

Х. Вильямс
Ф. Тернер
Ч. Гилберт

ПЕТРОГРАФИЯ

1





Petrography

AN INTRODUCTION TO THE STUDY OF ROCKS IN THIN SECTIONS

Second Edition

Howel Williams

Late of the University of California, Berkeley

Francis J. Turner

University of California, Berkeley

Charles M. Gilbert

University of California, Berkeley



W. H. Freeman and Company
San Francisco

Х.Вильямс
Ф.Тернер
Ч.Гилберт

ПЕТРОГРАФИЯ

1

Введение в изучение горных пород в шлифах

Перевод с английского
канд. геол.-мин. наук П. П. Смолина

Москва «Мир» 1985



ББК 26.303

В46

УДК 552

Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гилберт Ч. М.
В46 Петрография: В 2-х т. Т. 1. Пер. с англ. — М.: Мир,
1985. — 301 с., ил.

Второе, практически полностью переработанное, издание хорошо известной монографии видных американских петрографов. (Первое издание 1954 г. переведено на русский язык в 1957 г. и уже давно стало библиографической редкостью.) Содержание книги подчинено задаче описания горных пород на основе изучения под микроскопом их структурных и минералогических особенностей. Простота и четкость изложения материала, его наглядность благодаря многочисленным и прекрасно выполненным микроструктурным зарисовкам делают книгу настоящей для геологов, занимающихся микроскопическим изучением горных пород, а также хорошим учебным пособием для студентов геологических специальностей.

В $\frac{1904020000-098}{041(01)-85}$ 114-85, ч. 1

ББК 26.303
552

Редакция литературы по геологии

Copyright © 1954, 1982 by W. H. Freeman and
Company
© Перевод на русский язык, «Мир», 1985

От редакции

К числу хорошо знакомых нашему читателю в переводах издательства «Мир» руководств, созданных Ф. Дж. Тернером или при его участии, относится первое издание «Петрографии» (М., ИЛ, 1957). После его выхода в свет прошло три десятилетия, ознаменовавшиеся бурным прогрессом как в методах исследования вещества, так и в геологических науках в целом. Естественно поэтому, что для настоящего, второго издания книга была сильно переработана, хотя ее целенаправленность как описательно-петрографического руководства осталась неизменной, и в частности в ней сохранены все превосходные микрорисовки горных пород.

Хотя в книге описаны не все известные породы, набор объектов оптимален, а охарактеризованы они полно и выразительно. Детально описаны горные породы, привлекающие повышенное внимание геологов в последние годы.

От первого издания настоящее руководство выигршно отличается усилением физико-химических (экспериментальные и термодинамические исследования) и геологических (естественные ассоциации, распространение и тектонические обстановки локализации горных пород) аспектов, что помогает правильно интерпретировать результаты микроскопических наблюдений и понять генезис пород.

По замыслу авторов, руководство предназначено не только студентам, но и широкому кругу специалистов. Этим объясняется их стремление к свободному изложению материала в расчете на различие целей и позиций читателей. Они избегают жестких условных классификаций горных пород «по полочкам». В частности, классификацию интрузивных пород, утвержденную Международным союзом геологических наук IUGS, они считают неудачной (см. гл. 2). Однако, отдавая предпочтение более свободной классификации Розенбуша, авторы при оценках вариаций состава магматитов указывают обычно также их место в схеме IUGS. Стараясь упростить исторически сложившуюся громоздкую петрографическую номенклатуру, авторы делают это очень разумно, приводя излишние, по их мнению, но еще бытующие в литературе термины в подстрочных примечаниях и предметном указателе.

Практически во всех разделах книги ясно ощущается большой личный опыт авторов и как исследователей, и как преподавателей. Значение этого петрографического руководства для самого широкого круга специалистов трудно переоценить, ибо правильная интерпретация результатов исследований вещества бурно внедряющимися прецизионными методами попросту невозможна без их увязки с вдумчивыми наблюдениями в обычных петрографических шлифах.

Советским читателям это второе издание «Петрографии» предлагается в двух томах: в первом томе охарактеризованы магматические породы, во втором — осадочные и метаморфические.

Предисловие

Наши задачи в этой книге в основном остались такими же, как и в первом ее издании. Мы обсуждаем в ней прежде всего описательные характеристики обычных горных пород, устанавливаемые с помощью петрографического микроскопа. При этом предполагается, что читатель уже усвоил приемы макроscopicкого определения горных пород в штуфах с использованием лупы; желательно, чтобы исследователь всегда имел перед собою образец, из которого изготовлен петрографический шлиф. Читатель должен быть знаком с основами оптической минералогии, на которой базируется вся методика петрографических наблюдений. В книге уделяется значительное, но, как мы надеемся, не чрезмерное внимание двум аспектам, дополняющим геологическим содержанием чисто описательные петрографические исследования. Это, во-первых, проблемы происхождения магматических, осадочных и метаморфических пород в свете новейших петрогенетических концепций¹. Для понимания таких проблем необходимы элементарное знание химии и умение приложить принципы термодинамики к оценкам фазовых равновесий и возможных взаимодействий минералов в горных породах, конкретными свидетельствами которых служат детали структуры, наблюдаемые под микроскопом. В качестве примера термодинамического анализа мы приводим приложение А (см. том 2), в котором обсуждаются свойства и поведение альбита и воды. Второй геологический аспект, которого мы здесь касаемся, — характер проявления и глобальное распределение обычных горных пород со специальным упором на их возрастные соотношения и связь с тектоникой.

При надлежащем выборе типов пород «Петрография» может служить основой вводного курса, рассчитанного на один семестр, включающего шесть часов лабораторных занятий и пояснительные лекции, должным образом характеризующие каждый класс пород. Эта книга может также послужить описательной основой для специальных курсов по любому из трех главных разделов петрологии. Мы, конечно, надеемся, что она будет полезна и специалистам в большинстве отраслей геологии.

¹ Эти концепции детальнее обсуждаются в обычных петрологических руководствах.

Здесь совершенно не обсуждаются современные плодотворные методы лабораторного изучения горных пород, например иммерсионный и рентгеновский анализы, электронное зондирование и электронная микроскопия. Главное отличие этих методов от обычной микроскопии заключается в масштабе наблюдений. Однако задачи у них одни и те же: выяснение минерального состава горных пород и структурных взаимоотношений слагающих их фаз во всех масштабах как в пространстве, так и во времени и, наконец, оценка химизма минералов и пород в рамках каждого подхода.

В книге нет вновь вводимых названий горных пород, хотя их перечень, использованный в первом издании, пополнен несколькими типами, которые в последнее время приобрели новое значение в геологии. Напротив, мы старались ограничить число терминов, особенно в области петрологии магматических пород, неоправданно перегруженной в терминологическом отношении. Синонимы, которые мы сочли излишними, упоминаются в подстрочных примечаниях со звездочками. Вместе с тем все эти термины включены в предметный указатель. Это позволит студентам находить нужную информацию о специфических породах, невзирая на терминологические причуды, существующие в геологической литературе.

Некоторые горные породы, например граниты и базальты, наиболее широко распространены в глобальном масштабе, другие имеют особенно важное генетическое значение. Описания последних иногда занимают столько же места, сколько и описания наиболее распространенных и обычных пород. Так, примерно одинаковый объем имеют главы, посвященные кремнеземистым плутоническим породам (включая граниты) и недосыщенным кремнеземом фельдшпатонидным плутонитам (включая нефелиновые сиениты). С одинаковой детальностью описаны также зеленые сланцы, широко распространенные как в пространстве, так и во времени, и голубые сланцы, имеющие несравненно меньшее количественное значение. Короче говоря, ни распространенность, ни геологическое значение горной породы не должны определяться числом страниц, посвященных ее описанию.

Многие студенты и преподаватели предпочитают видеть типы пород аккуратно расположенными в таблицах и на диаграммах, способствующих запоминанию и удовлетворяющих стремление найти в природе должный порядок (эти же побуждения приводят и к навязыванию природе вымышленных законов). Такие наглядные иллюстрации немногочисленны в книге. Мы полагаем, что «классификации по полочкам», удовлетворяющие упорядоченному складу ума учителя или ученика, могут создать ложное впечатление о существовании четких границ там, где их нет на самом деле. Мы стремились под-

черкнуть постепенные переходы между отдельными породами в пределах некоторых естественных или искусственно выделенных групп. Этот вопрос специально обсуждается в главах, посвященных петрографии магматических пород.

За тридцать лет, прошедших после первого издания этой книги, во всех разделах петрологии и смежных областях геологии достигнут выдающийся прогресс. Это в особенности относится к теоретической и экспериментальной геохимии, изучению химического состава и пространственного соотношения фаз, идентифицируемых и анализируемых ныне на субмикроскопическом уровне, к геохронологии и тектонике плит. Конечно, состав и структура горных пород не изменились за этот период, но они рассматриваются сейчас в ином ракурсе, чем тридцать лет назад. В связи с этими сдвигами мы кардинально пересмотрели содержание книги и последовательность изложения, сохранив в ней прежний общий подход и охват материала. Полностью были переработаны гл. 1, 2, 9, 14 и 16, в которых много внимания уделено петрогенезису и тектонической обстановке становления обычных горных пород, многие части в этих главах написаны заново. Детальнее рассмотрены некоторые породы, геологическое значение которых стало значительно яснее за последние три десятилетия. К числу таких пород относятся базальты, карбонатиты, известняки, три главных типа пород офиолитовых комплексов (серпентиниты, спилиты, кремни), голубые сланцы, породы, затронутые незначительным региональным метаморфизмом (глинистые осадки, граувакки, базальты), а также группа пород, вероятно транспортированных практически без изменения непосредственно из верхней мантии. В большей мере, чем в первом издании, подчеркиваются тектонические обстановки становления отдельных групп пород.

