5% битовнита, 28,4% оливина и 0,6% пироксена.

Химический состав основных интрузивных пород

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	45,56	40,21	48,01	45,48	44,61	49,18
Al_2O_3	21,17	21,22	19,11	16,41	11,70	16,00
Fe_2O_3	1,10	0,54	1,20	2,09	2,05	0,02
FeO	5,59	4,48	8,44	9,29	22,68	8,22
MgO	11,48	9,30	7,72	11,65	1,71	9,47
CaO	11,42	11,41	10,33	10,46	8,71	12,54
Na_2O	1,99	1,92	2,34	2,06	2,95	2,04
K_2O	0,16	0,16	0,17	0,27	0,35	0,26
H_2O	1,28	6,86	0,60	1,03	0,42	0,48
TiO_2	0,40	0,10	1,51	0,94	2,43	1,24
Прочие	0,14	1,03	0,82	0,11	2,54	0,85
Итого	100,29	100,23	100,25	99,79	100,15	100,30

1. Алливалит, Олливел, остров Рам, аналитик Браун [Phil Trans Roy. Soc., 240, 17, 1956]
2. Троктолит, Белхелви, Абердин, аналитик Стюарт [Quart J Geol Soc., 102, 474, 1947].
3. Оливиновое габбро, закаленная краевая фация, Скергаард, Гренландия, аналитик Дир [монография по Скергаарду, цит. выше]
4. Оливин-гиперстеновое габбро из основания расслоенной серии Скергаарда, аналитик Дир [цит. выше]
5. Феррогортонолитовое феррогаббро, Скергаард, аналитик Дир [цит. выше]
6. Норит, Хантли, Абердин, аналитик Редли [Huntly, Mem Geol Surv., 115, 1923].

Троктолиты Белхелви имеют несколько интересных структурных особенностей. Зерна оливина в этой породе равномерно окаймлены реакционными оторочками. Внутренняя зона таких оторочек сложена в одних случаях ромбическим пироксеном, а в других амфиболом. Оба эти минерала представлены бесцветными разновидностями. Вторая внешняя зона реакционных каемок представлена симплектитовыми сростками роговой обманки и шпинели. Венцовая структура этого типа показана на фиг. 118. Полагают, что она обусловлена воздействием жидкого остатка на выделившиеся кристаллы оливина в условиях высоких температур. Вторая интересная особенность структуры троктолитов Белхелви заключается в изменении идиоморфизма двух главных минералов в зависимости от их количественных соотношений. В тех случаях, когда оливин преобладает, он, несом-



Фиг. 118. Авгит-куммингтонит-оливиновый норит, Ризор, Норвегия.

Вокруг оливиновых ядер возникли хорошо выраженные венцовые оторочки, которые состоят из внутренней зоны ромбического пироксена сменяющейся по резкой границе внешней амфиболовой зоной. Последняя местами сложена куммингтонитом, но иногда представлена очень светло-зеленым симплектитом, испещренным неправильными червеобразными вросками. Куммингтонит встречается в ассоциации с ярко-зеленой шпиделью вокруг выделений железорудного минерала.

ненно, выделялся раньше плагиоклаза и идиоморфен по отношению к этому минералу. Наоборот, в случае избытка плагиоклаза оливин кристаллизовался позднее и располагается в интерстициях плагиоклазовых зерен, которые явно имеют более идиоморфные очертания. Если эти минералы присутствуют в эвтектических пропорциях, они, очевидно, кристаллизовались совместно и обладают примерно одинаковым идиоморфизмом. Отметим в заключение, что местами троктолиты представлены пегматондными фациями с кристаллами оливина диаметром до 2 см.

Происхождение и взаимоотношения крупнокристаллических основных пород

Как уже указывалось в начале этой главы, почти в каждом крупном интрузиве основных пород, будь то лополит или мощный силл, можно обнаружить расслоенность, приводящую к резким вариациям состава. Такая расслоенность преимущественно обусловлена относительно небольшой вязкостью габбровых (т. е. «базальтовых») магм, в связи с чем кристаллы различных минералов могли перемещаться с различной скоростью, обусловленной их плотностью и местом в процессе кристаллизации. Явление расслоенности более детально рассматривается в одной из следующих глав, поскольку оно имеет особенно важное значение для интерпретации происхождения мономинеральных и ультраосновных пород. Следует, однако, помнить, что и большинство пород, рассматриваемых в настоящей главе, вероятно, в той или иной степени формировалось с участием процессов аккумуляции кристаллов. В относительно мелких интрузивах признаки внутренней дифференциации очень немногочисленны, а состав интрузивного тела может в среднем соответствовать оливиновому габбро, содержащему около 60% плагиоклаза, 30% пироксена и 10% оливина. Такая порода по составу, вероятно, мало отличается от магмы, из которой она кристаллизовалась. Однако проявление хотя бы слабой сортировки кристаллов приводит к тому, что возникающие при этом разновидности пород интрузива будут отличаться по составу от исходной магмы. На основе химических анализов троктолитов из расслоенного комплекса бесполезно пытаться вывести состав первичной магмы, из которой выделились слагающие породу кристаллы оливина и плагиоклаза. В этом плане особенно полезно ознакомиться с характеристикой комплекса ультраосновных пород острова Рам, одного из третичных вулканических центров в западной Шотландии. Как полагают, ритмически повторяющаяся последовательность слоев перидотита, троктолита и анортозита в этом комплексе возникла в результате аккумуляции кристаллов в магматической камере, располагавшейся неглубоко под вулка-

ном. Эта камера функционировала в роли осаждающего сосуда, в котором из последовательно поступавших порций магмы осаждались наиболее высокотемпературные фазы. Большая же часть поступавших сюда расплавов извергалась на поверхность с образованием лавовых потоков оливиновых базальтов, вероятно, обычного состава.

Среди крупнозернистых пород рассматриваемой группы наиболее близким аналогом типичного базальта следует считать габбро, в котором моноклинный пироксен преобладает над ромбическим. Обогащение габброидов ромбическим пироксеном уже само по себе требует объяснений. В таких же объяснениях нуждается и появление роговой обманки вместо пироксенов. Рассмотрим порознь каждый из этих случаев.

Для кристаллизации ромбического пироксена в избытке по отношению к авгиту необходимо, чтобы в расплаве содержалось пониженное количество кальция по сравнению с магнием и железом. Такие соотношения могут возникать в случае вхождения достаточного количества кальция в основной плагиоклаз. Как было показано в связи с обсуждением пересчетов на нормы CIPW (стр. 205), кристаллизация анортитовой молекулы определяется содержанием в магме алюминия. При возрастании содержания алюминия увеличивается и содержание анортита в плагиоклазе, что обуславливает уменьшение количества кальция, способного войти в моноклинный пироксен.

Рид специально изучил проблему происхождения норитов и пришел к выводу, что избыточный алюминий, необходимый по только что рассмотренному выше условию, появляется в габброидной магме в результате взаимодействия ее с глинистыми вмещающими породами и их ассимиляцией. Свои исследования Рид проводил в восточной части центральной Шотландии на габбровых и норитовых интрузивах. Среди них были обнаружены определенно контаминированные нориты с ясными признаками магматической ассимиляции глинистого материала. В таких породах присутствовали крупные кристаллы кордиерита (см. фиг. 53), с которыми ассоциировались скопления октаэдрических зерен темно-зеленой шпинели и красновато бурые пластинки слюды. Все эти минералы появились дополнительно к основному плагиоклазу и плеохроичному гиперстену, свойственным нориту. Кордиерит и шпинель представляют собой характерные метаморфические минералы, образующиеся при термальном метаморфизме глинистых осадков. Они отражают местный и временный избыток алюминия, обусловленный ассимиляцией ксенолитов глиноземистых пород. Весьма показательно, что в крупнейшем норитовом комплексе мира — Бушвелдском лополите также присутствуют кордиеритовые нориты, очень похожие на шотландские. Они приурочены к базальным горизонтам

лополита и непосредственно соседствуют с силлиманитовыми роговиками, представляющими собой продукт высокой степени метаморфизма глиноземистых осадочных пород, располагавшихся ниже основания интрузива. Эти два примера одинаково убедительно подтверждают справедливость выводов Рида.

Минералы габбро кристаллизуются из базальтовой магмы при очень высоких температурах порядка 1000 °С, т. е. при температурах выше границ устойчивости роговой обманки и в пределах поля стабильности пироксенов. Если же температура кристаллизации понижается в присутствии повышенного количества H_2O (а эти условия иногда проявляются в относительно глубоких горизонтах земной коры), то вместо части или всех пироксенов может кристаллизоваться роговая обманка. В таких случаях породе следует присваивать самостоятельное наименование.

Бойит (Вейншенк, 1899) подобно габбро, нориту и троктолиту представляет собой существенно двуминеральную породу. Он состоит из роговой обманки и плагиоклаза (лабрадор-битовнита). По признаку присутствия одного плагиоклаза бойит автоматически попадает в поле габбро нашей классификации, хотя и следует заметить, что его нельзя отождествлять с роговообманковым габбро. Порода с таким названием должна быть сложена габбровой ассоциацией минералов, то есть плагиоклазом ($An_{>50}$) и моноклинным пироксеном с *подчиненным* количеством роговой обманки. Относительные количества двух главных минералов бойита могут изменяться точно таким же образом, как это уже было отмечено выше для габбро и норитов. Некоторые фации бойитовых интрузивных тел представлены лейкобойитами, а другие, относительно обогащенные роговой обманкой, можно назвать мелабойитами. По минеральному составу бойит близок к роговообманковому диориту; эти две породы отличаются друг от друга лишь содержанием анортитового компонента в плагиоклазах. Следует отметить, что повторное изучение прототипа бойита показало, что состав плагиоклаза в нем отвечает An_{40} , так что эта порода фактически относится к диоритам. Однако это не меняет положения о том, что бойит, как он был охарактеризован выше, является индивидуализированной породой, которую следует относить в группу основных крупнозернистых магматических пород. Возможно, что роговая обманка возникла в результате псевдоморфного замещения первичного моноклинного пироксена, но тем не менее мы должны судить о породах по их современному минеральному составу, а не по чисто гипотетическим предыдущим ее состояниям (ср. фиг. 115).

Бойиты встречаются гораздо реже обычных габбро, норитов и троктолитов, однако они известны в интрузивах, прекрасно

обнаженных на побережье островов Гернси и Джерси. К числу этих интрузивов относятся, в частности, расслоенный габброидный комплекс близ Сент-Питер-Порт, Гернси [114].

МИКРОГАББРО (ДОЛЕРИТЫ)

Представители габброидов, попадающие в категорию среднезернистых пород, логически должны бы называться микрогаббро, поскольку в этом плане они полностью сопоставимы с микрогранитами, микросненитами и микродиоритами. К сожалению, однако, эти номенклатурные приемы стали использовать лишь относительно недавно, и в настоящее время применительно к рассматриваемым породам бытуют другие наименования. В Великобритании многие петрографы вместо термина «микрогаббро» используют название «долерит», хотя и вкладывают в него несколько различные значения. В одних случаях под этим понятием подразумевают все среднезернистые габброидные породы независимо от их возраста, структуры и способа проявления. Другие исследователи ограничивают использование этого термина, относя его лишь к микрогаббро с офитовой структурой. Наконец, еще одна группа авторов называет долеритами породы лишь гипабиссального характера. По мнению авторов, если использовать термин «долерит» вместо «микрогаббро», то им следует определять все породы соответствующего состава независимо от их структурных особенностей, которые легко можно отразить в нужных случаях прилагательными. В Америке вместо названия «долерит» используется термин «диабаз». В Великобритании, несмотря на запрещение Комитета по петрографической номенклатуре, некоторые петрографы в связи с давним предложением Розенбуша называют диабазами дотритичные долериты. Таким образом, под диабазами в данном случае понимаются породы долеритового состава, претерпевшие настолько интенсивные изменения, что в них не сохранились или почти не сохранились первичные минералы. В связи со всеми рассмотренными номенклатурными неясностями весьма целесообразно перейти к общему использованию термина «микрогаббро»¹.

Минеральный состав

По своему минеральному составу породы рассматриваемого типа очень близки к габбро, норитам и т. д. Поэтому нет необходимости описывать их детально. Среднее микрогаббро

¹ В СССР термином «долерит» обозначаются эффузивные, почти полнокристаллические породы со свежим стеклом (почти полнокристаллический базальт), а термином «диабаз» — измененные, часто офитовые породы. — *Прим. ред.*

сложено плагиоклазом, близким по составу к лабрадору, моноклинным пироксеном, как правило, обыкновенным авгитом (хотя вместо него часто присутствует титанавгит), а также железорудными минералами, среди которых в разных соотношениях могут встречаться магнетит, титаномagnetит или ильменит. Появление дополнительного оливина обуславливает необходимость выделения разновидности оливиновых микрогаббро (оливиновых долеритов), тогда как в случае присутствия кварца выделяют кварцевые микрогаббро (кварцевые долериты). Последняя порода, конечно, относится к числу пересыщенных, и в ней авгит типичных микрогаббро может полностью или частично замещаться ромбическим пироксеном. В существующей практике все породы этой группы, в которых присутствует гиперстен, независимо от количества последнего принято выделять как гиперстеновые долериты. При сопоставлении этих пород с крупнозернистыми аналогами разновидности, в которых гиперстен присутствует как второстепенный минерал, представляется целесообразным называть по-прежнему гиперстеновыми долеритами, тогда как при существенной количественной роли этого минерала правильнее использовать термин «микронорит». В зависимости от степени насыщения кремнеземом можно различать кварцевые микронориты, микронориты и оливиновые микронориты. Ромбические и моноклинные пироксены могут присутствовать в любых количественных соотношениях, в связи с чем породы рассматриваемой группы, так же как и их крупнозернистые аналоги, удобно условно подразделять на два ряда по преобладанию в них одного из пироксенов. Таким образом, в случае преобладания ромбического пироксена породу следует отнести к микроноритам, а при большем количестве моноклинных пироксенов — к микрогаббро. В зависимости от общего количества цветных минералов, как и в других случаях, следует пользоваться приставками «мела-» и «лейко-».

В среднезернистых габброидах, как правило, присутствуют два или даже больше пироксенов. Моноклиный пироксен часто интенсивно призмует в плоскости (001), и в тех случаях, когда его кристаллы, кроме того, сдвойничованы по (100), возникает своеобразная сльчатая текстура. Ромбический пироксен обычно представлен гиперстеном. В некоторых разрезах этот минерал хотя и слабо, но ощутимо плеохроитует. Обычно он лишен двойников, которые появляются лишь в тех случаях, когда гиперстен представляет собой претерпевший инверсию пикзонит. В целом ромбический пироксен обычно легко определяется оптически. Иногда его кристаллы содержат неправильные ядра нормального гиперстена, окруженные неравномерной оболочкой гиперстен-пертита. Последний представляет собой вросстки пластиночек или неправильных червеобразных выделений моноклиного

пироксена в гиперстене, который играет роль «минерала-хозяина»; возникновение гиперстен-пертита связано с распадом твердого раствора. В кварц-гиперстеновом микрогаббро широко известного силла Палнсейде, штат Нью-Йорк, присутствуют все три пироксена. В этой породе весьма характерны выделения кварца, который образует графические сростки с ортоклазом, выполняющие угловатые интерстиции между пластинчатыми кристаллами лабрадора. В Великобритании пересыщенные микронориты представлены также хорошо известным силлом Уин в северной Англии, а также позднекарбоновыми дайками «кварцевых долеритов» в Срединной долине Шотландии.

Роговой обманки в микрогаббро обычно нет, но иногда присутствует бурый амфибол, определяемый по-разному — как баркевикит, базальтическая роговая обманка (лампроболит) или керсутит. Последний описан в породе, названной минверитом и встреченной в приходе Сент-Минвер на Корнуэллском полуострове.

Структуры

Микрогаббро и микронориты весьма изменчивы по структуре. Для них наиболее характерна офитовая структура, так что некоторые петрографы используют термин «долерит» лишь для пород, имеющих такую структуру.

Офитовая структура иллюстрируется фиг. 114 на примере крупнозернистой породы того же состава. Наиболее характерно для офитовой структуры беспорядочное расположение идиоморфных зерен плагиоклаза, тогда как моноклиный пироксен представлен относительно крупными ксеноморфными выделениями неправильной формы. Даже в средне- и тонкозернистых породах отдельные выделения пироксенов могут достигать примерно 2,5 см в диаметре. Такие зерна различимы в штучках и обращают на себя внимание характерным блеском спайных поверхностей.

В тех случаях, когда кристаллы плагиоклаза лишь частично проникают в выделения пироксена, структуру называют *субофитовой*. Кристаллы полевого шпата, полностью включенные в пироксен, обычно имеют меньшие размеры, чем располагающиеся вне их. Это свидетельствует о том, что периоды кристаллизации обоих минералов взаимно перекрывались. Вероятно, такие соотношения наиболее типичны для пород рассматриваемой группы. Одновременная кристаллизация приводит к образованию офитовой структуры в связи с тем, что центры кристаллизации плагиоклаза образуются быстрее, чем у пироксена. Это способствует возникновению многочисленных кристаллов плагиоклаза, тогда как пироксен оказывается представленным гораздо меньшим количеством относительно удаленных друг от

друга зерен. Как указывал Хесс и как можно видеть на фиг. 114, количественные соотношения кристаллов плагиоклаза и пироксена примерно соответствуют 20:1. Изредка идиоморфные кристаллы плагиоклаза параллельно ориентированы, что может быть обусловлено течением расплава на ранней стадии кристаллизации. Ориентировка и размеры кристаллов плагиоклаза при этом остаются примерно одинаковыми как внутри, так и вне выделений пироксенов, свидетельствуя, что в таких случаях пироксены кристаллизовались на несколько более поздней стадии, чем обычно.

Четкость проявления офитовой структуры в значительной мере зависит от количественного минерального состава. Будет ли плагиоклаз кристаллизоваться раньше пироксена или позже него, определяется относительным соотношением этих двух компонентов в магме. Как показано на стр. 181, плагиоклаз и пироксен в магме находятся в котектических взаимоотношениях, в связи с чем первым начинает кристаллизоваться тот минерал, который находится в избытке по отношению к составу котектики. В обогащенных оливинном долеритах кристаллизация пироксенов может задерживаться по отношению к плагиоклазу, в связи с чем пироксен частично образуется после плагиоклаза [115].

Офитовая структура встречается не только в долеритах, но иногда хорошо выражена и в габбро (фиг. 114), тогда как для тонкозернистых базальтов присуща «микроофитовая структура».

Подобным образом и долериты не всегда имеют офитовое строение. Расположение пироксена в интерстициях между кристаллами плагиоклаза характерно для *интергранулярной* структуры. Часто такая структура проявляется в относительно тонкозернистых долеритах, которые по существу представляют собой переход к базальтам и подобно последним могут иметь порфировое сложение. В прошлом был довольно широко распространен термин «лабрадор-порфир», однако его лучше не применять, поскольку характерные особенности этой породы отражает название «порфировый долерит» (или микрогаббро).

В некоторых случаях микрогаббро (долериты) независимо от возраста совершенно свежи, однако обычно они сильно изменены. Тектонические движения, слабый региональный метаморфизм и, конечно, выветривание могут приводить к замещению некоторых или всех минералов микрогаббро точно таким же образом, как это описано выше для габбро. В результате соскорицизации, альбитизации, хлоритизации и эпидотизации первичные минералы — пироксен, лабрадор, железзрудный минерал и т. д. могут превращаться в альбит, хлорит, эпидот, кальцит, лейкоксен и кварц. Однако не все из последнего перечня минералов, несмотря на позднее образование, можно однозначно отнести к числу вторичных в том смысле, что они замещали ранее

существовавшие минералы. Так, хлорит широко распространен в измененных долеритах в качестве продукта замещения пироксена (совместно с эпидитом, кальцитом и т. д.), однако он также встречается в виде резко ограниченных выделений в интерстициях между зернами плагиоклаза и моноклинного пироксена, в которых совершенно отсутствуют какие-либо признаки изменений. В таких случаях хлорит следует считать, хотя и поздним, но первичным минералом. Особый интерес представляет поведение кварца в этих породах. Как уже указывалось выше, кварц может быть первичной составляющей, встречаясь в этом случае, как правило, в сростках со щелочным полевым шпатом. Однако часто он также образует неправильные зерна, ассоциирующие с другими, явно вторичными минералами. В таких случаях кварц, очевидно, представляет собой один из продуктов изменения. Наконец, кварц может встречаться в виде ксенокристаллов (см. ниже в разделе, посвященном базальтам). По-видимому, следует, соблюдать известную осторожность при отнесении пород, в которых присутствует вторичный кварц или его ксенокристаллы, к кварцевым микрогаббро или кварцевым долеритам. Эти названия следует использовать лишь для пород, в которых кварц является первичным минералом.

Первичные амфиболы редко присутствуют в рассматриваемых породах, однако они широко распространены в качестве продуктов их изменения. При поздних изменениях первичные пироксены в той или иной мере превращаются в актинолит. Вначале вокруг зерен пироксена появляется тонкая бахрома из кристаллов актинолита, но вообще этот процесс изменения осуществляется прогрессивно вплоть до полного исчезновения всяких следов первичного пироксена. В результате такого процесса возникают полные псевдоморфозы по пироксену, состоящие из тесно сплетенного волокнистого агрегата бледно-зеленого амфибола (уралит). В процессе динамометаморфизма за счет пироксена образуется плотная обыкновенная роговая обманка и микрогаббро превращаются в роговообманковые кристаллические сланцы или амфиболиты. При этом превращении первичная пара лабрадор — пироксен сменяется обыкновенной роговой обманкой в ассоциации с менее основным плагиоклазом и различными второстепенными составляющими. В общем по своему химическому составу такая порода остается габброидной, тогда как по минеральному составу она должна быть отнесена к диоритам в широком смысле этого слова. Для таких пород используют термин «эпидиорит»¹. Типичные представители этих пород

¹ Термин «эпидиорит», введенный Гумбелом в 1874 г., иногда, например Унсменом, используется в более широком смысле для обозначения всех нерасслаиваемых пород, возникших в результате динамотермального метаморфизма интрузивных и эффузивных основных пород [116]

известны среди измененных силлов юго-западной части Грампианских гор в Шотландии.

Выскажем несколько замечаний о распределении долеритов. Как базальты преобладают среди эффузивных (тонкозернистых) магматических пород, так долериты резко доминируют среди среднезернистых пород, которые обычно по форме проявления имеют гипабиссальную природу. Эти соотношения подчеркиваются существованием огромного количества свит даек и силлов долеритов, рассекающих земную кору на очень больших территориях.

БАЗАЛЬТЫ

Термин «базальт» относится к числу древнейших в петрографии и широко известен даже неспециалистам. Он применяется как собирательное название тонкозернистых аналогов габро и норитов. Базальты широко распространены и преобладают среди всех вулканических пород. Они встречаются не только в виде лавовых потоков, но слагают также конические слон, дайки и другие мелкие интрузивы. В общем соотношение базальтов с другими вулканическими породами уже отмечалось выше. Здесь следует подчеркнуть один важный аспект классификации базальтов. В связи с тем, что в базальтах плагиоклаз преобладает над щелочным полевым шпатом ($P > 65$ и $A < 35$), некоторые петрографы включают их в треугольник QAP (стр. 212) и помещают в поле, уже занятое андезитами. Как мы уже указывали при общем рассмотрении классификации, отношение плагиоклаза к щелочным полевым шпатам не может служить классификационным признаком для пород с большой величиной цветового индекса, которая для базальтов обычно колеблется в пределах от 40 до 50. Кроме того, в базальтах относительно редко присутствует нормативный кварц, так что в большинстве случаев их составы будут располагаться лишь на основании треугольника QAP или даже вне его пределов, поскольку в их состав иногда входят нормативный оливин, а в некоторых случаях и нефелин. Как мы уже отмечали (стр. 216), эти трудности можно преодолеть, если принять в качестве важнейшего классификационного признака состав плагиоклаза. В соответствии с этим признаком породы с плагиоклазом состава $Ap_{<50}$ относятся к андезитам и располагаются в пределах треугольника QAP , тогда как базальты вообще исключены из него.

Минеральный состав

Базальты можно рассматривать как породы, сложенные в основном плагиоклазом (состава лабрадора — битовнита) и пи-

роксеном¹. Кроме того, всегда присутствуют в значительных количествах непрозрачные рудные минералы — магнетит и ильменит. Традиционно их называют аксессуарными, хотя по существу в большинстве базальтов их следует относить к породообразующим минералам. Особо следует подчеркнуть роль оливина в базальтах. Этот минерал присутствует в большинстве, но не во всех базальтах, часто в значительных количествах. Поскольку в андезитах оливина фактически нет, то его обычное присутствие в базальтах можно было бы принять в качестве критерия для разграничения этих вулканических пород. Относительно высокое содержание оливина в базальтах объясняется двумя причинами. Первая, наиболее важная, заключается в том, что базальтовая магма обычно недосыщена кремнеземом, в связи с чем выделение из нее определенных количеств оливина попросту неизбежно. Вторая причина кроется во взаимоотношениях оливина с железомagneзиальными пироксенами, связанных с явлением инконгруэнтного плавления (см. стр. 46). Оливин может кристаллизоваться при высоких температурах даже из несколько пересыщенных кремнеземом магм; при быстром охлаждении, которое типично для базальтов, он не успевает превратиться в пироксен. Иными словами, неравновесные условия при охлаждении базальтовой магмы приводят к появлению в базальтах больших количеств оливина, чем этого можно было бы ожидать по валовому составу пород. Такое аномальное поведение оливина часто вызывает различные недоразумения у лиц, начинающих заниматься минеральным составом и номенклатурой базальтов. К этому вопросу мы еще будем вынуждены вернуться при рассмотрении химической классификации базальтов и вопроса о типах базальтовых магм. Здесь же необходимо отметить, что всякий базальт с заметным количеством оливина следует называть оливиновым базальтом.

Как уже отмечалось выше, состав плагиоклаза в базальтах обычно изменяется в пределах лабрадор — битовнит. Во многих базальтах плагиоклаз присутствует в двух генерациях — во вкрапленниках часто относительно крупных размеров, обычно зональных, а также в виде микролитов основной массы, в которых он имеет несколько более натровый состав.

В большинстве базальтов присутствуют два пироксена, один из которых имеет относительно повышенное, а другой — пониженное содержание кальция. Первый представлен авгитом, а второй — либо пижонитом, либо ромбическим пироксеном в

¹ Brown G. M., Mineralogy of basaltic rocks, in Basalts. The Poldervaart Treatise on rocks of Basaltic Composition, ed. Hess H. H., Poldervaart A., 1, 103—162, 1967.

Два тома этой работы содержат очень ценную информацию по всем аспектам петрологии и петрогенезиса базальтов.

зависимости от температуры кристаллизации (см. стр. 44). Авгит часто встречается в виде вкрапленников, в которых могут проявляться зональность и структура песочных часов. Вторая генерация авгита представлена многочисленными мельчайшими кристалликами в основной массе. Пижонит и ромбические пироксены менее характерны, поскольку они в виде вкрапленников встречаются лишь в базальтах узкого интервала составов. Пижонит обычно присутствует в основной массе, и здесь его очень трудно отличить от авгита.

Помимо валового состава, еще один фактор препятствует широкой кристаллизации пижонита и ромбического пироксена; при быстром охлаждении базальтов оливины в них имеют больше шансов сохраниться, чем в медленно консолидирующихся породах, где они могут замещаться ромбическим пироксеном в результате реакции с магмой. Такая тенденция к сохранению оливины в базальтах, несомненно, должна оказывать влияние и на состав моноклинового пироксена. Если магний в основном концентрируется в оливине, то его не хватает для образования пижонита. В связи с этим в обогащенных оливином базальтах роль пижонита в значительной мере выполняет обычный авгит. Из вышеизложенного следует, что в безоливиновых базальтах пироксены должны быть более магнезиальными, и, следовательно, в них более важную роль будут играть пижонит или ромбические пироксены.

В некоторых разновидностях оливиновых базальтов, описанных более детально ниже, присутствует лишь моноклиновый пироксен, который в таких случаях обычно имеет повышенное содержание титана и постепенно переходит в титанавгит. Такой титанистый пироксен может окаймляться внешней зонкой зеленоватого эгирин-авгита, что указывает на некоторое обогащение щелочами на поздних стадиях кристаллизации. В других случаях этот пироксен ассоциируется с остаточным стеклом, в состав которого, вероятно, входят и щелочи.

Роговая обманка редко встречается в базальтах, тогда как небольшие количества биотита довольно обычны. Среди второстепенных минералов наиболее распространены небольшие октаэдрические зерна титаномагнетита. Однако в некоторых базальтах на самых последних стадиях консолидации из стекловатого базиса выделяются дендритовидные железорудные минералы (фиг. 43, С). Весьма обычны обильные мельчайшие игольчатые кристаллы апатита. Вторичные минералы очень разнообразны. Могут наблюдаться все стадии замещения оливины серпентином, тальком, иддингситом, хлорофеном, лимонитом или ромбоэдрическими зернами карбоната. Пироксен прогрессивно замещается хлоритом совместно с кальцитом или эпидотом, причем последние два минерала встречаются и без хлорита. Плаггиоклазы пре-

терпевают такие же процессы разложения, как в габбро и микрогаббро. Наконец, в связи с вулканическими условиями становления базальты (даже иногда дайковые) часто бывают кавернозными. У современных базальтов поры заполнены газом, но со временем в них кристаллизуются халцедон, агат, хлорит, кальцит и особенно — цеолиты: натролит, филлипсит, гейландит и анальцит (фиг. 62).

Изредка в базальтах, в остальном имеющих вполне нормальный облик, присутствуют изолированные сильно корродированные зерна кварца, представляющие собой ксенокристаллы, захваченные при подъеме магмы. Ксенокристаллы кварца часто окружены реакционными каемками, обычно состоящими из прилегающих друг к другу зернышек пироксена. Такие породы неправильно было бы назвать кварцевыми базальтами. Для них можно предложить наименование «кварцево-ксенокристовые базальты». Базальты этого типа встречаются среди пермских лав в Айршире, а также в Англии, в лавовой толще Эксетер того же возраста [117]. Однако ксенокристаллы кварца могут встречаться в базальтах любого возраста.

Ксенолиты, под которыми в отличие от включений кристаллов понимаются, включенные в магму обломки пород, для базальтов не представляют редкости. Ксенолиты имеют важное значение для интерпретации природы толщ, сквозь которые поднималась магма. Особый интерес в этой связи представляют обломки пород, ранее ошибочно рассматривавшихся как «оливиновые нодули». При последующих и более детальных исследованиях они были определены как корродированные магмой обломки крупнозернистых ультраосновных пород перидотитового состава. Перидотитовые включения в базальтах сложены четырьмя минералами — оливином, светло-зеленоватым энстатитом (почти не отличимым макроскопически от оливина), ярко-зеленым хромдиопсидом и аксессуарным хромитом. Значение этих перидотитовых ксенолитов рассматривается при обсуждении природы базальтовых магм.

Структуры

Структура базальтов весьма изменчива. Существуют все постепенные переходы от базальтового стекла, или *тахилита*, до полнокристаллических пород. Во многих случаях стекло в базальтах слагает лишь очень небольшие угловатые участки между кристаллами основной массы. Весьма интересен состав таких интерстиционных выделений стекла, о котором можно составить представление при тщательных исследованиях с большими увеличениями. В черном и «запыленном» стекле обнаруживается присутствие бесчисленных мельчайших октаэдрических



Фиг. 119. Вариолитовый базальт, Мерионетшир

Скелетные микрократпленники плагиоклаза располагаются в вариолитовой основной массе полевого шпата и авгита. В нижней части поля зрения присутствуют мелкие пустотки

зернышек титаномагнетита, в одних случаях образующих параллельные сростки, а в других — дендритовидные агрегаты. Иногда удается обнаружить мельчайшие зернышки пироксена. Эти минералы свидетельствуют об очень большой железнстости некоторых базальтовых стекол. Железистое базальтовое стекло составляет лишь очень незначительную часть всего объема породы. Вероятно, железо уменьшает вязкость силикатных расплавов, в связи с чем у них остается меньше шансов затвердеть в виде стекла. Присутствие в базальтах обильного стекла, особенно с низким показателем преломления, позволяет предполагать существенно кремнеземистый его состав, поскольку SiO_2 увеличивает вязкость расплава, как об этом можно судить прежде всего по существенно стекловатой природе большинства кислых вулканических пород. Естественно, что кремнеземистый и обычно обогащенный щелочами остаток наиболее характерен

для пересыщенных толентовых базальтов. Характер этого стекловатого мезостазиса имеет большое значение для оценки дифференциации базальтовых магм, в связи с чем он специально рассматривается ниже.

Базальтовое стекло встречается не только в виде разрозненных обособлений среди кристаллов, но и составляет краевые части даек и силлов, а при инъекции особенно тонких слоев базальтовой магмы в холодную породу они целиком могут консолидироваться в виде тахилита. Лавовые потоки базальтового стекла встречаются редко, хотя и известны, например, на Гавайских островах. Необычные выделения базальтового стекла, известные под названием «Волосы Пеле», также обнаружены на острове Гавайи. Они представляют собой волокнистые скопления материала с красивой коричнево-золотой окраской, в которых иногда обнаруживаются включения мельчайших черных скрученных кристаллов оливина. «Волосы Пеле» возникают при распылении базальтовой магмы во время извержения.

Вариолитовая структура проявляется лишь в закаленных базальтах и представляет собой аналог сферолитовой структуры риолитов. Главная особенность ее — наличие тонких ветвистых и перьевидных радиально ориентированных волокон полевого шпата и, реже, пироксена (фиг. 119). Вариолитовая структура особенно характерна для корочек подушечных (шаровых) лав. В некоторых случаях вариолы оказываются более устойчивыми при выветривании и образуют небольшие бугорки на выветрелой поверхности подушечных лав.

Базальты часто имеют порфировое сложение. Вкрапленники могут быть представлены каким-либо одним или несколькими порообразующими минералами и обычно без труда определяются макроскопически. Размеры и количество вкрапленников весьма изменчивы. В некоторых регионах или толщах, например в карбоновой базальтовой толще Шотландии, по характеру вкрапленников различают отдельные типы базальтов.

Классификация базальтов

В результате дифференциации очень небольшие различия состава исходной магмы могут увеличиться до весьма значительных в вулканических продуктах извержений. В связи с этим при классификации базальтов еще в большей мере, чем в отношении других групп пород, необходим петрогенетический подход. Расчленение базальтов по особенностям химического состава может сильно отличаться от стандартной классификации, построенной на количественных соотношениях минералов.

Простейший и наиболее очевидный минералогический признак для подразделения базальтов заключается в присутствии

или отсутствии оливина. Это зависит от степени насыщения кремнеземом по отношению к имеющемуся в магме количеству магния и железа. По этому признаку можно выделить две категории базальтов: 1) пересыщенные и 2) недосыщенные со значительным количеством оливина.

В пересыщенных базальтах оливин теоретически должен отсутствовать, поскольку содержание кремнезема в них бывает достаточным для превращения всего оливина в ромбический пироксен.

Однако эта реакция может быть предотвращена закалкой, в результате чего может сохраниться некоторое количество оливина. В таких случаях избыточный кремнезем будет входить в магматический остаток, который в свежих образцах представлен стеклом. Химический анализ таких стекол показал, что они имеют гранитный состав и содержат до 70% кремнезема. Такие базальты, следовательно, представляют собой тонкозернистые аналоги кварцевых долеритов, для которых, как мы уже видели, характерно присутствие интерстиционного мезостазиса, сложенного щелочным полевым шпатом и кварцем обычно в виде графических сростков. При отсутствии оливина пироксены в пересыщенных базальтах обогащаются магнием и железом и, следовательно, представлены пижонитом или ромбическим пироксеном (а иногда обоими минералами). Пироксены встречаются во вкрапленниках и в виде мелких зеленоватых призмочек в основной массе.

Название «толент» было дано Штейнингером в 1840 г. базальтам, богатым стекловатым мезостазисом. Эта порода, прототип толентов, действительно пересыщена кремнеземом, однако содержит небольшое количество оливина. В 20—30-х годах петрографы, изучающие вулканические породы северной Англии и Шотландии, расширили использование этого термина и стали определять им все базальты (а также их долеритовые аналоги), в общем соответствующие описанным выше пересыщенным базальтам. Специфическое значение этому термину придал Кеннеди, который назвал толентовым один из выделенных им типов базальтовых магм (см. стр. 402). Кеннеди подчеркнул, что толенты в связи с их обычной пересыщенностью и тенденцией к образованию остатка, обогащенного кремнеземом, особенно характерны для покровных базальтов континентальных регионов, например Снейк-Ривер в Орегоне и Декан в Индии. В последнее время произошли дальнейшие изменения содержания этого термина. Теперь толентами называют всю серию базальтовых пород от кремнеземистых разновидностей до оливинсодержащих. Однако для всех этих пород признается обязательным присутствие значительных количеств малокальциевых пироксенов, главным образом пижонита или гиперстена, т. е.

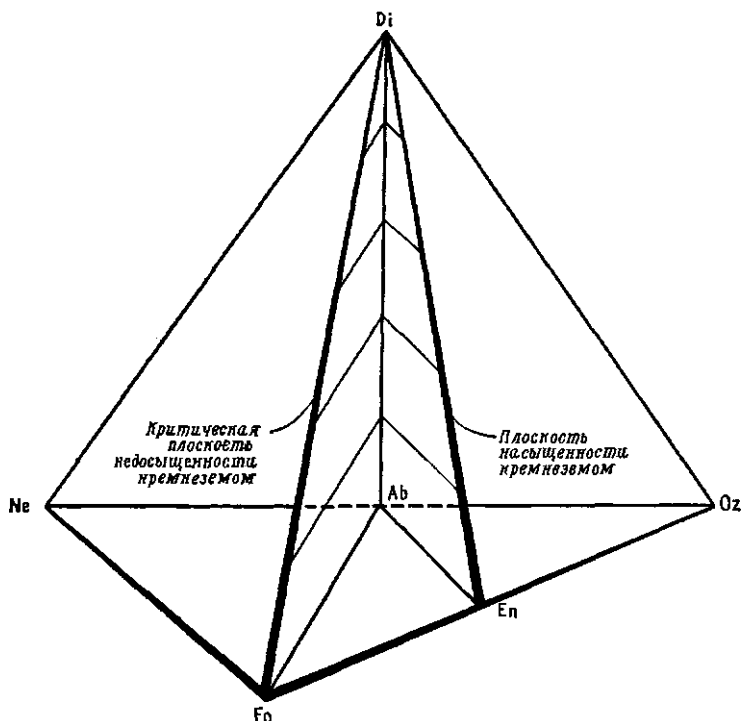
именно тех, которые находятся в реакционных соотношениях с оливином [118]. Ниже рассматриваются петрохимические данные, которые привели к изменению содержания понятия «толент»¹. Сейчас мы остановимся на причинах распространения толентовой серии в современном понимании по обе стороны от границы, проведенной по признаку наличия или отсутствия оливина. Этот признак по-прежнему имеет значение и всегда необходимо различать базальты, не содержащие оливина от их разновидностей, в которых этот минерал играет роль породообразующего. Однако, помимо этого, необходимо также учитывать, относится ли данный оливиновый базальт к толентовому или щелочному ряду. В первом случае породу следует называть оливиновым толентом, а во втором — щелочным оливиновым базальтом.

Щелочные оливиновые базальты выделены среди других оливинсодержащих пород этой группы по присутствию таких количеств щелочей, особенно натрия, которых достаточно для появления в нормативном составе нефелина. Такие породы (и соответствующие им магмы) недосыщены кремнеземом как по признаку присутствия оливина (недосыщенность в отношении магнезиально-железистых компонентов), так и в отношении алюмосиликатов, что фиксируется присутствием нормативного нефелина. В прекрасном обзоре этой проблемы Йодер и Тилли [119] показали, что охарактеризованные выше соотношения можно хорошо отобразить в виде тетраэдрической диаграммы (фиг. 120), на которой состав базальтов изображается в содержаниях четырех избранных нормативных компонентов. Нормативные минералы представляют собой упрощенные аналоги реальных минералов, присутствующих в базальтах. При помощи норм особенно четко отображаются реакционные взаимоотношения: $Fo + Qz = En$ и $Qz + Ne = Ab$. Диопсид здесь не учитывается, поскольку моноклинный пироксен, обычно авгит, как будет показано, присутствует во всех базальтах.

«Критическая плоскость насыщения кремнеземом» в тетраэдре состава базальтов представляет собой четкую границу между щелочными оливиновыми базальтами в левой части диаграммы и толентовыми базальтами в правой ее части. Значение этой плоскости заключается в том, что нефелиновый компонент одной группы несовместим с энстатитом другой группы.

Эксперименты, произведенные с различными искусственными комбинациями минералов базальтов, показали, что при

¹ Известная неопределенность, которую приобрел термин «толент», вызвала появление обоснованных рекомендаций вообще отказаться от его применения. См. статью Канна в кн. «Петрология изверженных и метаморфических пород для океана», «Мир», 1973 — *Приж. ред.*

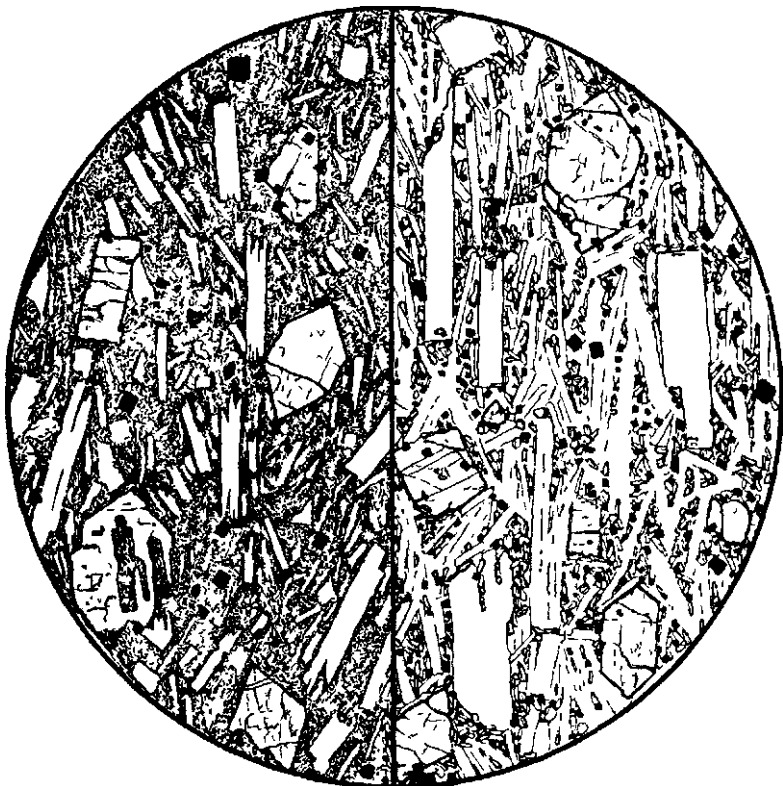


Фиг. 120. Тетраэдрическая диаграмма системы $Di - Fo - Ne - Qz$ (по Йодеру и Тилли, 1962).
Объяснения см. в тексте.

относительно низких давлениях поверхности ликвидусов компонентов этой четверной системы понижаются в обе стороны от плоскости моноклинный пироксен — оливин — плагиоклаз ($Di - Fo - Ab$). В деталях эти соотношения довольно сложны. Суть же дела заключается в следующем. Базальт, имеющий состав, который располагается левее этой плоскости, в нефелиновой половине диаграммы, кристаллизуется таким образом, что состав остаточной жидкости смещается в направлении обогащения нефелиновым компонентом. Наоборот, составы, отвечающие другой половине диаграммы, при кристаллизации дают остаточные жидкости, хотя и неравномерно, но все-таки смещающиеся в направлении к кварцу. Трудно переоценить значение этих данных для оценки процессов дифференциации. Действительно, в соответствии с этими данными щелочно-оливин-базальтовые магмы должны дифференцироваться в направлении обо-

гащения щелочами, тогда как дифференциация толентовой магмы будет сопровождаться обогащением кремнеземом. Предполагается, что в процессе дифференциации при давлениях, существующих в земной коре, термический раздел, располагающийся в плоскости $Di - Fo - Ab$, не может пересекаться составами изменяющихся жидкостей. Отсюда, в частности, следует, что материнская магма состава, отвечающего нефелиновой половине системы, не может в результате дифференциации с удалением оливина дать толентовые базальты.

При кристаллизации конкретных базальтов из рассмотренных выше остаточных жидкостей или выпадают наиболее поздние фракции кристаллов, или же они затвердевают в виде стекла. Это приводит к тому, что нефелиновый компонент щелочных оливиновых базальтов, подобно кварцу в пересыщенных толентовых базальтах, часто не представлен в реальном минеральном составе. Этот компонент входит либо в стекло, либо, если количества его невелики (порядка 1—2%), в состав сложных моноклинных пироксенов. Как уже отмечалось выше, моноклинные пироксены обычно содержат титан, а также некоторое количество натрия и алюминия. Поскольку в подавляющем большинстве щелочных оливиновых базальтов присутствуют лишь незначительные количества нормативного нефелина, наиболее удовлетворительным критерием для идентификации этих пород (при отсутствии химических анализов) часто может служить именно характер моноклинных пироксенов. Вследствие несовместимости нефелина и энстатита бескальциевые пироксены обычно не кристаллизуются в рассматриваемых породах; как правило, в них, помимо оливина, присутствует в качестве главной фазы лишь один кальциевый пироксен. Справа от плоскости насыщения кремнеземом в тетраэдрической диаграмме располагаются составы пересыщенных базальтов, отвечающие большей части континентальных толентов. В средней области диаграммы между двумя плоскостями насыщения кремнеземом располагаются составы оливиновых базальтов, отвечающие расширенному определению толентов. Такие породы особенно обильны на площадях океанических вулканов. Теперь мы уже знаем, что плоскость, насыщенная кремнеземом, которая принималась Кеннеди в качестве границы между толентами и оливиновыми базальтами, имеет меньшее значение, чем критическая плоскость насыщенности. Следует однако ясно отдавать себе отчет, что эту последнюю границу часто довольно трудно определить в связи с совершенно постепенными переходами, проявляющимися в составе оливиновых базальтов. В то же время щелочные оливиновые базальты сами по себе обладают потенциальной возможностью к щелочной дифференциации, и эта их особенность наряду с необходимостью классификационного наименования



Фиг. 121. Оливиновые базальты, Овернь, Франция.

Слева мелкие вкрапленники свежих оливина и плагиоклаза. У многих кристаллов плагиоклаза края расщеплены. Основная масса частично представляет девитрифицированное стекло. Справа вкрапленники оливина и плагиоклаза погружены в мелкокристаллическую основную массу, которая сложена таблитчатыми микролитами плагиоклаза, зернами авгита и мельчайшими остеодрическими кристалликами магнетита. Структура порфировая интергранулярная.

может служить основанием для условного использования прилагательного «щелочной» в названии породы.

По мере увеличения фельдшпатоидных компонентов щелочные оливиновые базальты вначале переходят в фельдшпатоидные базальты, а в конечном счете сменяются очень основными и чрезвычайно богатыми щелочами породами, которые уже не отвечают общему определению базальтов и соответственно рассматриваются отдельно в гл. 11.

Важнейшие минералы базальтовой ассоциации — плагиоклаз, пироксен и оливин — могут встречаться во вкрапленниках порознь, парами или все вместе. Имеющиеся факты убед-

тельно свидетельствуют о том, что все главные минеральные фазы базальтов кристаллизовались более или менее одновременно в пределах ограниченного интервала температур (100—200 °C). В свою очередь из этого следует, как это подчеркнули Йодер и Тилли, что базальтовые магмы обычно имеют составы, соответствующие в широком плане смесям нескольких компонентов с минимальными температурами плавления. Итак, в базальтах существуют области относительно низкоплавких компонентов, такие же, как мы уже рассматривали в случае некоторых смесей кварца и щелочного полевого шпата в гранитах. Однако это сопоставление справедливо лишь отчасти. Все минералы базальтов представляют собой высокотемпературные члены соответствующих реакционных серий; температуры базальтовых лав в момент извержения очень высокие (1100—1200 °C) по сравнению с температурами гранитных «остаточных» магм.

Базальтовые системы настолько сложны, что здесь трудно их рассмотреть сколько-нибудь удовлетворительно. Однако схематически они могут быть поняты на примере системы диопсид—анортит, рассмотренной на стр. 166. Начальная кристаллизация с выпадением из расплава компонентов, которые находятся в избытке по отношению к эвтектическому составу, иллюстрирует механизм образования вкрапленников какого-либо одного минерала раньше других минералов базальта. Этим можно объяснить и присутствие повышенных количеств одного из минералов, допустим оливина. Но если эти количества особенно велики, то правильное предположить поступление и аккумуляцию кристаллов оливина из других участков магматического очага. Это могло иметь место в так называемых *пикрит-базальтах*, или океанитах, которые представляют собой очень меланократовые породы, обычно относящиеся к толеитовому ряду. Эти породы примерно на 50% могут быть сложены идиоморфными кристаллами оливина, располагающимися настолько плотно, что все они непосредственно контактируют друг с другом подобно обломочным зернам и осадочной породе¹. Таким образом, эти породы относятся к обогащенным оливином мелабазальтам. Обычно используемое для них название пикрит-базальт не означает, что состав этих пород располагается между составами пикрита и базальта, а скорее подчеркивает их базальтоидное происхождение, хотя пикрит-базальты настолько обогащены мафическими минералами и обеднены плагиоклазом, что по валовому составу соответствуют

¹ Обычно в целях упрощения допускается, что аккумулируется лишь один минерал, но в действительности могут накапливаться также подчиненные количества кристаллов других минералов

крупнозернистым ультраосновным пикритами. Синоним «океанит» не имеет каких-либо преимуществ по сравнению с названием пикрит-базальт, поскольку такие породы встречаются не только на океанических островах, как это раньше предполагали, но также и в континентальной обстановке, например среди покровных базальтов Декана в Индии.

Анкарамиты также представляют собой мелабазальты, но в отличие от предыдущих пород обогащены кристаллами пироксена. Характер пироксена и основной массы свидетельствует о том, что анкарамиты следует считать скорее производными щелочных оливиновых базальтов, чем толентов. Как океаниты, так и анкарамиты в целом встречаются довольно редко.

Рассмотрим, наконец, возможность обогащения базальтов плагиоклазом. Порфиновые базальты, богатые вкрапленниками плагиоклаза («плагиопорфиновые»), весьма обычны в окрестностях центральных интрузивных комплексов острова Малл и в ряде других районов Шотландской третичной вулканической провинции. Именно эти породы были описаны как производные магмы «центрального порфинового базальта» (стр. 401). Однако можно не сомневаться, что состав этих пород усложнен поступлением дополнительных вкрапленников плагиоклаза в обычную базальтовую магму. Кроме того, в других частях мира, особенно в Японии и на островных дугах, в ассоциации с кальциевыми андезитами часто встречаются также афировые базальты, по составу соответствующие плагиопорфировым базальтам Малла. Эти породы Куно [120] назвал *высокоглиноземистыми базальтами*. Куно рассматривал их в качестве производных самостоятельной магмы, сопоставимой со щелочно-оливиново-базальтовой и толентовой магмой. Представления Куно были подвергнуты сомнению. Во-первых, высказывалось соображение, что выделенную магму вряд ли целесообразно относить к числу первичных, поскольку состав расплава в данном случае легко можно вывести из обычной базальтовой магмы, в которую привнесены дополнительные кристаллы плагиоклаза. Во-вторых, вызвала сомнение достаточная специфичность химического и минерального состава высокоглиноземистых базальтов. Хотя эти породы действительно богаче Al_2O_3 и плагиоклазом по сравнению с другими базальтами с таким же содержанием кремнезема, но в остальном они имеют переходный характер, и их состав частично перекрывается с характеристиками щелочных оливиновых базальтов, с одной стороны, и толентов, с другой стороны. Следовательно, на наш взгляд, данные Куно представляют ценность преимущественно в том отношении, что они подтверждают факт существования высокоглиноземистых базальтов, а также их родство с некоторыми андезитами. Вместе

с тем глиноземистые базальты, очевидно, нельзя рассматривать как самостоятельную группу, сопоставимую по значению с щелочными оливковыми базальтами и толентами, особенно в плане химической и минералогической классификации.

Глава 8

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ БАЗАЛЬТОВ

Изучение базальтов занимает центральное место в петрологии магматических пород не только в связи с их обилием, но и благодаря значению для понимания генезиса других типов пород. Тернер и Ферхуген [XVII] резюмировали эту ситуацию вкратце в словах: «у вулканических ассоциаций неизменно проявляется одна общая черта — в качестве существенного и обычно преобладающего члена в них принимают участие базальты». Вполне естественны в связи с этим огромное количество накопленных сведений о базальтах и радикальные изменения представлений об их значении и генезисе, происходящие по мере развития петрографических знаний. Можно сказать, что ни один из разделов петрологии магматических пород не подвергался столь полному пересмотру в последовательных изданиях этого руководства. Резкие изменения взглядов в сфере проблемы базальтов могут создать путаницу в представлениях начинающих петрографов. В связи с этим кажется целесообразным до рассмотрения современного состояния знаний дать некоторый обзор наиболее важных прежних концепций о происхождении базальтовых магм.

Многие известные геологи, в том числе Дели [VIII] и Боуэн [III], полагали, что возникновение всех магматических пород можно объяснить или дифференциацией, или процессами ассимиляции в одной родоначальной базальтовой магме. Развитие этой концепции о единой материнской базальтовой магме привело к тому, что стали выделять несколько разновидностей *базальтовых магм*, различающихся по химическому составу.

Впервые три типа базальтовых магм были выделены авторами сводки о магматизме острова Малл. Эти магмы рассматривались в качестве исходных для лав, извергавшихся в третичное время вулканом Малл [121].

Магмы получили названия: 1) «платобазальтовая магма», 2) «центральная беспорфировая магма», 3) «центральная порфировая магма». Термины эти (особенно название

«платобазальтовая») были неудачными [122]. Для базальтов, слагающих в ряде районов мира целиком крупные плоскогорья, действительно был принят термин «платобазальты», однако он имеет больше геоморфологический, чем петрографический смысл. Поэтому в качестве общего термина лучше использовать понятие о «покровном (flood) базальте». Насколько известно к настоящему времени, покровными могут быть любые разновидности базальтов, хотя, вероятно, преобладают среди них пересыщенные толеитовые базальты (например, в Орегоне). Таким образом, использование термина «платобазальт» может привести к путанице в петрографии. Для пород Малла эта путаница усугубляется еще и тем, что здесь платобазальты представлены аномальной недосыщенной оливиновой разностью.

Возможность связать крупные ряды различных лав с родоначальными магмами, из которых они могли выделяться, была изучена Кеннеди [123, 124]; исходя из особенностей распределения лав, он пришел к выводу о существовании двух таких магм: оливиново-базальтовой (аналог так называемой платобазальтовой магмы Малла) и толеитовой (аналог магмы центрального непорфирового типа Малла).

В таблице приведены важнейшие особенности химического состава магм, выделенных Кеннеди.

Химический состав двух главных типов базальтовой магмы

	Оливиново- базальтовая магма	Толеитовая магма
SiO_2	45	50
Al_2O_3	15	13
$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$	13	13
MgO	8	5
CaO	9	10
Na_2O	2,5	2,8
K_2O	0,5	1,2

Как уже указывалось в предыдущей главе, базальты, происшедшие из толеитовых магм, рассматривались как преимущественно пересыщенные кремнеземом. Толеиты такого рода часто содержат остаточное стекло «гранитного» состава [125] или сегрегации кварц-полевошпатовых сростков; ими представлены наиболее распространенные лавы двух крупнейших платобазальтовых вулканических регионов Декана и бассейна реки Колумбии [126]. Кроме того, долериты такого же состава очень типичны для крупнейших свит даек и силлов, особенно харак-

терно проявившихся в области Карру в Южной Африке [127, 128].

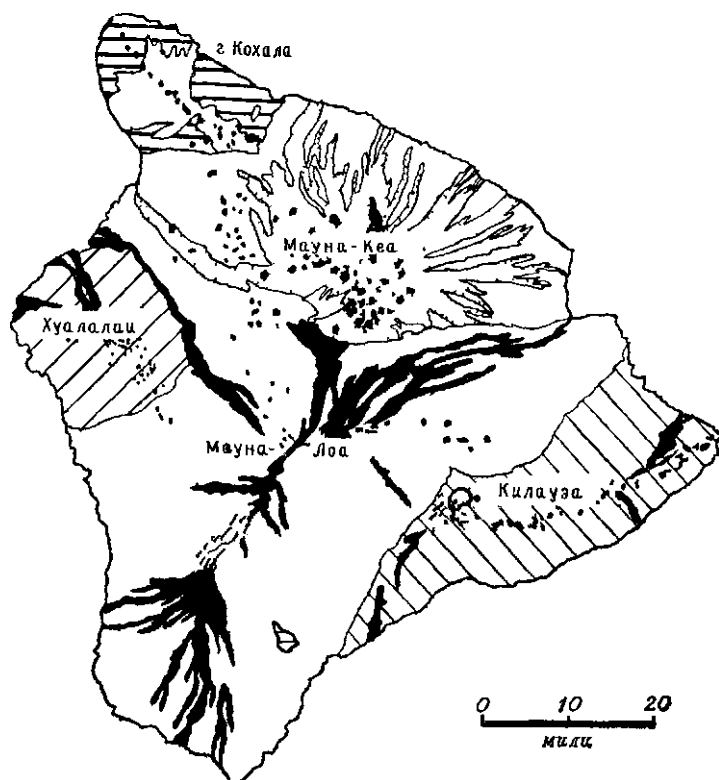
Кеннеди указывал, что только континентальные толеитовые покровные базальты иногда сопровождаются риолитовыми потоками, а в океанических бассейнах, где преобладают недосыщенные базальты, кислые вулканические породы фактически не известны. Из этих соотношений, естественно, вытекало заключение о том, что распространение толеитовой магмы ограничено континентальными регионами, где она может сопровождаться производными риолитового состава. Выводы Кеннеди о соотношениях между двумя типами магм и важнейшими рядами вулканических пород лучше всего резюмировать его же словами:

«Толеитовый тип магмы — андезит — риолит;

Оливиново-базальтовый тип магмы — трахиандезит — трахит — фонолит».

Эти положения сыграли очень важную стимулирующую и направляющую роль в развитии петрографических исследований, хотя, как мы уже видели в разделе, посвященном классификации базальтов, и в главах об андезитах, трахитах и риолитах, по существу каждый тезис Кеннеди претерпел изменения в свете новых данных, особенно полученных при изучении Гавайских и других океанических островов, а в последнее время — в свете данных, получаемых при глубоководном бурении океанического дна. Хорошее представление об эволюции знаний о магматизме Гавайских островов можно получить при ознакомлении с двумя обзорами по этому вопросу, опубликованными Макдоналдом [129, 130]. В первой из этих работ оливиновые базальты рассматриваются более или менее собирательно, но во второй проводится разграничение между оливиновыми толеитами и щелочными оливиновыми базальтами. Это подразделение основано на разнице значений отношения суммы щелочей к кремнезему [131] в двух группах лав (фиг. 122В). Если исходить из серии составов гавайских вулканических пород, то граница между двумя группами лав как будто проведена условно, однако, как указал Йодер, она очень близка к плоскости критической недосыщенности, которая ранее использовалась для подразделения базальтов Йодером и Тилли.

Гавайские вулканы сложены преимущественно многочисленными потоками лав, очень жидких в момент извержения. В большинстве своем они сравнительно однородны по составу и относятся к оливиновым толеитам. Эта фаза извержений закончилась образованием кальдер, которые были заполнены мощными потоками толеитов, чередующихся с более ранними оливиновыми базальтами. Последние знаменуют переход к пост-кальдерной фазе, в течение которой наряду со щелочными

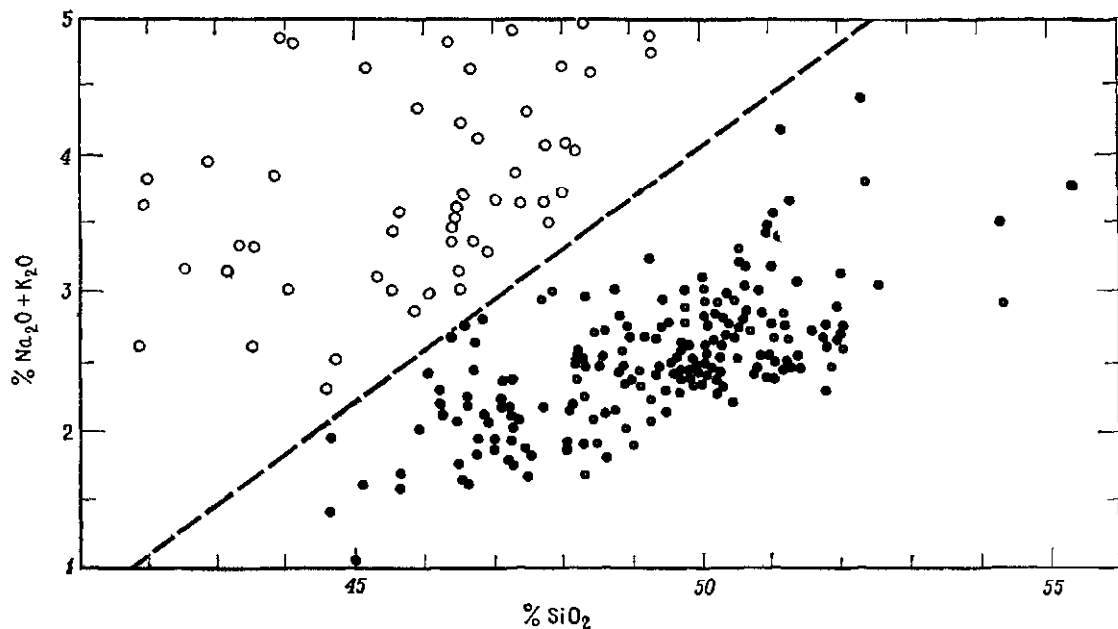


Фиг. 122А. Распределение лавовых потоков (от плиоценовых до современных) на острове Гавайи.

Лавы пяти главных вулканических центров показаны различными знаками: черное — современные потоки, горизонтальная штриховка — наиболее древние плиоценовые лавы. Следует отметить кальдеру на вулкане Килауэа, внутри которой располагается лавовое озеро Халемаумау, около него помещается вулканологическая обсерватория.

оливиновыми базальтами извергались, иногда эксплозивно, подчиненные количества дифференциатов щелочного ряда. Продукты извержений этой поздней фазы образовали в кальдерах относительно маломощную нашлапку и слагают вершины щитовых вулканов. Наконец после длительного периода эрозии были извергнуты значительно более основные лавы щелочного характера, относительно обогащенные нефелином и иногда содержащие меллит. Эти лавы образуют так называемый нефелиновый ряд Макдоналда.

Следует отметить, что щелочные породы на острове Гавайи присутствуют в небольших количествах по сравнению с толеитовыми базальтами. При этом в самом молодом ныне действующем



Фиг. 122В. Соотношения суммы щелочей и кремнезема в гавайских базальтах
 Эти величины использованы для разграничения пород щелочного оливин базальтового ряда (светлые кружки)
 и толентового ряда (черные кружки). По Макдоналду и Кацуре, 1964.

шем вулкане Килауэа члены нефелинитового ряда вовсе отсутствуют, а в более древних вулканах их количество колеблется от ничтожных проявлений до 1—2%. Исследования других островов Гавайского архипелага показали, что количество щелочных пород увеличивается с удалением от острова Гавайи. Это коррелируется с возрастом вулканических островов, который изменяется от современного (остров Гавайи) в юго-восточном конце цепи до 5 млн. лет для острова Кауаи, расположенного в 600 км северо-западнее. Создается впечатление, что фокус вулканических извержений постепенно смещался по длине цепи островов, достигающей 2000 км, в результате движений плиты этой части океанического дна. Наиболее древние вулканы постепенно проседали, превращаясь в подводные морские горы или сохраняя над уровнем океана лишь обнаженную вершину. Эти наблюдения показывают, насколько можно ошибаться в оценке распределения и количественных соотношений различных типов вулканических пород океанических бассейнов. Напомним лишь, что даже в случае собственно острова Гавайи, возвышающегося над уровнем моря более чем на 3900 м, гораздо большая часть вулкана находится под водой.

По доступным данным пока трудно судить, насколько обнажающиеся оливиновые толеиты океанических островов отличаются от океанических покровных базальтов. Океанические бассейны и в особенности опоясывающие земной шар океанические хребты образуют наиболее крупную мировую вулканическую провинцию. Под этим углом зрения наши знания о природе и химическом составе свежих коренных базальтов океанического дна находятся примерно в таком же состоянии, как и знания о лунных породах. В настоящее время как будто подбираются факты, позволяющие предполагать, что морские покровные базальты, возможно, бедны K_2O и несколько более глиноземисты по сравнению с оливиновыми толеитами океанических островов [132]. Магма, образовавшая покровные базальты, проникла сквозь океаническую кору, вероятно минимальной мощности, по трещинам, допускающим относительно легкий подъем и быстрое излияние на поверхность дна океана. Однако, видимо, вряд ли можно сомневаться, что в вулканических постройках гавайского типа магма несколько задерживалась и соответственно претерпевала некоторую дифференциацию в промежуточных камерах, расположенных на относительно небольшой глубине. Из этого сопоставления следует вывод о том, что покровные базальты, вероятно, более близки по составу к некоторой первичной базальтовой магме. Вместе с тем имеющиеся данные недостаточны для суждения о масштабах изменения химического состава под влиянием обстановки, в которой происходят извержения. Давление колонны океанической воды

и непосредственное ее контактное воздействие определяют особенности вулканических пород лишь на конечных стадиях консолидации магмы. В частности, это относится к некоторым процессам с участием летучих компонентов.

Очень различаются мнения по вопросу об истинной природе и, следовательно, распределении высокоглиноземистых базальтов. В большинстве вулканических провинций обнаружены базальтовые потоки, аномально обогащенные Al_2O_3 . Часто эту особенность их состава можно объяснить накоплением в исходной магме кристаллов плагиоклаза, как это было показано для плагиопорфировых базальтов острова Малл (центральная порфировая базальтовая магма, упомянутая выше). Однако в некоторых орогенных регионах и островных дугах с преимущественно андезитовым вулканизмом в значительных количествах извергались высокоглиноземистые, обычно афировые базальты (см. таблицу):

Химический состав типичных базальтов

	1	2	3	4
SiO_2	49,78	50,19	46,62	45,40
Al_2O_3	15,69	17,58	8,68	14,70
Fe_2O_3	2,73	2,84	2,04	4,10
FeO	9,20	7,19	10,52	9,20
MgO	7,79	7,39	20,88	7,80
CaO	11,93	10,50	7,15	10,30
Na_2O	1,21	2,75	1,41	3,00
K_2O	0,29	0,40	0,28	1,00
H_2O			0,23	
TiO_2	0,68	0,75	1,71	3,00
P_2O_5	0,07	0,14	0,14	0,40
MnO	0,35	0,25	0,14	0,20
Прочие	0,29		0,22	
Сумма	100,01	99,98	100,00	99,30

1. Толент. Среднее из 3 анализов, Япония + Корея [120].

2. Высокоглиноземистый базальт, Среднее из 11 анализов, Япония и Корея [120].

3. Пикрит-базальт. Среднее из 3 анализов, Гавайские острова [VIII].

4. Щелочной оливиновый базальт. Среднее из 35 анализов, Гавайские острова [130].

Наиболее детально эти породы изучены в Японии [120]. Было установлено, что они концентрируются в весьма узкой зоне по обе стороны от границы между областью развития толентовых

базальтов, прилегающей к океаническому желобу, и регионом островной дуги, прилегающим к континенту, в котором доминируют щелочные оливиновые базальты. Таким образом, высокоглиноземистые базальты по своему пространственному распределению, так же как и по составу, занимают промежуточное положение между толентами и щелочными оливиновыми базальтами и несколько взаимно перекрываются с этими двумя типами пород. Возможно, высокоглиноземистые базальты соответствуют особому типу первичной магмы, генерирующейся в иных условиях по сравнению с другими типами магм. Эти особые условия могут, например, заключаться в глубинности выплавления магмы из мантии. Мы, однако, склонны думать, что специфичность высокоглиноземистых базальтов не имеет кардинального характера и может быть обусловлена некоторыми частными факторами, например локальной повышенной концентрацией воды на уровнях генерации магмы. Под влиянием этого фактора могут возникать базальтовые магмы, близкие по составу к переходным от толентов к щелочным оливиновым базальтам, но несколько обогащенные плагиоклазовыми компонентами. Это положение перекликается с представлениями о происхождении андезитов (стр. 357), с которыми обычно ассоциируются высокоглиноземистые базальты.

Происхождение базальтовых магм

Теории о происхождении базальтовых магм, вероятно, относятся к числу наиболее гипотетических в петрологии, и в такой книге, как эта, с преимущественно петрографическим уклоном невозможно дать больше, чем самое общее представление о проблеме.

В настоящее время не подвергается сомнению, что базальтовые магмы возникают в верхней мантии в результате частичного плавления. Их состав определяется преимущественно химическим составом мантийных пород, а также глубиной, на которой плавление происходит (даже при постоянстве химического состава исходного субстрата). Минеральный состав пород мантии с глубиной варьирует в связи с тем, что по мере возрастания давления и температуры изменяются стабильные фазы. Это, естественно, обуславливает разные условия плавления и различия в составе жидкостей, выплавляющихся на той или иной глубине. Влияют и другие переменные факторы, например количество воды в мантии (см. обсуждение происхождения андезитовых магм) и степень расплавления новообразованной магмы (ее можно назвать первичной, или *примитивной*) к тому моменту, когда она приобретает способность к отделению от нерасплавившегося твердого остатка мантийного суб-

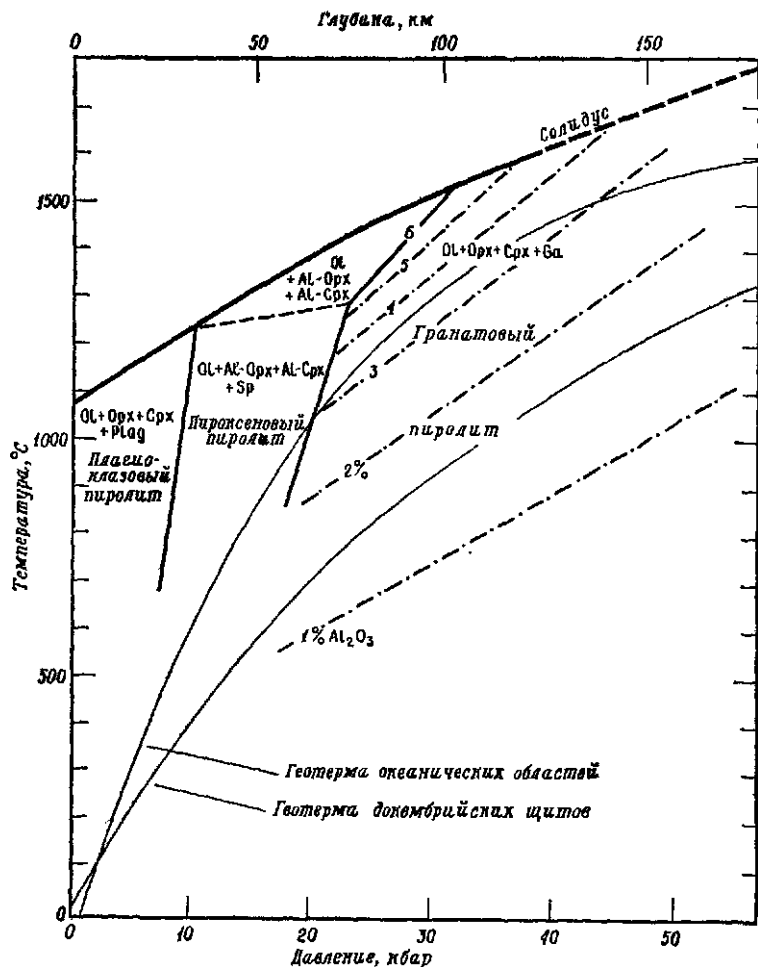
страта. Оценки минимального количества жидкой фазы, необходимого для того, чтобы магма приобрела независимую подвижность, довольно различны, наиболее реальны содержания 10—20%.

Состав исходных пород мантии, за счет которых образуются базальтовые магмы, точно не известен. Сопоставляя результаты экспериментов, проведенных в условиях высоких температур и давлений, с данными об ультраосновных ксенолитах в базальтах и других основных и ультраосновных вулканических породах, в частности о кимберлитах и «альпинотипных перидотитах», можно скорее всего предположить, что верхняя мантия сложена преимущественно перидотитами, в состав которых входят в различных количественных соотношениях оливин, ромбический и моноклинный пироксены и гранат с подчиненной примесью шпинели. В некоторых регионах, особенно под континентальной корой, в верхней мантии в значительном количестве присутствуют эклогиты (существенно гранат-омфацитовые породы).

Можно допустить, что большинство пород мантии, встречаемых в ксенолитах, имеют остаточную природу и слагают твердый субстрат самой верхней части мантии, оставшийся после отделения магмы от первичного материала мантии. Для обозначения вещества мантии в его первичном состоянии Грин и Рингвуд предложили полезный термин — «пиролит». Оценка состава пиролита основана на равенстве: пиролит = остаточные породы мантии + отделившаяся магма. По мнению Грина и Рингвуда, основанному на экспериментальных исследованиях, состав пиролита отвечает смеси трех частей альпинотипного перидотита (с 20% ромбического пироксена) и одной части гавайского базальта [133].

Грин и Рингвуд [134] по результатам своих экспериментов и данным других авторов удачно составили обзор изменений фазовых соотношений минеральных ассоциаций в пиролитах в зависимости от глубины. Особенное внимание уделено минералам, непосредственно участвующим в реакциях магматическая жидкость — кристаллы в различных условиях начального плавления, или, как называют Грин и Рингвуд, в околосолидусных условиях (фиг. 123).

На относительно небольших глубинах, менее 15 км, минеральный состав пиролита представлен ассоциацией: оливин, ромбический и моноклинный пироксены, плагиоклаз и хромит. Вследствие инконгруэнтного плавления ромбического пироксена в этих условиях образуются остаточный оливин и обогащенная кремнеземом жидкость, которая может составить основу пересыщенной толеитовой магмы. Тугоплавкий твердый остаток может быть представлен дунитом или пироксеновым перидотитом



Фиг. 123. Влияние температуры и давления (глубины) на минеральный состав пиролита.

Пунктирными линиями отражено содержание Al_2O_3 в ромбическом пироксене, равновесном с гранатом, в гранатовом пироклите. Кривые геотермических градиентов следует рассматривать как предположительные. Ол — оливин, Га — гранат; Плаг — плагиоклаз; Орх — ромбический пироксен, Срх — моноклиновый пироксен, Сп — шпинель. По Грину и Рингвуду, 1967.

с моноклиновым пироксеном. Едва ли геотермический градиент на таких относительно небольших глубинах мог обусловить температуры, необходимые для частичного плавления, осуществление которого, следовательно, возможно на этих уровнях лишь в каких-то аномальных, местных условиях.

На глубине более 15 км происходят значительные изменения в фазовых соотношениях. Ромбический пироксен начинает плавиться конгруэнтно, так что описанный выше процесс частичного плавления недосыщенных пород с образованием пересыщенного расплава прекращается. Следует особо отметить устойчиво возрастающие по мере увеличения давления изменения содержания глинозема в моноклинных и ромбических пироксенах. Это оказывает заметное влияние на состав магмы, выплавляющейся на глубине от 15 до примерно 100 км. На этих глубинах непрерывно увеличивается роль граната, который постепенно вытесняет пироксен и становится главной глиноземсодержащей фазой, участвующей в частичном плавлении.

В интервале 15—35 км пиролит в условиях околосолидусных температур состоит из оливины, умеренно глиноземистых пироксенов и небольшого количества плагиоклаза. При частичном плавлении образуется 20—25% базальтовой магмы и тугоплавкий остаток из оливины, малоглиноземистого энстатита и, возможно, моноклинного пироксена с относительно небольшим содержанием кальция. Магматические фракции по составу отвечают оливиновому толенту с весьма высоким содержанием глинозема. Предполагается, что именно в подобной ситуации образуются магмы срединно-океанических хребтов, для которых по сейсмическим наблюдениям можно предполагать относительно небольшую глубину плавления пиролита, непрерывно поставляемого сюда конвекционными и другими движениями в мантии.

Примерно ниже 35 км относительно неплотная структура плагиоклаза становится неустойчивой, и он исчезает из числа околосолидусных минералов пиролита, ассоциация которых теперь состоит из глиноземистого энстатита, глиноземистого малокальциевого авгита и оливины. Состав магматической жидкости, выплавляющейся за счет этой ассоциации в соответствующих условиях, зависит от степени расплавления, которая определяет количества компонентов этих трех минералов, поступающих в расплав. Лишь при небольшой степени расплавления (менее 20%) состав магматической жидкости относительно отличается от валового химического состава исходного субстрата и отвечает щелочным оливиновым базальтам. Тугоплавкий остаток в основном состоит из больших количеств глиноземистых пироксенов и, конечно, оливины. При более интенсивном плавлении расплавляется большая часть пироксенов и состав жидкости постепенно смещается от щелочного оливинового базальта к обогащенному оливином толенту. Очевидно, такие условия соответствуют условиям происхождения гавайских базальтов.

Последний раздел в обзоре Грина и Рингвуда касается плавления пиrolита на глубинах более 100 км. В этих условиях околоосолдусные минеральные фазы представлены гранатом, довольно глиноземистыми пироксенами и оливином. На очень ранней стадии плавления растворяется гранат с образованием магматической жидкости, равновесной с пироксенами и оливином. Эта жидкость должна быть очень основной, обогащенной MgO и содержащей все щелочи, присутствующие в первичных мантийных породах. Количество щелочей в мантии на таких глубинах должно быть крайне небольшим, но, поскольку они целиком входят в объем жидкой фазы, их концентрация в ней может стать относительно высокой. Таким путем, вероятно, образуются магмы, обогащенные оливином, нефелином и мелилитом.

Из приведенного обзора видно, что многие из важнейших основных магм — кварц-толеитовая, толеитовая, высокоглиноземистая базальтовая, щелочная оливин-базальтовая, а также нефелинсодержащие магмы — могут возникать при разной степени плавления мантийных пород пиrolитового состава на различных глубинах. Эта модель настолько хорошо соответствует данным о вулканической деятельности, что ее, вероятно, можно считать очень близкой к действительности, особенно для океанической обстановки. Тем не менее вероятные различия природы и химического состава верхней мантии, особенно под древней континентальной корой, позволяют также уверенно считать, что процессы генерации базальтовых магм могут быть очень различными.

Йодер и Тилли, например, рассмотрели вариации фракционного плавления эклогита при различных давлениях. Эклогит состоит преимущественно из омфацита и граната, обогащенного пироповой составляющей. В состав омфацита входят нормативные компоненты диопсида, альбита и нефелина, тогда как гранат содержит нормативные компоненты оливина, ромбического пироксена и анортита. Йодер и Тилли предположили, что с увеличением давления доля омфацита, входящая в состав начальных порций расплава, возрастает по сравнению с долей граната. Эти исследователи пришли к выводу, что «жидкости, за счет которых на поверхности образуются щелочные оливиновые базальты, должны поступать с больших глубин, чем жидкости, консолидирующиеся на поверхности в виде толеитов» [119].

Один из наиболее трудно оцениваемых факторов — роль воды. В общем свободная вода (т. е. не связанная в гидроксилсодержащие минералы, подобные роговой обманке и флогопиту) обуславливает уменьшение температуры плавления, вероятно, на величину не менее 200 °C, что, конечно, должно при-

водить к изменению составов возникающих расплавов. На глубинах верхней мантии, однако, количество присутствующей воды ничтожно. Называют, в частности, цифры около 0,1%, но даже такие небольшие содержания понижают температуру плавления. При этом будут возникать крайне незначительные количества начального расплава, не больше, чем объем поровых растворов в твердой породе. Большая часть воды войдет в этот первоначальный расплав, который должен способствовать дальнейшему расплавлению твердого субстрата. Однако общее плавление может осуществляться лишь после дополнительного подъема температуры на несколько сотен градусов. С геохимической точки зрения эти зародышевые расплавы интересны тем, что они должны быть обогащены не только водой, но также элементами, подобными калию, которые в силу величины их ионного радиуса или по другим причинам, как говорят, несовместимы, т. е. они не могут входить в структуры минералов, стабильных в мантии.

Вероятно, поведению калия в этом случае в известной мере аналогично поведение бора и некоторых других элементов, которые «несовместимы» в нормальных минералах гранита и концентрируются в обогащенных водой пегматитовых и гидротермальных флюидах. Если щелочи, в частности калий, обладают в мантии мобильностью примерно такого же рода, как бор в земной коре, возможно, именно эта подвижность приводит к формированию некоторых основных и аномально калиевых магм.

Гипотезы, в основу которых положено представление о частичном плавлении мантии, совершенно не учитывают возможные различия между составами примитивных магм в месте их генерации и лав, извергшихся на земную поверхность. Как подчеркивает О'Хара [135], эти различия могут быть существенными вследствие смещения фазового равновесия между жидкостью и кристаллами по мере потери магмой тепла и уменьшения оказываемого на нее давления. При этом могут выделяться последовательные фракции кристаллов, что обусловит дифференциацию восходящей магмы. Кроме того в процессе подъема магма может освобождаться от тугоплавких кристаллов, захваченных ею из мантии.

Подобная ситуация, возможно, проявляется на Гавайских островах где, по мнению Макдоналда [130], как геофизические данные, так и сближение кривых изменения составов щелочных оливиновых базальтов и толеитов свидетельствуют о том, что на глубине примитивные магмы обоих рядов могут по составу отвечать пикрит-базальтам. Это обстоятельство относительно просто увязать с процессом частичного плавления. Такие расплавы возникают в условиях большей степени

расплавления на соответствующем уровне мантии; при этом большая часть наиболее тугоплавкого минерала исходного пиролита — оливина — переходит в жидкую фазу. Но если допустить возможность существования пикрит-базальтовой магмы, то это означает, что различия между двумя рядами базальтов на земной поверхности обусловлены порцессами дифференциации общей примитивной магмы, а не возникновением этих рядов за счет двух первичных магм, генерировавшихся при различных условиях частичного плавления.