Это пересмотренное издание, как и первое, потребовало много усилий, и мы надеемся, что книга не будет затруднительной для чтения. Подготовка любого вводного руководства представляет собой трудную задачу, особенно в отношении классификации, подбора материала, способа его подачи и должных ссылок. Лишь немногие преподаватели вполне согласятся с принятой нами номенклатурой и группировкой пород, порядком их описания и относительным вниманием, уделенным отдельным типам или классам. Каждый из преподавателей должен руководствоваться собственными склонностями, требованиями читаемого им курса и пониманием роли петрографии в конкретных учебных планах. Ссылки на литературу ограничены немногими доступными классическими сводными работами и единичными специальными изданиями, написанными на английском языке и объясняющими существенные детали петрографии некоторых типов или групп горных пород.

Обязанности авторов при пересмотре предыдущего издания книги и написании текста настоящего издания были распределены следующим образом: часть первая, магматические породы: — Тернер и Гилберт; часть вторая, осадочные породы — Гилберт; часть третья, метаморфические породы, и приложение А — Тернер. Чтобы облегчить читателю работу с перекрестными ссылками, способ изложения и петрогенетический подход, принятые в первой и третьей частях, насколько это было возможно, приближены к недавно вышедшим в свет петрологическим руководствам Тернера.

Все микроразрисовки, за исключением двух (рис. 15-8, выполненного Хаттоном, и рис. 14-4, выполненного Крили), были сделаны нашим покойным соавтором Вильямсом и, кроме рис. 4-1, заимствованы из первого издания книги. Примерно половина этих иллюстраций отображает породы из хорошо известных проявлений в пределах США. Другая половина микроразрисовок относится к классическим провинциям за пределами США (в большинстве случаев признанным европейскими основоположниками петрографии типическими) или к областям особого интереса одного из трех авторов этой книги.

Мы не в состоянии в полной мере выразить благодарность за поддержку, которую получали в течение многих лет от наших коллег и бывших наших учеников, предоставивших нам свои материалы и помогавших в подготовке к печати обоих изданий «Петрографии». Однако мы особенно признательны Коксу, Дитриху, Эрнсту и Гейтсу за помощь при подготовке настоящего издания книги, а также Эми Эйнсон и Джудит Уилсон — за мастерство и терпение при перепечатывании и редактировании рукописи.

В заключение мы двое оставшихся в живых авторов книги хотели бы воздать должное людям, задумавшим эту книгу, склонившим нас к участию в ее создании и способствовавшим завершению первого ее издания: Хауэлу Вильямсу, геологу, и Вильяму Х. Фримену, издателю. Это второе, пересмотренное, издание книги было предпринято по инициативе первого из них. Поэтому в память о поддержке, товарищеской критике и бесконечном терпении коллеги и друга мы посвящаем эту работу покойному Хауэлу Вильямсу.

Чарлз М. Гилберт
Френсис Дж. Тернер

Март 1982 г.

Часть первая

Магматические породы

Глава 1. Магма и кристаллизация магматических расплавов

Природа и источники магм

Магматические горные породы образуются в результате охлаждения и отвердевания *магмы* — горячего подвижного вещества, состоящего полностью или в значительной мере из жидкой фазы, отвечающей по составу силикатному расплаву. Химизм этого расплава, по аналогии с химическими анализами магматических пород, обычно выражают посредством массовых процентов содержания двенадцати главных компонентов окислов: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O и др. Кроме того, в состав магм входят многочисленные элементы-примеси (Mn , Ni , Sr , Ba , Rb , U , S , Cl , F и т. д.), содержания которых выражаются в долях на миллион. Наконец, в магмах присутствует важная группа второстепенных компонентов, в сумме составляющих не более нескольких массовых процентов и называемых, в связи со способностью истечения из кристаллизующейся магмы, *фугитивными*. Последний термин был введен Шендом, хотя обычно эти компоненты определяют более вольно как «летучие» магмы. Главная роль среди них принадлежит H_2O и CO_2 . В магматических расплавах выдается идентифицировать реальные химические вещества различной природы. Среди них имеются ионы металлов (Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} , Na^+ ...), а также анионные группы — $(\text{OH})^-$, $(\text{HCO}_3)^-$ и Cl^- . Все эти ионы удерживаются в прерывистой несколько изменчивой связующей массе, образуемой атомами Si , Al и O , разнообразно связанными друг с другом наподобие эмбриональной и несовершенной кристаллической структуры. Во время становления в земной коре или при извержениях на поверхности магмы обычно бывают довольно гетерогенны. Фаза расплава содержит взвешенные кристаллы, а также газовые пузырьки, генерирующиеся по мере снятия давления и обусловленные пересыщением расплавов фугитивными компонентами.

В настоящее время не вызывает сомнения, что большинство вулканических пород образовалось из магм, которые когда-то были существенно жидкими. Более проблематично состояние многих глубинных (плутонических) магматических тел в момент их становления. Неясно, например, были ли некоторые крупные тела гранитов в момент становления полностью или

хотя бы в значительной мере в жидком состоянии. Представления на этот счет, в зависимости от характера геологического мышления, изменялись со временем. Тридцать лет тому назад многие геологи полагали, что крупные гранитные батолиты подвижных поясов и древней земной коры имеют метасоматическое происхождение и образовались в результате «гранитизации» ранее существовавших горных пород. Это была эра «гранитной дискуссии», которую в значительной мере открыли работы Рида. Другие геологи выдвигали модели селективного плавления осадков на нижних уровнях мощных геосинклинальных призм и в глубинных древних кремнеземистых породах земной коры. Наконец, третья группа исследователей помещала источники гранитных магм на еще более глубокие уровни, в верхнюю мантию. Однако независимо от деталей происхождения батолитовых «гранитов» их интрузивные взаимоотношения с вмещающими породами, а также подвижность, предположительно обусловленная присутствием расплавной фазы, побуждают рассматривать эти породы как магматические. Магматическая природа гранитов, принятая в этой книге, признается в настоящее время большинством петрографов.

Химический и минеральный состав магматических пород значительно варьирует, будучи, однако, ограниченным некоторыми пределами, обусловленными неизменным преобладанием SiO_2 над остальными окисными компонентами. Тем не менее существуют две контрастные группы магматических пород с довольно узкими вариациями состава. Совместно породы этих двух групп составляют большую часть магматических образований обзримой земной коры. Одну из них в общем определяют как гранодиоритовую (или гранитную), а вторую — как базальтовую. В первой из них представлены преимущественно кремнеземистые внутрикоровые (плутонические) горные породы, тогда как во вторую входят главным образом поверхностные потоки (вулканические породы) со значительно меньшим содержанием кремнезема. На этом основана длительное время существующая в петрографии концепция о двух повсеместно развитых и многократно генерировавшихся родоначальных магмах, из которых в свою очередь, как принято считать, в результате действия различных механизмов образовались многие частные разновидности магм. Не вызывает никаких сомнений явное преобладание магматических пород этих двух типов (в широком смысле), однако в конкретных магматических провинциях каждый из этих типов представлен тем или иным спектром составов. Кроме того, в некоторых случаях отсутствуют какие-либо четкие критерии статуса родоначальных магм, хотя и в этих целях предлагались различные признаки, основанные на присутствии элементов-примесей и соотношениях изотопов. Периодически предполагалось также существование

родоначальных магм иного состава. В настоящее время в связи с быстрым увеличением сведений о химизме горных пород, особенно о распределении элементов-примесей и вариациях изотопных отношений Sr, U, Pb, O, и других индикаторах источника магм, признано невозможным связывать все разнообразие магматических пород с наличием немногих, допустим двух, глобальных родоначальных магм. Действительно, для конкретных магматических провинций, ограниченных в пространстве и времени, можно с достаточными основаниями полагать, что определенные типы магм непосредственно возникали за счет одной или нескольких родоначальных. Такие характерные магмы обычно преобладают над их производными в пределах провинции. Как правило, состав таких магм бывает грубо базальтовым или в широком смысле гранодиоритовым.

В любом случае *первичные* источники всех магм, внедрившихся в земную кору или изливавшихся на поверхность земли, располагаются в мантии. Земная кора с древнейших времен прогрессивно формировалась за счет вещества мантийного происхождения, а затем неоднократно подвергалась переработке в последовательных циклах выветривания, эрозии, седиментации и метаморфизма с образованием в конечном счете литологически неоднородной внешней земной оболочки, существующей в настоящее время. С течением времени магмы неоднократно регенерировались в новых циклах полного или частичного плавления не только мантийных пород, но, вероятно, также и пород смешанного происхождения, присутствующих в глубоких частях земной коры. Даже в течение периода деятельности одного крупного вулкана, длившегося 1 или 2 млн. лет, на глубоких уровнях ниже места извержений, видимо, неоднократно возникали магматические камеры, обусловленные самостоятельными эпизодами плавления. В настоящее время термин «родоначальная магма» (primary magma) выходит из употребления и далее в этой книге не используется.

Состав пород, слагающих верхнюю мантию, несомненно представляет большой интерес для исследователей магматизма. Многочисленными сейсмическими и гравитационными данными показано существование относительно легкой твердой земной коры, резко отделенной поверхностью Мохоровичича (или Мохо) от располагающихся ниже более плотных и также существенно твердых горных пород верхней, или внешней, мантии. Поверхность Мохо под дном океанов располагается на глубине 6—8 км, а под континентальными кратонами она находится на глубинах 50—70 км. Средняя плотность горных пород верхней мантии, по данным широких сейсмических и гравитационных наблюдений, составляет 3,3—3,4 г·см⁻³. Для оценки возможных мантийных пород важное значение имеют особенности глобального вулканизма. В этом аспекте мантий-

ный субстрат должен обладать способностью к генерации больших объемов базальтовой магмы (в широком смысле этого термина). Некоторые геохимики, ссылаясь на характер распределения в магматических породах элементов-примесей и изотопных соотношений, полагают, что в верхней мантии также неоднократно генерировались более кремнеземистые магмы. Однако такие предположения, основанные на весьма гипотетических геохимических моделях, находятся за пределами предмета петрографии.

В качестве возможных непосредственных представителей мантийного вещества рассматриваются редкие в глобальном масштабе магматические и метаморфические породы, лишь спорадически присутствующие на поверхности земли. К их числу относятся: *перидотиты* (магнезиальные породы, обогащенные оливином), особенно их двупироксеновые разновидности (лерцолиты) с примесью граната; *кимберлиты*, магнезиальные породы с обильным биотитом, также обогащенные оливином; наконец, *эклогиты*, породы с базальтовым валовым составом, сложенные преимущественно натровым диопсидовым пироксеном омфацитом и магнезиальным гранатом. Петрография всех этих пород рассматривается в соответствующих разделах гл. 8 и 20.

Дальнейшее обсуждение петрографии пород верхней мантии отложим до тех пор, пока читатель не познакомится более подробно с породами, подобными только что упомянутым, которые рассматриваются как непосредственно образовавшиеся из мантийного источника (см. гл. 8).

Магматическая эволюция

Важнейшее значение для петрологов, а следовательно, и в петрографии, имеют проблемы эволюции производных магм, возникающих за счет некоторой материнской (parental) магмы, и соответствующие закономерные вариации минерального и химического состава в образующихся при этом ассоциациях магматических горных пород. Полагают, что эволюционные процессы, запечатленные в ассоциациях обычных горных пород, осуществляются по трем главным механизмам: посредством дифференциации гомогенной магмы, в результате частичной или полной ассимиляции твердых горных пород жидкой магмой и, наконец, в результате смешения самостоятельных магм. Эти механизмы в дальнейшем кратко рассматриваются порознь.

При обсуждении всех этих вопросов необходимо помнить, что магмы, генерировавшиеся в процессах частичного плавления мантии или глубинных коровых пород, вряд ли когда-либо были значительно перегретыми по сравнению с температурой

начала их кристаллизации. Даже с учетом фактора уменьшения давления в процессе подъема на верхние уровни земной коры большинство магм в процессе их становления и последующего охлаждения, вероятно, находилось в равновесии с кристаллическими фазами. Таким образом, магматическая эволюция определяется нормальной последовательностью равновесий кристалл — жидкость, которую следует ожидать при охлаждении силикатного расплава до окончательного его отвердевания. Эта проблема многократно исследовалась экспериментально, начиная с изучения систем при атмосферном давлении. В связи с этим рассмотрим кратко экспериментальные данные, которые позволяют понять наиболее существенные петрографические особенности обычных магматических пород в свете установленных закономерностей кристаллизации силикатных расплавов.

Кристаллизация расплавов в простых силикатных системах по экспериментальным данным

Методология эксперимента. Почти с момента основания Геофизической лаборатории Института Карнеги (Вашингтон) в ней проводятся исследования равновесий кристалл — расплав в силикатных системах. Эти эксперименты оказали огромное влияние на концепции петрогенезиса магматических пород, главным образом в оценках механизма магматической дифференциации, обусловленной фракционной кристаллизацией. Эксперименты в этой области с успехом продолжаются и в настоящее время. Вклад в экспериментальные работы этого направления внесли многие исследователи, однако наибольшую роль сыграл Н. Л. Боуэн, впервые синтезировавший экспериментальные данные с петрографическими и геологическими наблюдениями и выдвинувший всеобъемлющую концепцию петрогенезиса магматических пород. Его работы сохраняют свое значение и до настоящего времени. Положения Боуэна [N. L. Bowen, 1928], дополненные и видоизмененные в свете более поздних экспериментов, лишь в последнее время позволяют в полной мере понять многие обыкновенные петрографические и химические особенности магматических пород. Важное значение экспериментального подхода к исследованию магматических пород легко можно проиллюстрировать на немногих очень простых и хорошо изученных примерах.

Общий методический подход к изучению равновесий в силикатных расплавах заключается в исследовании границы области составов из двух или трех химических компонентов при некотором постоянном давлении, в первом случае при $P = 1$ атм (1,013 бар). Данные, полученные по многим смесям определенного состава, сводятся затем на диаграммах зави-

симости фазового состава от температуры. Наиболее наглядны при этом диаграммы систем, состоящих из двух компонентов, например $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2$ или $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Данные по трехкомпонентным системам (например, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—Mg}_2\text{SiO}_4\text{—SiO}_2$) принято отображать на треугольных диаграммах состава с нанесением на них линий изотерм. В нашем элементарном введении будут рассмотрены лишь двухкомпонентные системы, которые, однако, в общем отвечают и более сложным системам, близким к природным магмам, если не учитывать некоторых деталей поведения последних и несколько меньших температур кристаллизации минералов.

Теоретические ограничения. Конфигурация кривых на диаграммах равновесия фаз определяется термическими свойствами¹ рассматриваемых кристаллических фаз, их способностью к образованию взаимного твердого раствора и ограничениями, налагаемыми правилом фаз. Приложение последнего к равновесиям кристалл—расплав, исследуемым при некотором постоянном давлении, облегчается упрощенными условиями:

1. Помимо переменных величин, относящихся к составу твердых растворов и жидкой фазы, состояние системы определяется лишь одной неизвестной величиной — температурой T (давление P при этом обычно уже фиксировано величиной 1,013 бар).

2. В тех случаях, когда система состоит из одной фазы, например расплава выше кривой кристаллизации, или гомогенного кристаллического плагиоклаза ниже солидуса в системе $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—NaAlSi}_3\text{O}_8$, число компонентов c также равно 1 (поскольку по определению c не может быть больше числа сосуществующих фаз Φ).

3. По условию 1 «вариантность» в дальнейшем обсуждении уменьшается на единицу по сравнению с определением ее по общему правилу фаз

$$\omega = c + 2 - \Phi,$$

которое распространяется на равновесные системы с вариациями как T , так и P .

4. Это правило фаз приложимо к любой гетерогенной системе фиксированного химического состава, находящейся в состоянии внутреннего равновесия. Петрологические фазовые диаграммы близкого типа отображают, однако, равновесия в пределах некоторого удобного интервала составов, ограниченного избранными компонентами. Любой фиксированный сос-

¹ Численные величины этих параметров в то время, когда Боуэн писал свою книгу, большей частью были неизвестны. Некоторые из этих параметров, например энтропию плавления альбита, Боуэн вычислил, исходя из конфигурации экспериментально определенных кривых, на полстолетия раньше, чем они были прямо определены калориметрически.

тав внутри этого интервала определяет некоторую систему, подверженную ограничениям правила фаз.

Эвтектическая кристаллизация. Наипростейшим способом осуществляется эвтектическая кристаллизация фаз, способных лишь к крайне ограниченному взаимному твердым растворам. Примерами могут служить системы альбит — кристобалит, диопсид — анортит, а также тройная эвтектика диопсид — анортит — форстерит. Рассмотрим теперь систему $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. На диаграмме зависимости состава от температуры (рис. 1-1,а) для этой системы, так же как и на других диаграммах этого вида (рис. 1-2 и 1-3), указаны три сечения в порядке уменьшения температуры:

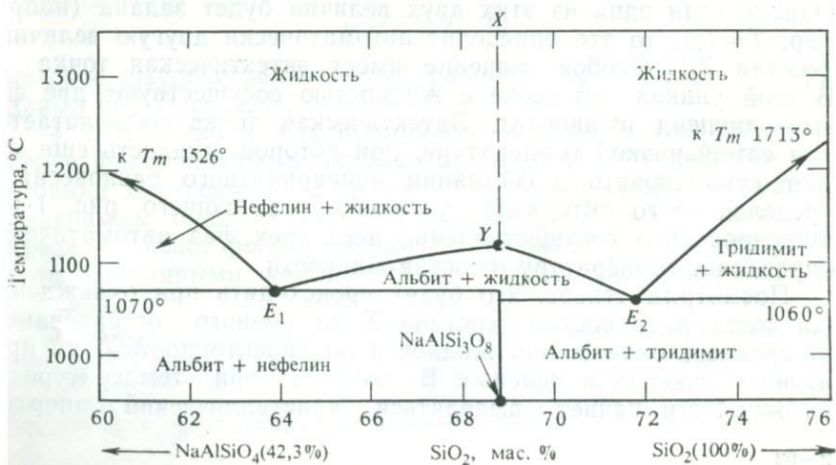
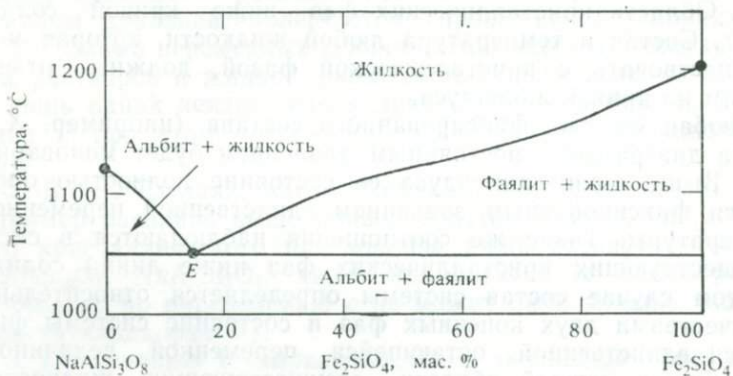
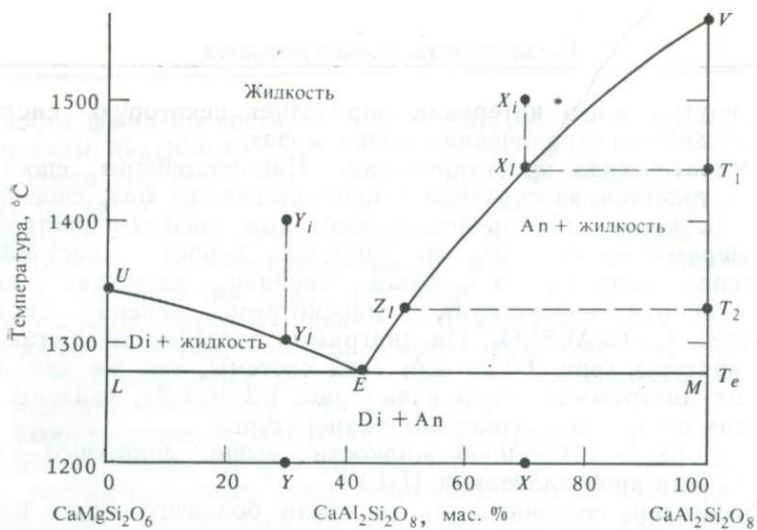
1. Область гомогенной жидкости выше *ликвидуса* — кривой начала кристаллизации (*UEV*).