Новейшими исследованиями создана основа для гипотез, трактующих происхождение базальтовых магм. Но, как об этом свидетельствует пример изучения вулканизма Гавайских островов, существует еще много неразрешенных вопросов.

Глава 9

СПИЛИТЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОРОДЫ

Природа и значение спилитов служат предметом дискуссии петрографов, так же как и их положение в схеме классификации горных пород [XVII, 136—139].

Спилиты (Броньяр, 1827) представляют собой основные тонкозернистые породы со средним содержанием SiO_2 около 40%. Они встречаются в виде подушечных лав различного возраста во многих районах мира. Их петрографическое своеобразие заключается в альбитовом составе полевого шпата, не соответствующем очень низкому содержанию кремнезема. Кроме того, в них вместо обычных магнезиально-железистых силикатов присутствует хлорит, часто обогащенный железом, хотя изредка встречается и авгит.

Со спилитами связаны средние и кислые лавы, а также мелкие интрузивные тела того же состава. Эти породы, соответственно называемые кератофирами и кварцевыми кератофирами, соотносятся со спилитами примерно так же, как трахиты и риолиты с базальтами.

Для лавовых толщ спилитов, кератофиров и кварцевых кератофиров характерны также силлы и дайки спилитов, переходящих в относительно крупнозернистые альбитовые долериты, которые частично по зернистости следует уже относить к категории альбитовых габбро. Наконец, в этот ряд входят и ультрабазиты, например авгитовый пикрит (близ Менхениот, Корнуэлл) и роговообманково-авгитовый пикрит в Плимутском горно-

рудном районе. Таким образом, в характере распределения пород рассматриваемой ассоциации обнаруживаются признаки комагматичности, что подтверждается и специфическими особенностями их химического и минерального состава. Дьюи и Флет [140] назвали эту ассоциацию спилитовым рядом и подчеркивали резко натровый состав некоторых ее членов.

В общей классификации весь ряд спилитов относится к категории щелочных пород, причем в нем четко выражено высокое содержание натрия и дефицит калия. Подчеркнем еще раз, что кератофиры и кварцевые кератофиры нельзя отождествлять соответственно с натровыми трахитами (средними натровыми лавами) и натровыми риолитами (кислыми натровыми лавами). Среди натровых трахитов один тип был назван кератофиром, но остальные породы этой группы никак нельзя признать аналогами кератофиров. В общем альбитовый трахит можно назвать кератофиром только в том случае, если он ассоциируется с другими членами спилитового ряда в соответствующей геологической обстановке.

Трудно оценить истинное распространение спилитов, так как многие петрографы не признают самостоятельности этого ряда и называют относящиеся к нему породы измененными базальтами. Вполне возможно, что спилиты распространены шире, чем это представляется по имеющимся литературным данным. Особенности химического состава, в частности высокое содержание натрия, отражают специфические условия развития магмы в геосинклинальной обстановке, а также излияние ее через открытые трещины на морское дно. Спилиты переслаиваются с геосинклинальными осадками, а обычное проявление подушечной текстуры свидетельствует об их излиянии в подводной обстановке. Полости между подушечными обособлениями в одних случаях выполнены темным голубовато-черным литифицированным илом, а в других — кремнем. Иногда кремнь представляет собой полосчатую кремнисто-гематитовую породу типа джеспилита. Изредка и внутри подушечных обособлений встречаются включения джеспилита, видимо захваченные в момент извержения. Наиболее мощные толщи спилитов установлены в Новом Южном Уэльсе и Новой Зеландии. Они были детально изучены Бенсоном и другими исследователями. В Великобритании спилиты описаны в вулканических ассоциациях докембрийского, ордовикского и девонско-каменноугольного возраста. Широко представлены они в нескольких горизонтах комплекса Мона докембрийского возраста в Англии [141]. При расчленении дальредских толщ в Аргайлле выделяют спилитовые лавовые потоки и интрузивные основные силлы энидиоритов. Спилиты ордовикского возраста установлены на побережье юго-западной Шотландии и в северной части Уэльса

(особенно в районе Долгелли), а спилиты карбонового возраста — в Девоне и на Корнуэллском полуострове, особенно у мыса Пентайр, близ Падстоу¹.

В настоящее время большинство петрографов признают реальное существование спилитового ряда, но мнения о его происхождении разделяются. Главный вопрос, вокруг которого происходят споры, — природа специфического состава спилитов: обусловлен ли их существенно натровый состав первично-магматическими причинами или отражает последующие наложенные метасоматические процессы, сопровождавшиеся альбитизацией.

В своем распространении спилиты ограничены геосинклинальными регионами. Обычно в них присутствует много каверн, выполненных халцедоном и кварцем, хлоритом и кальцитом. Больше всего среди этих минералов кальцита, о чем свидетельствует высокое содержание (в среднем 10%) CO_2 в химических анализах спилитов. Остается неясным, из какого источника, внутреннего или внешнего, поступало вещество для минералов в пустотах. В некоторых породах Англии собственно спилит составляет только оболочки подушечных обособлений, внутренняя же часть их состоит преимущественно из карбоната. Аналогичным образом спилиты в районе Долгелли полностью псевдоморфно замещены карбонатами, хотя их характерная первичная структура сохраняется. Следовательно, в этом случае замещение первичных минералов кальцитом было вторичным посткристаллизационным процессом.

Частично кальцит, эпидот и некоторые другие минералы в спилитах возникали в результате внутреннего перераспределения компонентов. Наиболее важна в этом плане роль альбита и кальцита, присутствующих в этих породах. Если бы кальций мог входить в состав полевых шпатов, а не связывался в кальцит и другие минералы, то кристаллизовались бы плагиоклазы, типичные для базальтов.

По многим петрографическим особенностям спилиты сходны с базальтами, подвергшимися региональному метаморфизму низкой степени. В таких измененных базальтах далеко не всегда присутствуют реликты первичных авгита и кальциевого плагиоклаза. Кроме таких реликтов, нет никаких других критериев, позволяющих судить о том, каким образом кристаллизовался альбит — непосредственно из магмы или в результате вторичного замещения.

Значительная часть альбита, кальцита и эпидота могла возникнуть в результате чисто внутреннего перераспределения компонентов кальциевого плагиоклаза, так что химические составы

¹ На территории СССР спилиты широко развиты в районах развития древних вулканических толщ: на Кавказе, Алтае, Урале и в Крыму.

спилитов и базальтов могут и не различаться сколько-нибудь резко. Спилитовую магму можно рассматривать как существенно базальтовую, но с аномально высоким содержанием H_2O и, вероятно, CO_2 . Кристаллизация такой магмы, конечно, протекала иначе, чем кристаллизация нормальных базальтовых расплавов, особенно в случаях, когда удаление летучих предотвращалось быстрым образованием непроницаемых стекловатых оболочек в подушечной лаве или какими-либо другими факторами, обусловленными подводной обстановкой.

Можно отметить, что П. Эскола и его сотрудники [142] успешно осуществили в экспериментальных условиях альбитизацию кальциевого плагиоклаза под воздействием растворов Na_2CO_3 . Их опыты показали, что альбитизация, проявляющаяся в базальтах, может происходить при температурах всего лишь порядка $250^\circ C$. Этот эксперимент хотя и не может служить доказательством того, что все спилиты или некоторые из них действительно возникли подобным образом, но позволяет предполагать это.

Весьма существенно, что глинистые сланцы в контакте с мелкими спилитовыми интрузиями (альбитовыми долеритами и т. п.) могут превращаться в *адинолы*, представляющие собой плотные метасоматические породы, белые в выветрелом состоянии, сложенные на 90% и более альбитом. Существование адинол свидетельствует о проявлении натровых растворов, отделяющихся от спилитовой магмы и способных вызывать метасоматические изменения вмещающих пород. Аналогичные изменения, осуществленные растворами, погребенными внутри спилитов, можно рассматривать как автометасоматические.

Таким образом, представляется, что в целом формирование спилитов происходило следующим образом. Вследствие прогибания вниз на ранних стадиях развития геосинклинали в перидотитовой оболочке локально генерировалась посредством селективного плавления базальтовая магма. При восхождении сквозь неконсолидированные, содержащие ювенильную воду осадки, эта магма обогащалась H_2O и становилась спилитовой. Кристаллизация такой магмы в форме подушечных лав в специфической обстановке подводных извержений обуславливала характерные особенности минерального состава спилитов. Можно предполагать, что при обилии воды метастабильный авгит кристаллизуется совместно с альбитом, после чего выделяются первичный железистый хлорит и кварц. Во всем этом процессе главную роль играет сохранение летучих. При подобной интерпретации отпадает необходимость предполагать как привнос натрия из внешнего источника, так и существование особого типа первичной магмы [143].

Глава 10

СИЕНОГАББРО И ТРАХИБАЗАЛТЫ

СИЕНОГАББРО

Как среди глубинных основных пород, так и среди лав встречаются разновидности, одновременно обладающие признаками сиенитов и габбро или трахитов и базальтов. Родство этих пород с основными породами в рамках общей классификации подчеркивается присутствием плагиоклаза состава $An_{>50}$, характерного для габброидов. Главные признаки, по которым эти породы следует отнести к основным — это, во-первых, высокое значение цветового индекса; во-вторых, присутствие в них как щелочных, так и известково-щелочных полевых шпатов, в идеальном случае почти в равных количествах. Все это позволяет считать, что крупнозернистые разновидности рассматриваемой группы пород следует называть сиеногаббро, а тонокзернистые — трахибазальтами.

Теоретически щелочная часть в породах этого семейства представлена щелочным полевым шпатом или его недосыщенными аналогами — лейцитом, нефелином или анальцитом. Габброидная (или базальтоидная) составляющая пород семейства представлена плагиоклазом ($An_{>50}$) и темноцветными, среди которых наиболее обычен пироксен.

Насыщенные разновидности довольно редки среди крупнозернистых пород семейства. В качестве очень характерного и типичного примера пород такого типа можно рассматривать шотландский кенталлинит, соответствующий сиеногаббро.

Кенталленит [144] был открыт в одноименной местности близ Баллахулиш в западной Шотландии. Это тяжелая темная порода с бросающимися в глаза пятнами слюды бронзового цвета, и обильными черными кристаллами на фоне довольно скудного полевошпатового базиса. В шлифах особенно обращает на себя внимание оливин, кристаллы которого кажутся серыми из-за многочисленных выделений в нем магнетита, пылевидного и в виде неправильных дендритообразных скоплений. По количеству преобладает светло-зеленый авгит, образующий идиоморфные кристаллы. Полевые шпаты не всегда легко определить. Однако при тщательных наблюдениях обычно обнаруживается как плагиоклаз, так и ортоклаз; взаимоотношения между ними примерно такие же, как и в монцоните, но хуже выражены. Все эти особенности породы отражены на микрозарисовке фиг. 124. Взаимоотношения между мафическими минералами в



Фиг. 124. Кенталленит, прототип породы из Кенталлена, Аргайл, Шотландия.

Оливин (частый крап) с дендритовыми выделениями магнетита, авгит (редкий крап) и биотит (параллельная штриховка). Сдвойникованные зерна плагиоклаза изображены точечными контурами. Ортоклаз показан белым. Октаэдрические зерна магнетита иногда находятся в параллельных сростаниях. Кроме того, присутствуют крупные идиоморфные кристаллы апатита в базальных срезах и срезах по приёме (внизу справа). См. текст.

кенталлените довольно интересны и необычны. Кристаллы оливины иногда ограничены правильными гранями, но преимущественно имеют округлые очертания и кажутся несколько корродированными. В отличие от них кристаллы зеленоватого авгита неизменно идиоморфны. Много слюды, которая всегда ассоциируется с оливином и во многих случаях полностью или частично окружает его зерна, и тогда зерна оливины имеют неправильную форму и выглядят как пойкилитовые вроски. Судя по одинаковому расположению спайности во всех выделениях слюды в пределах отдельного шлифа можно полагать, что слюда представлена очень крупными, но крайне неправильными кристаллами. Слюда кристаллизовалась одновременно с полевым шпатом и находится с ним в пойкилитовых взаимоотношениях. Очевидно, слюда кристаллизовалась частично за счет оливинов, а частично из остаточного расплава, обогащенного калием и гидроксидом.

Обычно в основной магме мафические минералы кристаллизуются в последовательности, определяемой прерывистой реакционной серией Боуэна. Однако в кенталлените эта последовательность нарушена, и в середине серии наблюдается широкий разрыв: ромбический и моноклинный пироксены и амфибол не кристаллизуются, а наиболее поздний член серии — биотит — непосредственно сменяет наиболее ранний минерал этой серии — оливин.

Маловероятно, чтобы и в других породах группы сиеногаббро проявлялись столь своеобразные соотношения темноцветных минералов. Очевидно, появление такой своеобразной и редкой породы, как кенталленит, обусловлено необычным сочетанием каких-то специфических условий.

К числу сиеногаббро, недосыщенных фельзитическими частями, относятся габброидные породы, содержащие нефелин и (или) анальцит, эссексит, тералит, тешенит, кринанит и лугарит.

Эссексит относится к числу наименее изученных основных пород. Это название применяют к различным минеральным ассоциациям. Впервые эссекситом была названа порода из округа Эссекс, Массачусетс, где она встречается совместно с нефелиновыми сиенитами [145]. При повторных исследованиях этой же породы было установлено, что она претерпела контактовый метаморфизм и метасоматические изменения под воздействием прилегающего интрузива. В самом общем смысле эссексит можно определить как темноцветную габброидную породу, в которой различные цветные силикаты ассоциируются с плагиоклазом, по составу близким к лабрадору, и небольшими количествами щелочного полевого шпата и фельдшпатовидов. Относительно содержания нефелина и анальцита в эссекситах не существует



Фиг 125. Эссексит, Крофордджон, Шотландия.

Видны идиоморфные чистые и свежие зерна оливины с включениями железорудного минерала Титанавгит (крап) с включениями расположенных зонально мелких пластинок плагиоклаза обычно сдвоенной по (100) Зерна лабрадора, уплощенные параллельно (010), в основном кристаллизовались после титанавгита. Все эти минералы располагаются в остаточном продукте, состоящем из анальцита преимущественно чистого и свежего, с мелкими идиоморфными зернами нефелина. Нефелин несколько изменен (базальные разрезы несколько выше центра фигуры). Около кристалла оливины возникли скопления микровкрапленников магнетита. Кроме того, присутствуют длинные призматические выделения апатита, изредка с четкими ядрами.

единого мнения. Так, Брёггер называл эссекситами норвежские породы, почти не отличающиеся от оливиновых габбро и не содержащие нефелина. В хорошо известных эссекситах из Роигштока в Чехословакии присутствуют лишь ничтожно малые количества нефелина, однако в шотландских эссекситах нефелин уже можно обнаружить в шлифах, но исследовать его детально трудно. Эти породы, не будучи своеобразными по минеральному составу, обладают очень характерными структурными особенностями (фиг. 125). По обилию лабрадора, титанавгита, ильменита, апатита и оливина эти породы похожи на многие оливиновые габбро, однако в интерстициях между таблитчатыми кристаллами лабрадора располагаются неправильные выделения нефелина и анальцима. Оливин в этой породе всегда свежий и чистый, а зерна титанавгита четко идиоморфны и хорошо видны макроскопически. Эти порфировые породы весьма хорошо представлены в массиве Крофордджон [146]. По мере увеличения содержания нефелина эссекситы переходят в тералиты, описанные ниже.

Тешениты (Хонеггер, 1861) получили свое название по имени города Тешен в Польше. По минеральному составу они в общем близки к габбро, но отличаются присутствием анальцима. Таким образом, к ним относятся породы, состоящие преимущественно из основного плагиоклаза, близкого по составу к лабрадору, моноклинного пироксена (обычно титанавгита), анальцима и обычных для габброидов акцессорных минералов. Очень часто в ассоциации с титанавгитом встречается баркевикитовый амфибол, кроме того, обычно присутствует в небольших количествах бютит [147, 148]. Иногда появляется оливин, и в таких случаях породу следует называть соответственно *оливиновым тешенитом*.

Структура тешенитов весьма изменчива. Иногда они представлены грубозернистыми породами типа тешенит-пегматитов, но обычно по размеру зернистости относятся к крупно- и среднезернистым. В некоторых случаях зернистость тешенитов гораздо тоньше, чем у главных пород интрузива, в состав которого они входят.

Шотландские тешенитовые породы слагают крупные, часто дифференцированные силлы, например на острове Инчколм [149] в Ферт-оф-Форт, а также хорошо известное пластовое тело, обнажающееся близ скал Селисбёри, Эдинбург (фиг. 60). В некоторых шотландских тешенитах, помимо лабрадора, присутствует также щелочной полевой шпат. Содержание его обычно не превышает 10%, однако само по себе присутствие этого минерала имеет существенное петрографическое значение, в связи с чем, по мнению Йоханссена для таких пород целесообразно сохранить специальное название *гленмурит* (по местности в

центральной части Айршира, где были встречены обнажения этих пород в составе Лугарского силла)¹.

Кринанит [150] был назван Флеттом (1911 г.) по одноименной местности в Шотландии. Эта порода связана с тешенитами. По существу эти названия можно даже рассматривать как синонимы, хотя в официальных публикациях Геологической службы используются оба термина. При описании прототипа кринанита из третичной дайки в Аргайлле была подчеркнута их относительная тонкозернистость и хорошо выраженная офитовая структура. Тешениты и кринаниты сложены одной и той же минеральной ассоциацией с несколько различными количественными соотношениями отдельных фаз. В кринаните в интерстициях между зернами полевого шпата присутствует очень небольшое количество (около 2%) анальцима. В тешените же цеолитов (преимущественно анальцима) гораздо больше, причем плагиоклаз нередко замещается анальцимом. Строго говоря, кринанит нельзя классифицировать как сиеногаббро или микро-сиеногаббро. Сиеновая составляющая исчезающе мала, так что породу нельзя даже выделять в качестве независимого типа; ее следует считать попросту анальцимсодержащим оливиновым долеритом. Тот факт, что большинство образцов кринанита имеет офитовую структуру, не несет в себе никакой генетической информации.

Тералиты в отличие от кринанитов вместо анальцима содержат нефелин. Таким образом, эти породы состоят из плагиоклаза с типичным для габброндов составом, моноклинного пироксена, нефелина и различных акцессорных минералов. Розенбуш предложил определять этим названием плутонические аналоги нефелиновых тефритов, тонкозернистых эффузивных пород того же минерального состава. Однако первоначально под названием «тералит» была описана порода из Монтаны, не отвечавшая по составу нефелиновому тефриту, так как в ней присутствовало значительное количество ортоклаза. По этому последнему признаку ее следовало бы классифицировать как маиньит.

Типичные тералиты встречаются редко, тем не менее образцы, по составу отвечающие определению Розенбуша, были описаны в Кордильерах, Коста-Рика, в Чешской щелочной провинции и Шотландии. Вероятно, наиболее широко известен тералит именно из Чехословакии, образцы его имеются во многих учебных коллекциях. Довольно известны также позднекарбонные тералиты Айршира, особенно из Лугарского сложного силла, в котором они ассоциируются с тешенитами. Больше всего в

¹ Тешениты в СССР известны в Грузии, Минусинском районе, и на Сахалине. — *Прим. ред.*

шотландских тералитах титанавгита (35%), тогда как лабрадор и нефелин присутствуют примерно в равных количествах (в лугарском тералите по 16%). В различных количествах могут присутствовать амфибол (баркевикитового типа), биотит и оливин. Эти минералы не отвечают определению породы. В случае появления значительного количества оливина породу следует называть *оливиновым тералитом*.

Килит — так Тиррелл называл обогащенный оливином мелатералит, в котором отмечалось пониженное содержание нефелина.

Лугарит, также впервые описанный Тирреллом в 1912 г., является одной из очень немногих пород, известных только в Великобритании. Название свое порода получила по стратифицированному и дифференцированному силлу близ Лугара в Айршире. Лугарит проявляется здесь в виде жил, секущих другие породы интрузива — тешениты и тералиты. Эти жилы очень невелики, но с минералогической точки зрения чрезвычайно интересны. Особенно обращают на себя внимание в этой породе длинные призматические кристаллы баркевикита, а также зерна титанавгита, заключенные в зеленовато-серой основной массе. По образцам, отобраным на поверхности, предполагали, что основная масса состоит из измененного анальцита с реликтами еще более измененных зерен лабрадора и ничтожного количества нефелина. Позднее были изучены образцы с глубины, полученные при бурении. Оказалось, что главный фельзитический минерал породы — нефелин. Таким образом, лугарит состоит из нефелина, моноклинного пироксена и лабрадора, т. е. в общем аналогичен тералиту. Однако присутствие в нем баркевикита настолько характерно, что целесообразно сохранить за ним самостоятельное название «лугарит». По существу же это, конечно, баркевикитовый тералит. В лугарите обращают на себя внимание два аксессуара: обильные призматические зерна апатита и ильменит, в котором наблюдаются все стадии превращения в коричневатый полупрозрачный лейкоксен (фиг. 44).

Породы, которые формально можно отнести к среднезернистым, описаны лишь в нескольких случаях. Относительно тонкозернистые разности кенталлеитовых интрузивов удобно было бы назвать *микрокенталленитами*; таким же образом можно поступать и по отношению к другим, описанным выше породам этой группы. Тонкозернистые краевые фации тешенитов Лугарского силла Тиррелл называл тешенитовыми базальтами. Однако этот термин в соответствии с обычными принципами использования петрографических наименований подразумевает породу, промежуточную по составу базальтом и тешенитом, поэтому, по нашему мнению, такие тонкозернистые фации лучше называть *микротешенитами*.

ТРАХИБАЗАЛТЫ

Трахибазальты представляют собой тонкозернистые аналоги сиенгаббро. В их составе проявляются характерные особенности как трахитов, так и базальтов. Следует, однако, отметить, что в литературе этот термин часто используют для обозначения пород, не вполне отвечающих приведенному определению. Обнаруживаются заметные противоречия между теоретически определяемым и реальным минеральным составами. Мы уже подчеркивали, что отношения A/P в качестве единственного классификационного признака явно недостаточно для систематизации основных магматических пород. В этом плане, например, очень показательна порода, получившая название «чиминит». Эта порода из Римской вулканической провинции описана Вашингтоном. Она обогащена калиевым полевым шпатом (51%) и содержит также подчиненное количество лабрадора, моноклинного пироксена (23%), оливина (11%) и акцессории. Щелочной полевой шпат, слагающий почти половину породы, можно рассматривать как трахитовую составляющую. В остальном минеральная ассоциация (лабрадор, моноклинный пироксен, оливин и магнетит) имеет типичный базальтоидный характер. Таким образом, принимая во внимание минеральный состав породы в целом, мы можем рассматривать чиминит как смесь равных количеств трахита и базальта, т. е. как идеальный трахибазальт. Но если ту же породу классифицировать, исходя из значения отношения A/P (83/17), то ее нужно будет отнести к трахитам, что было бы неразумно. Полезно помнить, что анальцит и нефелин представляют собой аналоги альбита с различной степенью недосыщенности. Следовательно, несколько большее содержание кремнезема в тешените должно было бы привести к замене анальцита альбитом. Однако альбитовый компонент не появляется в виде дискретных кристаллов, а входит в состав лабрадора, так что кристаллизуется менее кальциевый плагиоклаз. Когда в типичной базальтовой ассоциации минералов появляется андезин, породу следует называть *гавайитом*. Точно таким же образом можно трактовать состав *муджиерита* (с олигоклазом) и *бенморейта*. Очевидно, что все три типа пород относятся к числу трахибазальтов, хотя «трахитовая» составляющая в них наглядно не проявляется. При обсуждении происхождения трахитов мы отмечали разрыв между материнским базальтом и конечным продуктом дифференциации — трахитом. Гавайит, муджиерит и бенморейт и занимают этот разрыв, располагаясь на кривой встречаемости различных пород между двумя максимумами, соответствующими трахитам и базальтам. Поэтому в генетическом смысле их следует рассматривать как трахибазальты.

Различные разновидности трахибазальтов встречаются в «континентальных» сериях вулканических пород. Так, несколько пород такого рода из Северной Америки, в частности из Йеллоустонского национального парка, были описаны Иддингсом, который дал им различные индейские названия. После этого Вашингтон к числу разновидностей трахибазальтов при изучении некоторых вулканических районов Италии добавил чиминит и вульзинит. Широко распространены трахибазальты в поздне-третичных лавах Ян-Майена. В вулканических регионах центральной Африки встречаются породы, близкие к описанным в Йеллоустонском национальном парке.

При рассмотрении трахибазальтов очень важно, но весьма трудно правильно оценить значение их минерального состава. Само их наименование и положение в классификации приводит к представлению о том, что они должны быть смесью трахитового остаточного расплава и базальтовой магмы. Обычно полагают, что вследствие фракционной кристаллизации оливково-базальтовой магмы может возникать трахитовый остаточный расплав, с которым могут смешиваться более поздние порции базальтовой магмы, образуя гибридные расплавы, из которых могут непосредственно кристаллизоваться трахибазальты. Трахибазальты могут возникать также в результате захвата сростков щелочного полевого шпата базальтовой магмой. Такие породы встречаются среди трахибазальтов Ян-Майена. В этих породах проявляются широкие вариации количественных соотношений базальтового и трахитового материала, которые меняются от одной породы к другой. Так, в вульзините, описанном Вашингтоном, содержание натрового ортоклаза (трахитовая составляющая) превышает 70%, тогда как во вкрапленниках присутствует анортит (6%), а в основной массе — лабрадор (12%). Таким образом, эта порода на три четверти сложена трахитовой и лишь на одну четверть базальтовой составляющей.

Недосыщенные трахибазальты представлены рядом пород, внешне напоминающих базальты. Эти темные тонкозернистые породы встречаются либо в виде лавовых потоков, либо в виде даек. Как и в некоторых базальтах, в них невооруженным глазом можно различить вкрапленники авгита и оливина. Однако сходство с базальтом на этом кончается, а различия этих двух групп пород более значительны. Фельдшпатонидные минералы в недосыщенных трахибазальтах представлены нефелином (или химически сходным с ним анальцимом), а также лейцитом и заменяют в минеральном составе щелочные полевые шпаты, характерные для насыщенных разновидностей.

При классификации недосыщенных трахибазальтов исходят из вида присутствующего фальдшпатоида, а также из присутствия или отсутствия оливина.

Безоливиновые разновидности собирательно называются *тефритами* (Кордье, 1816). Среди них по преобладанию того или иного фельдшпатоида различают нефелиновые, лейцитовые и анальцимовые разновидности. Оливинсодержащие типы пород этой группы уже давно получили самостоятельное название *базанитов* (Броньяр, 1813). Среди них также по преобладающему фельдшпатоиду выделяются нефелиновые, лейцитовые и анальцимовые базаниты. В случае присутствия лишь незначительных количеств фельдшпатоидов следовало бы выделить соответственно нефелиновые, лейцитовые или анальцимовые базальты, однако, к сожалению, в прошлом такие названия широко применялись по отношению к не содержащим плагиоклаза породам, которые по существу нельзя относить к базальтам.

В отношении характеристики минерального состава мало что можно добавить к сказанному выше. В шлифах под микроскопом породы этой группы на первый взгляд выглядят как базальты, но содержащие фельдшпатоиды. Обычно они имеют порфировое сложение. Видимо, наиболее широко распространены лейцитовые базаниты, типичные представители которых хорошо известны по описаниям лав Монте-Соммы и Везувия. В этих породах присутствуют вкрапленники лейцита, оливина, авгита и плагиоклаза. В основной массе наблюдается вторая генерация этих минералов в виде микролитов. Наиболее обычный аксессуар — магнетит. В нефелиновых разновидностях вкрапленники нефелина легко распознаются; гораздо труднее его определить, когда он присутствует лишь в основной массе породы. Наиболее распространены в этой группе анальцимовые базаниты, которые по существу представляют собой оливиновые базальты с изменчивым количеством анальцима, располагающегося в интерстициях между микролитами основной массы¹.

Все, что уже говорилось относительно происхождения трахибазальтов, в общем приложимо и к базанитам. Трахиты, которые рассматриваются как конечные дифференциаты оливиново-базальтовой магмы, часто несколько недосыщены, так что состав их в целом колеблется от ортотрахитов (насыщенных) через нефелиновые трахиты до фонолитов. Аналогичным образом трахитовая составляющая в трахибазальтах может быть представлена щелочным полевым шпатом (санидин или анортоклаз); вместо этого последнего могут присутствовать нефелин, анальцим или лейцит в зависимости от количественных соотношений калия и натрия в химическом составе породы.

¹ К этой группе пород близки калибазальты Аджарии и третичные лейцитовые лавы Памира, Памбакского массива в Армении и Талышского в Азербайджане, а также породы Ишимского комплекса в Казахстане. — *Прим. ред.*

Читателю уже должна быть очевидна тесная аналогия между минеральным составом тефритов и особенно базанитов, с одной стороны, и тешенитов, тералитов и эссекситов, с другой стороны. Следует подчеркнуть, что среди крупнозернистых пород в этой группе нет аналогов лейцитовых разновидностей, что объясняется неустойчивостью лейцита при кристаллизации в глубинных условиях.

Отметим в заключение, что все описанные в этой главе породы родственны щелочным оливиновым базальтам. Существенная особенность состава последних — присутствие некоторого количества нормативного нефелина. Содержание фельдшпатов и (или) щелочных полевых шпатов возрастает в результате дифференциации и других процессов, проявляющихся в магмах с первичным составом щелочного оливинового базальта.

Глава 11

МАФИЧЕСКИЕ ФЕЛЬДШПАТОИДНЫЕ ЛАВЫ И БЛИЗКИЕ К НИМ ПОРОДЫ

В этой главе рассматривается несколько типов пород, напоминающих базальты. Все они имеют темную окраску, тонкую зернистость, состав от основного до ультраосновного и проявляются в виде лавовых потоков или даек. Вкрапленники, часто различные макроскопически, представлены оливином и авгитом, чем эти породы и напоминают базальты. Однако наиболее характерная особенность некоторых разновидностей — присутствие макроскопически различных выделений лейцита; под микроскопом обнаруживаются и другие фельдшпатоиды.

В основу классификации пород этой группы положены такие признаки, как вид присутствующего фельдшпатоида и наличие плагиоклаза и оливина. Прежде всего среди них выделяют плагиоклазсодержащие и бесплагиоклазовые разновидности. Этот признак имеет наиболее важное значение. Плагиоклазсодержащие разновидности — тефриты и базаниты — рассмотрены выше, в группе недосыщенных трахибазальтов. Изучение шлифов показывает, что по существу эти породы представляют собой базальты с дополнительным присутствием переменных количеств фельдшпатоидов. Таким образом, тефриты и базаниты без фельдшпатоидов соответственно можно считать просто базальтами или оливиновыми базальтами.

Однако бесполовошпатовые породы этой группы по составу не имеют ничего общего с базальтами. Отсутствие плагиоклаза автоматически исключает эти лавы из семейства базальта. По определению плагиоклаз в базальте должен присутствовать в

качестве одного из породообразующих минералов совместно с пироксеном. По мере увеличения содержания кремнезема в магме лейцит, кальсилит и нефелин должны сменяться щелочными полевыми шпатами. Таким образом, к рассматриваемым породам наиболее близок ряд сиенит — микросиенит — трахит. По составу они близки к фолонитам и лейцитифирам, с которыми часто встречаются совместно.

Напомним еще раз, что и в этой главе мы имеем дело с закаленными породами, содержащими неустойчивые минеральные ассоциации. В особенности это относится к лейцит- и кальсилит-содержащим разновидностям, крупнозернистые аналоги которых должны были бы встречаться среди шонкиинитов и сиенитоидов. Глубинные аналоги нефелиновых лав представлены рядом ийолит — мельтейгит.

При рассмотрении бесполевошпатовых лав приходится сталкиваться с номенклатурными трудностями. Широко используемые названия этих пород иногда поражают своей нелогичностью и создают совершенно ложное впечатление о минеральном составе, в особенности это относится к терминам «нефелинит», «лейцитит» и «мелилитит». Сейчас не возникло бы никаких затруднений в выборе подходящих наименований для этих пород, однако в прошлом веке, когда эти термины только что появились на свет, петрографическая номенклатура находилась в зачаточном состоянии, а породы серии уртит — ийолит — мельтейгит не были известны. Именно к представителям этой серии и уместно было бы применить приведенные выше названия, которые характеризуют существенно мономинеральные породы. Действительно, в ряду уртит — ийолит — мельтейгит в качестве конечного члена присутствуют практически мономинеральные нефелиновые породы, и именно их логично было назвать нефелитами. В предыдущем издании руководства мы уже предложили ряд терминов, легко произносимых и удовлетворительно характеризующих минеральный состав пород. Мы полагаем, что эти термины будут приемлемы для широкого круга читателей-геологов. Всю эту группу пород можно охарактеризовать очень немногими терминами (см. таблицу).

Минеральный состав породы	Предлагаемое название	Традиционное название
Кальсилит и мафические минералы	Калмафит	Мафурит, катунгит
Лейцит и мафические минералы	Леймафит	Лейцитит, угадит
Нефелин и мафические минералы	Немафит	Нефелинит
Мелилит и мафические минералы	Мелмафит	Мелилитит, мелилитовый базальт

Для того чтобы избежать путаницы в дальнейшем изложении, мы предлагаем наряду с новыми в скобках приводить прежние наименования пород

Все рассматриваемые породы относятся к числу мафических, но диагностическое значение в них имеют фельдшпатоидные минералы. Оба эти признака отражены в комбинированных названиях пород, как это показано в таблице

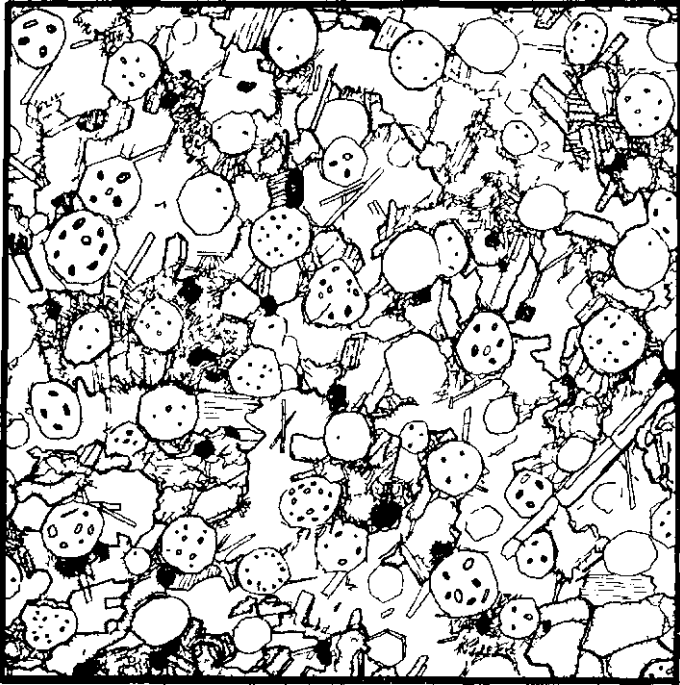
Среди пород рассматриваемой группы наиболее широко известны и легче всего определяются разности, содержащие лейцит, поскольку этот минерал имеет крайне характерный облик в шлифах, а часто и в штуфах. Ниже мы попытаемся совместно рассмотреть важнейшие петрографические особенности и сведения о распределении пород этой группы.

Мафические лейцитовые лавы

Наиболее широко известны лейцитовые лавы Римской вулканической провинции. Одно время даже полагали, что они вообще проявились лишь в этом районе. Однако в настоящее время эти породы известны на всех континентах, особенно в районе, получившем от них свое название, — Лейцит-Хилс в Вайоминге, а также в горнорудном районе Кимберли в Западной Австралии, на острове Сулавеси, в Антарктиде и ряде районов Африки, прилегающих к Западно-Африканскому рифту.

Наиболее интересны из всех этих районов центральные и восточные участки упомянутого региона Африки. В настоящее время здесь проводятся интенсивные исследования многочисленных проявлений вулканических пород. К лейцитовым лавам относят лейцитовые тефриты, лейцитовые базаниты, менее основные лейцитифиры и фонолиты, а также бесплагноклазовые леймафиты (лейцититы). В некоторых случаях эти породы ассоциируются с кальсилитсодержащими лавами и постепенно переходят в них. Наряду с кальсилитом в таких породах присутствует нефелин, но в резко подчиненном количестве. Довольно редкую разновидность представляют собой богатые авгитом оливиновые леймафиты, названные Холмсом (1945) угандитами. Эти породы по мере увеличения содержания плагиоклаза постепенно переходят в лейцитовые мелабазаниты.

Вообще фельдшпатоидные лавы впервые были установлены среди продуктов извержения Везувия в Римской вулканической провинции. Именно этими породами и до сих пор чаще всего представлены лейцитовые вулканы в учебных коллекциях. В образцах особенно четко видны характернейшие идиоморфные выделения лейцита. В крупных кристаллах лейцита первой генерации под микроскопом наблюдается очень специфическое полисинтетическое двойникование, однако эта особенность ча-



Фиг. 126. Леймафит (лейцитит), Капо-да-Бове, близ Рима.

Видны мелкие идиоморфные кристаллы лейцита, моноклинный пироксен и небольшое количество слюды, а также акцессорные апатит и магнетит. Основная масса — бесцветное стекло

сто отсутствует у мелких зерен второй генерации. Такие небольшие зерна лейцита, показанные на фиг. 126, особенно интересны в связи с присутствием в них мельчайших включений стекла, узор распределения которых идентичен описанному Боуэном и Мори в лейцитах, полученных в процессе их классических экспериментов по закалке ортоклазового расплава. Как видно на фиг. 126, включения стекла часто группируются по три или четыре вокруг точек выхода тройной или четверной оси симметрии.

Уникальная лейцитовая порода из Римской вулканической провинции была названа Вашингтоном [151] *италитом*. Именно эту породу целесообразно было назвать лейцититом, поскольку в ней лишь он и представляет собой поддающуюся определению минеральную фазу. Италит встречается в виде блоков в агломератах в Албанских горах, здесь он сложен в основном крупными идиоморфными кристаллами лейцита, сцементированными небольшим количеством беловатого материала, очевидно,

измененного стекла. Италит следует рассматривать как обогащенную вкрапленниками эффузивную породу. Очевидно, италит — аккумулятивная порода, и можно почти не сомневаться в том, что накопление вкрапленников лейцита происходило в прикровельной части некоторого вместилища магмы. Мы уже указывали при рассмотрении других мономинеральных пород, например анортозитов, что такие аккумулятивные массы не могут извергаться в виде лав и почти наверняка выбрасываются при вулканических эксплозиях, как это имело место и в настоящем случае.

Довольно разнообразные леймафиты встречены в западном Кимберли в пределах Западной Австралии [152]. Здесь были описаны четыре вида пород, различающихся по характеру мафических минералов и связанных друг с другом промежуточными разновидностями. Наиболее интересны в этих породах флогопит, который, вероятно, по составу можно рассматривать как аналог комбинации лейцита и оливина. В одном из австралийских леймафитов магнезиальная слюда слагает до четверти объема породы. Во втором — наряду с флогопитом присутствует редкий марганцевый амфибол, тогда как в третьем появляются призматические зерна пироксена и псевдоморфозы оливина. Таким образом, последняя разновидность представляет собой оливиновый леймафит (оливиновый лейцитит). Чрезвычайно интересно, что, хотя австралийские леймафиты описаны как самые богатые лейцитом породы во всем мире, теоретически по своему валовому химическому составу они не должны содержать этот минерал, поскольку количества присутствующего в них кремнезема достаточно для превращения всего лейцита в санидин. Кремнезем присутствует в стекловатой основной массе, т. е. он не мог вступать в реакции в результате закалки породы. К числу особенностей химического состава магмы, из которой кристаллизовались эти лавы, относится и высокое содержание титана. Большая часть его входит в состав слюды, встречается также необычный среди аксессуариев рутил, количество которого может достигать 6%.

Несколько разновидностей лейцитовых лав установлено в Лейцит-Хилс в Вайоминге [153]. В большинстве случаев эти породы относятся к числу лейцитифиров, однако один из типов по резко мафическому составу можно отнести и в рассматриваемую группу. Эту породу Кросс назвал *мадунитом*. Она состоит из диопсидового пироксена, слагающего почти половину объема, и второго по количеству минерала — флогопита. Кроме того, встречается специфический аксессуарий — перовскит. Лейцит не обнаруживается в виде минерала, однако порода на одну треть состоит из стекла, имеющего состав лейцита, т. е. он как бы присутствует в ней потенциально. Таким образом, эта порода

классифицируется по минеральному составу, который реализовался бы в ней в том случае, если бы кристаллизация не прекратилась в результате закалки. Насколько правилен этот принцип — вопрос дискуссионный. В общем эту породу следовало бы называть флогопитовым леймафитом (лейцититом) с лейцитовым стеклом. Для того чтобы правильно охарактеризовать эту породу, необходима хотя бы короткая фраза, а одного слова «мадупит» определенно недостаточно.

Мафические кальсилитсодержащие лавы

Эти породы относятся к числу наиболее редких лав, и в настоящее время известны лишь в двух районах Африки. Выше уже обсуждались минералогические особенности кальсилита и его соотношения с другими фельдшпатоидами. Кальсилитовые лавы относятся к числу бесполовошпатовых ультраосновных пород, но особенно примечательны разнообразием недосыщенных минералов, присутствующих в них. Фельзитические, мафические и даже акцессорные минералы этих пород относятся к категории недосыщенных. Различают несколько разновидностей, названных по местностям их проявления.

Оливиновый калмафит, названный Холмсом [154, 155] *мафуритом*, содержит небольшие вкрапленники оливина и авгита, располагающиеся в связующей массе из зеленого авгита с обильным акцессорным перовскитом и интерстиционным кальсилитом. При несколько большем содержании кремнезема в магме вместо кальсилита кристаллизовался бы лейцит и тогда минеральная ассоциация породы отвечала бы оливиновому леймафиту (оливин, авгит, лейцит и акцессории).

Очень своеобразна разновидность пород этой группы, названная *катунгитом* по вулкану Катунга в Уганде, в ее состав входят кальсилит, мелилит, оливин, перовскит, титаномagnetит и интерстиционное стекло. При незначительном увеличении содержания кремнезема катунгит постепенно переходит в менее недосыщенные разновидности, в которых вместо кальсилита присутствует лейцит, а вместо мелилита — авгит. Эта порода, названная Холмсом *угандитом*, особенно богата мафическими минералами, т. е. минеральная ассоциация в ней та же, что в обычном меланократовом оливиновом лейцитите.

Исключительно интересные кальсилитсодержащие лавы были открыты в Заире [156]. Практически они аналогичны катунгитам. В них присутствуют одни и те же минералы, но в заирских лавках нефелин очень тесно ассоциируется с кальсилитом. Кальсилит и нефелин образуют гломеропорфировые агрегаты вкрапленников, в которых обнаруживается самая различная степень не-смесимости двух компонентов. Весьма интересно распределение

щелочей в этих лавах: установлена обратная зависимость между содержанием $KAlSiO_4$ в нефелине и количеством лейцита в породе. При малом содержании лейцита нефелины обогащены ионами калия, и наоборот.

В лавовом озере вулкана Нырагонго, в Заире можно наблюдать скопления агрегатов кристаллов, поднимающиеся с турбулентными течениями в магме. Эти наблюдения особенно интересны для объяснения аккумулятивного характера пород, в том числе лав, обогащенных вкрапленниками, находящимся в неустойчивом равновесии с магмой, состав которой характеризуется основной массой.

Мафические нефелинсодержащие лавы

К числу пород этой группы, помимо относительно распространенных нефелиновых тефритов и базанитов, принадлежат и гораздо более редкие немафиты (нефелиниты), а также оливиновые немафиты («оливиновые нефелиниты»). Типичные немафиты представляют собой очень характерные породы. В них можно встретить две генерации нефелина, обе представленные идиоморфными кристаллами; нефелин второй генерации может давать неправильные выделения в интерстициях между другими минералами вместо характерных идиоморфных зерен с квадратным и гексагональным сечением (фиг. 127). Интерстиционный нефелин распознается труднее. В ряде случаев для уверенной диагностики необходимы реакции окрашивания или даже рентгеновские определения. На фиг. 127 приведена микрорисовка немафита с особенно характерными идиоморфными зернами нефелина. Мафические минералы представлены крупными кристаллами титанавгита с бледно-зелеными внешними зонами и резко пойкилитовым флогопитом. Среди аксессуаров доминирует сфен, взаимоотношения которого с другими минералами довольно своеобразны. Встречаются идиоморфные кристаллы сфена, но в основном это неправильные выделения с пойкилитовыми включениями микролитов основной массы, особенно нефелина. Этот сфен, очевидно, выделялся на поздних стадиях кристаллизации. Две особенности породы нуждаются в специальных пояснениях: зональность пироксенов и поздний рост внешних зон, на что указывают включения нефелина в них. Такие же соотношения проявляются в кристаллах флогопита.

Все упомянутые выше нефелиновые лавы содержат реальный, поддающийся идентификации нефелин. Однако, кроме этих лав, известны породы того же химического состава со «скрытым» нефелином. В них присутствует нефелиновое стекло. Если порода имеет состав нефелинового базанита, но нефелин представлен стеклом, то ее можно называть *базанитоидом*. По существу же это базанит с нефелиновым стеклом.



— 1 мм —

Фиг. 127. Немафит (нефелинит), вершина Лодвар-Хилл, северная Туркана, Кения.

Круп — пироксен — черное — магнетит, густой круп — сфен. У флогопита отображена сложность. Можно видеть присутствие двух генераций пироксена. См. текст.

Мелилитсодержащие лавы и дайковые породы

Подобно фельдшпатоидам мелилит может заменять полевой шпат в недосыщенных породах, особенно закаленных.

Однако в этом случае заменяется не щелочной полевой шпат, а плагиоклаз, так как в состав мелилита входят не K и Na , а Ca (и часто Mg). До открытия в недалеком прошлом щелочных лав в Африке, особенно в юго-западной части Уганды и в Заире, из всей группы мелилитсодержащих вулканических пород был известен лишь единственный представитель, который неправильно называли мелилитовым базальтом, а позднее мелилитом.

Первый *мелмафит* (мелилитовый базальт, по Хохболу, 1883) был обнаружен в Швабских Альпах. Это резко ультраосновная порода с содержанием кремнезема не более 34%. Иногда она наполовину представлена оливином, мелилит составляет около 40% породы, кроме того, в ней присутствуют небольшие количества нефелина, перовскита, апатита и кальцита. Охарактеризованный состав можно было бы определить как «кальцитовый нефелиновый мелмафит». Лавы подобного состава иногда, правда, без оливины, встречаются в нескольких местах, в том числе в Тасмании, но более обычны в Африке, особенно в Намакваленде и Центрально-Африканском вулканическом регионе в пределах Кении и юго-западной части Уганды. В последнем районе мелилит ассоциируется с кальсилитом в разновидностях, названных Холмсом катунгитами.

На острове Альнё у побережья Швеции была описана порода, определенная как мелилитовый базальт. Однако впоследствии Розенбуш предложил для нее другое название — *альнёит* — на том основании, что она была интрузивной. Хотя причины, побудившие Розенбуша к изменению названия, с нашей точки зрения, неосновательны, целесообразно тем не менее сохранить для рассматриваемой породы это название в связи с достаточной ее специфичностью. В альнёите главные минералы, составляющие каждый около трети породы, — это мелилит и биотит. Кроме того, присутствуют пироксен, кальцит, оливин (в порядке уменьшения содержания), а также различные редкие акцессории. Небольшой интрузивный массив альнёитовых пород известен на острове Кадё [157] между Монреалем и Оттавой. Особенно примечательны здесь две породы. В одной из них, помимо обычного оливина (хризолита), присутствует монтичеллит, а другая, представленная небольшими прожилками в обычном альнёите, состоит почти исключительно из биотита и мелилита.

Альнёит также установлен в некоторых африканских кольцевых комплексах с участием карбонатитов, особенно близ Чилва.

Малави. Фактически в этой породе мелилит почти полностью псевдоморфно замещен карбонатом¹.

Для того чтобы упростить изложение, рассмотрим здесь также некоторые крупнозернистые мелилитовые породы. Среди них различаются три разновидности, описанные под названиями турьяит, окаит, анкомпагрит.

*Турьяит*² (Рамсай, 1921) слагает небольшой интрузив близ Турьего мыса на Кольском полуострове. Почти половину объема породы составляют макроскопически различные крупные кристаллы титансодержащего биотита, заключенного в связующей массе мелилита. В значительных количествах присутствует также нефелин. Наиболее важные акцессории — апатит (весьма обильный в некоторых фациях породы), магнетит, а также, как и следовало ожидать, перовскит. Изредка в заметных количествах появляются оливин и меланит (гранат). Для понимания генезиса этой породы важное значение имеет обычное присутствие в ней кальцита, как и в некоторых нефелиновых сиенитах, а также ассоциация мелилитсодержащих пород с карбонатами.

Еще более своеобразная порода встречена в вулканическом штоке близ Квебека; она названа Стенсфилдом *окаитом*. Несмотря на принадлежность к вулканическому штоку, структура породы изменяется от тонко- до крупнозернистой. Минеральный состав окаита очень близок к составу турьяита, но мелилит и биотит присутствуют в несколько меньших количествах, а вместо нефелина появляется гаюин. Крайне интересная особенность состава окаита заключается в необычайно низком содержании кремнезема, не превышающем 29%, а количество СаО в нем составляет 25%.

Очень редкая крупнозернистая мелилитовая порода из Колорадо описана под названием *анкомпагрит*. Больше всего обращают на себя внимание крупные красновато-бурые кристаллы титанистого биотита в ассоциации с агрегатами титаномагнетита, перовскита и апатита, пойкически включенными в мелилит, который составляет около двух третей общего объема породы. Таким образом, в основном минеральный состав породы определяется присутствием биотита и мелилита, т. е. тех же двух минералов, что и в породе из массива острова Кадьё.

¹ В СССР мелилитовые породы, подобные альнэиту, довольно обычны в Ковдорском массиве и карбонатитовых кольцевых комплексах Кольского полуострова. Характерен мелилит и для многих кимберлитов Якутии — *Прим. ред.*

² Не следует путать турьяит и турьит. Состав турьита: первичный кальцит — 20%, анальцит — 20%, гранат — 18%, слюда — 40%, апатит — 2%. Обе породы — члены сложного карбонатитового комплекса на Кольском полуострове, — *Прим. ред.*

Видимо, ассоциация биотита и мелилита вместе с характерными акцессориями вообще характерна для мелилитовых пород.

В заключение отметим проявления пород этой группы в Великобритании, описанные Тилли в районе Скоут-Хилл близ Белфаста. Здесь шток третичных долеритов инъецирует толщу писчего мела. В зоне взаимодействия магмы и карбонатных пород присутствуют как нефелин, так и мелилит.

Для выявления происхождения мелилитовых пород, видимо, имеют значение следующие факты:

1) тесная ассоциация многих, но не всех пород этой группы с карбонатами (Альнэ и Чилва), а также присутствие в некоторых из них акцессорного первичного кальцита;

2) исключительно низкое содержание кремнезема и содержание извести, наибольшее по сравнению со всеми другими магматическими породами, кроме карбонатитов;

3) экспериментальными исследованиями показано, что при высоких температурах нефелин и авгит вступают в реакцию с образованием оливина и мелилита, причем промежуточным продуктом в этой реакции является монтичеллит;

4) при добавлении карбоната кальция в расплавленный базальт непосредственно из последнего кристаллизуется мелилит;

5) мелилит встречается в реакционной зоне между мелом и базальтом в Скоут-Хилл.

Из перечисленных выше положений следует признать особенно важными 3, 4 и 5. Ассоциация нефелина и авгита в высшей степени характерна для нефелиновых фельдшпатовидных лав. Экспериментальные исследования позволяют полагать, что эта ассоциация по существу аналогична комбинации мелилита с оливином, проявляющейся в природе гораздо реже. Таким образом, можно считать, что не особенности состава, а именно физические условия должны определять выделения из магмы той или иной из упомянутых двух ассоциаций минералов. Ассоциация мелилит — оливин характерна для закалившихся пород, тогда как пара нефелин — авгит более устойчива и значительно чаще встречается в природе. Однако химические факторы также должны играть важную роль. Среди них, наверное, главное значение имеет десиликфикация основной магмы в результате реакции с карбонатным веществом, которое может быть как известняком, так и магматическим карбонатитом. Таким образом, мелилит по своему происхождению может быть аналогом нефелина, условия образования которого рассматриваются в следующей главе.

В заключение следует упомянуть о мафических лавах, в состав которых входит анальцит. Их можно объединить в одну разновидность — *анальцитовый базанит*. Эта порода по существу аналогична нефелиновому базаниту, но вместо нефелина

в ней присутствует анальцит. Таким образом, в минеральную ассоциацию этих пород входят оливин, пироксен, основной плагиоклаз, анальцит и акцессории. Такая же минеральная ассоциация свойственна шотландским эссекситам, которые следует рассматривать как крупнозернистые аналоги анальцитсодержащих лав. Заметим также, что эта минеральная ассоциация по существу характерна и для нормальных оливиновых базальтов, но в последних отсутствует анальцит. Читателю следует помнить, что небольшие количества анальцита очень легко могут быть пропущены в шлифах, особенно в тех случаях, когда минерал располагается в интерстициях между другими кристаллами. В Великобритании анальцитовые базальты встречаются близ Колтон-Хилл, в Дербишире [158]. По общему облику эти породы очень похожи на оливиновый базальт, но анальцит в них заметнее, чем обычно, так как образует мелкие сферические обособления.

Глава 12

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ФЕЛЬДШПАТОИДНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

После приведенного в предыдущих главах обзора петрографических особенностей фельдшпатоидных пород остается рассмотреть вопросы происхождения некоторых из них. Разнообразие пород в этой группе настолько велико, что они, вероятнее всего, возникали разными путями. В связи с этим их придется рассматривать ниже порознь. В целом это преимущественно резко щелочные породы с большим содержанием фельдшпатоидов. При рассмотрении проблемы их генезиса главное значение приобретают два вопроса:

- 1) происхождение нефелиновых сиенитов и связанных с ними бесполовошпатовых пород (ряд уртит — ийолит — мельтейгит), а также их соотношение с вулканическими аналогами;

- 2) природа и происхождение карбонатитов, встречающихся вместе с щелочными породами.

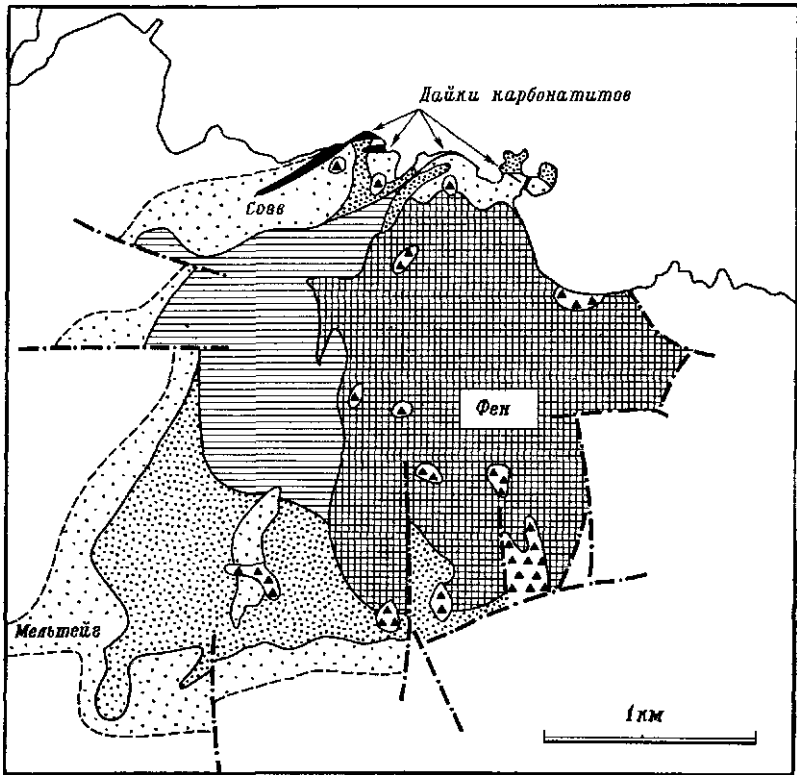
Происхождение нефелиновых сиенитов и связанных с ними бесполовошпатовых пород

В большинстве случаев нефелиновые сиениты ассоциируются с гранитоидами. Одно время даже полагали, что нефелиновые сиениты возникают из гранитной магмы в результате десилификации. Предполагалось, что десилификация осуществляется при

взаимодействии магмы с известняками, которые действительно во многих случаях пространственно тесно связаны с гранитами и нефелинодержащими породами. Дели предложил гипотезу, в соответствии с которой реакция между известняком и гранитной магмой приводит к образованию кальциевых и кальциево-магниевого силикатов. Последние вследствие большого удельного веса опускаются, и в верхних частях магматических камер остается десилифицированная магма, из которой может кристаллизироваться нефелин. Хотя эта гипотеза была выдвинута Дели, ее дальнейшее развитие связано с именем Шенда, детально изучившего щелочные комплексы, в том числе Лох-Боролан в Ассинте и несколько массивов в Африке, особенно Шпитцкоп и Палабора. Эти и другие щелочные массивы довольно детально рассмотрены в книге Шенда [XV], с которой можно рекомендовать ознакомиться всем, интересующимся фельдшпатойдными породами.

Ниже рассматриваются три массива щелочных пород, в которых наблюдается ассоциация «гранитов» и карбонатных пород, столь существенная для гипотезы Дели — Шенда. Два из этих комплексов расположены на Балтийском щите. Комплекс Альнэ [159] составляет часть острова близ побережья Швеции, массив Фён [160] расположен непосредственно западнее грабена Осло в южной Норвегии. Оба массива представляют собой кольцевые комплексы, в которых щелочные породы окружают центральную массу карбонатных пород, считавшихся ранее осадочными, но теперь известных как *карбонатиты*. Для многих щелочных комплексов, в том числе и для этих двух, характерна очень плохая обнаженность, чем и объясняются ошибки первоначальных определений взаимоотношений пород. Упомянутые два массива настолько сходны в своих главных особенностях, что их можно рассматривать совместно. Оба располагаются в «гранитной» среде, поскольку вмещающие их породы представлены гранитогнейсами докембрийского фундамента. Центральное тело карбонатитов представляет собой шток, вокруг которого концентрически расположены другие породы. Среди них различаются: 1) внутренняя зона различных фельдшпатоидных пород, 2) зона нефелиновых сиенитов, возникающая в результате метасоматического замещения гнейсов, 3) внешняя зона насыщенных сиенитов, также образовавшаяся при метасоматическом изменении гнейсов, и 4) зона трещиноватых гнейсов.

Первая стадия формирования комплекса заключалась в эксплозивном брекчировании пород над продвигающимся штоком магмы. В результате прогрессивного метасоматического изменения этих брекчированных пород возникла внешняя зона сиенитов, что сопровождалось исчезновением свободного кварца, или, вернее, вхождением кремнезема в состав новообразованных си-



Фиг. 128. Схема геологического строения щелочного магматического комплекса Фен.

Белое поле — докембрийские породы; редкий крап — фелиты (метасоматические сиениты и нефелиновые сиениты); частый крап — породы ряда ийолит-мельтейтит; горизонтальная штриховка — силикатио-карбонатные породы; двойная штриховка — кальцитовые, доломитовые, анкеритовые и гематитовые породы (частично метасоматические); черное — дайки карбонатов; треугольники — трубки кимберлитовой брекчин. (По Сетеру.)

ликатов, к числу которых относятся специфические окрашенные амфиболы и эгирин. Вещество для образования полевых шпатов фактически не привносилось в гнейсы. Несмотря на это, здесь кристаллизовались новые натровые и калиевые щелочные полевые шпаты. Масштабы перераспределения вещества гнейсов недостаточно ясны, поскольку первичные породы недоступны для анализа. Видимо, все-таки некоторые компоненты привносились. Так, новообразованный калиевый полевой шпат содержит в заметном количестве барий.

Десилификация, продолжавшаяся после исчезновения свободного кварца, привела к появлению нефелиновых сиенитов,

которые также образовались за счет гнейсов в твердом состоянии в результате метасоматических замещений *in situ*. Это подтверждается тем, что структурные особенности нефелиновых сиенитов без нарушений прослеживаются во вмещающих гнейсах. Таким образом, эти породы можно назвать нефелиновыми сиенитами лишь по составу, и определенно нельзя считать магматическими в узком смысле этого слова. Для таких метасоматических щелочных пород Брёггер¹ предложил наименование «фенит», а процессы их формирования называл фенитизацией. Эти процессы, как мы уже видели, заключались в прогрессивном исчезновении кремнезема (десицификации) и привносе щелочей. С внутренней стороны концентрической зоны фенитов располагаются фельдшпатоидные породы, в том числе нефелиновые сиениты и бесполевошпатовые представители уртит-ийолит-мельтейгитового ряда. Они слагают большую часть обоих рассматриваемых комплексов. В породах совершенно отсутствуют реликтовые структуры, и нет никаких других признаков, позволяющих предполагать их метасоматическую природу. Напротив, у них обнаруживаются резкие секущие контакты с вмещающими породами и нередко явные интрузивные взаимоотношения. Некоторые из этих пород слагают также дайки, располагающиеся в массиве радиально, которые обычно рассматривают как магматические. В соответствии с одной концепцией происхождения этих нефелиновых пород предполагается, что после метасоматических преобразований субстрат приобретал подвижность (как обычно теперь говорят, «мобилизовался») и переходил в магматическое состояние, т. е. метасоматическая стадия предшествовала формированию магматических пород.

Рассмотренная выше последовательность событий в общем характерна и для ряда других щелочных комплексов, особенно африканских, хотя каждому из них свойственны те или иные особенности. Вмещающие породы многих из этих комплексов, так же как скандинавских, представлены гнейсами докембрийского фундамента. Однако подобные соотношения наблюдаются не всегда, и некоторые щелочные массивы центрального типа приурочены к песчаникам или рнוליтовым туфам. В большинстве случаев проявлена десицификация, которая, так же как на Альне и Фёне, приводила к образованию сиенитов и (или) нефелиновых сиенитов. Часто, хотя и не всегда, присутствуют фе-

¹ *Brogger C. W.*, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes, IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen, Vidensk. Selsk. Skr. 1, Math. Nat. Kl., № 9, 1921. В этой классической монографии приводятся первичные описания большого числа фельдшпатоидных и карбонатных пород, для которых автор, к сожалению, предложил столь же большое число наименований по географическим названиям. Отсюда, в частности, ведут свое начало термины «мельтейгит», «фенит» и «совит».

ниты. Один из таких щелочных массивов оказался настолько мало эродированным, что в нем были встречены эффузивные породы — лавы и туфы, которые сохранились так же хорошо, как и обычные крупнозернистые породы интрузивной фазы [161]. Большая важность этих соотношений, конечно, понятна читателю.

В районе Халибертон — Банкрофт в Онтарио обнаружены проявления нефелиновых сиенитов совершенно иного типа, которые слагают существенную часть метаморфического комплекса Канадского щита. Эта область развития щелочных пород также может считаться классической, однако и здесь взаимоотношения пород интерпретируются весьма различно. Главное отличие от массивов Альё и Фён заключается в том, что в Канадской провинции граниты и нефелиновые сиениты ассоциируются с известняками осадочного происхождения, а именно с мощной толщей карбонатных пород Гренвиллской серии. Ранее считали, что нефелиновые сиениты возникли в результате десилификации гранитной магмы в соответствии с гипотезой Дели и Шенда. Однако Тилли [162] в результате детального исследования некоторых нефелинсодержащих пород этого района установил, что граниты внедрялись позже щелочных пород, в связи с чем гипотеза ассимиляции гранитной магмой известняков неприменима к генезису нефелиновых пород. Эти нефелиновые породы, так же как и в скандинавских массивах, считаются метасоматическими. Однако в процессе их образования должна была происходить силицификация известняка, который превращался в различные ассоциации плагиоклаза, нефелина, роговой обманки, биотита, микроклина и других минералов. Эти процессы, довольно удачно названные нефелинизацией [163], явно были метасоматическими, но противоположными по своей сути проявившимся на массиве Альё. В последнем случае происходила десилификация кислых пород, тогда как в районе Халибертон — Банкрофт имела место силицификация очень основного субстрата. В обоих этих случаях в результате метасоматоза *in situ* возникали нефелиновые породы, однако, несомненно, присутствовала и нефелин-сиенитовая магма, хотя и трудно судить, была она следствием или причиной метасоматоза.

Следует подчеркнуть, что в гранитогнейсах Альё изначально присутствовал весь материал, необходимый для кристаллизации нефелина и требовалось лишь некоторое его перераспределение, тогда как в канадских массивах большая часть вещества нефелина должна была привноситься извне. Источники этого вещества весьма проблематичны. По мнению Тилли, таким источником могла служить основная магма на глубине. Однако непосредственно в массиве, несомненно, присутствовала гранитная

магма, а также другие расплавы, представленные теперь магматическими нефелиновыми снгенитами. Взаимоотношения этих магм еще остаются неясными.

Карбонатиты

Выше мы уже несколько раз отмечали существенно карбонатные породы, в настоящее время известные как карбонатиты [164—167]. К 1968 г. было открыто около 200 проявлений карбонатитов в 90 различных районах на всех континентах, за исключением Австралии. Около половины всех проявлений расположены в Центральной и Южной Африке. Среди них особенно примечательны карбонатиты, связанные со щитовыми вулканами, извергавшими нефелинитовые туфы. В зоне Западно-Африканского рифта известны кратеры, в которых сохранилась карбонатитовая лава, тогда как в юго-западной Африке и Трансваале известны лишь глубоко эродированные штоки карбонатитов.

Карбонатитовые тела слагают центральные штоки, а также радиально расходящиеся от них дайки и концентрические конические слои. Во всех трех формах проявления карбонатиты вполне сопоставимы, скажем, с долеритами; к тому же их магматическое происхождение с несомненностью подтверждается полевыми наблюдениями. Так, карбонатитовые конические слои в Альнэ вполне сравнимы с такими же телами долеритов в Британской третичной вулканической провинции.

Несмотря на эти структурные аналогии, магматическое происхождение карбонатитов очень часто подвергается сомнению по двум причинам: 1) слишком высока точка плавления кальцита (1339°C); 2) для существования карбонатитового расплава необходимо очень высокое давление CO_2 . В связи с этим весьма многозначителен факт почти неизменного интенсивного брекчирования пород, вмещающих карбонатитовые интрузивы, как это имеет место, например, на Альнэ. Такое брекчирование возможно, только если при становлении карбонатитов действительно проявлялись очень высокие давления газа. Следует заметить, что ряд исследователей, в том числе Боуэн, считали образование карбонатитов результатом замещения силикатных пород. Однако при микроскопических наблюдениях обычно отсутствуют какие-либо признаки такого процесса. Противники гипотезы о карбонатитовой магме подчеркивают, что наблюдавшиеся интрузивные соотношения карбонатитов с другими породами нельзя рассматривать ни как доказательство их магматического происхождения, ни как доказательство противного. С этим, конечно, можно согласиться. Так, в Иране очень крупные интересные штоки каменной соли прорывают осадочную толщу мощностью в тысячи футов и создают ярко выраженные секущие взаимоотно-

ношения с этими породами. Каменная соль может подобно лаве истекать на поверхность из конических возвышенностей, внешне очень похожих на вулканы, а на глубине образует тела, которые вполне можно было бы называть, например, лакколитами. Несмотря на все эти соотношения, конечно нет необходимости предполагать существование магмы каменной соли. Кальцит из-за податливости к пластической деформации и способности к течению в некоторых условиях, несомненно, может вести себя подобно каменной соли. Однако эти сопоставления отнюдь не свидетельствуют о полной аналогии. Откуда берется каменная соль и как она достигает поверхности, в настоящее время совершенно ясно. Однако происхождение карбонатитов остается неразгаданным, и очень мало понятна почти неизменная ассоциация их с нефелиновыми сиенитами и близкими к ним породами.

Карбонатиты как тип пород весьма изменчивы по составу. В некоторых случаях это чисто карбонатные породы, состоящие из крупнокристаллического кальцита, а иногда доломита или анкерита. Так, например, в Альнэ одна серия конических слоев имеет кальцитовый состав, а другая, сходящаяся к иному фокусу, представлена доломитовыми породами. Наиболее частые акцессории карбонатитов — апатит и магнетит. Часто проявляются постепенные переходы карбонатитов к силикатным породам. Для одной из переходных пород даже было предложено специальное название. Р. М. Яшина в 1957 г. описала так называемый тувинит, сложенный преимущественно нефелином (75—95%) и кальцитом (5—25%). В некоторых нефелиновых сиенитах часто присутствуют небольшие количества кальцита, который, несомненно, относится к числу первичных минералов и на контакте с нефелином образует каемки канкринита¹. Силикатные минералы в карбонатитах обычно имеют пятнистое распределение, а иногда группируются в полосы, параллельные стенкам интрузива. В некоторых случаях штоки карбонатитов имеют сложное строение с изменением структуры в разных участках массива. Такие соотношения характерны для карбонатитов гранитных комплексов². Иногда карбонатиты, несомненно, представляют собой излившиеся породы, однако исследователи не решаются назвать их прямо магматическими по понятным причинам. Насколько обоснованно можно рассматривать карбонатиты как магматические породы, зависит от определения магмы.

¹ Такие каемки очень полезны для выявления в петрографических шлифах нефелина, который в противном случае легко можно пропустить

² Резкая изменчивость состава карбонатитов привела к появлению многочисленных их наименований по месту нахождения. По существу же необходимо лишь называть преобладающий карбонатный минерал в виде приставки к слову «карбонатит». Проблема классификации карбонатитов рассматривается Международной комиссией Геологического конгресса

Однако все-таки невозможно отвергать, что карбонатиты, участвующие в описанных вулканических комплексах, по существу следует рассматривать как магматические в самом широком смысле. Допуская существование карбонатитовой магмы, мы не подразумеваем, что она состоит лишь из одних расплавленных карбонатов. Напротив, в такой магме должен присутствовать также силикатный материал и летучие, обуславливающие интенсивные метасоматические изменения. При таком подходе к оценке состава карбонатитовой магмы отпадает одно из главных возражений против ее существования, а именно указание на высокую точку плавления карбонатных минералов. Уилли и Таттл [168] экспериментально доказали, что присутствие соответствующего количества воды снижает температуры существенно кальцитовых расплавов до 650 °С даже при умеренных давлениях. Эти эксперименты полностью снимают физико-химические возражения против существования карбонатитовой магмы и примиряют теоретические представления о ней с фактическими данными.

Магматическая природа карбонатитов в значительной мере может предполагаться и по большому количеству присутствующих в них элементов, необычных для других карбонатных пород. К числу таких элементов относятся барий, стронций, ниобий, церий и т. д. Иногда образуются концентрации минералов, имеющих промышленное значение, например пирохлора (главный источник ниобия), а также в значительно больших масштабах апатита. Помню этих элементов, магма, очевидно, была обогащена H_2O , CO_2 , Ca^{2+} и щелочами, но резко обеднена кремнеземом.

Из предыдущего изложения вытекают некоторые обобщения. Нефелиновые сиениты и породы типа ийолита иногда возникают в результате метасоматических изменений гранитоидных пород. Такого рода метасоматические образования часто окаймляют штоки карбонатитов. В некоторых случаях, однако, они отсутствуют, но можно предполагать, что они просто не обнажены на доступном нам уровне и хорошо проявлены на глубине. При непосредственной ассоциации карбонатитов с нефелиновыми породами обычно можно видеть признаки внедрения первых во вторые. Исходя из этих соотношений предполагается, что карбонатиты на вскрытых уровнях формировались после процессов фенитизации, а следовательно, не могли быть причиной этих метасоматических изменений. Однако такого рода факты можно интерпретировать различно. Например, на некоторой стадии перед окончательной потерей подвижности магма может отделить волну эманаций, вызывающих метасоматоз и фенитизирующих породы вокруг магмопроводящего канала. В таком случае относительно медленно поднимающаяся магма может проявлять ин-

трузивные взаимоотношения с фенитами. Возможно также предположение о мобилизации пород нефелинового состава, которые могли интродуцировать в породы, окружающие магмоподводящий канал. Важную роль играет фактор времени.

Магма, вызывающая все эти процессы, очевидно, должна быть по своей природе весьма отличной от нормальных вулканических расплавов. По общим соображениям представляется, что она должна быть более основной, чем нормальные базальтовые магмы, так как она эффективно десилифицирует окружающие породы, как показано выше. Кроме того, помимо присутствия редких элементов, карбонатитовые магмы обогащены летучими, из которых наибольшее значение имеет CO_2 . Столь высокое содержание летучих определяет всю последовательность событий становления карбонатитов, в частности последовательность их кристаллизации. Большое содержание CO_2 приводит к удалению Ca^{2+} из силикатных пород и исчезновению плагиоклазов и кальциевых пироксенов. В первичной магме рассматриваемого типа потенциальный плагиоклаз представлен десилифицированным альбитом — нефелином, а вместо авгита обычно проявляется эгирин. Удаление кальцийсодержащих компонентов увеличивает щелочность пород, которая, конечно, может в дальнейшем возрастая и за счет привноса щелочей газами из глубины.

Конечно, реальный состав магмы остается недоступным для изучения, мы можем судить о нем лишь по изменению вмещающих пород. В таких комплексах, как Альнэ и Фёи, вулканические каналы в настоящее время заполнены карбонатитами. Предполагается, что карбонатитовая фракция магмы вытесняла какой-то предшествующий расплав или замещала его каким-то другим путем. Трудно оценить масштабы преобразования этого главного магматического тела карбонатитов в результате проявлений реакций фенитизации. Тем более трудна задача оценки состава самой магмы, которая подобна вопросу о составе сточных вод химической лаборатории, решаемому по коррозии стенок труб водопровода.

Сложную проблему представляет собой оценка содержания летучих в первичных магмах. Возможности для такой оценки представляют сведения [169, 170] об извержении действующего карбонатитового вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи в Танзании в 1966 г. (фиг. 107). При этом извержении произошло излияние натровых, а не кальциевых карбонатитовых лав, а позднее — катастрофические эксплозии вулканического и плинианского типов, вызвавшие интенсивные пеплопады. Химический состав этих лав примечателен в нескольких отношениях. Кремнезем в них присутствует лишь в виде следов. Крайне невелики также содержания глинозема (0,08%), суммы окислов железа (0,26%) и окиси

магния (0,49%). В необычайно больших количествах присутствуют Na_2O (29,53%), CaO (12,74%), K_2O (7,58%), SrO (1,24%), BaO (0,95%) и H_2O (8,59%). Очень велики содержания других летучих, особенно CO_2 (31,75%), Cl (3,86%), F (2,69%) и SO_3 (2,00%). В условиях аридного климата карбонат натрия должен быстро растворяться, так что признаки важнейших петрогенетических соотношений могут утратиться и никогда не проявиться вновь.

Глава 13

ЛАМПРОФИРЫ

Название «лампрофиры» было введено Гюмбелем в 1887 г. для «слюдяных траппов» гор Фихтель. Оно отражало специфический блеск этих пород, обусловленный присутствием обильных вкрапленников биотита. В настоящее время под лампрофирами понимают группу меланократовых дайковых пород независимо от природы присутствующих в них железо-магнезиальных минералов.

Этой группе пород трудно найти место в какой-либо из схем классификации, поскольку они всегда ассоциируются в пространстве и, следовательно, генетически связаны с какими-нибудь породами главных групп, рассмотренными выше. Таким образом, отдельные типы лампрофиров следовало бы рассматривать совместно с гранитами, сиенитами, диоритами или габброидами. Однако имеются и некоторые общие особенности лампрофиров, побуждающие выделять их в отдельную группу. В штучках лампрофиры в большинстве случаев не имеют специфического облика. Они могут быть похожи на нормальные средне- и тонкозернистые магматические породы. Точно определить породу возможно, лишь зная условия залегания и распространения ее, а также основываясь на микроскопических наблюдениях.

В общем лампрофиры представляют собой порфировые породы с обильными вкрапленниками темной слюды, пироксена, амфибола или оливина. Основная масса обычно состоит из щелочного полевого шпата, хотя известна одна группа лампрофиров с плагноклазовой основной массой, а в нескольких других типах вообще отсутствуют полевые шпаты.

Наиболее ярко выраженные вкрапленники характерны для слюдястых лампрофиров. Обильные и крупные кристаллы биотита придают таким породам очень своеобразный облик, а под микроскопом удается установить совершенный идиоморфизм слюдяных вкрапленников. Однако, так же как и другие мафические минералы, вкрапленники биотита могут быть в самой раз-

личной степени корродированы. В результате коррозии возникают очень характерные темные каемки у кристаллов. Реже во вкраплениях проявляется зональная окраска (фиг. 129).

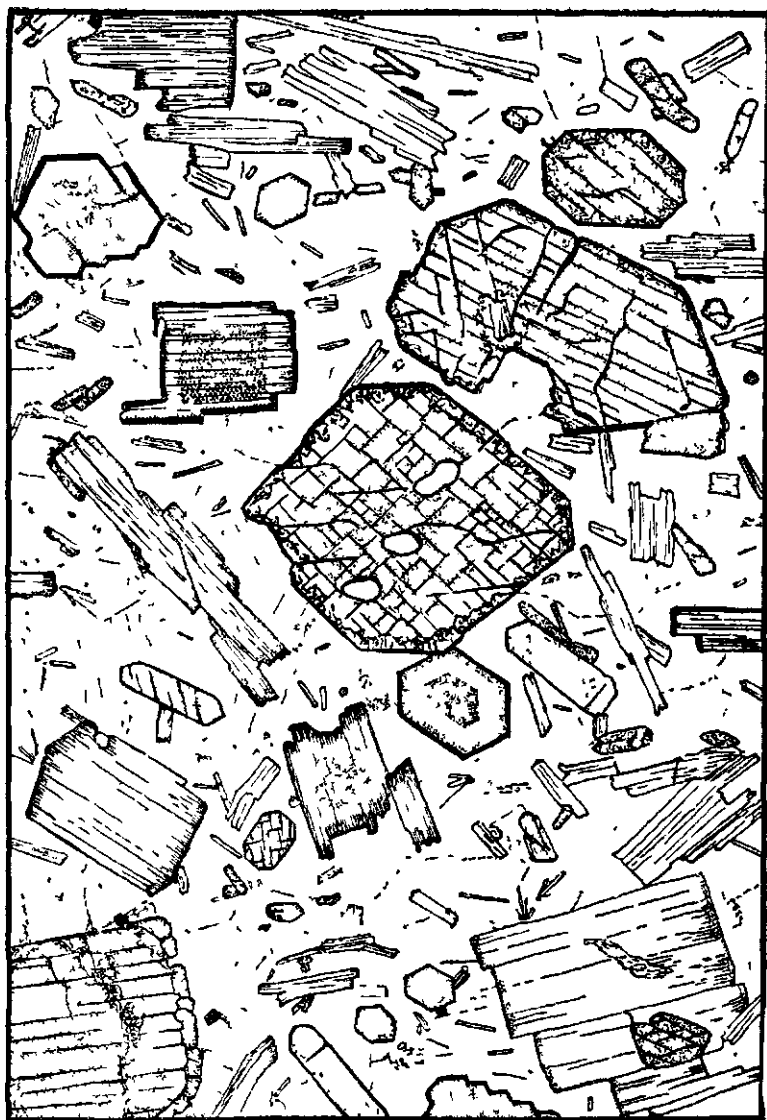
Амфиболы в лампрофирах относятся к двум различным видам. В производных диоритов присутствует обыкновенная зеленая роговая обманка; в лампрофирах, связанных с натровыми сиенитами, например фойяитами, обычно содержится баркевикит¹.

С гранитами и диоритами ассоциируются лампрофиры, содержащие биотит и светлый зеленоватый диопсидовый авгит, а в лампрофировых дайках, родственных фойяитам, часто присутствует обильный титанавгит. В породе, зарисовка которой приведена на фиг. 129, пироксен зональный с зеленоватым ядром, окруженным бесцветной внешней зоной, края его зерен несколько гранулированы и местами окружены реакционной каемкой светло-зеленой роговой обманки.

Во всех типах лампрофиров могут присутствовать псевдоморфозы по оливину как по отдельным идиоморфным кристаллам, так и по агрегатам зерен. Весьма примечательная особенность многих лампрофиров заключается в тесной ассоциации совершенно неизменного биотита и нацело псевдоморфию замещенных зерен оливина. В некоторых случаях в этих псевдоморфозах можно встретить серпентин, чаще однако они состоят преимущественно из карбонатов, обычно кальцита, реже магнезита, анкерита или по крайней мере доломита. Карбонат встречается не только в псевдоморфозах по оливину, он часто присутствует в породе в таких количествах, что она вскипает от разбавленной соляной кислоты. Даже в наиболее свежих лампрофирах оливин практически нацело замещен вторичными минералами. Вообще для лампрофиров в целом характерна сильная измененность. В некоторых случаях они могут быть сложены почти исключительно вторичными минералами — хлоритом, карбонатами, кварцем, халцедоном и лимонитом. Трудно решить, в какой мере эти изменения обусловлены выветриванием. Тем не менее в общем ясно, что в лампрофирах обычно проявляются автоморфические изменения, обусловленные концентрацией остаточных магматических вод, двуокиси углерода и т. д.

Описанные выше мафические минералы могут быть представлены в основной массе второй генерацией, причем в обычных лампрофирах они ассоциируются с обильным щелочным полевым шпатом, а в недосыщенных разновидностях — с анальцитом.

¹ Как уже указывалось в разделе, посвященном амфиболам, точное определение бурых их разновидностей затруднено. Многие амфиболы, первоначально названные баркевикитом, оказались в действительности обогащенной титаном разновидностью, близкой к керсутиту.



Фиг. 129 Авгитовая минетта, Саут-Хилл, Джерси.

Вкрапленников диопсидового пироксена меньше, чем биотита, кристаллы которого обладают ярко выраженной зональностью. В небольшом количестве присутствует роговая обманка. Преобладающий акцессорный минерал, апатит, представлен двумя генерациями: крупными идиоморфными вкрапленниками (например, внизу в середине) и мельчайшими иголочками. Основная масса состоит из совершенно свежего ортоклаза.