2. Сектор, состоящий из двух или большего числа полей, в каждом из которых жидкость сосуществует с кристаллической фазой.

3. Область кристаллических фаз ниже кривой *солидуса* (*LM*). Состав и температура любой жидкости, которая может сосуществовать с кристаллической фазой, должны отвечать точкам на кривой ликвидуса.

Любая система фиксированного состава (например, *X* или *Y*) на диаграмме с постоянным давлением будет моновариантной. Выше линии ликвидуса ее состояние полностью определяется фиксированным значением единственной переменной — температуры. Такие же соотношения наблюдаются в системе сосуществующих кристаллических фаз ниже линии солидуса. В этом случае состав системы определяется относительными количествами двух конечных фаз и состояние системы фиксируется единственной остающейся переменной величиной *T*. В пределах каждой области сосуществующих жидкости и кристаллов имеются две неизвестные — *T* и состав жидкости. Однако если одна из этих двух величин будет задана (например, $T = T_2$), то это определит автоматически другую величину (состав Z_1). Особое значение имеет эвтектическая точка *E*. В этой уникальной точке с жидкостью сосуществуют две фазы — диопсид и анортит. Эвтектическая точка располагается при самой низкой температуре, при которой жидкость еще может существовать в состоянии неинвариантного равновесия в пределах всего интервала условий, отвечающего рис. 1-1,а. Фиксированное сосуществование всех трех фаз автоматически определяет температуру и состав жидкости.

Посмотрим теперь, что будет происходить при охлаждении жидкости X_1 в системе состава *X* до полного отвердевания. В процессе охлаждения жидкости по траектории X_1X_1 не произойдет никаких изменений. В точке X_1 при температуре T_1 из жидкости начнет выделяться кристаллический анортит.



Кристаллизация будет происходить таким образом, что состав жидкости изменится по траектории X_1E . В эвтектической точке E температура и состав жидкости будут оставаться постоянными при одновременной кристаллизации анортита и диопсида, вплоть до полного исчерпания жидкости. В результате возникает смесь 70% анортита и 30% диопсида, которая далее будет охлаждаться без изменений. Некоторая жидкость иного состава, например Y_1 , на диопсидовой стороне от эвтектики будет следовать по траектории Y_1E с кристаллизацией диопсида, а в конечном счете изменения состояния системы также завершаются одновременной кристаллизацией двух твердых фаз в точке E . Таким образом, в любом случае процесс равновесной кристаллизации приводит к эвтектической точке. Отметим, что присутствие второго компонента ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) резко понижает температуру (на величину, которая определяется термодинамическими свойствами двух конечных членов), при которой могут равновесно сосуществовать кристаллический анортит и расплав.

Предположим, что в положении Z_1 в процессе изменений по траектории X_1E все ранее выделившиеся кристаллы анортита будут удалены из расплава. Состав последнего при этом будет изменяться далее по траектории Z_1E . В конечном счете образуется кристаллическая смесь равных количеств диопсида и анортита, т. е. порода, значительно обогащенная диопсидом по сравнению с исходной жидкостью X . Однако при любой степени фракционирования расплав в контакте с кристаллическим анортитом не может стать богаче диопсидом, чем эвтектический состав (57 мас.%). Точно так же жидкость, сосуществующая с кристаллическим диопсидом, никогда не может содержать анортита в количестве, превышающем 43 мас.%. На рис. 1-1, б изображена эвтектическая кристаллизация альбита и чисто железистого оливина (фаялита) в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—Fe}_2\text{SiO}_4$. По направлению к такого рода эвтектике эволюционируют остаточные расплавы базальтовых магм при резком фракционировании. Отметим, что они резко обогащены альбитом по отношению к фаялиту.

На рис. 1-1, в изображена петрологически важная часть системы $\text{NaAlSiO}_4\text{—SiO}_2$. Она в свою очередь подразделяется на две независимые подсистемы у точки состава промежуточной фазы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (альбит). Все жидкости, располагающиеся левее линии XU , эволюционируют в конечном счете к альбит-нефелиновой эвтектике E_1 . Напротив, все расплавы справа от XU должны в конечном счете кристаллизоваться в альбит-

Рис. 1-1. Равновесия кристалл — расплав в трех двухкомпонентных системах при атмосферном давлении. Во всех системах проявляется эвтектическая кристаллизация (см. текст).

тридимитовой эвтектической точке E_2 . Конечные жидкие фракции могут отвечать либо E_1 , либо E_2 . Однако эволюция состава жидкости не может происходить с пересечением линии XU , разделяющей две подсистемы. Эта экспериментально установленная особенность системы строго ограничивает условия петрогенезиса фельдшпатоидных базальтов при давлениях, существующих в земной коре.

Положение эвтектической точки в любой системе определяется термическими свойствами участвующих в ней фаз. Эти свойства — температура плавления T_m (в градусах Кельвина) и увеличение энтропии ΔS_m в процессе превращения кристалл — жидкость. В эвтектических составах проявляется тенденция к обогащению низкоплавким членом (диопсид на рис. 1-1, а). Этот эффект, однако, может уравниваться низкой величиной ΔS_m , которая означает минимальные разрушения кристаллической структуры в процессе превращения кристалл — расплав. Отметим, что величина ΔS_m находится в прямой зависимости от ΔH_m , скрытой теплоты плавления, и в обратной от функции T_m . (В точке плавления $\Delta S_m = \Delta H_m / T_m$; ср. приложение А.)

Среди породообразующих минералов полиморфные модификации SiO_2 и в меньшей мере щелочные алюмосиликаты (KAlSi_3O_8 , $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и т. д.) характеризуются низкими значениями энтропии плавления и в связи с этим проявляют тенденцию к накоплению в поздних фракциях расплавов, приближающихся к эвтектическим составам. В системе $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — SiO_2 кристобалит плавится при 1713, а анортит — при 1553 °С, и эти два конечных члена присутствуют в примерно равных молярных концентрациях в эвтектической жидкости (1368 °С). В системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — Fe_2SiO_4 точки плавления конечных членов различаются менее чем на 100 °С (альбит — 1120, фаялит — 1205 °С). Однако в эвтектический состав входит почти 85% $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$.

Инконгруэнтное плавление. Система Mg_2SiO_4 — SiO_2 (рис. 1-2) осложнена наличием кристаллической фазы промежуточного состава, пироксена MgSiO_3 (SiO_2 59,8%), устойчивого в ограниченном интервале состава жидкостей (RE на рис. 1-2). В результате нагревания этого пироксена P до точки плавления 1557 °С возникают две комплементарные фазы: несколько более кремнеземистая жидкость R (SiO_2 60,8%) и кристаллический форстерит (SiO_2 42,7%). Точка R , в которой сосуществуют две кристаллические фазы и жидкость, должна быть инвариантной. Соответственно плавление осуществляется полностью при 1557 °С, и в результате возникают примерно 94% жидкости и 6% форстерита. Далее эволюция жидкости свободно проходит по линии ликвидуса с непрерывным изменением состава в результате реакции с форстеритом, который

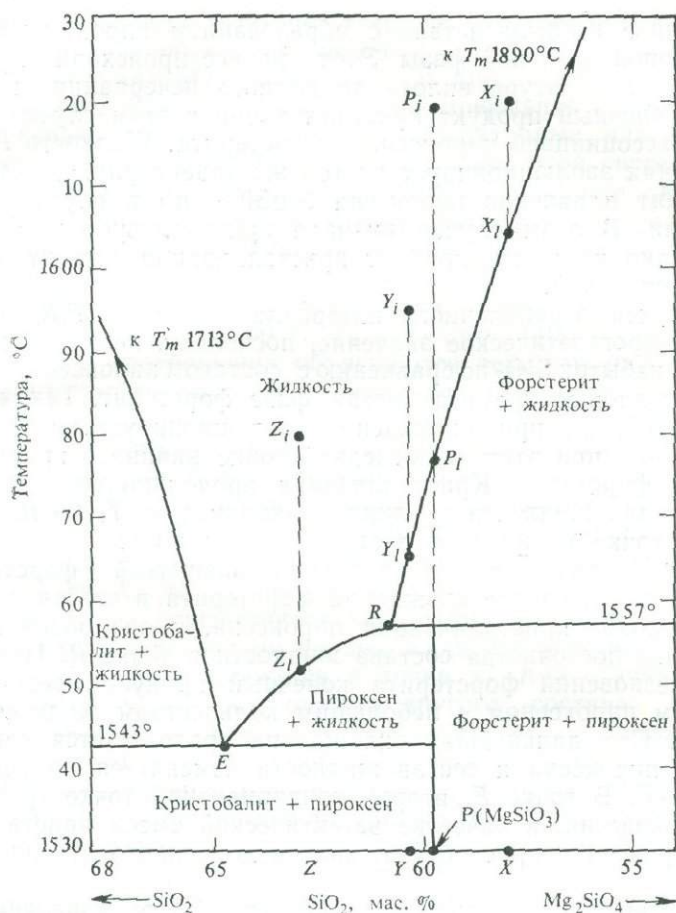


Рис. 1-2. Равновесие кристалл—расплав в двухкомпонентной системе Mg_2SiO_4 — SiO_2 с промежуточной фазой MgSiO_3 при атмосферном давлении. Диаграмма иллюстрирует инконгруэнтное плавление (см. текст).