Полевой шпат изредка бывает совершенно свежим и водяно-прозрачным в петрографических шлифах; он образует пойкилитовые выделения в других минералах. Чаще же он проявляется в виде микролитов и может быть значительно изменен. Иногда основная масса состоит из светло-коричневого стекла, которое при девитрификации превращается в волокнистые субсферолитовые агрегаты микролитов ортоклаза. В лампрофирах могут в изобилии присутствовать рассеянные октаэдрические зернышки магнетита. Весьма характерно для них повышенное содержание апатита в различных формах проявления: от короткопризматических зерен до тонких иголочек.

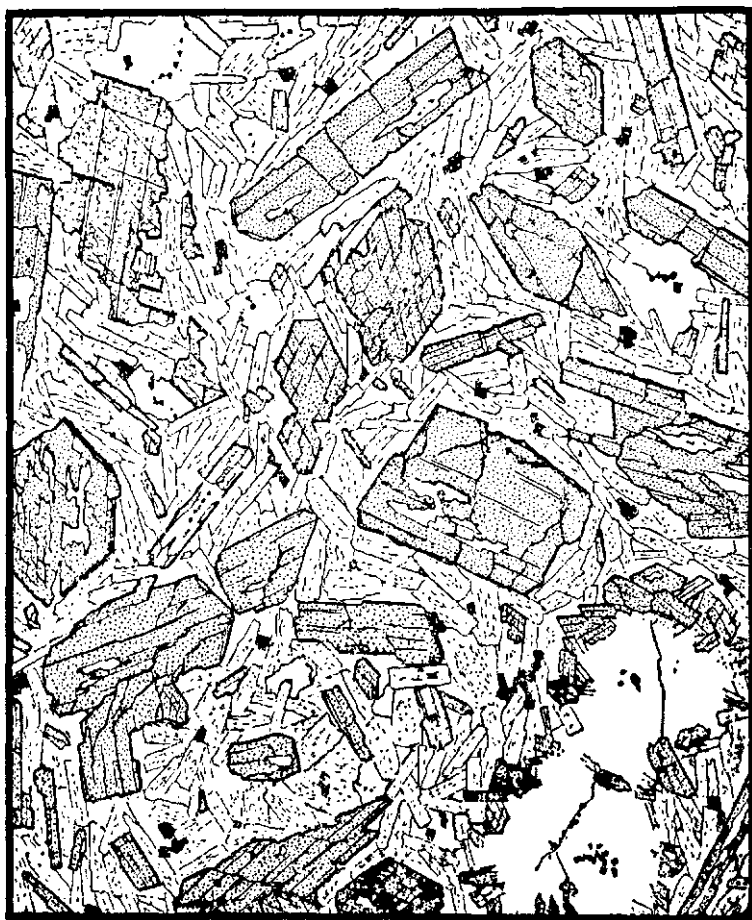
Классификация и номенклатура

Поскольку во многих лампрофирах трудно, даже невозможно точно определить полевой шпат, а легче всего определить мафические минералы, наиболее приемлема общая классификация этих пород по характеру темноцветных минералов, например, слюдистые, роговообманковые и авгитовые лампрофиры. Но в тех случаях, когда лампрофиры достаточно хорошо сохранились и можно определить минералы основной массы, каждую из перечисленных выше главных категорий можно подразделить на три разновидности по способу, предложенному Розенбушем (см. табл.)

Типы лампрофиров, выделяемые по главным минералам

Главный темноцветный	Название породы		
	с ортоклазом	с плагиоклазом	без полевых шпатов
Биотит	Минетта (с авгитом — авгитовая минетта)	Керсантит (с авгитом — авгитовый керсантит)	Альнёт (с меллитом)
Обыкновенная роговая обманка	Вогезит	Спессартит, малхит (афировый спессартит)	
«Баркевикит» и (или) авгит		Камптонит («баркевикит» в прототипе породы из Нью-Гэмпшира)	Мопчикит (с апальцином)

Достоинство классификации Розенбуша заключается в том, что она отражает соотношения между лампрофиром и родоначальной для него магмой. Так, лампрофиры с ортоклазом — минетты и вогезиты (фиг. 130) — связаны с гранитами, плагиоклазсодержащие разновидности — керсантиты и спессартиты — родственны диоритам и часто ассоциируются с микродиоритами.



Фиг. 130. Вогезит, полуостров Ардс, Ирландия.

Красном показана обыкновенная роговая обманка. Видны мелкие октаэдрические зерна магнетита. Небольшие участки кварца обычно окаймляются мелкими зернами роговой обманки. Ортоклаз представлен преимущественно мелкими пластинчатыми кристаллами. Вверху слева — зерно карбоната.

И наконец, камптониты и мончикиты ассоциируются с сильно щелочными глубинными породами типа фойяитов и других натровых сиенитов.

Петрографические особенности и петрогенезис

Особенности химического состава различных лампрофиров показаны в таблице. Несмотря на то что содержание щелочей в них меньше, чем в аплитах, по отношению к кремнезему оно

остается повышенным. Характерно очень большое содержание СаО. В слюдяных лампрофирах большая доля K_2O входит в состав биотита, и вследствие повышенного содержания этого основного силиката в них может присутствовать свободный кварц, хотя общее содержание кремнезема в породе менее 50%.

Химический состав некоторых типичных лампрофиров

	1 Мицетта	2 Керсантит	3 Вогезит	4 Камптонит	5 Мончикит	6 Альён
SiO_2	49,45	50,79	52,62	46,46	45,17	27,30
Al_2O_3	14,41	15,26	14,86	14,45	14,78	8,95
Fe_2O_3	3,39	3,29	3,60	3,79	5,10	8,87
FeO	5,01	5,54	4,18	9,87	5,05	7,01
MgO	8,26	6,33	8,55	4,59	6,26	12,34
CaO	6,73	5,73	5,86	7,48	11,06	17,18
Na_2O	2,54	3,12	3,21	4,23	3,69	0,38
K_2O	4,69	2,79	2,83	1,96	2,73	2,99
H_2O	2,43	3,10	2,70	2,05	3,40	5,27
TiO_2	1,23	1,02	0,54	4,01	1,90	3,68
CO_2	0,61	2,61	—	—	—	2,17
Прочие	1,25	0,42	1,05	0,97	0,86	4,06
Сумма	100,00	100,00	100,00	99,86	100,00	100,20

1, 2, 3, 5. Образцы пород из Озана [по Розенбушу и Кларку].

4. Камптонит, Скергаард, восточная Гренландия [Vincent E. A., Quart. J. Geol. Soc., 109, 38, 1953].

6. Альён, Альё, Швеция. Аналитик Бланк [159].

Характерно присутствие значительного количества CO_2 и воды. В этом и некоторых других отношениях лампрофиры резко отличаются от аплитов, с которыми могут тесно ассоциироваться в пространстве.

Сильная корродированность и измененность вкрапленников во многих лампрофирах позволяет предполагать различное происхождение порфировых выделений и основной массы. Боуэн рассматривал эти вкрапленники как аккумуляционные кристаллы и подчеркивал существенно щелочной состав связующей массы, в которой заключены эти вкрапленники. Тидмарш при описании некоторых лав Эксетера с многочисленными признаками лампрофиров предполагал, что происходило смешение и взаимодействие двух магматических остатков: глубинного с большим количеством кристаллов мафических минералов и

щелочного, который в чистом виде должен был бы кристаллизоваться в виде аплита.

Таким образом, лампрофиры — аномальные породы. Они соответствуют небольшим, весьма специализированным фракциям магмы и должны четко отграничиваться от дайковых пород, возникающих при иных, более обычных условиях. К сожалению, в настоящее время существует тенденция называть лампрофирами любые относительно меланократовые дайковые породы сиенитового или диоритового состава. Из диоритовой магмы вполне могут кристаллизоваться дайковые породы с нормальной для этого типа ассоциацией роговой обманки и среднего плагиоклаза. Поскольку в исходных диоритах количественные соотношения светлых и темноцветных минералов широко меняются, то и в их дайковых аналогах можно ожидать подобные же колебания. Некоторые из них действительно бывают очень меланократовыми, но это не позволяет относить их к настоящим лампрофирам, поскольку в них отсутствуют другие признаки последних: в частности корродированность вкрапленников и следы взаимодействия между ними и щелочным остатком. Такие породы попросту представляют собой меланократовые микродиориты.

Исходя из предполагаемых условий формирования лампрофиров, легче всего объяснить возникновение слюдяных их разновидностей.

Среди бесполевошпатовых лампрофиров особенно интересны *мончикиты*. Свое название они получили по району Кальдас-де-Мончик в Португалии. Мончикит — компактная черная порода, внешне напоминающая базальт, но часто отличающаяся присутствием крупных феннокристов (или ксенокристов) биотита, имеющего характерную бронзовую окраску. В идеальном случае полевой шпат в них отсутствует, но в остальном они напоминают другие лампрофиры, хотя, вероятно, и содержат больше темноцветных минералов. Среди последних могут присутствовать оливин, авгит, часто титалистый, амфибол или биотит. Изотропный базис в некоторых случаях состоит из анальцима, иногда это, вероятно, стекло мелилитового состава. В первом мончиките, описанном Розенбушем, связующая масса состояла из смеси основного плагиоклаза и нефелина. Очевидно, само по себе присутствие изотропного базиса нельзя рассматривать как диагностическую особенность мончикитов. В случае раскристаллизации стекла становится ясным истинный характер этой породы. Если, например, такая фаза представлена плагиоклазом, то породу следует относить к числу камптоитов. Термин же «мончикит» следует использовать лишь применительно к основным лампрофирам с анальцимовым базисом. В таких породах часто анальцим присутствует и в кристаллической форме, слагая мелкие округлые участки, напоминающие пустотки.

В Великобритании мончикиты встречаются довольно редко. Интересные их проявления описаны на Оркнейских островах [171]. Здесь обнаружены биотитовые мончикиты с многочисленными вкрапленниками оливина и крупных кристаллов биотита. Около четверти основной массы породы составляют относительно мелкие кристаллы авгита, заключенные в разложившемся базисе, состоящем из смеси кальцита и волокнистых цеолитов. Первичная природа базиса не известна. Дайки мончикита секут древний красный песчаник в Монмутшире [172]. Как это часто бывает и в других случаях, в этих лампрофирах присутствуют многочисленные корродированные ксенокристы, в том числе призмы авгита длиной до 15 см, пластинки биотита размером 5 см в поперечнике и зерна кварца. Основная масса состоит из анальцита, так что порода представляет собой истинный мончикит.

Альнйт иногда рассматривают как бесполовошпатовый существенно биотитовый лампрофир, родственный мончикиту. Эта порода уже упоминалась в ряду других мелилитсодержащих пород.

Проявления полевошпатовых лампрофиров в Великобритании весьма многочисленны, так что их перечень занял бы много места. Для иллюстрации отметим немногие типичные проявления этих пород. В северной части страны в центре Шэл-Фелл в пределах площади диаметром 80 км встречаются многочисленные маломощные дайки этих пород, радиально ориентированные по отношению к гранитному массиву Шэл, вследствие чего их считают генетически связанными с названным интрузивом. Среди лампрофиров здесь присутствуют минетты и керсантиты, которые часто трудно различить из-за измененности основной массы. Среди наиболее поздних малых интрузий острова Джёрси [173] хорошо представлены слюдяные лампрофиры, примечательна в ряде случаев их идеальная свежесть (фиг. 129). Большинство лампрофиров Джёрси представляет собой маломощные вертикальные дайки минетт, но одну или две из них определили как камптонит и мончикит, хотя анальцитом в них не был установлен.

Как и можно было ожидать, среди даек, связанных с каледонскими комплексами южной Шотландии, присутствуют роговообманковые лампрофиры — вогезиты и спессартиты — вместе с более редкими керсантитами [174]. На фиг. 130 приведена микрозарновка типичной дайковой породы из северо-восточной Ирландии. Структура породы панидиоморфная — оба главных минерала почти всегда проявляются в виде идиоморфных кристаллов. Характерны корродированные ксенокристы кварца, окруженные мелкими призматическими зернышками роговой обманки (внизу справа).

Глава 14

**УЛЬТРАБАЗИТЫ, АНОРТОЗИТЫ
И ЯВЛЕНИЯ
МАГМАТИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ**

В этой главе рассмотрены вместе очень разные породы; большинство из них приурочено к расслоенным интрузивам, некоторые имеют мономинеральный состав. Они встречаются только в глубинных условиях и не имеют излившихся аналогов, так что вопрос об их происхождении является частью общей генетической проблемы. Поэтому кажется вполне оправданным, что существенно лейкократовые породы — анортозиты — объединены здесь с различными ультраосновными породами.

Явление магматической расслоенности можно было бы рассмотреть при описании габброидов и норитов. Однако особенную роль оно играет в происхождении мономинеральных пород, многие из которых представляют собой продукты крайней дифференциации «габброидной» (т. е. базальтовой) магмы.

УЛЬТРАБАЗИТЫ

При описании габбро, норитов и троктолитов мы касались преимущественно «средних» пород. Крайние разности упомянуты кратко. Такие породы можно подразделить на следующие группы:

1) перидотиты, в которых преобладает оливин в ассоциации с другими мафическими минералами, а полевой шпат совершенно отсутствует;

2) пироксениты и горнблендиты;

3) пикриты, которые по существу состоят из тех же минералов, что перидотиты, но с подчиненным количеством плагиоклаза. Таким образом, они представляют собой связующее звено между оливиновыми габбро и норитами, с одной стороны, и перидотитами, с другой.

Подавляющее большинство пород этой группы представляет собой кумулаты, обычно выделившиеся из оливиново-толеитовой и реже из щелочной оливиново-базальтовой магмы. Для них особенно характерно залегание в расслоенных основных и ультраосновных комплексах. Кроме того, породы близкого минерального состава, особенно перидотиты или их серпентинизированные аналоги, слагают обособленные от других пород тела, которые можно рассматривать как крайние дифференциаты, комагматические с другими менее дифференцированными породами. Такие перидотиты неизменно встречаются в тектонических

поясах, в пределах которых проявлялось интенсивное сжатие. В связи с такой особенностью их проявления они получили название альпинотипных перидотитов. Эти породы представляют особый интерес и по крайней мере в некоторых случаях могут рассматриваться как субстрат мантии, механически смещенный при тектонических движениях в верхние уровни земной коры. В приводимом ниже описании, имеющем существенно петрографический характер, мы касаемся преимущественно ультрабазитов, участвующих в расслоенных комплексах.

ПИРОКСЕНИТЫ

Общие соотношения между габбро, норитами и пироксенидами рассмотрены на стр. 367. Теоретически мономинеральные разновидности могут состоять как из моноклинных, так и из ромбических пироксенов, относительно обогащенных магнием. Однако наиболее широко распространены в природе лишь бронзититы и гиперстениты.

В этом перечне читатель, естественно, ожидает увидеть и «авгититы», однако последнее название уже давно применяется для бесполевошпатовых лав с вкраплениями авгита. Глубинные породы, сложенные моноклинным пироксеном, называют *диаллазитами*. На Кольском полуострове недавно были описаны мономинеральные *эгириниты*. Это единственный случай описания породы, состоящей практически из одного щелочного (натрового) пироксена.

Пироксениды играют количественно очень важную роль в некоторых крупных стратифицированных лополитах, особенно в Бушвелдском и Стиллуотерском комплексах, а также в Великой дайке Родезии. В Бушвелдском массиве гиперстеновые и бронзитовые пироксениды, а местами практически мономинеральные *бронзититы* образуют слои огромной протяженности. Даже при мощности в несколько футов эскарпы таких бронзититов прослеживаются на многие мили. Такими пироксенидами сложен знаменитый Риф Меренского, к которому приурочены промышленные концентрации платиноидов. В Стиллуотерском комплексе в пределах интервала мощностью 750 м присутствуют бронзититы, почти идентичные бушвелдским, в основании массива ассоциирующие с бронзитовыми перидотитами («гарцбургитами»). В обоих этих массивах постоянно присутствует аксессуарный хромит, который также концентрируется в пределах отдельных слоев, образуя хромититы, представляющие промышленный интерес.

Обращает на себя внимание присутствие в некоторых разновидностях бронзититов небольших количеств ярко окрашенного изумрудно-зеленого пироксена. Обычно его называют

хромдиопсидом, хотя в большинстве случаев он представляет собой хромсодержащий авгит. Нанменование таких пород следовало бы составлять из названий обоих минералов, используя название подчиненного в виде прилагательного. Так, в *авгитовом гиперстените*, помимо преобладающего гиперстена, присутствует также авгит, занимающий второе место в количественном отношении. В другом пироксените в различных количественных соотношениях присутствуют диаллаг и гиперстен. Соответственно для этих пород можно было бы использовать два названия — *диаллаговые гиперстениты* и *гиперстеновые диаллагиты*. Такие названия, по нашему мнению, лучше термина «вебстерит», предложенного в 1890 г. Уильямсом для определения пироксенитов из Северной Каролины и до сих пор еще широко используемого в петрографической литературе.

Слюдяные пироксениты по химическому составу не очень отличаются от некоторых разновидностей слюдяных перидотитов. Последние несколько более недосыщены, но в обоих типах пород присутствуют относительно повышенные количества калия и алюминия.

В Заире и Уганде такие породы залегают на глубине под лавовыми полями, что доказывается присутствием их ксенолитов в лавовых потоках лейцит- и кальсилитсодержащих пород. В таких ассоциациях встречаются также авгитовые перидотиты и даже оливиниты. В редких случаях наблюдаются щелочные производные оливинитов. Хорошо известны блоки биотитовых пироксенитов в продуктах извержения Монте-Соммы. Близкие по составу породы известны в комплексе Ньюри в Северной Ирландии; они состоят из биотита (45%), авгита (27%), роговой обманки (20%), актинолита (2%), железорудных минералов (3%) и апатита (3%). Для породы с таким минеральным составом трудно подобрать подходящее название. При описании этого комплекса [175] она была названа «биотитовым пироксенитом», но, поскольку содержание слюды в ней вдвое больше чем пироксена, минеральный состав породы точнее отражит название «авгит-роговообманковый биотитит».

ПЕРИДОТИТЫ

Главная особенность перидотитов, как уже отмечалось выше, заключается в их крайне ультраосновном составе. В них отсутствует плагиоклаз и преобладает оливин. Именно к породам такого состава относится термин «перидотит» в определении Розенбуша (1877 г.). Одна из пород этой группы состоит по существу лишь из оливина. Правда, обычно присутствуют хромит и некоторые другие аксессуарные минералы в количествах

до 5%. Общее название таких пород — *оливинит*¹, а при более точном определении состава преобладающего минерала можно было бы в соответствующих случаях говорить о форстерититах, гортонолититах и т. д. Однако до сих пор часто используют для определения существенно оливиновых пород термин «дунит» (Хохстеттер, 1859). Под этим названием была описана существенно оливиновая порода с акцессорным хромитом с горы Дан в Новой Зеландии. Оливиниты этого типа в небольших количествах присутствуют в расслоенных основных комплексах, слагая слои, мощностью от нескольких метров до сантиметра.

Однако оливиниты встречаются не только в виде слоев в расслоенных комплексах, они образуют также трубчатые тела и дайки, протягивающиеся вверх от крупных слоев. Интересное явление представляют собой трубчатые тела оливинитов, секущие многие горизонты расслоенного комплекса Бушвелдского лополита. Форма этих конусообразных трубчатых тел была весьма детально изучена в процессе добычи связанных с ними платиноидов. Несомненно, такие оливиниты образовались в условиях, значительно отличающихся от тех, при которых возникли слои. Последние, по общему мнению, представляют собой скопления кристаллов оливина, осадившихся в магматической камере под действием гравитационных сил, тогда как материал конических тел оливинитов должен был смещать или замещать пересекаемые им расслоенные породы. В этих оливинитах отсутствуют какие-либо структурные признаки, указывающие на то, что они образовались не в результате прямой кристаллизации на месте из «расплава» оливинитового состава, а каким-либо иным путем (фиг. 131 и 132). С другой стороны, Хесс описал *вторичные дуниты* в Стиллутерском комплексе. Тела этих пород имеют неправильную форму и окружены серпентинитами, за счет которых они и образовались в результате реконструкции *in situ* [176]. Боуэн и Таттл экспериментально показали, что такая реконструкция может осуществляться при температурах не выше 500° в пневматолитических условиях [177]. Вторичные дуниты Стиллутера несколько обогащены железом и более крупнозернисты по сравнению с дунитами расслоенных комплексов. Они практически совершенно идентичны гортонолититам секущих трубок Бушвелдского массива. Происхождение этих пород остается недостаточно ясным и подлежит дальнейшему изучению.

¹ К сожалению, Йохансен придает термину «оливинит» совершенно иной смысл. Он использует это название для «дунитов с значительным содержанием пироксена, амфибола или даже биотита». В нашей классификации такие породы относятся к числу типичных перидотитов.



Фиг. 131. Оливинит (гортонолит), Бушвелдский комплекс, Южная Африка. В ксеноморфных зернах гортонолита с отчетливой спайностью видны дендритовидные пластинчатые выделения железорудного минерала, закономерно ориентированные в двух направлениях. Железорудный минерал представляет собой продукт распада твердого раствора.



Фиг. 132. Закономерно ориентированные пластинчатые вроски распада железорудного минерала в гортонолите. Увеличенный фрагмент зарисовки фиг. 131.

По химическому составу оливиниты кажутся практически мономинеральными. Появление реальных минералов-примесей также всегда хорошо фиксируется химическим анализом. Так, присутствие небольшого количества глинозема свидетельствует о присутствии шпинели, почти постоянном акцессорном минерале оливинитов. При повышении содержания кремнезема появляется ромбический пироксен.

Перидотиты с ромбическим пироксеном отражают уменьшение степени недосыщенности пород, в связи с чем мономинеральные оливиниты в зависимости от соотношения Mg/Fe соответственно сменяются энстатитовыми, бронзитовыми или гиперстеновыми перидотитами. В большинстве случаев (особенно в Бушвелдском и Стиллуотерском комплексах) ромбический пироксен представлен бронзитом¹. Какие-либо точные данные отсутствуют, но, возможно, что бронзитовые перидотиты — наиболее распространенный тип пород в этой группе и не только в упомянутых двух массивах, но и в других частях мира. К сожалению, все перидотиты сильно серпентинизированы, так что зачастую сохраняются лишь следы первичных минералов. Однако по особенностям структуры серпентинитов нетрудно определить, что, например, баститовые серпентиниты первоначально были бронзитовыми перидотитами. Свежие породы этого типа встречаются в совершенно иной обстановке. В горнорудном районе Кимберли в Южной Африке хорошо изучены глубоко эродированные трубчатые тела кимберлитов. В них встречается большое количество блоков различных ультрабазитов, иногда очень крупных. Среди них и был встречен совершенно неизменный бронзитовый перидотит. Преобладающий в этой породе оливин представлен тесно упакованными кристаллами, по границам которых обнаруживается некоторая грануляция, обусловленная движениями в процессе аккумуляции «кристаллической каши». В агрегате оливина рассеяны округлые «вкрапленники» ромбического пироксена. В качестве постоянного акцессорного минерала присутствует полупрозрачная шпинель.

Нередко, кроме гиперстена или бронзита, встречается в роли акцессорного второй пироксен. Обычно это авгит и реже хромовый авгит, который играет ту же роль, что и в соответствующих пироксенитах, описанных выше. Примеры таких пород опять-таки можно найти среди блоков ультрабазитов в кимберлитовых трубках, однако большее значение имеют так называемые оливиновые нодулы, которые известны в базальтовых лавах во многих частях мира².

¹ Хесс называет такие бронзитовые перидотиты гарцбургитами.

² Истинные нодулы — конкреционные стяжения, возникшие *in situ*. Они не имеют ничего общего с перидотитовыми ксенолитами в базальтовых лавах и дайках.

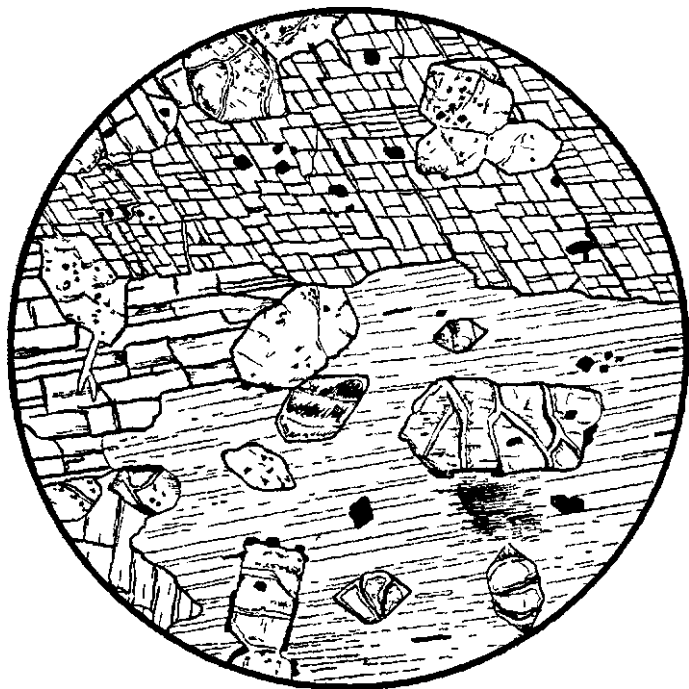
Образцы таких нодулей можно встретить в большинстве учебных коллекций, при этом они часто выступают в роли минералогических образцов оливина. Однако, даже вооружившись лупой, а еще более четко под микроскопом, без труда можно установить, что это обломки, т. е. ксеиолиты различных перидотитов. Они сложены грубозернистым агрегатом оливина, энстатита, хромового авгита и шпинели, а это — типичная минеральная ассоциация перидотитов. Часто обнаруживаются явные признаки селективной магматической коррозии.

Авгитовые перидотиты — довольно редкие породы, в частности, они известны в комплексе Гарабел-Хилл — Глен Файн. Наиболее обилен в этой породе авгит в ассоциации с небольшим количеством роговой обманки и темной слюды. Август представлен крупными неправильными зернами, с многочисленными пойкилитовыми вростками оливина. В случае появления в этой ассоциации плагиоклаза возникают авгитовые пикриты, распространенные гораздо шире.

Специфической разновидностью перидотитов являются *роговообманковые перидотиты*. Трудно понять, как могла возникнуть порода, состоящая исключительно из оливина и роговой обманки, так как в прерывистой реакционной серии между этими двумя минералами должен быть широкий разрыв. Тем не менее роговая обманка присутствует наряду с другими цветными минералами в некоторых редких перидотитах, в частности в Кортлендском комплексе в штате Нью Йорк [178]. Шенд отмечал, что в перидотитах этого массива проявляются постепенные изменения состава в нескольких направлениях, так что их нецелесообразно определять одним лишь предложенным ранее названием «кортландит». В общем это роговообманково-гиперстеновые перидотиты, в которых, помимо трех преобладающих минералов, присутствует также некоторое количество малаколита (моноклинный пироксен, бесцветный в шлифе) и слюды. Они напоминают сциелиты, описанные ниже.

Слюдяные перидотиты, очевидно, представляют собой наиболее щелочную разновидность пород этой группы. Вследствие относительного высокого содержания калия и алюминия в этих породах после оливина наиболее обильна слюда, обычно типичный флогопит. Среди слюдяных перидотитов наиболее широко распространены и играют наибольшую роль *кимберлиты* [179], получившие наименование по алмазоносному району в Трансваале, где они встречаются в многочисленных глубоко эродированных вулканических трубках. К сожалению, кимберлиты настолько сильно брекчированы и изменены, что не поддаются детальному петрографическому изучению. От горняков они получили название «синяя земля». Кимберлиты представляют очень большой интерес в связи с присутствием в них разнообраз-

разных ксенолитов ультраосновных пород, в том числе гранатовых перидотитов, эклогитов и т. д., которые представляют собой материал, вынесенный с больших глубин. В связи с этим Н. В. Соболев, ведущий специалист по сибирским кимберлитам, образно говорит о кимберлитовых трубках как об «окне, через которое мы можем наблюдать существующие в мантии условия». Кимберлиты, слагающие трубки и дайки, и вмещающие их породы, содержат в большом количестве карбонаты. Обычно кимберлиты превращены в смесь хлорита, талька и карбонатов. Однако изредка в них обнаруживаются реликтовые зерна свежего оливины в количестве, достаточном для химического анализа. Интереснейшие особенности химического состава кимберлитов заключаются в чрезвычайно низком содержании кремнезема (25—30%), высоком содержании магнезии (30—35%), TiO_2 (3—4%) и CO_2 (до 10%). Алмазоносные



Фиг. 133. Сциелит, Сатерленд.

В верхней части зарисовки располагаются базальный и вертикальный разрез почти бесцветного амфибола. В нижней части преобладает флогопит. В обоих минералах присутствуют пойкилитовые включения, представленные псевдоморфозами серпентина по оливину. В серпентине наблюдаются мелкие включения октаэдрических зернышек магнетита. Внизу справа показаны скопления текстовальных пластинок магнетита, обуславливающие кризацию слюды.

кимберлиты встречаются также в Экваториальной и Западной Африке и в Восточной Сибири. В этих породах присутствуют ксенолиты ультрабазитов. Кимберлитовые трубки известны и в восточной части Канадского щита, где они прорывают лавы Киватинской толщи. По соседству от этих трубок в ледниковых наносах встречаются изредка алмазы. В некоторых карбонатитовых кольцевых комплексах, например в Альнэ, обнаружены карбонатсодержащие кимберлитовые дайки.

К числу наиболее пестрых по составу перидотитов относятся *сциелиты*, названные так по имени озера в Сатерленде. Эту породу можно назвать также флогопитово-роговообманковым перидотитом. Это тяжелая, окрашенная в темный цвет порода с крупными, размером до 2,5 см кристаллами слюды и роговой обманки, в которых видны черные зернышки оливина. Структура породы пойкилитовая, что и создает очень характерный пятнистый облик ее в штуфах. Петрографические особенности, наблюдающиеся в шлифах, хорошо передаются зарисовкой на фиг. 133.

Специфический перидотит повышенной щелочности составляет базальную часть хорошо известного дифференцированного Лугарского силла в Айршире. Помимо преобладающего оливина, в этой породе присутствуют титанавгит и баркевикит, причем может преобладать то один, то другой из этих минералов. Так как баркевикит — щелочной амфибол, обогащенный натрием и железом, то уже само его присутствие свидетельствует о щелочном характере этой породы. Эта же особенность породы подчеркивается и ее участием в интрузиве с преобладанием анальцимсодержащих тешенитов и нефелинсодержащих тералитов. Лугарский перидотит постепенно переходит кверху в пикрит, сложенный той же минеральной ассоциацией, к которой прибавляется лабрадор.

ПИКРИТЫ

Наиболее важная диагностическая особенность пикритов, по определению Чермака (1866), — присутствие подчиненного плагиоклаза; в остальном пикриты очень близки к перидотитам. Появление полевого шпата в перидотитовой минеральной ассоциации соответствует пересечению границы фазового состава. Поэтому, строго говоря, мы должны относить эти породы не к группе перидотитов, а к самостоятельной группе пикрита. Приведем конкретный пример соотношения этих двух пород. В базальной части Стиллуотерского комплекса среди преобладающих бронзитовых перидотитов встречаются разновидности, в которых, помимо оливина и бронзита, слагающих две трети породы, присутствуют хромовый авгит и плагиоклаз. Количество

плагноклаза в этом случае не указывается. Однако в соответствии с нашей классификацией такие породы нельзя уже отнести к перидотитам. Их можно назвать хромсодержащими бронзитовыми пикритами. В зависимости от состава пироксена среди пикритов различаются *энстатитовые пикриты* или *гиперстеновые пикриты*.

Хорошо известные пикриты, по минеральному составу в основном подобные рассмотренным выше лугарским породам, слагают часть небольшого острова Инчколм в Ферт-оф-Форт. В этой породе много оливина, частично превращенного в ярко-желтый серпентин, присутствует также титанавгит, находящийся в реакционных взаимоотношениях с подчиненным баркевикитом. Кроме того, в составе породы много флогопита, в значительной мере замещенного голубовато-зеленым хлоритом. Определение фельзических минералов в этой породе затруднительно. Видимо, присутствовало небольшое количество основного плагноклаза, замещенного затем анальцимом. Анальцит также выглядит обычно несвежим.

На Корнуэллском полуострове близ Плимута, в Англии, северный Уэльс, а также в Колонсей и Глен-Орчи в Шотландии проявляются известково-щелочные *роговообманковые пикриты*, в которых, помимо оливина, присутствует также обыкновенная роговая обманка.

Появление плагноклаза четко определяет границу между перидотитами и пикритами, однако гораздо труднее разграничивать пикриты и мелагаббро, между которыми существуют постепенные переходы по количеству плагноклаза. В качестве примера можно привести расслоенный силл мощностью 150 м, слагающий остров Шинт у побережья Шотландии [180], в основании видимой части которого выделены так называемые пикриты, состоящие из оливина (59%), авгита (10%), плагноклаза (26%), железорудных минералов (2%) и цеолитов (3%). Эта порода состоит на одну четверть из плагноклаза, а цветовой индекс ее составляет лишь 71, так что ее следует рассматривать как промежуточную разновидность между мелагаббро и пикритом.

Напомним в заключение, что пикриты — это единственные представители крупнозернистых ультрамафических пород, у которых среди лав имеются аналоги — пикрит-базальты. В свою очередь среди этих лав имеются разности, обогащенные оливином — океаниты и авгитом — анкармиты.

СЛЮДИТЫ (ГЛИММЕРИТЫ)

В эту группу объединены породы, в той же мере мономинеральные, как оливиниты или пироксениты, но не связанные с рассмотренными выше. Для таких пород, состоящих почти

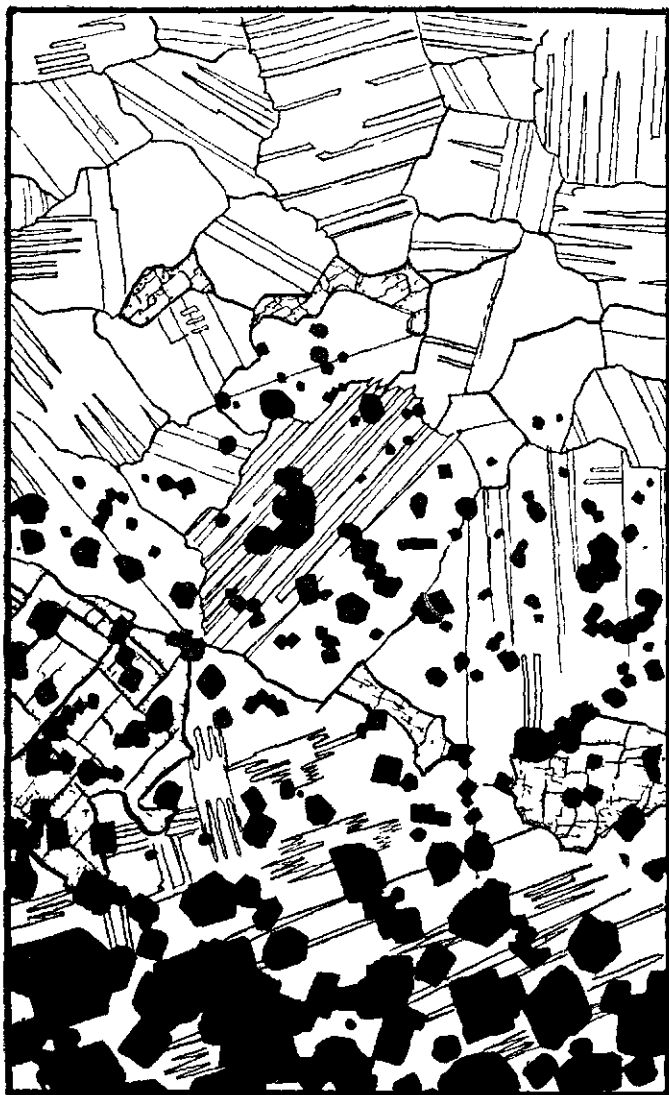
исключительно из темной слюды, довольно трудно подобрать подходящее название. В общем их называют *слюдитами*, но некоторые исследователи предпочитают называть их по-немецки — *глиммерит*. Если точно известен состав слюды, существенно слюдяные породы целесообразно прямо называть биотититами и флогопититами.

Происхождение этих слюдистых пород весьма неясно. Они определенно формировались на больших глубинах, но, поскольку эти породы не наблюдаются в магматических расслоенных комплексах, возможно, они имеют метаморфический, а не магматический генезис. Существенно слюдяные породы присутствуют в виде ксенолитов в кимберлитовых трубках в Южной Африке и установлены в ассоциации с гранулитами и гнейсами в породах фундамента в южной части Ньясаленда. Тонкозернистые аналоги этих пород не известны, хотя некоторые минетты (слюдяные лампрофиры) могут содержать до 80% биотита.

ХРОМИТЫ

Содержание Cr_2O_3 в недифференцированной норитовой или габброидной магме составляет лишь доли процента. Однако в отдельных небольших образцах содержание хрома значительно увеличивается. Очевидно, основная магма быстро пересыщается Cr_2O_3 и из нее выделяются многочисленные кристаллики хромита. Эти кристаллики опускаются в расплаве и накапливаются на «дне», т. е. на таком уровне, где их дальнейшему опусканию препятствует кристаллизация силикатов. На этой ранней стадии кристаллизации из интеркумулятивной магмы должны осаждаться пироксен и плагиоклаз. И действительно, как можно видеть на фиг. 134, эти минералы включают октаэдрические зерна хромита. Если бы магма в момент осаждения хромита в течение большего времени сохранялась во флюидном состоянии, то сегрегация зерен хромита проявилась бы более полно и они могли бы слагать самостоятельный хромитовый слой с включениями интеркумулятивного материала. Обращаясь к той же зарисовке, отметим, что при наибольшей концентрации зерен хромита они имеют и наибольшие размеры. Это относится и к интеркумулятивному материалу в нижней части зарисовки: один кристалл плагиоклаза занимает всю ширину поля зрения.

В других породах бушвелдского типа хромит ассоциируется с тускло-зеленоватыми кристаллами бронзита, заключенными в беловатую связующую массу плагиоклаза. Эта порода обогащена уже двумя компонентами — хромитом и бронзитом, и оба предположительно накапливались в результате гравитационной дифференциации. Эта порода — обогащенный хромитом меланорит — является дополнительной по составу к хромититу. Третий,



Фиг. 134. Контакт между лейкопоритом и хромититом, Дварс-Ривер, Буш-велдский комплекс, Трансвааль, Южная Африка.

В зернах плагиоклаза показано двовникование. Кристаллы бронзита выделены крапом. Можно видеть, что размеры одиночных кристаллов хромита и их группы увеличиваются вниз, при этом возрастает и их общее содержание.

известный авторам тип хромититов, — это двуминеральная порода, сложенная очень крупными (1 см и более в диаметре) неправильными кристаллами бронзита с пойкилитовыми включениями хромита, что макроскопически придает породе характерный блеск пятнами. По существу в данном случае мы имеем дело с бронзититом, сильно обогащенным хромитом. Образование этой породы можно объяснить следующим образом. В слое накопившихся кристаллов хромита присутствовали единичные мелкие, захваченные хромитом при осаждении, кристаллики бронзита. Поскольку в этом слое отсутствовали какие-либо другие силикаты, создавалась более благоприятная обстановка для роста кристаллов бронзита по сравнению с другими минералами, для которых еще не было центров кристаллизации. В результате начавшейся кристаллизации бронзита возникала диффузия компонентов, и ионы магния и железа двигались к быстро растущим кристаллам бронзита, тогда как ионы, которые не могли войти в состав бронзита, диффундировали в противоположном направлении, преимущественно вверх. Очень крупный размер кристаллов бронзита позволяет утверждать, что весь этот процесс осуществлялся при повышенной концентрации летучих, способствующих пегматитовой кристаллизации. В Бушвелдском комплексе слои хромитита протягиваются параллельно общей расслоенности и чередуются с лейконоритами. Границы слоев в обнажениях более четко выражены, чем это можно предположить на фиг. 134. Иногда они внезапно переходят с одного уровня на другой, что очень напоминает поведение серии интрузивных силлов. Подобные взаимоотношения проявляются очень четко. Трудно возразить против заключения, что в данном случае скопления кристаллов хромита содержали достаточное количество межкристалльного расплава, который играл роль смазки и создавал возможность внедрения скоплений хромита в массу кристаллов плагиоклаза еще до окончательной консолидации пород.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ПОРОДЫ

По своему поведению в расслоенных интрузивах магнетит и ильменит во многом близки к хромиту. Так же как и последний, эти минералы в небольших количествах присутствуют в габброидах, норитах и их дериватах, а иногда концентрируются почти в мономинеральных слоях. Такие железорудные прослои могут быть сложены либо одним ильменитом, либо одним магнетитом, но чаще обоими вместе. Имеется, однако, и значительное различие между природными концентрациями хромита и железорудных минералов. Хромит, вероятно, всегда относится

к числу самых ранних из осаждающихся фаз, тогда как магнетит обычно кристаллизуется последним. В наиболее детально изученном в этом плане Скергаардском массиве, а также в других расслоенных комплексах наблюдается последовательное изменение состава оливина и пироксена вверх по разрезу, свидетельствующее о возрастающем содержании железа в магме по мере ее кристаллизации. Подобная тенденция, как уже отмечалось выше, доказывается и повышенным содержанием железа в интерстиционном стекловатом остатке некоторых оливиновых базальтов. Таким образом, необходимо иметь в виду потенциальную возможность возникновения фракций основной магмы, особенно обогащенных железом. Это положение имеет значение для интерпретации происхождения некоторых расслоенных железорудных пород.

Однако для осаждения магнетита необходимо не только накопление железа в расплаве, но и предварительное его превращение из закисного состояния в окисное. Степень окисленности зависит от концентрации паров воды в расплаве [181]. Если первоначально магма была относительно «сухой», то из нее должна была кристаллизоваться значительная часть силикатов, прежде чем остаточный расплав обогатится водой в достаточной мере, чтобы создались условия для кристаллизации магнетита. Эти условия приводят к возникновению определенных структурных взаимоотношений между железорудными минералами и силикатами. Часто в габброидах титаномagnetит образует пойкилитовые или интерстиционные сростки кристаллов, явно кристаллизовавшиеся на поздних стадиях. Несомненно также, что железорудные минералы должны теснее ассоциироваться с поздними, а не ранними силикатами. Этим, например, объясняется тесная ассоциация магнетит-ильменитовых «слоев» в Бушвелдском и Фритаунском массивах либо с анортозитами, либо с пегматоидными фациями пород. Некоторые крупнейшие месторождения ильменита приурочены к анортозитам, как, например, в Адирондаке. Напомним в связи с этим еще раз, что концентрация хрома обычно сопровождается ранние члены расслоенных комплексов, которые сложены чаще всего оливином и пироксеном.

Вероятно, наиболее эффектные проявления титаномagnetитовых пород располагаются в Магнет-Хейтс, Секукуниленд, в Трансваале. Здесь железорудные породы переслаиваются с анортозитами и норитами в пределах нижних горизонтов верхней зоны Бушвелдского комплекса. Контакт между подстилающими белыми анортозитами и перекрывающими их черными железорудными породами очень резкий и выдержанный.

В нижней части железорудного прослоя присутствует почти один магнетит, но тем не менее здесь все-таки встречаются



Фиг. 135. Реакционные явления и симплектитовые сростки в магнетитовом апортозите, Секукуниленд, Южная Африка.

Показаны обособления титаномагнетита между кристаллами плагиоклаза. На контакте этих двух минералов появляются очень характерные реакционные каемки фаялитового оливина. В кристаллах лабрадора развиваются мирмекитоподобные симплектитовые сростки ромбического пироксена и плагиоклаза. Вместе с оливином встречается обогащенная магнием слюда. В оливине также присутствуют дендритовые вроски магнетита. Редкий крап — ромбический пироксен; частый крап — оливин, штриховка — слюда; черное — железорудный минерал. В кристалле плагиоклаза показаны двойники.

редкие кристаллы плагиоклаза, количество которых постепенно увеличивается кверху. В расположении кристаллов плагиоклаза отражена флюиальность: грани пинакоидов ориентированы параллельно кровле и подошве слоя. Присутствует лишь один железорудный минерал, титаномагнетит, в котором Fe_2O_3 содержится в значительном избытке по отношению к FeO (60:10). Кроме того, в состав этого минерала входит до 18% TiO_2 и небольшие количества V_2O_5 . Отметим интересные «реакционные каемки», отделяющие железорудный минерал от плагиоклазов. Эти каемки состоят из тонкозернистого агрегата железистого оливина, куммингтонитового амфибола и железистого биотита. Кроме того, в них присутствуют симплектитовые пироксен-плагиоклазовые сростки, развивавшиеся подобно мирмекиту

(фиг. 135). В данном случае имеются основания сомневаться в том, что маггемитовая порода возникла в результате гравитационной сортировки и осаждения железорудных кристаллов, накопившихся на месте их современного залегания. Флюидальное расположение кристаллов плагиоклаза, включенных в железорудную породу, позволяет предполагать некоторое течение материала перед консолидацией. Эти соотношения легко объяснить, если предположить, что первичная фракция магмы, из которой кристаллизовалась железорудная порода, представляла собой обогащенный железом остаточный расплав. В пользу такого положения свидетельствует присутствие непосредственно выше по разрезу *ферроанортозита*, состоящего из битовинита An_{63} (87%), железорудного минерала (11%) и пироксена (1%). Если исключить железорудный минерал, состав этой породы в точности будет отвечать составу слоя, подстилающего железорудный. Эта порода имеет нормальную магматическую структуру; железорудный минерал встречается в субофитовых выделениях и кристаллизовался значительно позже преобладающего плагиоклаза. В данном случае железорудный минерал явно соответствует поздней фракции магмы, а все рассмотренные соотношения объясняют тесную ассоциацию анортозитов и железорудных пород, что и предполагалось выше теоретически.

Эклогиты

Эклогиты представляют собой весьма интересные породы, происхождение которых непрерывно обсуждается. Этот старинный термин был предложен в 1822 г. Гаюм для пород из гор Фихтель; они и теперь остаются наиболее типичными представителями этой группы пород. Специфическая особенность эклогитов — высокий удельный вес. Они состоят из ярко-красного граната, располагающегося в столь же яркой, но зеленой кристаллической матрице. Красные гранаты относятся к ряду пироба — альмандина, а в зеленой связующей массе преобладает пироксен (омфацит). Аксессуары иногда представлены изумрудно-зеленым хромдиопсидом, кварцем и кианитом. Химические анализы показывают, что эклогиты по существу имеют такой же состав, что и оливиновое габбро. Однако они сложены не обычными габброидными минералами, а совершенно иной ассоциацией. Плагиоклаз полностью отсутствует, и его компоненты перераспределяются. Лабрадор можно представить в виде «минералов» альбита и анортита. Как уже указывалось, жадеит можно рассматривать как десилифицированный альбит, а именно этот компонент и входит в состав омфацита. Высвобождающийся при такой перегруппировке компонентов кремнезем появляется в эклогите в виде свободного кварца, несмотря на

высокую основность этой породы. Анортитовая молекула входит в состав граната, в котором, несмотря на существенное содержание магния, тем не менее присутствует определенное количество молекулы «известкового» граната ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$). Магний для граната заимствуется из первичных оливина и пироксена. В Великобритании эклогиты впервые были описаны Тиллом в 1891 г. близ Гленелга в северной Шотландии, а позже в центральном Сатерленде и центральном Россшире. Эти породы представлены мелкими выходами в пределах обширной площади. Они приурочены к инъекционным гнейсам, которые первоначально представляли собой основные магматические породы, импреньюрованные пегматитами. Настоящие эклогиты составляют лишь небольшие участки в телах эклогитоподобных пород¹.

Эклогиты представляют собой метаморфические аналоги магматических пород базальтового состава, устойчивые при высоких температурах и очень высоких давлениях. Это не магматические, а метаморфические породы. На фиг. 56 показаны взаимоотношения эклогитов и базальтоидов. Породы океанической коры (преимущественно базальты, долериты и габбро) по мере погружения вдоль зоны Бениоффа превращаются в эклогиты. Эти соотношения, вероятно, представляли бы для петрологов мало интереса, если бы не была показана возможность возникновения андезитовых магм в результате частичного плавления эклогита (стр. 355). Состав ксенолитов в вулканических породах, которых особенно много в кимберлитовых трубках, свидетельствует, что эклогиты действительно должны быть широко распространены в мантии под континентальной земной корой. Образовались ли эти эклогиты за счет исходных основных магматических пород или кристаллизовались непосредственно из магмы сходного состава при больших давлениях, — этот вопрос представляет чисто академический интерес. И опять-таки подчеркнем, что для нас наиболее важна возможность плавления эклогита с образованием основных магм (стр. 412).

СЕРПЕНТИНИТЫ

В соответствии с общим правилом для «измененных» пород не следует применять специальных названий, однако серпентиниты заслуживают исключения из этого правила. Эти породы состоят из смесей различных минералов группы серпентина: хризотила (волокнистого), антигорита (пластинчатого), лизар-

¹ В СССР выходы эклогитов известны в Казахстане (район Кокчетав), на поляном Урале и в Киргизской ССР — *Прим. ред.*

дита (сплошного) и бастита в различных количественных соотношениях.

Серпентиниты — плотные, часто полосчатые и пятнистые породы, разнообразной окраски, ярко-зеленые и реже красные. Их окраска обычно меняется от светлой серовато-зеленой до зеленовато-черной, а пятна и полосы могут быть самыми разнообразными, в том числе ярко-зелеными и красными. В связи с привлекательной окраской и легкостью их обработки серпентиниты часто используются как декоративный и поделочный материал.

В некоторых образцах серпентинитов присутствуют реликты первичных минералов, позволяющие судить о природе первичной неизменной породы. По этим признакам можно видеть, что серпентиниты по составу соответствуют различным ультрабазитам и возникли в результате их изменений. Иногда обнаруживаются только реликты оливина (и хромита). Такие породы часто называют «дунитовыми серпентинитами». В других случаях присутствуют псевдоморфозы бастита по бронзиту или иным ромбическим пироксенам, располагающиеся среди серпентинизированных нацело зерен оливина. Такие породы, очевидно, первоначально были бронзитовыми перидотитами. Все эти наблюдения свидетельствуют о том, что в общем серпентиниты соответствуют ультраосновным породам, преимущественно перидотитам различного рода, а также пикритам и пироксенитам, которые претерпели очень интенсивные изменения, преимущественно гидратацию первичных силикатов. В некоторых случаях никаких признаков первичных минералов ни в виде прямых их реликтов, ни в виде реликтов формы их зерен в серпентинитах обнаружить не удастся. В этих случаях серпентиниты *выглядят* таким образом, как будто серпентиновые минералы выделялись в виде первичных из магмы соответствующего состава.

Серпентиниты встречаются в двух весьма различных ассоциациях: 1) в базальных частях расслоенных комплексов, например в ультрабазитовой зоне Стиллутерского интрузива; 2) в виде сплошных «альпинотипных» ультраосновных тел в орогенных зонах, часто связанных с крупнейшими разломами. Яркими примерами проявления серпентинитов второго типа могут служить Великий серпентинитовый пояс в Новом Южном Уэльсе и такого же рода пояс на Южном острове в Новой Зеландии, где отдельные массивы серпентинитов имеют протяженность до 650 км и мощность в среднем до 6,5 км. Эти массивы залегают почти вертикально и интенсивно рассечены рельефом, наиболее характерный признак их — это полная серпентинизация. Тем не менее местами в этих пластообразных телах встречаются и слабо измененные перидотиты. Такого же

типа серпентинитовые тела, слагающие «пояса», «линзы» или «массивы», приурочены к Срединному тектоническому шву Японии. В этом случае особый интерес вызывает ассоциация серпентинитов с дайками: 1) лейкократовыми — альбититами, кварцевыми альбититами, анортозитами и трондьемитами; 2) меланократовыми — горблендитами, титанавгититами и некоторыми габброидами.

Серпентиниты Великобритании относятся к числу альпинотипных. Они встречаются в районах, в которых в момент их становления проявлялись интенсивные сколовые и надвиговые движения. Наиболее изучен Лизардский комплекс на Корнуэллском полуострове. На примере этого массива удобно рассмотреть некоторые проблемы становления альпинотипных серпентинитов.

При изучении происхождения серпентинитов возникают точно такие же вопросы, как и в отношении спилитов. Несомненно, серпентиниты представляют собой измененные породы, но где, когда и каким образом осуществлялось это изменение, остается неясным [182]. Если из них удалить воду и представить себе нормальную кристаллизацию получившегося остатка, то они должны были бы превратиться в перидотиты. Как полагают, именно таким образом и возникли «вторичные дуниты» в Стилуотерском комплексе. При рассмотрении орогенных серпентинитов в отличие от тех же пород, участвующих в расчлененных комплексах, мы имеем дело с перидотитами, которые *не ассоциируются* с другими породами, от которых они могли отделяться путем гравитационной дифференциации. Очевидно, орогенные серпентиниты возникали за счет обособленных первичных интрузивных тел перидотитов. Вопрос о физическом состоянии таких перидотитов в момент интрузии — одна из важнейших проблем учения о петрогенезисе, решению которой в значительной мере способствовали исследования системы $MgO - SiO_2 - H_2O$ [183]. Это была первая экспериментальная работа такого рода, проведенная при высоком давлении паров воды, соответствующем глубине около 10 км от земной поверхности, и температуре около $1000^\circ C$. Даже в таких условиях силикатные минералы форстерит и энстатит оставались целиком кристаллическими. Следовательно, одни пары воды не могли снизить точки плавления настолько, чтобы возникла перидотитовая магма соответствующего состава. Поэтому остается предполагать, что орогенные перидотиты перемещались и интродуцировались в условиях сжатия в виде кристаллической «каши», в которой жидкая фаза и вода играли роль смазки. Это предположение подтверждается почти полным отсутствием метаморфических изменений вокруг тел орогенных перидотитов. Кроме того, эксперименты показали, что кристаллический оли-

вин не изменяется в присутствии любых количеств воды, вплоть до температур порядка 500 °С. Следовательно, эта температура определяет верхнюю границу процесса серпентинизации¹.

Альпинотипные перидотиты и серпентиниты очень часто встречаются вместе со спилитовыми вулканическими породами, образуя так называемую офиолитовую ассоциацию, характерную для геосинклинальной обстановки. Не нужно очень большого воображения, чтобы представить себе, каким образом могла возникнуть такая ассоциация с точки зрения общих представлений о тектонике плит и орогенезе. Однако конкретные интерпретации оказываются весьма затруднительными, поскольку движения вещества под воздействием тектонических усилий и перекристаллизация обычно уничтожают следы исходной природы ультрабазитов. Остается неясным, кристаллизовались ли такие породы из перидотитовой магмы или были перемещены из верхней мантии в кристаллическом состоянии, или, наконец, представляли собой базальные кристаллические кумулаты каких-либо масс дифференцированной базальтовой магмы. В общем можно достаточно уверенно утверждать, что любое изолированное тело ультраосновных пород, залегающее в настоящее время в ассоциации с породами, типичными для верхней части земной коры, значительно удалено (возможно, и во времени, и в пространстве) от своего исходного субстрата. Спилиты и альпинотипные серпентиниты имеют до некоторой степени общие особенности химического состава, в частности высокое содержание воды и CO_2 . Однако они значительно оторваны друг от друга по времени становления. Спилиты возникают в ранние фазы развития геосинклинали, а становление серпентинитов связано с орогеинной фазой, смеяющей прогибание геосинклинали. Эти соотношения можно иллюстрировать примером кембро-силлурийской геосинклинали Великобритании. Начало ее заполнения относится к кембрийскому периоду, наиболее ранние излияния спилитов происходили в ордовике, а главный период складчатости и сопровождающее его становление серпентинитов относятся к концу силура.

АНОРТОЗИТЫ

Как уже отмечалось, анортозиты представляют собой мономинеральные или почти мономинеральные плагиоклазовые

¹ Серпентиниты широко распространены в СССР: на Урале, где с ними связаны месторождения платины, хромита, асбеста и сидикатных никелевых руд, в Казахстане, Туве и Саянах. Хорошо изучены серпентиниты Кавказа и Закавказья — *Прим ред.*

породы. Плагноклаз в них обычно представлен лабрадором или битовнитом в зависимости от обстановки становления. В существенно плагноклазовых прослоях, приуроченных к нижней части расслоенных серий, состав плагноклаза обычно более кальциевый, чем на верхних горизонтах тех же массивов. Вместе с тем в самостоятельных крупных плутонических телах анортозитов плагноклаз имеет состав андезина, так что эти породы родственны скорее диоритам, чем габброидам. Многие анортозиты имеют очень светлую окраску, однако часто встречаются и очень темные, что обусловлено кризацией полевого шпата, как это, например, имеет место в хорошо известных ньюфаундлендских лабрадоритах, которые очень часто используют для иллюстрации этого свойства плагноклаза. Некоторые норвежские анортозиты имеют фиолетово-коричневую окраску. В соответствии с принятым в этом руководстве определением анортозиты, помимо плагноклаза, могут содержать до 10% других минералов. При большем содержании последних анортозиты уже следует называть лейконоритами, лейкогаббро или лейкотроктолитами в зависимости от преобладания того или иного мафического минерала. Часто мафические минералы настолько рассеяны в анортозитах, что трудно оценить количественные соотношения их друг с другом¹. Природа цветного силиката несколько зависит от состава плагноклаза. Так, с битовнитом ассоциируется оливин, с лабрадором — авгит и (или) бронзит, тогда как роговая обманка может встречаться в диоритовых анортозитах, состоящих преимущественно из андезина. В качестве постоянных аксессуаров присутствуют магнетит и ильменит, обычно в сростках друг с другом. Иногда эти минералы концентрируются в отдельных слоях и сегрегациях в промышленных количествах. На выветрелой поверхности многих анортозитов проявляются гнездовидные обособления с повышенным содержанием пироксена, проявляющего офитовые соотношения с полевыми шпатами. К этому типу, например, относятся пятнистые анортозиты, описанные Холлом в Бушвелдском массиве.

Анортозиты проявляются в двух резко различных обстановках. Во-первых, они широко представлены в расслоенных основных комплексах, где слагают прослой мощностью от сантиметров до многих метров. Во-вторых, значительно больше анортозитов встречается в виде тел батолитовых размеров, приуроченных к докембрийским щитам. Здесь анортозиты иногда обнажаются в пределах огромных регионов. Так, на Канадском щите анортозитовый массив Сейгены обнажается в пределах

¹ Некоторые авторы применяют термин «анортозит» к породам с большим содержанием цветных и аксессуарных минералов, например, в стиллуотерских анортозитах содержание плагноклаза 85—100%.

площади порядка 15 тыс. км². Таким образом, анортозиты количественно играют наиболее важную роль среди мономинеральных и почти мономинеральных магматических пород.

По поводу происхождения анортозитов во многом можно сказать то же, что говорилось по отношению к оливинитам и пироксенитам. В особенности это относится к анортозитам, участвующим в расслоенных комплексах. Формирование слоев анортозитов в таких комплексах обусловлено сортировкой кристаллов плагиоклаза. Это ясно из полевых соотношений анортозитов с другими, габброидными или норитовыми, членами расслоенных серий. Поскольку удельный вес основных плагиоклазов мало отличается от удельного веса базальтовой магмы, трудно предполагать, чтобы выпадающие кристаллы «тонули» 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.

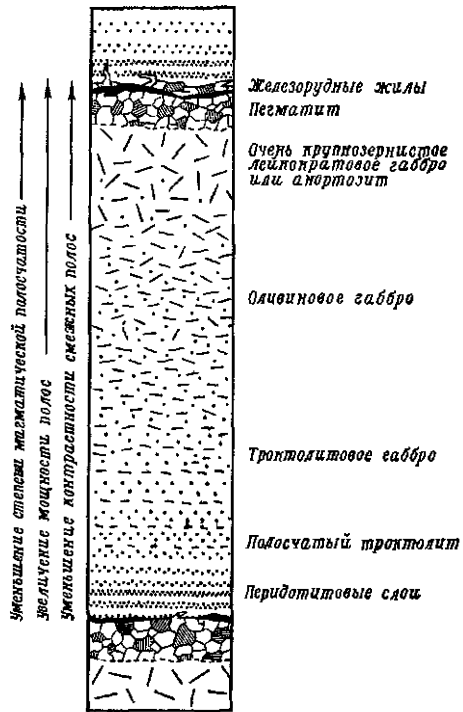
Стадия кристаллизации, на которой происходит формирование анортозитов, представляет особый интерес. К этому моменту из магмы должно быть удалено значительное количество магния и железа, вошедших в состав закристаллизовавшихся оливинов и пироксенов. Оставшаяся магма обогащается компонентами плагиоклаза, а также летучими. Йодер [184] экспериментально показал, что введение H₂O в расплавленную смесь диопсида и анортита оказывает заметное влияние на эвтектические взаимоотношения между этими двумя минералами. Как и можно было ожидать, температура плавления понижается, а состав эвтектики в сильной мере смещается в сторону анортита. На фиг. 69 отражены экспериментальные данные о температурах плавления анортита и диопсида как в «сухой» системе, так и в условиях высокого давления паров воды. В природных условиях температуры плавления в системах с участием плагиоклаза, авгита и других компонентов должны быть еще ниже, чем в этой синтетической системе. В общем ясно, что при дифференциации габброидной магмы, содержащей компоненты плагиоклаза и пироксена, по мере увеличения концентрации воды состав расплава должен прогрессивно обогащаться веществом полевого шпата. На этом этапе кристаллизации интерстиции между кристаллами плагиоклазового концентрата заполнены остаточным расплавом, состав которого почти наверняка располагается в поле составов плагиоклаза, и, следовательно, из жидкости должен опять-таки кристаллизоваться

плагиоклаз. В подобных условиях при проявлении значительной диффузии должен возникнуть чистый анортозит. Даже если отказаться от предположения о свободной диффузии, в результате которой удаляются не входящие в состав плагиоклаза компоненты, то все-таки можно представить кристаллизацию пород, отвечающих нашему определению анортозитов. Действительно, например, при окончательной кристаллизации интерстиционной магмы, на 70% состоящей из вещества плагиоклаза и располагающейся между кристаллами ранее осадившегося плагиоклаза (60% общего объема), возникнет не более 10% пироксена и железистого минерала. При кристаллизации пироксена из интерстиционной жидкости в отсутствие взвешенных зародышевых кристаллов должны возникать редкие крупные пойкилитовые зерна этого минерала. В таких крупных выделениях пироксена могут быть включены многочисленные кристаллы плагиоклаза. Наоборот, плагиоклаз, осаждающийся из интерстиционной жидкости, или нарастает на ранее существовавшие его кристаллы, или выделяется в виде второй генерации, легко различимой в шлифах. Все эти структурные соотношения очень характерны и легко распознаются.

Изложенное выше хорошо приложимо к Фритаунскому комплексу расслоенных пород в Сьерра-Леоне [185], где, видимо, создавались особенно благоприятные условия для возникновения остаточного полевошпатового расплава. Анортозитовые слои здесь подстилаются троктолитами, троктолитовыми габбро и другими оливинсодержащими породами. Свидетельства осажде-ния рано выделившихся кристаллов оливина отчетливо проявились в обнажениях пород этого комплекса (фиг. 136). Анортозитовые слои здесь явно представляют собой последующие концентрации плагиоклаза. Структурные соотношения, наблюдаемые в шлифах, свидетельствуют о двух отмеченных выше стадиях кристаллизации. Возникает естественный вопрос, могут ли такого рода процессы обусловить формирование огромных батолитоподобных анортозитовых тел докембрийских щитов. Поскольку эти последние по своим петрографическим особенностям подобны анортозитам расслоенных комплексов, возникает соблазн предположить, что и они образовались тем же путем. Однако для таких предположений трудно найти какие-либо другие доказательства, кроме упомянутой аналогии. Поэтому прежде всего необходимо рассмотреть возможность образования этих пород при прямой кристаллизации из расплава. Применительно к другим мономинеральным породам такой способ образования невозможно предположить из-за аномально высоких температур кристаллизации. Такие возражения относятся и к анортозитам в том случае, если предполагать их кристаллизацию из «сухих» расплавов. Однако Йодер экспериментально по-

казал, что в присутствии соответствующего количества воды могут возникнуть магмы, по составу отвечающие лейкогаббро, т. е. близкие к анортозитам. Поскольку такие магмы образуются лишь при высоких давлениях паров воды, они возможны лишь в глубинных условиях; тогда становится понятным и отсутствие анортозитовых лав. Видимо, действительно в определенных условиях возникают магмы, по составу близкие к анортозитам. Это, однако, не позволяет полностью объяснить докембрийские батолитоподобные анортозитовые массивы, поскольку во многих случаях они вызывают лишь очень ограниченный метаморфизм вмещающих пород. Представляется, что необходимо также допустить некоторую степень аккумуляции кристаллов, как и

для случая анортозитов из расслоенных комплексов. Однако в случае обычной гравитационной дифференциации должны были бы возникать огромные массы основных и ультраосновных пород. Такие породы в ассоциации с докембрийскими анортозитами практически отсутствуют. Конечно, эти наблюдения относятся лишь к современному эрозионному срезу, и мы ничего не знаем о породах, располагающихся ниже анортозитовых массивов. Высказывается предположение о том, что массы анортозитового материала отделялись от ассоциирующихся с ними пород в виде кристаллической «каши» в периоды сжатия земной коры. В процессе движения таких масс неизбежно должна была бы проявляться грануляция кристаллов. В шлифах докембрийских анортозитов часто можно видеть грануляцию по периферии отдельных кристаллов, и во многих случаях наблюдается псевдопорфировая структура, обусловленная наличием крупных, довольно



Фиг. 136. Схематический разрез одного ритма расслоенной серии Фритаунского интрузива.

Мощность таких горизонтов колеблется от 60 до 150 м.

округлых кристаллов плагиоклаза в основной массе, сложенной гранулированным материалом. Такие структуры очень характерны для катакластических пород. Подобного рода деформация и выжимание крупных масс кристаллического материала возможны в орогенических и плутонических условиях. Эти факторы, очевидно, не играли существенной роли при формировании описанных выше анортозитов расслоенных комплексов¹.

Для того чтобы доказать вероятные перемещения кристаллической «каши», в каждом конкретном случае необходимо проводить детальные исследования структурных взаимоотношений внутри и вне интрузива. Такие исследования, например, были проведены в Адирондакском анортозитовом массиве [186, 187].

ЯВЛЕНИЯ РАССЛАИВАНИЯ

Многие крупнейшие габбровые и норитовые плутоны сложены целым рядом различных пород. В некоторых случаях можно доказать, что все это разнообразие возникло в результате дифференциации и фракционной кристаллизации магмы «среднего» базальтового состава уже в камере интрузива. В других случаях, однако, более вероятно предполагать серию инъекций магмы с последующей дифференциацией ее. Такая дифференциация приводит к расщеплению крупных масс на относительно мелкие слои, различающиеся составом, структурой и окраской. С этим связано появление такого широко применяемого термина как «полосчатое габбро». Последнее наименование получило широкое распространение после того, как Харкер впервые использовал его при описании магматических пород острова Скай [188]. Применительно к трехмерной структуре термин «полосчатость» недостаточно полно отражает существо дела, поэтому лучше пользоваться предложенным позднее термином «расслоенность».

В наиболее общем виде явления расслоенности и самые крупные подразделения расслоенных пород устанавливаются в огромных основных комплексах, которые удается расчленить на ряд «зон». Примером таких подразделений могут служить критическая зона Бушвелдского массива [189] и базальная ультрабазитовая зона Стиллутерского комплекса [176]. Мощность этих зон составляет несколько тысяч футов. Каждую из них можно в свою очередь подразделить на более мелкие, литологически специфические единицы, в той или иной мере повторяю-

¹ В СССР анортозиты известны в Волинском комплексе на Украине, в Джугжурском массиве на Дальнем Востоке, недавно бурением вскрыты докембрийские анортозиты в Латвийской ССР и Ленинградской области. — *Прим ред.*

щиеся в разрезе. Так, в Фритаунском комплексе, Сьерра-Леоне, перемежаются троктолитовые габбро и анортозиты (фиг. 136), тогда как в Стиллуотерском комплексе чередуются габбро и анортозиты, причем мощность отдельных слоев достигает нескольких сотен футов. Не все слои в этих массивах повторяются в разрезе. Некоторые из них имеют совершенно уникальный специфический состав, очень однородны и протягиваются в пределах крупных площадей порядка сотен квадратных километров. Примерами таких уникальных слоев могут служить Риф Меренского в Бушвелдском массиве и хромитовый слой в Стиллуотерском комплексе. Риф Меренского прослеживается на расстоянии более 300 км.

До сих пор мы касались расслоенности, проявляющейся в чередовании крупных единиц — слоев, представленных четко распознаваемыми общеизвестными разновидностями пород. Однако расслоенность проявляется и в пределах одного такого слоя и выражается в изменении количественных соотношений габброидных минералов — оливина, пироксена, плагиоклаза и аксессуаров, которые могут встречаться даже в виде мономинеральных прослоев. Мощность таких мелких слоев колеблется от долей сантиметра до 30 см. В одних случаях они представлены хромитами в анортозитах или оливинитах, но часто расслоенность проявляется в форме многократно повторяющегося чередования тонких слоев (толщиной всего в 1 см) светлоокрашенных, обогащенных плагиоклазом габброидных ассоциаций (типа лейкогаббро) и обогащенных пироксеном мелагаббро. Эти слои дополняют друг друга по минеральному составу, причем сотни таких слоев иногда можно различить в пределах одного обнажения.

Чередование слоев с различными количественными соотношениями минералов называется *ритмической минеральной расслоенностью*. Для такой расслоенности характерно чередование слоев типа 1—2—3, 1—2—3 и т. д. В пределах отдельных слоев (например, в относительно тонких слоях на фиг. 137) может проявляться постепенный переход от основания, обогащенного темнопетными, например оливинном или пироксеном, к существенно лейкократовой, полевошпатовой, верхней части. Эти соотношения сопоставимы с градационной слоистостью в осадочных породах, что и позволило в свое время высказать предположение об аккумуляции кристаллов [190].

Однако расслаивание основных магматических пород проявляется весьма различно. Расслоенные магматические комплексы по своим масштабам, характеру изменений состава и строения очень отличаются друг от друга, так что трудно каким-то единым процессом объяснять возникновение всех этих массивов. Расслоенность часто связывают с последовательными инъекциями



Фиг. 137. Обнажения расслоенных пород Скергаардского массива в восточной Гренландии.

Видны слои, претерпевшие гравитационную дифференциацию, разделенные прослоями однородных пород

порций магмы контрастного состава. Однако при рассмотрении вероятных составов магмы в этих случаях представления о последовательных инъекциях оказываются несостоятельными. В частности, они непригодны для объяснения расслоенности, выраженной мономинеральными прослоями. При наличии таких прослоев пришлось бы предполагать существование расплавов, имеющих состав отдельных минералов: плагиоклаза, оливина, пироксена или хромита. К тому же температуры плавления этих минералов на несколько сотен градусов выше температур известных магм. Процесс, следы деятельности которого можно видеть во многих случаях, — это аккумуляция кристаллов. К числу наиболее убедительных признаков такого рода относятся структурные особенности пород, называемых теперь *кумюлатами* [191].

В общем не вызывает сомнения, что в пластообразных интрузивах, в том числе в дололитах, кристаллизация начиналась в наиболее охлажденной части магматической массы вблизи кровли, тогда как накопление осаждавшихся кристаллов происходило на «дне» магматической камеры, где оседавшие кристаллы и отлагались слой за слоем. Эффективность проявления та-

кого процесса зависит от разницы в удельном весе осаждающихся кристаллов и магмы. Наиболее легко осаждаются кристаллы аксессуарных минералов, в частности хромита, а среди силикатов оливина, которые выделяются первыми при наиболее высоких температурах. Между выделением оливина и началом кристаллизации пироксена или плагиоклаза, очевидно, существует определенный временной интервал. Это также способствует обособлению относительно четких слоев оливинитов. Однако в действительности все оказывается не так уж просто. При накоплении осевших кристаллов магма вытесняется вверх не полностью. Расплав, оставшийся в интерстициях между осевшими кристаллами, действует как жидкая смазка, так что до окончательной консолидации пород может происходить перемешивание осевших кристаллов подобно тому, которое наблюдается в неконсолидированных осадках на морском дне. Таким образом, к магматическим кумулатам можно применить представления о текстурах осадочных пород, в том числе оползневых, связанных с наклоном дна. В магматических кумулатах может проявляться изгибание слоев вверх или вниз, ложная расслоенность, размывы и промоины. Сходство с текстурами осадочных пород бывает настолько велико, что при отсутствии других, независимых доказательств магматического происхождения расслоенных основных пород вполне можно было бы предполагать их возникновение в результате псевдоморфного замещения слоистой серии осадков.

Мономинеральные слои отражают аккумуляцию одного сорта кристаллов. Их образование, следовательно, связано с *сортировкой кристаллов*, которую можно считать одним из наиболее важных процессов, так или иначе проявляющихся во всех случаях формирования расслоенных серий. Сортировку кристаллов не следует связывать лишь со слабыми различиями удельного веса твердых фаз и магмы, из которой они выделялись. В некотором интервале времени из магмы должно кристаллизоваться несколько минералов, скорость осаждения которых зависит не только от удельного веса, но и от габитуса кристаллов, иногда обуславливающего большую всплываемость зерен, а также от вязкости магмы. Важную, а в некоторых случаях и решающую роль, как полагают, при формировании расслоенных серий играют конвекционные течения в расплавах. Термином «конвекционное обрушение» называют процесс внезапного опускания к подошве камеры крупных масс кристаллического материала, поступившего к кровле с конвекционными течениями и временно скопившегося там. Под влиянием конвекционных течений может происходить растаскивание и рассеивание скоплений кристаллов. Такие течения в магматической камере движутся в различных направлениях, и в одних случаях их

действие направлено параллельно гравитационным силам, а в других — прямо противоположно им. В связи с этим конвекция может предотвращать осаждение даже относительно тяжелых кристаллов и выносить их вверх к кровле камеры, где они будут скапливаться.

Ритмическая расслоенность Скергаардского интрузива в восточной Гренландии, по мнению Уэйджера и Дира [192], в значительной мере связана с внезапными изменениями скорости конвекционных течений. При большой скорости в потоках расплавов проявлялась турбулентция и кристаллы всех минералов удерживались во взвешенном состоянии, тогда как в более медленных потоках более тяжелые минералы могли оседать на дно камеры. В Фритаунском интрузиве установлены признаки механической сортировки кристаллов ламинарным потоком. В большинстве расслоенных интрузивов признаки течения проявляются в предпочтительной ориентировке кристаллов, особенно таблитчатых кристаллов плагиоклазов, у которых наиболее развитая грань (010) располагается параллельно поверхности слоя. Такие структуры в общем называются флюидальными, но в тех случаях, когда доказано их образование в результате осаждения кристаллов без участия потоков, двигавшихся в боковом направлении (как это имеет место и при нормальной седиментации), флюидальную текстуру можно называть *магматической полосчатостью* [192].

Почти во всех существующих объяснениях ритмической расслоенности так или иначе используются представления о механической сортировке кристаллов. Нельзя, однако, исключать и важную роль химических процессов, таких, как пульсационная кристаллизация. Некоторые необъяснимые на первый взгляд особенности расслоенных комплексов, например чередование тонких «слоев», состоящих из одного или двух минералов [193], получают наиболее удовлетворительное объяснение именно с позиций пульсационной кристаллизации.

Необходимо отметить еще одно обстоятельство. Если относительно легко объяснить изменение минерального состава в пределах одного ритма расслоенной серии, то допустить сто кратное повторение одинаковых изменений условий (чисто механических или физико-химических) совершенно невозможно. До сих пор неясно, связана ли такая повторяемость с периодически действовавшими внешними факторами или с внутренней пульсацией в процессе кристаллизации, что обуславливало осаждение различных минералов в определенной последовательности.

Скрытой расслоенностью называют такие изменения по разрезу расслоенных серий, которые неразличимы визуально. В основном скрытая расслоенность проявляется в систематическом изменении состава отдельных минералов по разрезу,

В процессе формирования расслоенной серии выделение минералов происходит последовательно из все более низкотемпературных фракций магмы, и в каждом изоморфном ряду минералов — в плагиоклазах, оливинах, ромбических и моноклинных пироксенах — по направлению вверх появляются все более низкотемпературные члены. В результате в расслоенном интрузиве можно наблюдать широкие серии продуктов фракционной кристаллизации. Эти вариации представлены в общем непрерывными изменениями состава минералов по разрезу расслоенного комплекса. Например, в Скергаардском массиве изменения состава в пределах каждой минеральной группы практически полностью совпадают с экспериментальными данными Боуэна и его сотрудников. Плагиоклазы вверх по разрезу серии становятся более натровыми, а темноцветные минералы последовательно обогащаются железом. В таблице отражены изменения состава наиболее важных минералов в разрезе Скергаардского массива.

Высота над основным расслоенной серии, м	Плагиоклаз	Оливин	Ромбический пироксен	Моноклинный пироксен
2 400	Ап ₃₀	Fa ₉₈		Wo ₃₀ En ₂ Fs ₆₈
1 800	Ап ₄₀	Fa ₆₀	En ₂₈	Wo ₃₄ En ₃₂ Fs ₃₄
1 100	Ап ₄₈		En ₃₉	Wo ₃₂ En ₃₂ Fs ₃₆
600	Ап ₅₆	Fa ₃₇		Wo ₄₂ En ₄₀ Fs ₁₈
Ранние (краевые) фазы	Ап ₆₅	Fa ₁₉		Wo ₄₁ En ₄₂ Fs ₁₇

Примерно такие же изменения состава породообразующих минералов установлены в большинстве крупных основных магматических комплексов. Иногда скрытая расслоенность практически неразличима. Случаи, когда устанавливается повторяющаяся расслоенность, очевидно, свидетельствуют о том, что такие комплексы возникли в результате поступления нескольких последовательных порций магмы, причем каждая отдельная инъекция приводила к появлению одного ритма скрытой расслоенности.

Хесс ввел понятие *фазовой расслоенности*, которая заключается во внезапном появлении или исчезновении в разрезе какого-либо специфического минерала. Это, конечно, отражает последовательные изменения состава магмы в процессе кристаллизации и пересечение ее составом соответствующей фазовой границы. Так, в ультрабазитовой зоне Стиллутерского комплекса пироксен представлен почти исключительно бронзитом. Лишь на уровне 1700 м от основания комплекса впервые

появляется авгит. Появление этого минерала свидетельствует о переходе от одной важной стадии эволюции комплекса к другой. В этой точке концентрация кальция и алюминия стала настолько большой, что вместо бронзита мог уже кристаллизоваться авгит.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МОНОМИНЕРАЛЬНЫХ СЛОЕВ

Как уже отмечалось, среди пород расслоенных комплексов присутствуют мономинеральные разновидности, первая стадия процесса формирования которых заключается в аккумуляции в магме кристаллов одного минерального вида.

Вторая стадия образования мономинеральных пород проявляется в кристаллизации интеркумулятивной магмы, располагающейся в интерстициях между отдельными зернами кристаллического осадка. Осаждавшиеся кристаллы не могли агрегироваться столь плотно, чтобы полностью вытеснить жидкую магму, в которой они осаждались. Состав такого интерстиционного расплава со временем должен меняться соответственно составу выделяющихся из него на данном этапе минералов. Интеркумулятивный расплав не может на ранней стадии заметно отличаться по составу от первоначальной магмы и, следовательно, из него потенциально может кристаллизоваться любой минерал, встречающийся вообще в этом комплексе. Для того чтобы рассмотреть этот вопрос детальнее, обратимся к формированию оливинитов. Поскольку оливин кристаллизуется из магмы на самой ранней стадии и при очень высоких температурах, напрашивается вывод о возникновении кристаллов этого минерала у дна магматической камеры, где интерстиционная магма на этой стадии кристаллизации не должна заметно отличаться по составу от первичного расплава перед его внедрением в камеру. Представим себе, что такая первичная магма была норитовой. Следовательно, из нее потенциально могли кристаллизоваться оливин, пироксен (допустим, бронзит) и плагиоклаз.

В результате селективной кристаллизации прежде всего начинают кристаллизоваться оливин и задерживается образование бронзита и плагиоклаза. Присутствие в концентрате одного лишь оливина, количество которого оказывается, таким образом, в резком избытке по отношению к интерстиционному расплаву, создает дополнительные преимущества для этого минерала по сравнению с пироксеном и плагиоклазом, для кристаллизации которых еще должны самопроизвольно возникнуть независимые зародыши. В этих условиях происходит очень интенсивный рост оливина и кристаллы остаются оптически однородными от центра до внешних зон роста. Интенсивная кристаллизация оливина может обусловить различия в концентрации

входящих в него компонентов в интерстиционной жидкости и в вышележащем расплаве. Возникший градиент концентрации должен привести к диффузии ионов магния и железа в направлении к растущим кристаллам оливина, и в идеальном случае такой процесс может продолжаться до заполнения всех интерстиций, в результате чего возникнет практически мономинеральный оливинит. Такая кристаллизация называется адкумулятивной, а образующиеся в результате нее породы — адкумуляатами.

В некоторых случаях при тщательном изучении шлифов мономинеральных пород обнаруживаются слабые, но тем не менее вполне ощутимые различия первоначально осевших кристаллов концентрата и вторичных дорастаний. Однако такие различия удается установить далеко не всегда, и часто видимые признаки проявления двух стадий роста кристаллов отсутствуют.

В заключение упомянем очень важную книгу Уэйджера и Брауна [XVIII], посвященную расслоенным изверженным породам. В этой монографии изложены результаты обширных исследований расслоенных массивов, начатые Уэйджером и Диром в Скергаардском комплексе, а впоследствии с успехом продолженные при изучении третичных габброидных и ультрабазитовых интрузивов островов Скай и Рам. Кроме того, в этой же книге приведены данные по Стиллиуотерскому и Бушвелдскому комплексам, также частично основанные на оригинальных исследованиях авторов. Таким образом, читатель может найти в этой книге исчерпывающий материал по проблеме расслоенных габброндов.

Глава 15

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Термином «пирокласты» обозначают обломочный материал, образующийся при вулканической деятельности эксплозивного (взрывного) типа. Пирокластические скопления состоят из необычайно разнородного материала. В них могут присутствовать вулканические бомбы или лапилли, а также различного рода осадочные, метаморфические или магматические породы, залегающие под вулканом. Размеры обломков пород колеблются от мельчайших пылевидных частиц до крупных блоков, диаметром в несколько футов.