в конечном счете полностью исчезает. С исчезновением форстерита жидкость P_l теперь уже при 1577°C приобретает состав MgSiO_3 , и с дальнейшим увеличением температуры этот состав остается неизменным (линия P_l — P_i).

Инконгруэнтное плавление, довольно обычное для магматических минералов, вводит элемент гибкости в возможные пути кристаллизации. Рассмотрим жидкость X_i (SiO_2 58%), охлаждающуюся от температуры 1620°C . В точке X_i (1604°C) начинает выделяться форстерит, кристаллизация которого продолжается с эволюцией жидкости по траектории X_iR . В инвариантной точке R между жидкостью и форстеритом начинается

реакционное взаимодействие с образованием пироксена в качестве дополнительной фазы. Этот процесс происходит при постоянной температуре вплоть до полного исчерпания жидкости R . Конечный продукт кристаллизации в этом случае представлен ассоциацией пироксена и форстерита. Жидкость P_i при охлаждении эволюционирует по той же траектории, по которой происходит плавление пироксена $MgSiO_3$, но в обратном направлении. В этом случае вначале кристаллизуется форстерит, однако конечный продукт кристаллизации состоит из одного пироксена P .

Жидкости ограниченного интервала составов P_iR имеют особое петрогенетическое значение, поскольку, несмотря на небольшой избыток SiO_2 по сравнению с составом пироксена, из них выделяется менее кремнеземистая фаза форстерит. Так, состав Y_i (SiO_2 60,4%) при охлаждении эволюционирует по траектории $Y_i \rightarrow Y_l$, при этом в последней точке начинает кристаллизоваться форстерит. Кристаллизация продолжается с изменением состава жидкости по линии ликвидуса от Y_l до R . В последней точке начинается реакция между жидкостью и небольшим количеством закристаллизовавшегося форстерита. По мере постепенного вхождения форстерита в состав расплава происходит кристаллизация пироксена, и это обеспечивает сохранение постоянства состава жидкости в точке R . При полном исчезновении форстерита конечный продукт представлен обильным пироксеном с небольшим количеством жидкости состава R . При дальнейшем охлаждении продолжается кристаллизация пироксена и состав жидкости изменяется по траектории $R \rightarrow E$. В точке E , второй инвариантной точке трехфазового равновесия, в качестве эвтектической смеси кристаллизуются пироксен и кристобалит, вплоть до полного отвердевания системы.

Петрогенетическое значение инконгруэнтного плавления заключается в том, что оно создает возможность жидкостям с составами форстеритового поля пересекать в процессе эволюции границу $MgSiO_3$ при продолжающемся выделении кристаллов форстерита. Составы X_l , P_l , Y_l и Z_l соответствуют расплавам, которые могли возникнуть за счет гораздо менее кремнеземистой исходной жидкости в результате эволюции, обусловленной фракционированием кристаллов форстерита. Соответственно варьирующие твердые продукты при эволюции этих жидкостей будут состоять из:

пироксена + форстерита (X_l)

одного пироксена (P_l)

пироксена + кристобалита (Y_l или Z_l).

В результате предельного фракционирования может возникнуть состав E (93% пироксена и 7% кристобалита).

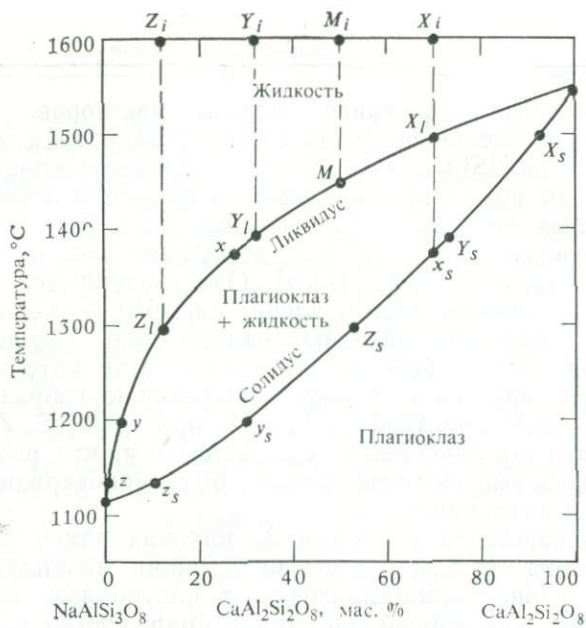
Кристаллизация в сериях твердых растворов. Решающее значение для оценки особенностей кристаллизации магмы имеет система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. В процессе кристаллизации этой системы возникает химически непрерывная серия гомогенных твердых растворов (высокотемпературные плагиоклазы). Линии ликвидуса и солидуса на диаграмме этой системы плавные и непрерывные (рис. 1-3, а). Они соединяются в точках плавления конечных чистых членов системы — альбита и анортита. Эти линии ограничивают единое поле сосуществующих кристаллов плагиоклаза и жидкости, состав которых автоматически фиксируется при любой произвольно избранной температуре: X_s и X_l при 1500°C , Y_s и Y_l при 1400°C , Z_s и Z_l при 1300°C . Эти соотношения объясняются тем, что рассматриваемые двухфазовые системы должны быть моновариантными при постоянном давлении.

При охлаждении жидкости X_l никаких изменений не произойдет, пока не будет достигнута линия ликвидуса в точке X_l . Здесь начнет кристаллизоваться плагиоклаз состава X_s . В процессе дальнейшей кристаллизации состав плагиоклаза, остающегося в целом гомогенным, будет изменяться по линии солидуса от X_s до x_s , тогда как сопряженные изменения состава расплава осуществляются непрерывно по линии ликвидуса от X_l до x . Эта последняя порция жидкости исчезнет, когда состав твердой фазы окажется в точке x_s . Аналогичная эволюция произойдет и с жидкостями другого состава, например $Y_l \rightarrow Y_l \rightarrow y$. В этом случае первоначально кристаллизовавшийся плагиоклаз состава Y_s в результате прогрессивной реакции с жидкостью в конечном счете приобретет состав y_s .

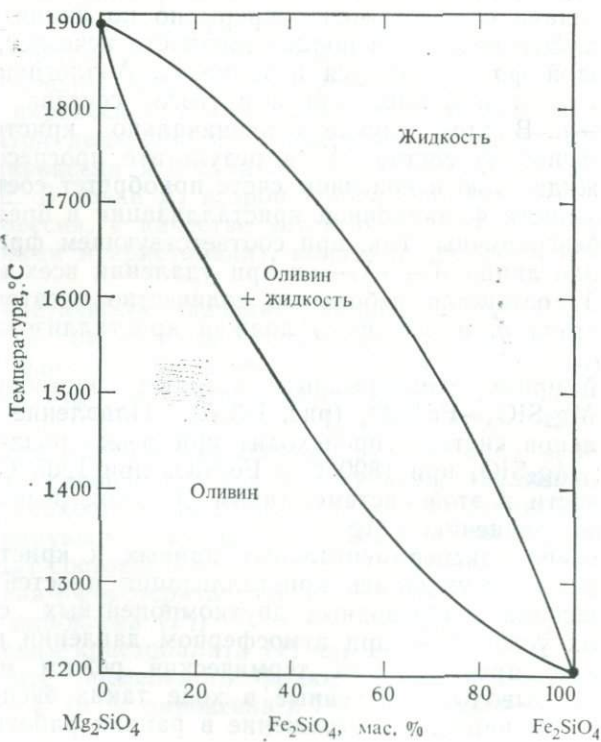
Возможности фракционной кристаллизации в пределах этой системы безграничны. Так, при соответствующем фракционировании вдоль линии $X_l \rightarrow X_l \rightarrow x$ при удалении всех кристаллов в точке Y_l останется небольшое количество остаточного расплава состава y , из которого должен кристаллизоваться плагиоклаз y_s .

Другой пример непрерывных твердых растворов — серия оливина $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{—Fe}_2\text{SiO}_4$ (рис. 1-3, б). Плавление конечных чистых членов системы происходит при резко различной температуре: Mg_2SiO_4 при 1890°C и Fe_2SiO_4 при 1205°C . Остаточные жидкости в этой системе, таким образом, резко обогащаются Fe по сравнению с Mg.