Классификация пирокластов довольно трудна, так как очень различны: 1) состав обломков, 2) размер обломков, 3) степень их литифицированности и 4) способ образования. Характеристики состава и размера обломков легко совмещаются в таких названиях, как «базальтовый (андезитовый, риолитовый) агломерат

(туф)». В большинстве случаев пирокласты кислые или средние, что обусловлено более высокой вязкостью соответствующих магм по сравнению с базальтовыми расплавами.

При систематике пирокластических пород по размерам обломков удобно использовать соответствующую классификацию осадочного материала, в которой различаются в зависимости от размеров обломков: глыбы, валуны, гальки, гравий, крупные, средние и мелкие песчинки, иловатые и глинистые частицы. Крупнообломочные пирокластические породы, называемые *вулканическими брекчиями*, во многом напоминают осадочные брекчии, например пермские породы такого типа, обнажающиеся на восточном побережье Девона. Вулканические бомбы и лапилли по размерам, а часто и по форме сопоставимы с галькой и относительно крупным гравием. Под общим названием «туфы» объединяются средне- и мелкозернистые пирокластические породы, тогда как *пеплами* достаточно произвольно называют неконсолидированные пирокластические отложения с такими же размерами частиц. Если желательна более строгая номенклатура, туфы по аналогии с песчаниками можно подразделять на крупно-, средне- и мелкозернистые. Довольно обычны и пылеватые вулканические частицы, соответствующие алевритовым и глинистым частицам. Такая вулканическая пыль переносится ветром на далекие расстояния, прежде чем выпадает в осадок.

Размер пирокластических частиц в отложениях, очевидно, коррелируется с расстоянием от центра извержения. Наиболее крупный и наиболее тяжелый материал отлагается первым в непосредственной близости от жерла, тогда как тонкие вулканические частицы могут подниматься высоко в воздух и в конечном счете оседать за тысячи километров от вулкана. Обломки пемзы могут переноситься на огромные расстояния морскими течениями, насыщаются при этом водой, постепенно опускаются и в конце концов попадают в глубоководные осадки.

Петрографические особенности пирокластических отложений удачно обозначаются тремя введенными Пирссоном [194] терминами: а) витрокласты (туфы или пеплы), состоящие из обломков стекла; б) литокласты, сложенные обломками пород, и в) кристаллокласты (кристаллокластические туфы), состоящие из частиц, представленных целыми кристаллами или их обломками. Однако очень редко какой-либо конкретный туф может полностью отвечать одному из этих трех классов пирокластического материала. Обычно пирокласты бывают весьма неоднородными, и смеси их представлены частицами всех трех типов.

Вулканическими брекчиями называют пирокласты, состоящие преимущественно из крупных угловатых обломков. Термин «агломерат» представляет собой практически синоним предыдущего определения, однако применяется более широко незави-

симо от размеров обломков. Как правило, в агломератах присутствуют угловатые обломки самых различных размеров. Эти породы относятся к числу совершенно несортированных. Агломераты встречаются во многих вулканических отложениях, особенно у основания толщ, переслаивающихся лав и пирокластов. При подобном залегании можно говорить о пластовых агломератах. Однако аналогичные породы иногда образуют цилиндрические тела. Такие агломераты называются жерловыми. Обычно подразумевают, что они выполняли вулканические каналы. Особый интерес представляют собой *эксплозивные брекчии*. В генетическом отношении они более интересны, чем можно было бы предполагать по их названию [195]. Эти брекчии состоят из обломков вмещающих пород (осадочных, метаморфических или магматических) различных размеров, от дюйма до нескольких футов в диаметре; связующая масса состоит из тонко перетертых обломков пород или минералов. В краевых частях тел eksploзивных брекчий блоки вмещающих пород имеют резко угловатую форму и очень слабо смещены из своего первичного залегания. Однако во внутренних частях залежей eksploзивных брекчий блоки вмещающих пород становятся все более разобленными друг от друга, а количество связующей тонкообломочной массы возрастает; обломки приобретают округлые очертания¹. Предполагается, что после начальной фрагментации пород сквозь них в течение длительного периода просачивались потоки газов, несущих во взвешенном состоянии мелкие обломки, которые активно абрадируют более крупные блоки. Подобный механизм образования eksploзивных брекчий впервые был предположен Д. Рейнольдс [196], которая назвала этот процесс флюидизацией по аналогии с промышленным процессом суспензирования мелких твердых частиц в газовых потоках. Вполне возможно, что при детальных исследованиях агломератов, выполняющих вулканические жерла, например, весьма характерных для побережья Файфа в Шотландии, удастся обнаружить округлые блоки и другие признаки их становления по предложенному механизму.

Интрузивные туфы недавно были описаны в третичных кольцевых комплексах [197]. Здесь они приурочены к кольцевым разломам и имеют отчетливо интрузивные формы залегания; в частности, они могут образовывать очень тонкие инъекции во вмещающих породах. Туфы сложены в основном округлыми обломками порообразующих минералов — кварца, полевых

¹ По определению в брекчиях должны присутствовать угловатые обломки, тогда как для рассматриваемых пород наиболее характерны округлые блоки. Несмотря на это противоречие, целесообразно сохранить существующий термин, поскольку его трудно заменить другим.

шпатов, авгита и т. д. — диаметром около 0,1 мм. Однако в них изредка встречаются и более крупные обломки, по размерам сопоставимые с обломками взрывных брекчий. Полагают, что условия формирования интрузивных туфов и взрывных брекчий по существу одни и те же.

Однако при образовании интрузивных туфов взрывная фрагментация и последующее просачивание потоков газов проявляются на больших глубинах и в условиях повышенного всестороннего давления. Полагают, что газ, участвующий в процессе флюидизации, представляет собой преимущественно надкритические пары воды.

Описанные выше явления представляют для нас особый интерес как пример интрузии немагматического (нежидкостного) материала. До того как были обнаружены эффекты просачивания газовых потоков и флюидизации, интрузивные контакты однозначно рассматривались как доказательство магматической природы внедрявшегося материала. Теперь эта проблема несколько усложнилась, особенно применительно к тонкозернистым породам гранитного состава, и в каждом случае необходимы определенные доказательства той или иной природы интрузивных контактов. К сожалению, поздняя перекристаллизация особенно интенсивно проявляется как в гранитных, так и в обломочных породах. В тонкозернистых гранитных породах независимо от механизма их становления перекристаллизация может приводить к возникновению совершенно неинформативной фельзитовой структуры. Ценным указанием на природу таких образований может служить отсутствие метаморфических изменений в прилегающих к ним породах. Если кислая порода первоначально имела характер интрузивных туфов, то термальная энергия расходовалась в процессе флюидизации, в связи с чем она не оказывала воздействия на вмещающие породы.

Кристаллокластические туфы встречаются довольно редко и возникают в специфических условиях. Обломки в них представлены фенокристами, вынесенными с глубины магмой. В результате взрыва в вулканическом жерле должен происходить разрыв колонны магмы и выброс материала вверх. При движении в воздушной среде вкрапления должны отделяться от жидкости в результате сопротивления воздуха. Таким образом на склонах вулканов могут возникать рыхлые скопления кристаллов, часто имеющих очень совершенную форму. В частности, большинство кристаллов лейцита и авгита во многих коллекциях отобраны из рыхлых кристаллотуфов Везувия. Конечно, не все скопления кристаллов образуются именно таким путем. Так, оливковые пески, известные на пляжах Гавайских островов, состоят из прекрасных идиоморфных кристаллов оливины, высвободившихся в результате быстрой дезинтеграции оливковых

базальтов при активной их эрозии морскими волнами. В связи с преобладанием вкрапленников плагиоклаза в наиболее распространенных лавах можно предполагать, что самыми обычными должны быть полевошпатовые кристаллокластические туфы. Действительно, они установлены, например, в ордовикских вулканитах Озерного округа и северного Уэльса. На примере этих пород можно показать, какие трудности возникают при диагностике вулканических пеплов, если они отлагались под водой в морской обстановке. В этих условиях в «пеплах» проявляются нормальные осадочные текстуры — стратифицированность, слоистость течения, знаки ряби и сортированность. Кроме того, к вулканическому может примешиваться также нормальный осадочный материал. Таким образом, кристаллокластические полевошпатовые туфы могут очень напоминать полевошпатовые пески и постепенно переходить в них, так что их весьма трудно распознать.

Возвращаясь к крупнообломочным пирокластическим породам, остановимся на наблюдениях Грина над породами вулканической серии Борраудейл в Озерной области, который показал, что вулканические образования, очень похожие на настоящие брекчии, могут возникать в результате так называемого автобрекчирования (брекчирование течения). Этот процесс заключается в том, что корка лавового потока разламывается, обломки попадают в жидкую лаву и цементируются ею. Обломочное строение таких пород проявляется более резко при выветривании вследствие селективной устойчивости обломков и связующей массы. При недостаточно тщательных наблюдениях такие породы в поле очень легко принять за настоящие агломераты. Однако при исследовании шлифов обнаруживается, что в случае автобрекчирования как блоки, так и связующая масса представлены одинаковой лавой, хотя в деталях могут наблюдаться некоторые различия.

. В связи с вулканическим происхождением, локализацией близи действующих вулканов, обломочным характером и рыхлостью пирокласты особенно подвержены воздействию вулканических газов и растворов. При этом возникают минералы, характерные для дейтерических и гидротермальных процессов, а именно хлорит, низкотемпературный кварц, халцедон, опал. В специфических условиях образуются даже гранат и сфен. Очень любопытны некоторые агломераты окрестностей Эдинбурга в Шотландии, в которых встречаются силицифицированные остатки растений. Эти растения вскоре после погребения были интенсивно пропитаны коллоидным кремнеземом, в связи с чем прекрасно сохранились даже тонкие детали их структуры. В результате силификации тонкого несвязного пирокластического материала образуются так называемые геллефлинты —

чрезвычайно вязкие плотные и крепкие породы, широко представленные, в частности, в докембрийских вулканических толщах Чарнвуд-Форест.

Следует сказать несколько слов о пирокластах, состоящих из базальтового стекла. К этой категории относятся, в частности, палагонитовые туфы. Под названием палагонит Пенк (1879) описывал обломки базальтового стекла, претерпевшие девитрификацию и превратившиеся в тусклое темно-зеленое вещество неясного состава.

Как мы уже отмечали, огромное большинство пирокластических пород относительно богаты кремнеземом (стр. 270). По существу почти все кислые вулканические породы имеют пирокластический характер. Можно прямо сказать, что нормальные эффузивные аналоги гранитов — это не лавы, а разновидности пепловых отложений, пепловых потоков или сваренных риолитовых туфов.

Особенности изучения пирокластических пород. За исключением игнимбритов, которые интенсивно изучались в последние годы, пирокластическим породам в общем уделяется мало внимания. Они, можно сказать, «Золушка» в петрологии магматических пород. Довольно легко объяснить причину такого пренебрежения. Прежде всего это связано с неопределенностью их положения среди горных пород вообще, поскольку пирокласты имеют черты и магматических и осадочных образований. Однако более важное значение, пожалуй, имеет непривлекательность пирокластических пород с точки зрения их петрографических исследований. В связи с интенсивной пористостью они легко подвергаются разрушению при выветривании. Но даже в невыветрелом состоянии пирокласты все-таки изменены вулканическими газами. Оптические константы и форма кристаллов, используемые обычно для идентификации минералов в интрузивных породах, часто практически не удается использовать при изучении пирокластов. Однако петрографическая невыразительность отдельных пирокластических пород компенсируется большим значением пирокластических формаций в стратиграфических исследованиях. Легко можно понять, что тонкий пирокластический материал, разносимый ветром, может образовывать тонкие покровы, распространяющиеся в пределах площадей в сотни квадратных километров, которые при наличии каких-либо специфических признаков могут служить идеальными маркирующими горизонтами.

Детальный анализ последовательности пирокластических отложений и лав, присутствующих в вулканических толщах, позволяет получать ценные сведения о деятельности вулканов. При этом можно, в частности, оценить относительные объемы различных лав и пирокластического материала, а также изменение

этих соотношений во времени, и установить последовательные изменения состава. Такие данные позволяют реконструировать процессы, происходившие в магматической камере, в частности последовательность кристаллизации и дифференциации. Проявления пирокластических пород наиболее убедительно фиксируют периоды резкого увеличения роли вулканических газов в эволюции вулканов.

Некоторые успехи в количественном изучении пирокластических формаций можно, например, видеть в работе, посвященной туфам Азорских островов [198]. В этих пирокластах, состоящих преимущественно из трахитовой пемзы, производились измерения размеров обломков, что позволило нарисовать четкую картину взрывной природы извержений.

В качестве второго интересного исследования пирокластических пород можно назвать работу Смята и Бейли [199] по туфам Бенделиер в районе кальдеры Валлис в Нью-Мексико (фиг. 96). В этом случае в результате детального изучения стратиграфической последовательности пепловых потоков была реконструирована эволюция магматической камеры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Cross, Iddings, Pirsson, Washington, The Quantitative Classification of Igneous Rocks, 1903.
2. Niggli P., Schweizerische Mineralogische und Petrographische, 16, 335, 1936.
3. Niggli P., The chemistry of the Keweenaw lavas, Amer. J. Sci., Bowen Volume, 381—412, 1952.
4. Burri C., Petrochemical calculations, Israel Program for Scientific Translations, 1964.
5. Streckeisen A., Classification and nomenclature of igneous rocks, N. Jb. Miner. Abh., 107, 144, 1967.
6. Wells A. K., The grain-size factor in classification of igneous rocks, Geol. Mag., 75, 471, 1938.
7. Holland T. H., Mem. Geol. Surv., India, 28, Part II, 162, 1900.
8. Rao B. Rama, Bull. Mysore Geol. Dept., N 18, 1945.
9. Howie R. A., Trans. Edin. Roy. Soc., 62, 98, 1955.
10. Tilley C. E., Enderbite, a new member of the Charnockite Series, Geol. Mag., 73, 312—316, 1936.
11. Jacobson R. R. E., Macleod W. N., Black R., Ring-complexes in the younger granite province of northern Nigeria, Mem. № 1, Geol. Soc. Lond., 1958.
12. Sabine P. A., The geology of Rockall, North Atlantic, Bull. Geol. Surv. G. B., 16, 156—178, 1960.
13. Grantham D. R., Petrology of the Shap granite, Proc. Geol. Assoc., 39, 299, 1928.
14. Turner H. W., The rocks of the Sierra Nevada, 14th Ann. Rep. U. S. Geol. Surv., 478, 482, 1894.
15. Larsen E. S., Jr. Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore, and San Luis Rey quadrangles, Southern California, Geol. Soc. Amer. Mem., 29, 1948.

16. *Pitcher W. S.*, et al., The main Donegal granite, *Quart. J. Geol. Soc.*, **114**, 259—305, 1959.
17. *Nockolds S. R.*, The Garabal Hill—Glen Fyne igneous complex, *Quart. J. Geol. Soc.*, **96**, 451, 1940.
18. *Sederholm J. J.*, On orbicular granites..., *Bull. Com. Géol. Finlande*, № 83, 1928.
19. *Anderson O.*, Discussion of certain phases of the genesis of pegmatite, *Norsk. Geol. Tidsskr.*, **12**, 1, 1931.
20. *Gevers T. W.*, *Frommurge H. T.*, The tin-bearing pegmatites of the Erongo area, S. W. Africa, *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, **32**, 11, 1929.
21. *Schaller W.*, Mineral replacement in pegmatites, *Amer. Min.*, **12**, 59, 1927.
22. *Wahlstrom E.*, Graphic granite, *Amer. Min.*, **24**, 681, 1939.
23. *Quirke T.*, *Kremers H.*, Pegmatite crystallization, *Amer. Min.*, **28**, 571, 1943.
24. *Schaller W.*, The genesis of lithium pegmatites, *Amer. J. Sci.*, **10**, 269, 1925.
25. *King B. C.*, *J. Geol.*, **46**, 459, 1948.
26. *Spurr*, The S. Klondyke District, Esmeralda County, Nevada, *Econ. Geol.*, **1**, 382, 1906.
27. *Williams G. J.*, A granite-schist contact in Stewart Island, New Zealand, *Quart. J. Geol. Soc.*, **90**, 348, 1934.
28. *Hitchen C. S.*, The Skiddaw granite and its residual products, *Quart. J. Geol. Soc.*, **90**, 158, 1934.
29. *Harker A.*, Carrock Fell granophyre and Grainsgill greisen, *Quart. J. Geol. Soc.*, **51**, 143, 1895.
30. *Wells M. K.*, A contribution to the study of luxullianite, *Min. Mag.*, **27**, 186, 1946.
31. Handbook to the collection of kaolin, etc., *Mem. Geol. Surv.*, 1914.
32. *Exley C. S.*, Magmatic differentiation and alteration in the St. Austell granite, *Quart. J. Geol. Soc.*, **114**, 197—230, 1959.
33. *Walker F.*, *Polderwaart A.*, Karroo dolerites of the Union of S. Africa, *Bull. Geol. Soc. S. Africa*, **60**, 591, 1949.
34. *Holmes A.*, in discussion on *Hughes C. J.*, The Southern Mountains igneous complex, Isle of Rhum, *Quart. J. Geol. Soc.*, **116**, 111, 1960.
35. *Elwell R. D.*, et al., Granophyre and hybrid pipes... of Slieve Gullion, *J. Geol.*, **66**, 57—71, 1958.
36. *Davies R. G.*, The Cader Idris Granophyre and its associated rocks, *Quart. J. Geol. Soc.*, **115**, 189—216, 1959.
37. *Marshall P.*, Acid rocks of the Taupo—Rotorua volcanic district, *Trans. Proc. Roy. Soc. N. Z.*, **64**, 323—366, 1935.
38. *Mansfield G. R.*, *Ross C. S.*, Welded rhyolitic tuffs in southeastern Idaho, *Trans. Amer. Geophys. Union*, **16**, 308—321, 1935.
39. *Williams H.*, Problems and progress in volcanology, *Quart. J. Geol. Soc.*, **109**, 311—322, 1954.
40. *Kennedy G. C.*, Some aspects of the role of water in rock melts, in *Crust of the Earth*, *Geol. Soc. Amer. Special paper* N 62, 762, 1954.
41. *Boyd F. R.*, Welded tuffs and flows in the Yellowstone Park, Wyoming, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **72**, 406, 1961.
42. *Smith R. L.*, *Bailey R. A.*, *Ross C. S.*, Structural evolution of the Valles Caldera, New Mexico and its bearing on the emplacement of ring dykes, in *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 424-D, D145-9, 1961.
43. *Martin N. R.*, The structure of the granite massif of Flamenville, Manche, north-west France, *Quart. J. Geol. Soc.*, **108**, 311—342, 1953.
44. *Pitcher W. S.*, The migmatitic older granodiorite of Thorr District, Co. Donegal, *Quart. J. Geol. Soc.*, **108**, 413—446, 1953.
45. *Pitcher W. S.*, The Rosses granitic ring-complex, County Donegal, Eire, *Proc. Geol. Assoc.*, **64**, 153—182, 1953.

46. *Akaad M. K.*, The Ardara granitic diapir of County Donegal, Ireland, *Quart. J. Geol. Soc.*, **112**, 263—290, 1956.
47. *Walton M.*, The emplacement of granite, *Amer. J. Sci.*, **253**, 1—18, 1955.
48. *Chayes F.*, The finer grained calc-alkaline granites of New England, *J. Geol.*, **60**, 207—254, 1952.
49. *Tuttle O. F.*, *Keith M. L.*, The granite problem: Evidence from quartz and feldspar of a Tertiary granite, *Geol. Mag.*, **91**, 61—72, 1954.
50. *Lafitte P.*, *Bull. Serv. Carte Géol., France*, **53**, 1955.
51. *Sederholm J. J.*, On migmatites and associated Precambrian rocks of south-western Finland, *Bull. Com. Géol. Finlande*, **N 77**, 89, 1926.
52. *Backlund H.*, The granitization problem, *Geol. Mag.*, **83**, 110, 1946.
53. *Reynolds D. L.*, The geochemical changes leading to granitization, *Quart. J. Geol. Soc.*, **102**, 389, 1946.
54. *Mathias M.*, *Walker F.*, On a Granite-slate contact at Sea Point, Cape Town, *Quart. J. Geol. Soc.*, **102**, 499, 1946.
55. *Tyrrell G. W.*, *Trans. Roy. Soc. Edin.*, **53**, 225, 1922.
56. *Walker F.*, An albitite from Ve Skerries, Shetland Isles, *Min. Mag.*, **23**, 239, 1932.
57. *Read H. H.*, in *Geology of Central Sutherlandshire*, *Mem. Geol. Surv., Scotland*, 174, 1931.
58. *Knorring O. von*, *Dearnley R.*, Note on nordmarkite ..., *Min. Mag.*, **32**, 389, 1960.
59. *Barth T. F. W.*, The igneous rock complex of the Oslo region, II, *Systematic Petrography of the Plutonic Rocks*, Oslo, 76, 1945.
60. *Barksdale J. D.*, The Shonkin Sag laccolith, *Amer. J. Sci.*, **33**, 321—359, 1937.
61. *Osborne F. F.*, *Roberts E. J.*, Differentiation in the Shonkin Sag laccolith, Montana, *Amer. J. Sci.*, **22**, 331—353, 1931.
62. *Teall J. J.*, *Trans. Roy. Soc. Edin.*, **37**, 163, 1892.
63. *Shand S. J.*, On borolanite and its associates in Assynt, *Trans. Roy. Soc. Edin.*, 202—215, 1909—1910.
64. *Tyrrell G. W.*, *Quart. J. Geol. Soc.*, **84**, 540, 1928.
65. *Campbell R.*, The Braefoot outer sill, Fife, *Trans. Geol. Soc. Edin.*, **13**, 148, 1933.
66. *Adams F. D.*, *Barlow A. E.*, *Geology of the Haliburton—Bancroft area*, Ontario, *Geol. Surv. Mem. Canada*, № 6, 1910.
67. *Baker C. O.*, *Marmo V.*, *Wells M. K.*, The ijolites at Songo, Sierra Leone, *Col. Geol. Min. Res.*, **6**, 407—415, 1956.
68. *Oftedal C.*, Studies on the igneous rock complex of the Oslo region, VI, On Akerites... and Rhomb-Porphyrries, *Skr. utg. av Det Norske Vidensk.-Akad. Oslo*, № 1, 37, 1946.
69. *Lady M'Robert*, *Quart. J. Geol. Soc.*, **70**, 303, 1914.
70. Tertiary and post-Tertiary geology of Mull, *Mem. Geol. Surv., Scotland* 191, 1924.
71. *Sutherland D. S.*, The Eburru volcano, Kenya, *J. Geol. Soc.*, **127**, 417, 1971.
72. *Macgregor A. G.*, *Geol. Mag.*, **59**, 514, 1922.
73. *Campbell Smith W.*, *Quart. J. Geol. Soc.*, **94**, 522, 1938.
74. *Campbell Smith W.*, *Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.)*, **I**, № 1, 3.
75. *Prior G. T.*, National Antarctic Expedition, 1901—1904, *Nat. Hist.*, **I**, 101, 1907.
76. *Campbell Smith W.*, Classification of some Rhyolites, Trachytes and Phonolites from part of Kenya Colony, *Quart. J. Geol. Soc.*, **87**, 242, 1931.
77. *Zeis E. G.*, *Chayes F.*, Pseudoleucites in Tinguaita from Bearpaw Mountains, *J. Petrol.*, **1**, 86—98, 1960.
78. *Cole J. W.*, The Gariboldi Volcanic Complex, *Proc. Geol. Soc.*, 1647, 1968.
79. *King B. C.*, Volcanicity and rift tectonics in East Africa, in *African Magmatism and Tectonics*, ed. *Clifford T. N.*, *Gass J. G.*, 263—283, 1970.

80. *Williams L. A. J.*, Petrology of volcanic rocks associated with the Rift System in Kenya, Rep. UMC/UNESCO, Seminar on the E. African Rift System, Nairobi, 33, 1965.
81. *Chayes F.*, Relative abundance of intermediate members of the basalt-trachyte association, *J. Geophys. Res.*, 68, 1519—1534, 1963.
82. *Ellis S. E.*, *Min. Mag.*, 28, 447, 1948.
83. *Nockolds S. R.*, The contaminated tonalites of Loch Awe, *Quart. J. Geol. Soc.*, 90, 302, 1934.
84. *Gardiner C. I., Reynolds S. H.*, The Loch Dee complex, *Quart. J. Geol. Soc.*, 88, 1, 1932.
85. *Wells A. K., Bishop A. Clive*, An appinitic facies associated with certain granites in Jersey, Channel Islands, *Quart. J. Geol. Soc.*, 111, 143, 1955.
86. *Mercy E. L. P.* on the Appinite suite, in *Geology of Scotland*, ed. *Craig G. Y.*, 1965.
87. *Du Toit A. L.*, Plumosite... from Natal, *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 21, 53, 1918.
88. *Adams, Barlow*, Geology of the Haliburton — Bancroft area, Ontario, *Geol. Surv. Canada Mem.*, № 6, 315, 1910.
89. *Wells A. K.*, Geology of Rhobell Fawr, *Quart. J. Geol. Soc.*, 81, 463, 1925.
90. *Matley C. A.*, The Harlech Dome..., *Quart. J. Geol. Soc.*, 102, 23, 1946.
91. *Phillips W. J.*, The minor intrusive suite associated with the Criffell — Dalbeattie Granodiorite Complex, *Proc. Geol. Assoc.*, 67, 103, 1956.
92. *Chayes F.*, The chemical composition of Cenozoic andesite, *Proc. Andesite Conf.*, State of Oregon Dept. of Geology and Mineral Industries, Bull., 65, 1—11, 1969.
93. *Pichler H., Zeil W.*, Andesites of the Chilean Andes, *Proc. Andesite Conf.*, 165—174, 1969.
94. *Harker A.*, Tertiary igneous rocks of Skye, *Mem. Geol. Surv.*, 264, 1904.
95. *Macdonald G. A.*, Dissimilarity between Continental and Oceanic rock types, *J. Petrol.*, 1, 172, 1960.
96. *Carmichael I. S. E.*, The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Iceland, *J. Petrol.*, 5, 435—460, 1964.
97. *Kuno H.*, Lateral variation of basalt magma-type across continental margins and island arcs, *Bull. Volc.*, 29, 195—222, 1966.
98. *Dickinson W. R.*, Relations of andesite volcanic chains and granitic batholithic belts to the deep structures of orogenic arcs, *Proc. Geol. Soc., Lond.*, 1662, 27—30, 1970.
99. *McBirney A. R.*, Compositional variations in Cenozoic Calc-Alkaline Suites of Central America, *Proc. Andesite Conf.*, 185—189, 1969.
100. *McBirney A. R.*, Andesites of North and Central America, *Proc. Geol. Soc., Lond.*, 1662, 30—35, 1970.
101. *Larsen E. S.*, *Amer. Min.*, 21, 679—701, 1936; 22, 889—905, 1937; 23, 227—257, 1938.
102. *McBirney A. R.*, Andesitic and rhyolitic volcanism of orogenic belts, in the Earth's Crust and Upper Mantle, ed. *Hart P. J.*, *Am. Geophys. Union*, 501, 1969.
103. *Osborn E. F.*, Experimental aspects of calc-alkaline differentiation, *Proc. Andesite Conf.*, 33—42, 1969.
104. *Tilley C. E.*, Some aspects of magmatic evolution, *Quart. J. Geol. Soc.*, 106, 37—61, 1950.
105. *Gorshkov G. S.*, Geophysics and petrochemistry of andesitic volcanism of the circum-Pacific belts, *Proc. Andesite Conf.*, 91, 1969.
106. *Green D. H., Ringwood A. E.*, High pressure experimental studies on the origin of andesites, *Proc. Andesite Conf.*, 21—32, 1969.
107. *Yoder H. S.*, Calcalkalic andesites; experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics, *Proc. Andesite Conf.*, 77—89, 1969.

108. *Bowen N. L.*, The behaviour of inclusions in igneous rocks, *J. Geol.*, **30**, 513, 1922.
109. *Wager L. R., et al.*, Marscoite and related rocks of the Western Red Hills Complex, Isle of Skye, *Phil. Trans. Roy. Soc., Lond. (A)*, **257**, 273—307, 1965.
110. *Le Bas M. J.*, The term eucrite, *Geol. Mag.*, **96**, 497—502, 1959.
111. *Schaller W. T.*, Mineralogical Notes, series 1, *Bull. U. S. Geol. Surv.*, № 490, 58, 1911.
112. *Tröger E.*, Quantitative Daten einiger magmatischer Gesteine, *Tsch. Mh. Petr. Mitt.*, **46**, 167, 1934.
113. *Stewart F. H.*, The gabbroic complex of Belhelvie, Aberdeenshire, *Quart. J. Geol. Soc.*, **102**, 465, 1947.
114. *Roach R. A.*, The layered structure of the St. Peter Port gabbro, Guernsey, Channel Isles, *J. Geol. Soc.*, **127**, 295, 1971.
115. *Walker W. F.*, Ophitic texture and basaltic crystallization, *J. Geol.*, **65**, 1—14, 1957.
116. *Wiseman J. D. H.*, The Central and South-West Highland Epidiorites. A study in Progressive Metamorphism, *Quart. J. Geol. Soc.*, **90**, 354, 1934.
117. *Cf. Tidmarsh W. G.*, The Permian lavas of Devon, *Quart. J. Geol. Soc.*, **88**, 741, 1932.
118. *Tilley C. E., Muir I. D.*, Tholeiite and tholeiitic series, *Geol. Mag.*, **104**, 337—343, 1967.
119. *Yoder H. S., Tilley C. E.*, Origin of basaltic magmas, an experimental study of natural and synthetic rock systems, *J. Petrol.*, **3**, 342—532, 1962.
120. *Kuno H.*, High-alumina basalts, *J. Petrol.*, **1**, 121—145, 1960.
121. *Bailey E. B.*, and others, The Tertiary and Post-Tertiary geology of Mull, *Mem. Geol. Surv. Scotland*, 1924.
122. *Wells M. K., Wells A. K.*, Magma-types and their Nomenclature, *Geol. Mag.*, **85**, 349—357, 1948.
123. *Kennedy W. Q.*, Trends of differentiation in basaltic Magmas, *Amer. J. Sci.*, **25**, 239—256, 1933.
124. *Kennedy W. Q., Anderson E. M.*, Crustal layers and the origin of magmas, *Bull. Vols.*, Series II, **11**, 24, 1938.
125. *Vincent E. A.*, The chemical composition and physical properties of the Kap Daussey tholeiite dyke, East Greenland, *Min. Mag.*, **29**, 46—52, 1950.
126. *Washington H. S.*, Deccan traps and other plateau basalts, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **33**, 765, 1922.
127. *Holmes A., Harwood H. F.*, The tholeiite dykes of Northern England, *Min. Mag.*, **22**, 1—52, 1929.
128. *Walker W. F., Poldervaart A.*, Karroo dolerites of the Union of South Africa, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **60**, 591—706, 1949.
129. Hawaiian petrographic province, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **60**, 1541—1596, 1949.
130. Composition and origin of Hawaiian lavas, in *Studies in Volcanology*, *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **116**, 477—522, 1968.
131. *Macdonald G. A., Katsura T.*, Chemical composition of Hawaiian lavas, *J. Petrol.*, **5**, 82—133, 1964.
132. *Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G.*, Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **76**, 719—734, 1965.
133. *Ringwood A. E.*, Composition and evolution of the upper mantle, in *The Earth's Crust and Upper Mantle*, ed. *Hart P. G.*, *Amer. Geophys. Union, Monogr.*, **13**, 1—17, 1969.
134. *Green D. H., Ringwood A. E.*, The origin of basalt magmas, *Amer. Geophys. Union Monogr.*, **13**, 489—494, 1969.
135. *O'Hara M. J.*, Primary magmas and the origin of basalt, *Scot. J. Geol.*, **1**, 19—40, 1965.
136. *Wells A. K.*, The problem of the spilites, *Geol. Mag.*, **60**, 63, 1923.
137. *Sundius N.*, On the spilitic rocks, *Geol. Mag.*, **67**, 1, 1930.

138. *Vuagnat M.*, Sur quelques diabases suisses: contribution a l'étude du problème des spilites et des pillow lavas, *Bull. Suisse Min. Petr.*, **26**, 155, 1946.
139. *Bailey E. B., McCallien W. J.*, Some aspects of the Steinmann Trinity, mainly chemical, *Quart. J. Geol. Soc.*, **116**, 365—395, 1960.
140. *Dewey H., Flett J.*, Some British pillow-lavas..., *Geol. Mag.*, **8**, 202—209, 241—248, 1911.
141. *Greenly E.*, *Memoir on Anglesey*, **1**, 54, 71, 1919.
142. *Eskola P., Vuoristo U., Rankama K.*, An experimental illustration of the spilite reaction, *Comptes rendus Soc. Géol., Finlande*, N 9, 1, 1935.
143. *Amstutz G. C.*, Spilites and spilitic rocks, in *Basaltes*, **2**, *Hess H. H., Pol-dervoort A.*, eds, 737—753, 1968.
144. *Hill J. B., Kynaston H.*, On kentallenite and its relation to other rocks, *Quart. J. Geol. Soc.*, **56**, 531, 1900.
145. *Washington H. S.*, The petrographical province of Essex County, Mass., *J. Geol.*, **7**, 53, 1899.
146. *Scott A.*, The Crawfordjohn essexite and associated rocks, *Geol. Mag.*, **12**, 458, 1915.
147. *Tyrrell G. W.*, Classification and age of the analcite-bearing rocks of Scotland, *Geol. Mag.*, **60**, 249—260, 1923.
148. *Walker F.*, Notes on the Scottish and Moravian teschenites, *Geol. Mag.*, **60**, 242—249, 1923.
149. *Campbell R., Stenhouse A. G.*, *Trans. Geol. Soc. Edin.*, **9**, 121, 1907.
150. *Cf. Walker F.*, The term "crinanite", *Geol. Mag.*, **71**, 122, 1934.
151. *Washington H. S.*, Italite, a new leucite rock, *Amer. J. Sci.*, **1**, 33, 1920.
152. *Wade A., Prider R. T.*, The leucite-bearing rocks of the West Kimberley Area, Western Australia, *Quart. J. Geol. Soc.*, **96**, 39, 1940.
153. *Cross W.*, The igneous rocks of the Leucite Hills, etc., *Amer. J. Sci.*, **4**, 126, 134, 139, 1898.
154. *Holmes A.*, A suite of volcanic rocks from S. W. Uganda, *Min. Mag.*, **26**, 197, 1942.
155. *Holmes A., Combe A. D.*, The kalsilite-bearing lavas of... S. W. Uganda, *Trans. Roy. Soc. Edin.*, **61**, 359—379, 1945.
156. *Sahama T. G.*, Kalsilite in the lavas of Mt Nyiragongo, Belgian Congo, *J. Petrol.*, **1**, 146, 1960.
157. *Bowen N. L.*, Genetic features of alnöitic rocks at Isle Cadieux, Quebec, *Amer. J. Sci.*, **3**, 1, 1922.
158. *Tomkeieff S. I.*, The volcanic complex of Calton Hill, Derbyshire, *Quart. J. Geol. Soc.*, **84**, 715, 1928.
159. *Von Eckermann H.*, The alkaline district of Alno Island, Sver. geol. undersök., N 36, 176, 1948.
160. *Saether E.*, The alkaline rock province of the Fen Area in Southern Norway, *Kong. Norske Vidensk. Skr.*, N 1, 1957.
161. *King B. C.*, The Napak area of Southern Karamoja, Uganda: a study of a dissected late Tertiary volcano, *Geol. Surv. Uganda, Mem.* 5, 1949.
162. *Tilley C. E.*, Problems of alkali rock genesis, *Quart. J. Geol. Soc.*, **108**, 323, 1958.
163. *Gummer W. K., Burr S. V.*, Nephelinitized paragneisses in the Bancroft Area, Ontario, *J. Geol.*, **54**, 137—168, 1946.
164. *Campbell Smith W.*, A review of some problems of African carbonatites, *Quart. J. Geol. Soc.*, **112**, 189—220, 1956.
165. *King B. C., Sutherland D. S.*, Alkaline rocks of eastern and southern Africa, *Sci. Prog.*, **48**, Pt. I, 300—321, Pt. II, 504—524, 1960.
166. Carbonatites, ed. *Tuttle O. S., Gittings J.*, 1966.
167. *Deans T.*, World distribution of carbonatites in relation to volcanism, *Proc. Geol. Soc.*, **1647**, 59, 1968.
168. *Wyllie P. J., Tuttle O. F.*, The system $\text{CaO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ and the origin of carbonatites, *J. Petrol.*, **1**, 1—46, 1960.