Приложение экспериментальных данных к кристаллизации магмы. Выше обсуждалась кристаллизация простейших силикатных расплавов (безводных двухкомпонентных систем) в предельных условиях — при атмосферном давлении и температурах, резко превышающих термический режим магматизма в природе. Выводы, полученные в ходе таких экспериментов, в том числе и нашедшие отражение в ранних работах Боуэна,



а .



б

можно распространять на кристаллизацию магм лишь с учетом общих термодинамических законов и данных экспериментов, выполненных при высоких давлениях в присутствии фазы паров воды.

Прежде всего следует учитывать, что магмы представляют собой многокомпонентные системы. Введение третьего или тем более четвертого компонента в простые системы, отображенные на рис. 1-1—1-3, резко понизит температуры конечной кристаллизации.

Далее, давление в несколько килобар может предотвратить инконгруэнтное плавление или даже привести к конгруэнтному плавлению. Так, ортоклаз плавится инконгруэнтно при атмосферном давлении с образованием лейцита и пересыщенной кремнеземом жидкости, однако при давлении выше 2 или 3 кбар его плавление осуществляется конгруэнтно. При давлениях, существующих в верхней мантии ($P > 10$ кбар), даже магнезиальный пироксен может плавиться конгруэнтно.

Для типичных магматических минералов характерно повышение точек плавления по мере увеличения давления. Однако при введении в систему воды и при увеличении ее давления до величины давления нагрузки может происходить резкое понижение точек плавления. Так, исходный расплав состава $Ab_{50}An_{50}$ в безводной двухкомпонентной системе (M_i на рис. 1-3, а) начинает кристаллизоваться с выделением плагиоклаза An_{84} при 1450°C , и его кристаллизация в равновесных условиях заканчивается при температуре 1290°C . В присутствии избытка воды при $P=5$ кбар кристаллизация начинается лишь примерно при 1320°C с образованием вначале плагиоклаза An_{75} ; полное исчезновение остаточной жидкости происходит лишь при температуре около 1180°C .

Однако и общие термодинамические параметры и эксперименты при высоких давлениях свидетельствуют, что, несмотря на такого рода изменения, магматическая кристаллизация в целом осуществляется *подобно* поведению расплавов, установленному в экспериментах при низком давлении и с тем же *разнообразием*.

Дифференциация

Термином *дифференциация* в общем обозначают процесс, в результате которого исходно гомогенная магма в конечном счете дает фракции, жидкие или кристаллические, различного и контрастного состава. Некоторые физически возможные ме-

Рис. 1-3. Равновесия кристалл — расплав в двухкомпонентной системе с участием полных серий твердых растворов при атмосферном давлении.

а — система плагиоклазов, б — система оливинов.

ханизмы дифференциации, широко обсуждавшиеся в прошлом, были затем признаны нереалистическими в свете лабораторных экспериментов или им стали отводить очень незначительное место. К числу таких механизмов относится дифференциальная миграция ионов в полностью расплавленной массе магмы при наличии градиентов температуры или давления. Другой очень популярный механизм дифференциации заключается в разделении первично гомогенного расплава при охлаждении на две жидкости. Эта модель *несмесимости жидкостей* имеет и в настоящее время своих сторонников¹. Еще один способ дифференциации заключается в переносе некоторых фугитивных компонентов в газовой фазе, при котором может происходить предпочтительная концентрация определенных веществ в поднимающихся газовых пузырьках. По мнению авторов, однако, гораздо большее значение для дифференциации имеет *фракционирование магмы в результате кристаллизации*.

Некоторые минералы магматических пород обычно ассоциируются друг с другом вследствие кристаллизации примерно при одной и той же температуре. В частности, очень характерны пары: оливин и лабрадор, кварц и фаялит, ортоклаз и олигоклаз. Наоборот, некоторые минералы редко встречаются совместно, например оливин и альбит, мусковит и лабрадор. Эти соотношения можно истолковать с точки зрения фракционной кристаллизации охлаждающейся магмы в порядке, вытекающем из экспериментальных исследований. По мере развития процесса кристаллизации всегда проявляется тенденция к установлению равновесия между твердой и жидкой фазами. Для поддержания этого равновесия в условиях падения температуры ранние кристаллы могут реагировать с жидкостью с изменением их состава. Такие реакции могут осуществляться последовательно и прогрессивно с образованием непрерывных серий гомогенных твердых растворов. Так, в случае плагиоклазов образовавшиеся первыми кристаллы обогащены кальцием, а по мере падения температуры они последовательно становятся все более натровыми (ср. с рис. 1-3, а). Изменения такого рода, по классической терминологии Боуэна, представляют *непрерывную реакционную серию*. Однако некоторые железомagneзиальные минералы в ходе реакций, осуществляющихся по мере охлаждения, при определенных температурах превращаются в другие минералы с иной кристаллической структурой. Этот процесс в некоторых случаях, по существу, является обратным инконгруэнтному плавлению. Оливин, например, может превращаться в гиперстен (ср. рис. 1-2), а авгит — в рого-

¹ Наличие каплеобразных выделений сульфидов (в основном пирита), рассеянных в некоторых породах базальтового состава, определенно свидетельствует о несмесимости сульфидной жидкости и силикатного расплава.

незиальных минералов, окруженных реакционными каемками, сложенными более поздними минералами.

Теперь, после того как мы рассмотрели две главные реакционные серии, следует иметь в виду определенные вариации при кристаллизации магм. Так, в каждом железомagneзиальном члене прерывистой серии раньше кристаллизуются обогащенные магнием представители изоморфной серии. Например, магнезиальный оливин форстерит обычно образуется одновременно с кальциевым плагиоклазом, тогда как кристаллизация железистого оливина фаялита, как правило, происходит лишь одновременно с кварцем и ортоклазом. Нормальная последовательность кристаллизации может видоизменяться в результате влияния некоторых других факторов. Время кристаллизации амфиболов и слюд зависит от непрерывно меняющихся концентраций H_2O и F в магме. Порядок кристаллизации во многом зависит от различий степени фракционирования в двух реакционных сериях. Это в свою очередь определяет соотношения между различными элементами в остаточных жидкостях. Так, отношение щелочей к сумме кремнезема и глинозема в остаточной жидкости определяет возможность появления в породе фельдшпатоидов, например нефелинов, или натрово-железистых силикатов, например эгирина и рибекита.

Фракционирование магмы в результате кристаллизации обусловлено тенденцией оседания тяжелых минералов и всплытия легких. Таким образом, *осаждение* и *всплытие кристаллов* играют важную роль в создании разнообразия магматических пород. Примерами проявления этих процессов могут служить обогащение кристаллами оливина и кальциевых полевых шпатов придонных частей мощных силлов и потоков, а также избытие кристаллов лейцита в первых порциях некоторых извержений Везувия. В результате кристаллизационной дифференциации исходная базальтовая магма в вулканическом резервуаре может грубо стратифицироваться. В связи с этим состав извергающихся лав может зависеть от глубины проникновения в магматическую камеру подводящего канала извержений. В крупных плутонических пластообразных базитовых телах мощностью 5 км и более обычно проявляется гравитационное расслаивание с концентрацией в нижних частях относительно ранних членов обеих реакционных серий. Вклад в дифференциацию, вероятно, вносят и *газовые потоки*. Пузырьки газов могут захватывать кристаллы и всплывать вместе с ними или вызывать подъем интерстиционной жидкости. Оказывает действие и процесс *фильтр-прессинга*, в результате которого последние порции остаточной жидкости отжимаются от кристаллов и мигрируют в другие участки магматической камеры или в трещины, приоткрытые в уже отвердевших породах. Процесс фильтр-прессинга обуславливается поступлением

новых порций магмы, образованием открытых трещин растяжения в стенках магматической камеры, а также одновременным сжатием вследствие движения земной коры.

Независимо от механизма фракционной кристаллизации ранние минералы представлены безводными фазами — плагиоклазом, оливином, пироксеном. В результате отделения этих минералов поздние фракции расплава прогрессивно обогащаются не только водой, но и другими фугитивными компонентами — CO_2 , F и Cl, которые издавна определяют термином свободного пользования *летучие*. В конечном счете судьба этих компонентов зависит от состава магмы и от условий кристаллизации ее последних порций. Эти условия могут быть плутоническими, характеризующимися высоким давлением, или вулканическими, характеризующимися низким давлением. Вода хорошо растворима в большинстве силикатных расплавов при температурах порядка 1000°C и при давлениях несколько килобар. Однако по мере охлаждения в плутонических условиях она начинает входить в состав некоторых обычных силикатных фаз, особенно в амфиболы и слюды. Появлению этих минералов обычно благоприятствует относительно высокое содержание Na_2O и K_2O в магме. Фтор также относительно легко входит в состав магнезиальных биотитов и некоторых амфиболов. Фосфор стремится выделиться из расплава в виде самостоятельной фазы, апатита, который также включает фтор или хлор.

В некоторых случаях на поздних стадиях кристаллизации магм роль фугитивных компонентов резко возрастает. Для таких ситуаций ранее предлагались специальные термины. Некоторые из них сохраняют свое значение и в настоящее время. Можно, например, говорить в общем виде о *пегматитовой* стадии кристаллизации, осуществляющейся медленно при высоком давлении. Содержание фугитивных компонентов в пегматитовом расплаве возрастает до вскипания, и в этом случае, вплоть до исчерпания расплава, кристаллические фазы, остаточная силикатная жидкость и газ сосуществуют. В течение некоторого периода времени после полной консолидации плутонические породы и мощные вулканические потоки могут подвергаться воздействию, обычно небольшому, газов или, на последней стадии, горячих водных растворов, восходящих из еще не остывшей глубокой части магматических тел. Изменения этой стадии называются соответственно *пневматолитическими* или *гидротермальными*. К числу минеральных превращений этой стадии относятся замещение полевых шпатов агрегатом глинистых минералов, хлоритизация биотита, образование жилок серпентина в кристаллах оливина, кристаллизация обогащенных бором минералов, например турмалина, или образование фторсодержащих фаз, таких, как топаз и неко-

торые слюды. Все различные изменения первичных фаз, происходящие в горячей консолидированной породе на поздней стадии ее охлаждения, в этой книге мы будем называть общим термином *дейтерические изменения*.

Ассимиляция

Эволюция магмы может также определяться реакцией с вмещающими породами. Загрязнение магмы веществом вмещающих пород происходит в том случае, если расплавы перегреты по сравнению с температурой начала их кристаллизации. Такой перегрев, однако, маловероятен и вряд ли реализуется часто, особенно в плутонических условиях. Посмотрим, что происходит в магме после начала ее кристаллизации. Допустим, что магма имеет гранитный состав и от нее уже отделились роговая обманка и олигоклаз, тогда как вмещающая порода представлена габброидом, сложенным в основном авгитом и лабрадором. Последние два минерала относятся к крайним членам реакционных серий, лабрадор — к непрерывной, а авгит — к прерывистой серии. Магма эффективно пересыщена этими минералами и не может их растворить. Вместо прямого растворения должна происходить сложная реакция с превращением лабрадора и авгита в роговую обманку и олигоклаз, т. е. в минералы, равновесные с жидкостью на этой стадии ее кристаллизации. Допустим теперь, что мы имеем дело с более горячей магмой, из которой начал кристаллизоваться магнезиальный оливин, и что вмещающая порода содержит авгит, который по отношению к оливину представляет собой более поздний член прерывистой реакционной серии. При такой ситуации авгит может начать растворяться в магме, а необходимая для этого теплота плавления будет поставляться за счет теплоты кристаллизации оливина, выделяющегося из магмы. Таким образом, характер ассимиляции определяется соотношениями минералов, присутствующих во вмещающих породах и кристаллизующихся из магмы. Во всех случаях магма загрязняется веществом вмещающих пород, и в конечном счете образуются гибридные магматические породы. Особенно характерны они для краевых частей крупных плутонических тел. Такое происхождение, например, имеют некоторые диориты, возникающие в результате реакции гранитной магмы с вмещающими габбро или известняками.

Смешение магм

Гибридные породы, особенно вулканические или малоглубинные интрузивные, могут также формироваться в результате смешения частично закристаллизовавшихся магм. Подтверждение этому можно видеть в тесной ассоциации в пределах отдельных лавовых потоков порфириновых вкрапленников

плаггиоклаза резко различного состава, часто явно неравновесных с основной массой лавы. Примеры таких соотношений известны в вулканической провинции Сан-Хуан в Колорадо, где базальты, андезиты и риолиты, слагающие мощную вулканическую толщу, извергались из одного или нескольких близко расположенных жерл. Особенно наглядны такие соотношения в вулканических породах Японии и Калифорнии, среди которых присутствуют риолиты с зональными вкрапленниками плаггиоклаза, содержащими кальциевые ядра. С такими риолитами тесно ассоциируются базальты, также с зональными вкрапленниками плаггиоклаза, в ядрах которых, однако, представлены натровые члены. В некоторых андезитовых лавах вулкана Хаконе, Япония, присутствуют порфириновые выделения плаггиоклаза и пироксена с обратной зональностью. Внешние каемки вкрапленников плаггиоклаза более кальциевые, чем их ядра, а в краевых зонах вкрапленников пироксена содержится больше магния и меньше железа, чем в их центральных частях. В отдельных шлифах андезитов из плейстоценовых вулканов Калифорнии обычно присутствуют рано образовавшиеся кристаллы плаггиоклаза со средним составом от кальциевого битовнита до натрового олигоклаза. Некоторые из этих кристаллов зональны, в других присутствуют обильные включения стекла. В этом случае мы явно имеем дело со скоплениями кристаллов с различной термической историей. В сваренных туфах Коста-Рики присутствуют преимущественно мелкие частицы стекла с резко различными показателями преломления, свидетельствующими о широких вариациях состава жидкости. Сходные породы в Мексике представлены смесью крупных обломков стекла резко различной окраски (от очень темной до светлой), что опять-таки говорит о явной контрастности их состава. Пирокластические потоки Долины Десяти Тысяч Дымов, Аляска, состоят из смеси одновременно излившихся белой риолитовой пемзы и темного андезитового шлака. Обе эти породы образовались в результате эксплозивного излияния вспенившихся свежих магм. Таким образом, представляется, что смешение контрастных по составу магм в субвулканических камерах, гибридизация даже в микромасштабе и одновременное эксплозивное извержение контрастных магм относятся к числу обычных вулканических явлений.

Ассоциации магматических пород и концепция эволюции магмы

Петрографические провинции

Концепция дочерних пород, кристаллизовавшихся из магм, связанных единством происхождения из некоторой общей родоначальной магмы, существует уже более столетия. Особенно

много для ее развития сделал Альфред Харкер в первом десятилетии нашего века; в свое время она играла важную роль во всех представлениях о петрогенезисе магматических пород, наложив отпечаток на петрографические руководства и методы лабораторных исследований.

Исходной посылкой этой концепции было выявление *петрографических провинций* — обширных регионов, в пределах которых магматические породы имеют примерно одинаковый возраст (временной интервал не более немногих миллионов лет) и обладают общими химическими и минералогическими особенностями. Вместе с тем эти породы могут отличаться заметно друг от друга по отдельным характеристикам. Петрографические провинции выделяются по данным геологического картирования, петрографических исследований и изучения химического состава представительных образцов горных пород. Хорошо известные примеры вулканических провинций представляют Гавайские острова (от плейстоцена до современности), острова у западного побережья Шотландии (раннетретичная Гебридская провинция), острова Срединно-Атлантического хребта (от плейстоцена до современности) и Римская провинция в Италии (голоцен), в которой развиты высококалийные лавы вулкана Сомма (Везувий). В качестве двух резко контрастных плутонических провинций можно назвать батолит Сьерра-Невада в Калифорнии (преимущественно гранодиоритовый позднемезозойский) и колоссальный докембрийский Бушвелдский комплекс в Южной Африке (габбро и ассоциирующиеся с ними пироксениты, перидотиты и гранитоиды).

Предположение о единстве происхождения и генетической взаимосвязи различных пород в пределах некоторой конкретной провинции, основанное на наблюдениях полевых соотношений, неизбежно включает элемент спекуляции. Такого рода предположения должны учитывать ограничения, налагаемые термодинамическими соображениями и экспериментальными данными. Некоторые из смелых концепций, предложенных нашими предшественниками в дни, когда природа этих ограничений была недостаточно ясна, а экспериментальные данные были немногочисленны, тем не менее выдержали испытание временем и увязываются с современными теориями и экспериментами. Другие обобщения со временем отпали. В настоящее время большинство петрологов, видимо, принимают следующее положение: разнообразие минерального и химического состава горных пород в пределах некоторой провинции в основном согласуется с характером магматической эволюции по определенным трендам и с ее образованием за счет общей родоначальной магмы или ее источника. При этом главная роль отводится фракционной кристаллизации или плавлению.

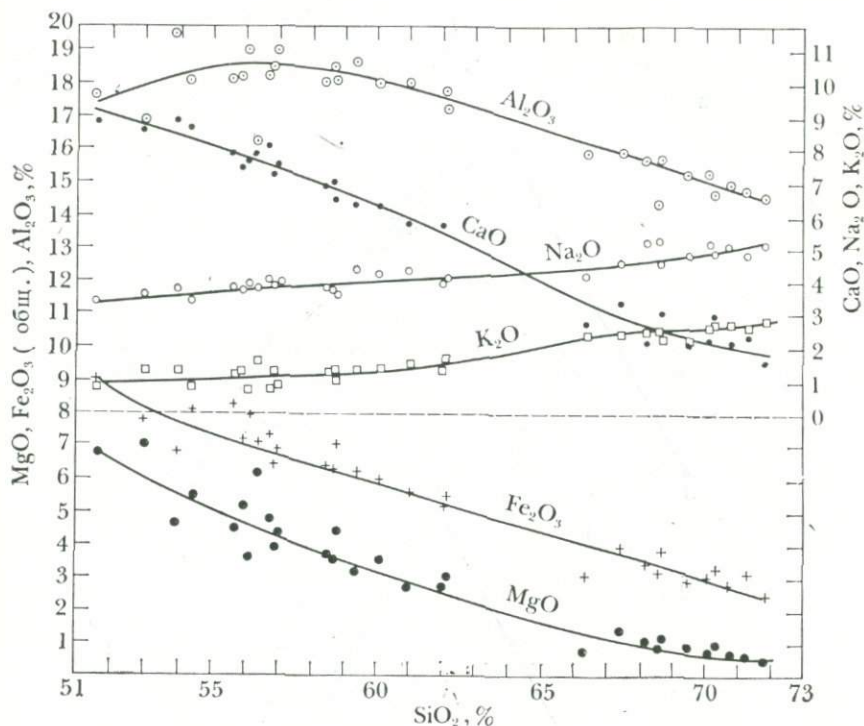


Рис. 1-4. Вариационная диаграмма (харкеровского типа) состава вулканических пород района Крейтер-Лейк, вулканическая провинция Каскадных гор, северо-западная часть США. По Вильямсу (1942).

Вариационные диаграммы химического состава

Особенности химизма отдельных провинций хорошо отображаются на вариационных диаграммах. Такие диаграммы основаны на химических анализах представительных пород, развитых в пределах провинции или единицы меньшего размера, например в сложном вулкане или плутоне. Таким образом, каждая диаграмма уникальна, хотя некоторые из них могут быть очень сходными, что позволяет предполагать близкий эволюционный процесс, повторяющийся во времени и пространстве.