169. Dawson J. B., Sodium carbonate lavas from Oldoinyo L'Engai, Tanganyika, Nature, Lond., 195, 1075—1076, 1962.
170. Dawson J. B., Volcanic activity of Oldoinyo L'Engai, Tanzania, 1966, Proc. Geol. Soc., 1644, 268, 1968.
171. Flett J. S., Trans. Roy. Soc. Edin., 29, 387, 1900.
172. Boulton W. S., On a monchiquite intrusion in the Old Red Sandstone of Monmouthshire, Quart. J. Geol. Soc., 67, 460, 1911.
173. Smith H. G., New lamprophyres and monchiquites from Jerse, Quart. J. Geol. Soc., 92, 365, 1936.
174. Phillips W. J., The minor intrusive suite associated with the Criffell-Dalbeattie Granodiorite Complex, Proc. Geol. Assoc., 67, 103, 1956.
175. Reynolds D. L., The eastern end of the Newry Complex, Quart. J. Geol. Soc., 90, 585, 1934.
176. Hess H. H., The Stillwater igneous complex, Montana, Geol. Soc. Amer., Mem. 80, 62, 1960.
177. Bowen N. L., Tuttle O. F., The system $MgO - SiO_2 - H_2O$, Amer. J. Sci., 29, 157—217, 1935.
178. Shand S. J., Phase petrology of the Cortlandite Complex, Bull. Geol. Soc. Amer., 53, 409, 1942.
179. Dawson J. B., A review of the geology of kimberlites in Ultramafic and Related Rocks, ed. Wyllie P. J., 241—278, 1967.
180. Walker F., Geology of the Shiant Isles, Quart. J. Geol. Soc., 86, 355, 1930.
181. Kennedy G. C., Equilibrium between volatiles and iron-oxides in igneous rocks, Amer. J. Sci., 246, 529, 1948.
182. Hess H. H., Serpentinites, orogeny and epirogeny, in Crust of Earth Symposium, Geol. Soc. Amer. Special Paper, 62, 1955.
183. Bowen N. L., Tuttle O. F., The system $MgO - SiO_2 - H_2O$, Bull. Geol. Soc. Amer., 60, 439—460, 1949.
184. Yoder H. S., Synthetic basalt, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., Carnegie Inst., Washington, 106—107, 1953—1954.
185. Wells M. K., Baker C. O., The anorthosites in the Colony Complex near Freetown, Sierra Leone, Col. Geol. Min. Res., 6, N 2, 137—158, 1956.
186. Balk R., Structural survey of the Adirondack anorthosite, J. Geol., 38, 289—302, 1930.
187. Buddington A. F., Adirondack igneous rocks and their Metamorphism, Geol. Soc. Amer. Mem., 7, 1939.
188. Harker A., Tertiary igneous rocks of Skye, Mem. Geol. Surv., 1904.
189. Hall A. L., The Bushveld igneous complex of the Central Transvaal, Geol. Surv. S. Africa, Mem. 28, 560, 1932.
190. Wager L. R., Layered Intrusions, Medd. Dansk. Geol. Foren., 12, 335—349, 1953.
191. Wager L. R., et al., Types of igneous cumulates, J. Petrol., 1, 73—85, 1960.
192. Wager L. R., Deer W. A., Geological in East Greenland, III. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland, Medd. om Grønland, 105, N 4, 209, 1939.
193. Cf. Wager L. R., Differing powers of crystal nucleation as a factor producing diversity in layered igneous intrusions, Geol. Mag., 96, 75—80, 1959.
194. Pirsson, Amer. J. Sci., 40, 193, 1915.
195. Hughes C. J., The Southern Mountains igneous complex, Rhum, Quart. J. Geol. Soc., 116, 111, 1960.
196. Reynolds D. L., Fluidization as a geological process..., Amer. J. Sci., 252, 577, 1954.
197. Hughes C. J., 120, 1960.
198. Walker G. P. L., Croasdale R., Two Plinian-type eruptions in the Azores, J. Geol. Soc., 127, 17—55, 1971.
199. Smith R. L., Bailey R. A., The Bandelier Tuff, a study of ash-flow eruption cycles from zoned magma chambers, Bull. Volc., 29, 83—104, 1966.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Авгит 14, 33, 38, 42, 45, 46
 Автобрекчирование 491
 Агат 105
 Агломераты 488, 489
 Адамеллиты 223—249, 255
 — структура 234—237
 Аддиолы 417
 Адкумулаты 487
 Адуляр 71, 74
 Акерманит 99
 Аккумулятивные породы 338
 Аккумуляция кристаллов 380, 482, 483
 Акмит 39
 Актинодит 49, 50
 Алланит см. Ортит
 Альбит 67, 69, 75, 77
 — высокий 86
 — низкий 86
 Альбитизация 194
 Альбиты 221, 297, 300
 — кварцевые 297
 Алюмандин 119
 Альнеит 436, 451, 453, 455
 Аляскит 224
 Амазонит 74
 Аметист 134
 Амигдалонды (мндалины) 157, 158, 193
 Амфиболиты 222
 — фракционное плавление 356
 Амфиболы 47—58
 — бурые 57, 58
 — диагностика 51
 — кальциевые 50
 — классификация 49
 — кристаллизация 53, 54
 — магнетально железистые 49, 50
 — моноклинные 50, 51
 — химический состав 47—49
 — щелочные 50
 Анальцим 97, 98
 — диагностика 98
 — кристаллографические особенности 97
 — оптические свойства 97
 — парагенезис 98
 — химический состав 97
 Анальцимизация 194
 Анятаз 114, 115
 Анатексит 282
 Андалузит 123—125
 Андезинит 334, 339
 Андезит роговообманково авгитовый 346
 — энстатитовый 347
 Андезиты 138, 140, 143, 146, 155, 213, 216,
 218, 222, 333, 343—356
 — генезис 349—356
 — кварцевые 344, 348
 — распространение 349—356
 — химический состав 349
 Андрадит 119
 Анкармант 400
 Анкерит 131
 Анкомпагрит 437
 Анортит 77
 — кристаллизация 181
 Анортозиты 368, 369, 469, 471, 475—481
 — генезис 477—480
 Антигорит 30, 133, 134
 Антипертиты 77, 87, 190
 Аутофилит 48—50
 Апатит 106, 117, 118, 446
 Аплиты 244
 Аппинит 338
 Арфведсонит 50, 56
 — оптические свойства 55
 — парагенезис 55
 — химический состав 54
 Ассимиляция 359—361, 381
 Атомная структура минералов, общие све-
 дення 21—23
 Базальт варнолитовый 392
 — меллититовый 429, 436
 — оливинный 389
 — толеитовый 393
 Базальтическая роговая обманка 50, 57
 — — — парагенезис 55
 — — — химический состав 56
 Базальты 14, 15, 138, 140, 143, 145, 153, 155,
 213, 217, 220, 388—414
 — высокоглиноземистые 400
 — генезис 401—408
 — классификация 393—401
 — мндалекаменные 157
 — минеральный состав 368
 — недосыщенные 394
 — пересыщенные 394
 — покровные 140, 152, 394, 402
 — распространение 401—408
 — структура 391—393
 — фельдшпатондные 398
 — щелочные 145, 395—398
 Базанит анальцимовый 427, 438, 439
 — лейцитовый 427, 430
 Базаниты 329, 427, 434
 Баркевник 50, 55, 57
 Бастит 134
 Батолиты 160, 172—174
 Бенморит 329, 425
 Берилл 118, 238, 239
 Бютит 62, 65, 66
 Бисмалиты 169
 Битовнит 340
 Бойнт 382
 Бороланит 301, 302
 Бостонит 315
 Боулинит 30, 135
 Брекчи вулканические 488
 — эксплозивные 489
 Бронзит 44
 Бронзитит 457, 468
 Брукит 114, 115

Вариационные диаграммы 202, 203
 Витамин 129
 Витроклосты 488
 Вогезит 451, 453, 455
 Волластонит 31
 Вульзинит 425

Габбро 213, 217, 307, 367—371
 — гинерстеновое 368
 — минеральный состав 371—373
 — оливниное 369, 370, 374, 375
 — орбнкулярное 373
 — полосчатое 480
 — структуры 373—376
 — троктолитное 370, 481
 Габбро норит 371
 Гавайит 145, 217, 329, 350, 425
 Гастингсит 50
 Гаюн 95—97
 Гарцбургит см Перидотит бронзовый
 Геденбергит 33, 40
 Гейландит 128
 Геленит 99
 Геллефлит 491, 492
 Геологические термометры 179, 242, 288
 Гналосерит 25
 Гналофан 69
 Гибридизм 361, 362
 Гидротермальные процессы 178, 179, 193
 Гиперстен, оптические свойства 33, 35, 46
 Гиперстенит 221, 457
 — авгитовый 458
 — диаллагитовый 458
 Глаукофан 51, 58
 Гленмурит 422
 Глиммериты см Слюдиты
 Гнейсы диффузные 291
 — нильеционные 291
 Горнблендиты 221, 234, 338, 456
 Гортонолит 25, 28
 Гортонолитит см Оливинит
 Гранаты 106, 119, 120
 Гранит мнролитовый 237
 — орбнкулярный 234, 235
 — рибекитоло эгирниновы 230
 — рибекитовый 231
 — роговообманково биотитовый 233
 — эгирниновы 230
 Гранит анлиты 237, 242, 243, 252
 Гранитизация 282, 283, 285, 290—293
 Гранитоиды 147, 255
 — генезис 144, 281
 Гранит порфиры 250
 Граниты 143, 217, 222, 224—249, 255
 — биотитовые 229
 — графические 239, 241
 — докектонические 283
 — калневые 230
 — посттектонические 284
 — синтектонические 283
 — структура 234—237
 — щелочные 223—231, 255, 285
 Гранодюриты 216, 223—249
 Гранофир афировый 253
 Гранофиры 250, 252, 255
 Грейзен топазово-кварцевый 122, 244
 Грейзенизация 244, 245
 Грорудит 250
 Гроссулар 119
 Грюнерит 48, 49

Давенит 338
 Дайки 160—162
 — кольцевые 172

многократные 161, 162
 — радиальные 161
 — сложные 161, 162
 Дафинит 134
 Дайиты 145, 223, 257, 262—263
 Девитрификация 275—278
 Дейтерические наименования 245
 Десилификация 439—443
 Диаллагит 46
 Диаллагит 457
 Диопсид 33, 181
 Диопсид авгит 40
 Диопсид геденбергит 40
 Диорит андезитовый 334
 — кварцево слюдитый 232, 336
 — кварцевый 221
 — олигоклазовый 334
 Диориты 146, 213, 216—218, 293, 333—340
 — генезис 357, 358
 — классификация 334
 — распространение 357, 358
 — химический состав 343
 Дитронит 306
 Долериты см Микрогаббро
 Доломит 131
 Дунганонит 339
 Дунит 369
 Дуниты вторичные 459, 474

Жадит 39, 67
 Железородные минералы 107—111
 — породы 468, 471

Игнимбриты 270—275
 Иддингсит 30, 135
 Известково щелочные породы 145
 Изюлит аналцитный 309
 Изюлиты 218, 301, 308, 310
 Ильменит 107, 108, 110, 468, 469
 Ильменомангнетит 110
 Интрузивы 159—177
 Интрузия абиссальные см Интрузивы глущинные
 — воронкообразные 166, 167, 172
 — гипабиссальные 159
 — глубинные 159
 — кольцевые 167—172
 — крупные 159
 — малые 159
 Интрузивные комплексы 283
 Исландит 351
 Италит 302, 431
 Ихор 290, 291

Калмафит см Мафурит, Катунгит
 Кальдеры 169
 — обрушения 280
 — проседания 169, 281, 285
 Кальснит 67, 92, 93
 Кальцит 131
 Камптонит 55, 451—453, 455
 Канкринит 94, 95
 Каолинизация 247—249
 Каолинит 247
 Карбонаты 440, 444—448
 Карбонаты 131, 132
 Касситерит 238, 247
 Катофорит 50
 — оптические свойства 57
 — парагенезис 56
 — химический состав 57
 Катунгит 429, 433, 436
 Кварц 100
 — высокотемпературный 100—103
 — газово жидкие включения 103

- Кварц двойникование 100, 101
 — инверсия 101, 102
 — низкотемпературный 100—102
 Кварцсодержащие породы, классификация 212—216
 Кенит 322
 Кениталленит 418—420
 Кератофиты 318
 — кварцевые 261, 262
 Керсантит 451, 453, 455
 — авгитовый 451
 Керсутит 50, 55—57
 Кимберлиты 462, 463
 Кислые вулканические породы, генезис 278—281
 — — — распространение 278—281
 — лавы, структурные особенности 263—270
 — породы 193, 208, 209, 215, 222—281
 Кдвеландит 75, 76
 Клинкштейн см. Фоволит
 Клинхлор 135
 Клинцоцит 128, 129
 Конвекционное обрушение 483
 Конические слои 161, 170
 Корднерит 123—126
 Корсит 373
 Корунд 123, 124, 340
 Косцит 56, 57
 Котектическая линия 185, 188, 189
 — смесь 239
 Кремнезем скрытокристаллический 105
 Крианит 420, 423
 Криптопериты 87, 93
 Кристаллизация магмы 177—197
 — — адкумулятивная 487
 — — дейтерические явления 192—197
 — — негматитовая стадия 178, 179, 193
 — — собственно магматическая стадия 178—193, 195
 — фракционная 204, 332
 Кристаллокласты 488
 Кристобалит 100, 104, 105
 Куммингтонит 48, 49
 Кумулаты 482, 483
 Купферит 48, 49
- Лабрадор 77**
 Лабрадорит 340
 Лава, определение 14
 Лавы 16
 — флюковые 153
 — канатные 155
 — подушечные (шаровые) 155, 156
 Лакколиты 165
 Лампроболит см. Базальтическая роговая обманка
 Лампрофиты 448—455
 — слюдяные 242
 — химический состав 453
 Ларвикит 298—300, 363, 365
 Латит-андезит 350, 365
 Латиты 257, 362, 365, 366
 — генезис 366, 367
 — распространение 366, 367
 Лаурвикит см. Ларвикит
 Лаурдалит 300
 Лейкобазальт 218
 Лейкогаббро 368, 476, 481
 Лейкогранит 227
 — щелочной 226
 Лейкоднорит андезитовый 334
 — олигоклазовый 334
 Лейкопхилит 218, 308
 Лейкопорит 368, 369, 467, 476
 Лейкотроколит 476
- Леймафит см. Лейцитит, Угандит
 Лейкоксен 109
 Лейцит 89—92
 — атомная структура 89
 — двойникование 89, 90
 — кристаллографические особенности 89
 — парагенезис 92
 — химический состав 67, 89
 Лейцитит флогопитовый 433
 Лейцититы 429—432
 Лейцитифир нефелиновый 326
 — нозеановый 320, 325
 — флогопитовый 325
 Лейцитифиры 319—321, 324, 326
 Лепидолит 64
 Лепидомелан 65
 Ленардит 133
 Липариты см. Риолиты
 Литокласты 488
 Литофизы 268, 275
 Литфильдит 301, 305
 Лополиты 165, 166, 172
 — стратифицированные 457
 Лугарит 420, 424
 Луксулланит 245, 246, 249
 Луный камень 77, 87
- Магма 144**
 — андезитовая 152
 — базальтовая 152, 157, 354
 — — генезис 147, 408—414
 — — центральная беспорфировая 401
 — — — порфировая 401
 — генезис 147—151
 — дифференциация 145, 146, 278, 281, 353, 380
 — долеритовая 252
 — летучие компоненты 178, 192, 193, 243
 — определение 13
 — платобазальтовая 401
 — примитивная 408
 — риолитовая 153
 — химический состав 177
 — фракционная кристаллизация 278, 354
 Магматическая трещиноватость 175—177
 Магматические породы, классификация 200—202
 — — лейкократовые 217
 — — мезотипные 217
 — — меланократовые 217
 — — номенклатура 200, 220—222
 — — определение 13
 — — распространение 138—145
 — — условия залегания 151—177
 — — химический состав 202—208
- Магнезиально-железистые минералы см.
 Мафические минералы
 Магнезит 131
 Магнетит 106—108, 468, 469
 Мадунит 432
 Макропериты 87
 Малиньит 300—304, 423
 Малхит 451
 Марнуполит 301, 305
 Маркфильдит 341
 Мафические минералы 19—67, 217, 218
 Мафурит 429, 433
 Мелагаббро 368, 481
 Меладнориты 334, 337, 338
 Меланйолит 218, 308
 Меланорит 368, 369, 466
 Меласенииты 300, 302
 Меласферусит оливинный 303
 Мельлит 98—100
 Мелилитит 429
 Мелмафит 436
 Мельтейит 301, 308, 310, 429

- Метаморфизм термальный 16
 Метасоматические процессы 14, 193
 Мigmatизация 17
 Мigmatиты 17, 283, 285, 290, 291
 Микроадамеллиты 223, 249—256
 Микроагббро 15, 254, 383—388
 — кварцевое 384
 — минеральный состав 383—385
 — оливниное 384
 — структура 385—388
 Микрогранит рибекит-акмитовый 256
 — рибекитовый 250, 256
 — эгириновый 250
 Микрограниты 249, 250
 — афировые 252—256
 — порфиновые 235, 250—252
 — щелочные 223, 255
 Микрогранодiorиты 223, 240—256
 — порфиновые 250—252
 Микродиориты 333, 340—343
 — афировые 340
 — порфиновые 340—342
 Микронолит 313
 Микрокенталдинит 424
 Микроклин 82, 84, 85
 — двойникование 74, 85
 — кристаллографические особенности 71, 74
 — оптические свойства 74
 — парагенезис 74
 Микроларвинит 312, 314
 Микромонциты 362, 365
 Микронорит кварцевый 384
 — оливниновы 384
 Микронориты 364, 385
 Микропертиты 87, 93
 Микропиклитовые выделения 255
 Микросениты 310—314
 — афировые 311
 — калиевые 311, 312
 — натровые 312—314
 Микротешенит 424
 Микротриалит 341
 Микрофойит 312
 Минерит 55, 385
 Минералы акцессорные 19, 105—126
 — — контаминационные 123—126
 — — свойства 20
 — вторичные 20, 105, 126, 135
 — второстепенные 19
 — гидатогенные 178
 — главные 19, 20
 — кремнезема 100—105
 — пневматолитические 120—123
 — пироокисные 178
 Минетта 451, 453, 455
 — авгитовая 451
 Мирмекит 197, 226
 Миссурит 301, 303
 Монмунит 301, 305, 306
 Мономинеральные породы, генезис 486, 487
 Монзонит кварцевый 224, 363, 366
 — оливниновы 363
 Монзониты 214, 216, 293, 362—367
 — генезис 366, 367
 — распространение 366, 367
 Мончикит 451—455
 Мужднерит 145, 217, 330, 350, 425
 Мусковит 62—64
 Наполеонит см. Корсит
 Натролит 128
 Невадит 270
 Некки 153
 Немафит см. Нефелинит
 Нефелин, диагностика 93, 94
 Нефелин оптические свойства 94
 — парагенезис 94
 — химический состав 67, 92
 Нефелинизация 443
 Нефелиниты 222, 329, 429, 434, 435
 Позеан 95, 96
 Нордмаркиты 297, 298, 300
 Норит авгитовый 368
 — оливниновы 221, 369, 370
 — орбикулярный 373
 — троктолитовый 370
 Нориты 368—371, 369
 Нормативный состав пород 204, 205, 211
 Обсидианы 254, 264
 — девитрификация 276
 — сферолитовые 265
 Обыкновенная роговая обманка 50, 56
 — — атомная структура 53
 — — парагенезис 54
 — — химический состав 53
 Окаит 437
 Океанит см. Пикрит-базальт
 Оливинит 456—460, 481, 486, 487
 Оливины 14, 29
 — атомная структура 23, 24
 — зональность 26
 — кристаллизация 26, 184
 — оптические свойства 27, 29
 — химический состав 26—28
 Олигоклазит 334, 339
 Омфацит 39
 Опал 30
 Ортит 128—130
 Ортоагббро 368, 370
 Ортоклаз 82, 84, 85
 — двойникование 72, 73
 — кристаллографические особенности 71, 72
 — химический состав 67, 68
 Ортонорит 368, 370
 Основные породы 215—217
 — — генезис 380—383
 — — классификация и номенклатура 367—371
 Отдельность столбчатая 158, 159, 273, 275
 Офиолитовая ассоциация 475
 Палингенез 282
 Пантеллерит 318, 319
 Парагонит 62—64
 Паргасит 50, 54, 55
 Пегматиты 236, 237—244, 252
 — простые 236
 — сложные 238, 240
 Пемаы 264
 Пеннин 30, 134, 135
 Пепел вулканический 274, 489
 Передовая лопка гранитизации 290
 Перидотит авгитовый 458, 462
 — бронзитовый 457, 461
 — гиперстенный 461
 — роговообманковый 462
 — слюдяной 462
 — энстатитовый 461
 Перидотиты 456, 458—464, 473
 — альпинитные 457, 475
 — фракционное плавление 356
 Перовскит 99, 100, 117
 Пертиты 71, 75, 76, 87, 190, 194
 Пертозит 298, 300
 Пижонит 33, 37, 44, 45
 Пикрит гиперстенный 465
 — роговообманковый 465
 — энстатитовый 465
 Пикрит-базальт 399, 400

- Пикриты 456, 464
 Пирит 107, 110, 111
 Пирокластические породы 487—493
 Пироксенит слюдяной 458
 Пироксениты 221, 222, 368, 369, 456—458
 Пироксены 30—47
 — атомная структура 31
 — зональность 43
 — классификация 34
 — кристаллизация 43, 185
 — моноклинные, зональность 43
 — — кристаллизация 44
 — — оптические свойства 41
 — — распад твердых растворов 45, 46
 — ромбические 34—37, 44—47
 — — оптические свойства 35, 36
 — — распространенность 35, 36
 — химический состав 31—34
 Пиролит 403, 411
 Пиромериды см. Рмолиты сферолитовые
 Пирол 119
 Пироклор 446
 Пирротит 107, 111
 Плагноклазы 14, 77—84
 — двойникование 79, 80, 82
 — зональность 80
 — изоморфизм 78
 — кристаллизация 182, 183
 — оптические свойства 78, 79
 — парагенезис 81
 — химический состав 69, 77—79
 Платобазальты см. Базальты покровные
 Плутоны глубоких уровней 172—177
 — — внутренние структуры 174—177
 Плюмазк 339
 Пневматолитовые процессы 178, 179, 243—249
 Полевые шпаты 67—89
 — атомная структура 67—69
 — диагностика 81—84
 — калиевые 71
 — — каликатровые 76, 77
 — — натровые 75, 76
 — общие свойства 71
 — оптические свойства 82—84
 — стабильность 84—89
 — химический состав 68—70
 — — целочисные 71—77
 Полиморфные превращения 185
 Полосчатость магматическая 484
 — течения 169, 175, 275
 Правдо Нерста 182
 Псевдолейцит 91
 Пуласкит 298
 Пьемонтит 128, 129

 Рапакви 235
 Расслоенность магматическая 166, 167, 456
 — 480—486
 — — ритмическая 481
 — — скрытая 484, 485
 — — фазовая 485, 486
 Реакционный принцип Боуэна 190, 191
 Рентген-периты 87, 93
 Рибекит 51, 58
 Риодациты см. Тосканиты
 Рмолит рибекитовый 260, 261
 — эгиринитовый 261
 Рмолиты 138, 140, 143, 145, 220, 250, 254,
 257—262
 — сферолитовые 268
 — щелочные 223, 257—262
 Родохрозит 131
 Роколит 231
 Ромб-порфиры 300, 312, 314, 365

 Рубин 123
 Рубиновая шпинель 106
 Рутил 114

 Сагениит 114
 Серидит 82, 84, 85
 — двойникование 73
 — оптические свойства 74
 — парагенезис 73
 Сапфир 123
 Селективное плавление пород 254, 279, 282,
 290, 353, 355
 Серидит 63
 Серпентинизация 473
 Серпентинит бастновитовый 461
 — дуинитовый 473
 Серпентиниты 472—475
 — альпинитовые 474, 475
 Серпентины 30, 132—134
 Сидерит 131
 Снежит анальцимовый 307
 — дрезденский 296, 300
 — корундовый 308
 Снежинды 295, 296, 300—310
 Снежны 214, 216, 220, 222, 293—310
 — кварцевые 294, 295
 — классификация и номенклатура 294—296
 — насыщенные 294—300
 — недосыщенные 294—310
 — нефелиновые 294—310
 — — генезис 439—444
 — — пересыщенные 294—300
 Снегогаббро 418—424
 Снегодориты см. Мопсониты
 Спаянность 194, 196, 443
 Силлы 162—164, 172, 237
 — многократные 163
 — сложенные 163
 Симплектитовые сростки 375, 376, 379, 470
 Снтексия 145, 146, 359, 361
 Слюдиты 465, 466
 Слюды 59—67
 — атомная структура 59, 60
 — общие свойства 60—62
 — оптическая ориентировка 62, 63
 — химический состав 59—62
 Смоляной камень 265, 267, 269
 Содалит 95
 Спессартин 119
 Спессартит 451, 455
 Спессартит афировый см. Малхит
 Спильиты 414—417
 Сподумен 238, 239
 Средние породы 208, 209, 215, 216
 Стильбит 128
 Структура аксиолитовая 277
 — варнолитовая 393
 — венцовая 375
 — гналопильитовая 348
 — гипидноморфная 234
 — графическая 236, 238, 239
 — ксеоморфнозернистая 234, 373
 — микрографическая 252
 — микрофитовая 386
 — орбиккулярная 235
 — ортофирная 311
 — офитовая 15, 373, 374
 — псевдоморфнозернистая 457
 — перлитовая 265, 267
 — пилотакситовая 348
 — письменная см. Структура графическая
 — пойкилитовая 464
 — порфирная 234
 — рапакви 235
 — сферолитовая 268, 275

- Структура субофитовая 385
 — фельзитовая 276
 — флюидальная 484
 Сфен 106, 115—117
 Сцинелит 463, 464
- Тахилит 156, 391, 393
 Твердые растворы 26, 180, 191
 — — распад 185, 186, 227
 Текстура эвтакситовая 273
 Текстуры лав 155—159
 — — течения линейные 174, 175
 — — плоскопараллельные 174, 175
 Тералиты 420, 421, 423, 424, 428
 Тефрит лейцитовый 430
 — нефелиновый 434
 Тефриты 427, 428
 Тешениты 195, 420, 423, 428
 Тингуанит 323
 Титанавгит 38, 43
 Титаномagnetит 107, 110, 470
 Титаномagnetитовые породы 469
 Титанит см. Сфен
 Толенты 140, 394
 Томсонит 127, 128
 Тоналиты 232, 233, 336, 343
 Топаз 122, 238, 244, 248
 Топазфельз см. Грейзен топазово кварцевый
 Тосканиты 223, 257, 262, 263
 Трахиаидезит 221
 Трахибазальты 418, 425—428
 Трахиты 138, 140, 145, 153, 220, 221, 311, 315—332
 — генезис 326—332
 — калиевые 316
 — кварцевые 315, 316
 — лейцитовые 320
 — насыщенные 315—319
 — натровые 316
 — не насыщенные 315, 319—326
 — нефелиновые 320, 321
 — распространение 326—332
 — феолиновые см. Трахиты нефелиновые
 Тремолит 48—50
 Тридимит 100, 104
 Троктолит авгитовый 370
 — базальтовый 370
 — гипертесовый 221
 — иоритовый 370
 Троктолиты 220, 369—371, 377, 380
 Трондземиты 233
 Туиникт 445
 Тулит 129
 Турмалин 120—122, 238
 Турмалинизация 194, 245—247
 Турьянт 437
 Туфы вулканические 488
 — интрузивные 489, 490
 — кристаллокластические 490, 491
- Уваровит 119
 Угандит 429, 430, 433
 Ультрабазиты см. Ультрамафические породы
 Ультрамафические породы 208, 215, 218, 438—440
 Ультраосновные породы см. Ультрамафические породы
 Уртит 361, 308, 310
- Фельзиты 165
 Фельзит 24, 29, 28
- Фельдшпатизация 196, 293
 Фельдшпатонды 89—97
 — химический состав 89
 Фельзиты 276
 — сферолитовые 276
 Фельзитические минералы 23, 67—105
 Фенинизация 95, 442, 446
 Фергусит 301—303
 Ферроавгит 37, 38
 Ферроандезит 351
 Феррогастингсит 50, 54, 55
 Феррогенденбергит 40
 Ферросилит 31—33
 Флогопит 62, 65
 Флюорит 244
 Фойяит 301, 303, 305, 306
 Фонолит лейцитовый 320, 322, 324, 326
 — нозеановый 320, 322
 — содалитовый 322
 Фонолиты 220, 314, 319—321, 326, 327
 Фореленштейн см. Троктолит
 Форстерит 24, 26
 Фронт базификации 292
 — гранитизации 292
 — метасоматоза 291, 292
 Фторалатит 117
 Фугитивные компоненты магмы см. Магма, летучие компоненты
- Халцедон 30, 105
 Хибиинит 308
 Хлоралатит 117
 Хлориты 30, 105, 132—135
 Хлорофенит 135
 Хризолит 25
 Хризотил 30, 133
 Хромавгит 40
 Хромдиопсид 40
 Хромит 106
 Хромитит 106, 457, 466—468, 481
 Хромовая шпинель 106
- Цветные минералы см. Мафические минералы
 Цветовой индекс породы 217, 218, 231
 Цельман 69, 75
 Цеоциты 126—128
 Цинивальдит 62, 64
 Циркон 111—113
- Чарнокиты 228—230
 Чиминит 425, 426
- Шабазит 127
 Шонкинниты 300, 302, 303
 Штоки 174
- Щелочные породы 145, 215, 216
- Эвднадит 113, 307
 Эвкрит 370, 371
 Эвтектические соотношения минералов 181, 195, 239, 254
 Эгирин 39
 Эгирин-авгит 39
 Эгиринит 457
 Эклогиты 149, 409, 471, 472
 — фракционное плавление 356, 412, 472
 Эндербит 228, 230, 337
 Энигматит 56—58
 Экстацит 31—37, 44, 46
 Эпидот 128—131
 Эмеральдит 244
 Эссексит 240—422, 428, 439

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

- Абердин, графство 126, 196, 377, 378
 Адамелло, массив 232
 Адирондак, горы 469, 480
 Азорские острова 139, 326, 327, 493
 Айдахо, штат 140, 272, 274
 Алеутские острова 139
 Алтай, горы 262, 416
 Альберта, провинция 98
 Альёе, остров 95, 171, 436, 438, 440, 443—445, 447, 453
 Альпы, горы 173
 Аляска, полуостров 172
 Англси, графство 156, 415, 416
 Анды, горы 278, 353
 Антрим, графство 127, 157, 159
 Арарат, гора 139
 Аргайлл, графство 415, 419, 423
 Ардара 286, 287
 Арднамерхан, полуостров 124, 167, 169
 Ардс, полуостров 452
 Арекина, департамент 274
 Арканзас, штат 298, 312
 Арран, остров 28, 162, 164, 261, 266, 267, 269, 287
 Асама 347
- Байкал, озеро 93
 Баллахулиш 418
 Бандай, вулкан 139
 Банкрофт 124, 308, 443
 Вафф, графство 125
 Барнавар 113
 Басс-Рокк 322
 Бейкер, вулкан 139
 Белфаст 438
 Белхелви 377, 378
 Бен-Крахан, массив 336
 Бен-Лойял 298
 Бен-Невкс 343
 Береговой хребет 172
 Блади-Форленд, мыс 280
 Богослов, вулкан 139
 Бостон 315
 Брегань, полуостров 285, 290
 Британская Колумбия, провинция 172, 251
 Брукс 321, 323, 324
 Бэрро, горы 90, 91, 300, 324
- Вайоминг, штат 92, 272, 274, 325, 430, 432
 Валлис, горы 272, 280, 493
 Вашингтон 180
 Вашингтон, штат 140
 Везувий, вулкан 14, 92, 427, 430, 490
 Верхнее озеро 165
 Верхняя Савойя, департамент 337
 Виктория, озеро 328
- Вистра 343
 Вишневые горы 314
 Внутренние Гебридские острова 167
 Вознесения остров 139, 326
 Выборг 236
- Гавайи, остров 29, 47, 393, 404, 406
 Гавайские острова 139, 150, 151, 326, 393, 403, 406, 407, 413, 414, 490
 Галапагос, острова 139
 Гарабел-Хилл 233, 234, 337—339, 343, 462
 Гебридские острова 159, 265, 266, 331
 Гекла, вулкан 139, 264
 Генри, горы 165, 365
 Гернси, остров 337, 358, 383
 Гиссарский массив 92
 Гленелг 472
 Гленко 168, 169, 281, 343
 Глен-Орчи 465
 Глен-Файн 233, 234, 337, 462
 Годолфин, массив 240
 Голуэй, массив 336, 343
 Грампианские горы 388
 Гренландия, остров 40, 55, 113, 167, 378, 453, 482, 484
 Гудспрингс 311
- Дай, гора 459
 Дансейпи-Лок, озеро 154
 Дансейпи-Хилл 155
 Дартмур 230, 234, 235
 Дартмурский массив 114, 174, 227, 230, 255
 Дварс-Рнвер 467
 Девон 416, 488
 Девоншир, графство 227, 262
 Декан, плато 140, 396, 400, 402
 Делбитт, массив 341
 Дербшир, графство 28, 439
 Джерси, остров 116, 162, 164, 226, 235, 255, 259, 268, 292, 337, 358, 383, 450, 455
 Джефферсон, вулкан 353
 Джугджурский массив 480
 Дитро 306
 Долбитт 342
 Долгелли 416
 Долина Десяти Тысяч Дымов 139, 274
 Донегол, графство 285, 287
 Дракенфельз 318
 Дрезден 296
 Дунганион 339
- Енисейский край 229
- Западная Австралия, штат 430, 432
 Земля Эндерби 228

Ильменские горы 314
Инциколь, остров 422, 465
Ирландия, остров 113, 118, 162, 237, 292, 455
Исландия, остров 140, 142, 253, 264
Ишим, река 92

Йеллоустонский национальный парк 28, 104, 169, 261, 264, 272, 274, 278, 279, 426

Кавказ, горы 262, 367, 416, 475
Кадеи-Идрис 255
Кадье, остров 436, 437
Калифорния, штат 104, 288, 297, 339, 357, 373
Кальдас де Мончик 454
Камберленд, графство 245
Камеун, вулкан 139
Камчатский полуостров 139, 262, 265, 355
Капо-да Боэ 431
Карибское море 345, 356
Каринтия, земля 343
Кариарвоншир, графство 256
Кауан, остров 406
Карменеллис, массив 245
Каррок Фелл, массив 110, 255
Каскадные горы 353
Катмай, вулкан 139, 274
Катунга, вулкан 433
Катценбукель 304
Квебек, провинция 307, 437
Кейптаун 292
Кейстоун 239
Кения, горы 323
Кенора 373
Кенталлен 419
Кармадек, острова 139
Керсут 55
Килауэа, вулкан 50, 155, 404, 406
Килиманджаро, вулкан 139, 328
Килорей-Бей, 331
Кимберли, плато 92, 430, 432, 461
Клейи-Шпитцкоп 122
Кокчетав 472
Колонсей, остров 331, 465
Колорадо, штат 74, 305, 437
Колтон-Хилл 439
Колумбия, река 139, 402
Кольский полуостров 113, 116, 308, 437, 457
Корнуэлл, графство 243—245, 248, 249, 251, 262, 322, 416, 465, 474
Корсика, остров 373
Корсунь-Шевченковский 236
Кортленд 186
Котакки 297
Котопахи, вулкан 139
Кохада, горы 404
Кракатау, вулкан 139, 274
Красное море 30
Крейтер-Лейк, вулкан 139, 274
Крислох 286
Крофордджон, массив 421, 422
Крымский полуостров 262, 416
Куинстаун 164
Курильские острова 139

Ла-Манш, пролив 227, 337, 358
Ламингтон, вулкан 271
Ланди, остров 118, 123, 237
Ларвик 299
Лассен-Пик, вулкан 139
Дедмор, река 302
Лейцит-Хилс 92, 325, 430, 432
Ленинград 236
Липари, остров 270

Липарские острова 257, 264
Линш 306
Ловозерские Тундры, горы 308
Лодвар-Хилл, гора 435
Лох-Аалш 298
Лох-Бороан 95, 302, 440
Лох-О 336
Лугар 109, 424
Лувяврурт 308

Магнет-Ков 312
Магнет-Хейтс 469
Мадагаскар, остров 220, 228
Мадрас, штат 228, 230
Малинь, река 303
Малл, остров 124, 155, 156, 161, 167, 318, 400—402, 407
Марианские острова 139
Маркфилд 341
Мартиника, остров 270
Массачусетс, штат 315, 420
Мауна-Кеа, вулкан 404
Мауна-Лоа, вулкан 139, 150, 152, 153, 404
Маунтсоррел, массив 230, 233
Маунт-Холмс 169
Маурн, горы 118, 123, 237
Мейссен 331, 367
Менхеннот 414
Меррапи, вулкан 139
Мерионетшир, графство 255, 392
Милл-Дирг, массив 250, 254
Минас-Жерайс, штат 121
Миннесота, штат 37, 165
Монмут 306
Монмутшир, графство 455
Мон-Пеле, вулкан 139, 270
Монреаль 436
Монтана, штат 44, 90, 165, 300, 302, 423
Монте-Сомма 427, 458
Монте-Тональ 336

Найроби 328
Налак 328
Натрон, озеро 328
Неаполь 317, 318
Нева, река 236
Невада, штат 311
Новая Британия, остров 139
Новые Гебриды, острова 139
Новый Южный Уэльс, штат 415, 473
Нойдорфаль 309
Ньярагонго, вулкан 139, 434
Нью-Гэмпшир, штат 166, 168, 451
Нью-Йорк, штат 166, 385, 462
Нью-Мексико, штат 272, 280

Овернь, историческая область 346, 364, 368
Оденвальд, массив 304
Озерный округ 255, 491
Олд-Дамбартон 157
Ол-Донно-Ленган, вулкан 139, 328, 447
Олливел 378
Онежское озеро 236
Онтарио, провинция 111, 124, 165, 303, 306, 308, 339, 373, 443
Орегон, штат 140, 272, 394, 402
Оркнейские острова 455
Осло 280, 297, 322
Оссини, горы 168
Оттава 436

Ладстоу 416
 Лайкс-Пик, гора 305
 Ладабора 440
 Ламбакский хребет 312, 427
 Памир, горы 427
 Пантаеллерия, остров 318
 Парана, река 140
 Парикутин, вулкан 139
 Пасхи, остров 139
 Пенмайнмаур 341
 Пентайр, мыс 416
 Пентленд Хилс 358
 Пиджен-Пойнт 37
 Пикскилл 166
 Пиансберг 303, 305, 314
 Питерсбург 123
 Питерхед 292
 Плауэн 296
 Плимут 414, 465
 Плумас, округ 104, 297, 339
 Попокатепетль, вулкан 139
 Портленд 240, 243
 Пуласки, округ 298

Рам, остров 161, 182, 378, 380, 487
 Ред-Хилс 367
 Рейнир, вулкан 139, 353
 Реюньон, остров 139
 Риден 324, 325
 Ризор 379
 Рим 431
 Рио де Жанейро 323
 Роколл, остров 58, 230, 231
 Ромас 373
 Ронгшток 422
 Росс 286, 287
 Рошрок 247

Садбери, массив 111, 165, 369
 Саксония, историческая область 122, 244
 Сан-Диего, округ 373
 Сан-Паулу, остров 139
 Санторин, вулкан 139
 Сатерленд, графство 255, 298, 472
 Саут-Хилл 450
 Сахалин, остров 423
 Сахара, пустыня 228
 Саяны, горы 475
 Святой Елены, остров 139, 326
 Северная Каролина, штат 458
 Северное море 314
 Северный остров 274
 Сейтней, массив 476
 Сент-Джон 30, 255
 Сент-Остед, массив 247
 Сент-Питер-Порт 383
 Серра-ди-Моншник, горы 305
 Сиена (Асуан) 296
 Си-Пойнт, массив 296
 Сицилия, остров 318
 Скай, остров 55, 162, 167, 230, 250, 254, 350, 361, 362, 367, 480, 487
 Скалистые горы 173
 Скергаардский массив 40, 167, 254, 354, 378, 453, 469, 482, 485
 Скялло, массив 245
 Скоут-Хилл 438
 Скурн 228
 Снейк, река 139
 Сноудон 261
 Соломоновы острова 139
 Сольфатара, вулкан 317, 318
 Сомерсетшир, графство 257
 Сонго 310

Средняя долина 153, 330, 385
 Средний Атлантический хребет 140, 156
 Сулавеси, остров 430
 Суматра, остров 274
 Суртсей, остров 139, 140
 Суффриер, вулкан 139
 Сыяньский массив 93
 Сырра Невада, хребет 232

Тааль, вулкан 139
 Талышские горы 92, 427
 Таравера, вулкан 139
 Тардри, массив 104
 Тасмания, остров 436
 Тауло, озеро 274
 Ташкент 302
 Теиерифе, остров 139
 Тешен 422
 Тягуа, горы 323, 324
 Тироль, земля 158, 232, 336, 363
 Тисдейл 164
 Тонга, острова 139, 352
 Торр 286
 Трес-Виргинес, вулкан 139
 Триста-да-Кунья, острова 139
 Турни мыс 437
 Туркана, плато 322, 435

Ундоуби, мыс 297
 Уральские горы 308, 314, 416, 472, 475
 Уэстморленд, графство 232

Файф, графство 153, 307, 489
 Ферт-оф-Форт, массив 322, 422, 465
 Фей, массив 95, 331, 440, 441, 443, 447
 Филиппинские острова 139
 Финтаун 286
 Фихтель, горы 448, 471
 Фламенвальский массив 287
 Форт-Регент, массив 235
 Фоя, гора 305
 Фритаун 166, 469, 478, 479, 481
 Фудзияма, вулкан 139

Хайвуд, горы 302, 303
 Халибертон 308, 443
 Халлкрэг 307
 Хантли 378
 Харлех-Доум 341
 Хеддингтон 321
 Хибини, горы 305, 310
 Хяттербе 376
 Холи-Айленд, остров 255
 Хуалала, вулкан 404
 Хуан-Фернандес, острова 139
 Худ, вулкан 139, 353

Цейлон, остров 123, 228

Чилва 436, 438

Шевнот-Хилс 343
 Шедл 165
 Шетландские острова 297
 Шинант, остров 465
 Шихенштейн 122
 Шпитцкоп 310, 313, 314, 440

Шницберген, острова 297
Шрекенштейн 309
Шропшир, графство 165, 276
Шэп, массив 111, 234, 235, 292, 455
Шэп-Фелл 232, 455

Эдьябург 153, 154, 422, 491
Эйгт, остров 266
Эйлдон-Хилс 318
Эйлса-Крейг, остров 255
Эйфель, масса 324, 325
Элгон, гора 328
Эребус, вулкан 322

Эссекс, округ 420
Этна, вулкан 139, 153
Эфиопское нагорье 319

Южная Австралия, штат 297
Южная Дакота, штат 239
Южный остров 473
Юлланхоб 306
Юта, штат 165, 365

Ян Майен, остров 426

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРОВ	9
СПИСОК ОСНОВНОЙ РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	11
ВВЕДЕНИЕ. ПРИРОДА МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД	13

Часть I

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

ГЛАВА 1. МАФИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ	19
ГЛАВА 2. ФЕЛЬЗИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ	67
ГЛАВА 3. АКЦЕССОРНЫЕ И ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ	105
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	135

Часть II

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА МАГМАТИЗМА, УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И КОНСОЛИДАЦИЯ МАГМЫ

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА МАГМАТИЗМА	137
ГЛАВА 2. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД	151
ГЛАВА 3. КОНСОЛИДАЦИЯ МАГМЫ	177
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	197

Часть III

ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД, ИХ ЗНАЧЕНИЕ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ГЕНЕЗИС

ГЛАВА 1. ОСНОВЫ КЛАССИФИКАЦИИ И НОМЕНКЛАТУРЫ ГОРНЫХ ПОРОД	200
ГЛАВА 2. СУЩЕСТВЕННО КВАРЦЕВЫЕ «КИСЛЫЕ» МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ	222
ГЛАВА 3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНИТНЫХ ПОРОД	281
ГЛАВА 4. СИЕНИТЫ И РОДСТВЕННЫЕ ИМ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ	293
ГЛАВА 5. ДИОРИТЫ, МИКРОДИОРИТЫ И АНДЕЗИТЫ	333
ГЛАВА 6. СЕМЕЙСТВО МОНОЦИТОВ	362
ГЛАВА 7. ОСНОВНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ (ГАББРО, ДОЛЕРИТЫ И БАЗАЛТЫ)	367

ГЛАВА 8	РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ БАЗАЛЬТОВ	401
ГЛАВА 9.	СПИЛИТЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОРОДЫ	414
ГЛАВА 10.	СИЕНОГАББРО И ТРАХИБАЗАЛТЫ	418
ГЛАВА 11	МАФИЧЕСКИЕ ФЕЛЬДШПАТОИДНЫЕ ЛАВЫ И БЛИЗКИЕ К НИМ ПОРОДЫ	428
ГЛАВА 12.	ПРОИСХОЖДЕНИЕ ФЕЛЬДШПАТОИДНЫХ ПОРОД И КАРБОНА- ТИТОВ	439
ГЛАВА 13	ЛАМПРОФИРЫ	448
ГЛАВА 14.	УЛЬТРАБАЗИТЫ, АНОРТОЗИТЫ И ЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ	456
ГЛАВА 15.	ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ	487
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ		493
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ		500
УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ		503