Наиболее полно отображают химизм диаграммы в прямоугольных координатах, иллюстрирующие зависимость содержания окислов металлов от кремнезема в массовых процентах, непосредственно взятых из химических анализов. Такие диаграммы широко используются с первого десятилетия нашего века. На рис. 1-4 рассматривается состав вулканических пород (базальтов, андезитов, дацитов и риолитов) вулкана Крейтер-

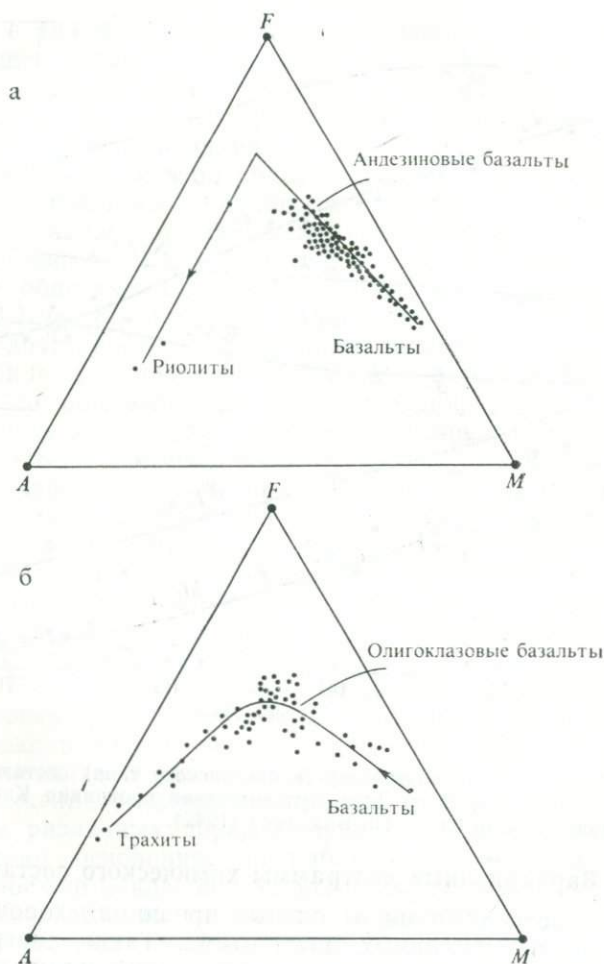


Рис. 1-5. *AFM*-диаграмма гавайских лав, мас. %. По Макдоналду и Кацуре (G. A. MacDonald, T. Katsura, *Journal of Petrology*, vol. 5, 1964, с изменениями).

a — толентовые базальты и их дифференциаты; *б* — щелочные базальты и их дифференциаты.

Лейк, Орегон. Эта диаграмма была составлена в 1942 г. Вильямсом. Отметим последовательное увеличение содержания окислов щелочных металлов по мере увеличения кремнеземности и, наоборот, уменьшение в том же направлении содержания окислов Ca, Fe и Mg. Эти соотношения весьма типичны для многих петрографических провинций.

В настоящее время используются также диаграммы другого типа. Это треугольные графики, отображающие соотношения трех избранных компонентов, взятых либо в виде окислов (в мас.%), либо в виде элементов (в ат.%). При построении этих диаграмм компоненты химического анализа пересчитываются на сумму 100%, что позволяет их использовать в треугольном графике. Наиболее широко применяются диаграммы AFM^1 , три конечных компонента которых, пересчитанные на сумму 100%, выражаются двумя способами: массовые проценты $A = (Na_2O + K_2O)$; $F = (FeO + Fe_2O_3 + MnO)$; $M = MgO$ или атомные проценты $A = Na + K$, $F = Fe + Mn$, $M = Mg$.

На рис. 1-5 приведены примеры треугольных диаграмм для хорошо изученной провинции Гавайских островов. Ценность трехкомпонентных диаграмм заключается в возможности отображения на них тонких вариаций химизма, недостаточно ясных на более полных диаграммах с прямоугольными координатами (рис. 1-4). Отметим, например, что во многих базальтовых провинциях, в частности на Гавайских островах, с увеличением содержания SiO_2 от 47 до 52% отношение F/M возрастает от 0,4 до 0,7 (рис. 1-5, а, б). В этом же интервале кремнеземистости в серии а величина отношения $A/(F+M)$ также возрастает от 0,05 до 0,15, а в серии б — от 0,04 до 0,2.

Вариации химизма в магматических сериях

Вариационные диаграммы фиксируют химические характеристики горных пород. Однако эти же показатели должны некоторым образом отображать и изменения химизма магм, из которых кристаллизовались эти породы. Каковы же соотношения между породами и магмами? Насколько достоверно химизм пород отображает состав магм? В этой книге мы не можем в полной мере рассмотреть эти важные вопросы. Тем не менее обратим внимание на некоторые петрографические наблюдения, которые свидетельствуют об определенных соотношениях.

1. Однородные тонкозернистые или стекловатые вулканические породы можно считать образовавшимися в результате быстрой закалки излившихся магматических жидкостей. Как указывал Боуэн в 1928 г., лишь для вулканических серий можно предполагать примерное соответствие особенностей состава пород и магм. В этом случае вариационные диаграммы, основанные на химических анализах пород, достоверно характеризуют эволюцию магмы.

2. В крупных расслоенных базитовых плутонах, иногда имеющих мощность более 10 км и представляющих наиболее

¹ Эту диаграмму не следует смешивать с диаграммой AFM , используемой при рассмотрении состава метаморфических пород.

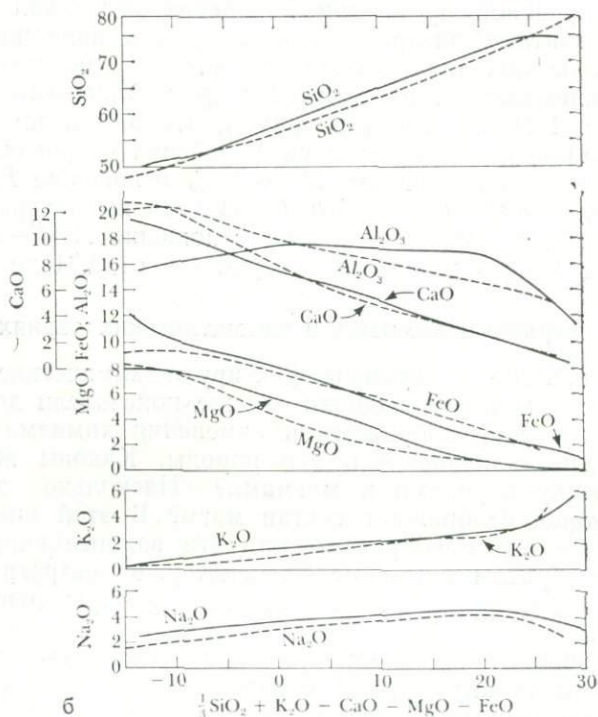
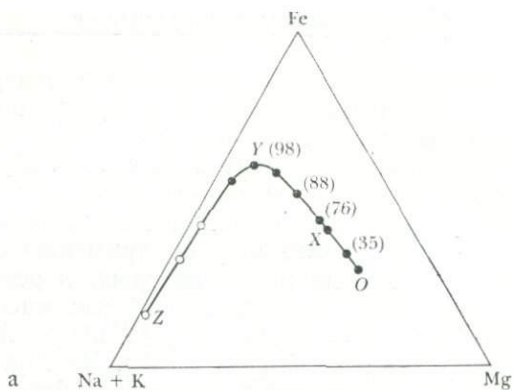


Рис. 1-6. а — вычисленный тренд эволюции состава жидкости при фракционировании магмы Скергаардского плутона (AFM-диаграмма, в атомных процентах). Составы: O — исходная магма (габбро закаленной краевой оторочки); X — жидкость, отвечающая началу образования пород, залегающих в основании обнаженной части плутона (отвердевание на 70%); Z — поздний гранофир (другие гранофиры показаны светлыми кружочками). Цифрами в скобках указан процент отвердевания. По Кармайклу, Тернеру и Ферхугену (1974) с изменениями.

б — вариации состава вулканических пород Йеллоустонской провинции (сплошные линии) и плутонических пород Южно-Калифорнийского батолита (пунктир). По Ларсену (E. S. Larsen, Geological Society of America Memoir, 29, 1948).

примечательные проявления базальтовой магмы в стабильных кратонах, последовательные слои образованы преимущественно кристаллами, осаждавшимися из жидкостей весьма различного состава. Осаждение кристаллов частично контролировалось гравитационными силами. В этом случае состав отдельных пород не может отвечать химизму магмы. Слои кумулятов и таких плутонов в одних случаях представлены кристаллами оливина и пироксена, в других — кристаллами кальциевого плагиоклаза и пироксена, а иногда сложены почти одним плагиоклазом. Эти слои представляют последовательные кристаллические фракции, отделившиеся от охлаждающегося тела базальтовой магмы, которая сама одновременно изменяла свой состав по определенному тренду. Для оценки характера вариаций химизма *жидкости* в этом случае необходимо учитывать относительные объемы кристаллических фракций и сделать некоторые допущения об исходном объеме и составе расплава. Таким образом, решение этой задачи оказывается практически невозможным, и остается лишь предложить некоторую модель эволюции магмы. Наиболее известная модель такого рода — это тренд Скергаардского плутона, тщательно построенный Уэйджером и его сотрудниками (рис. 1-6, *a*). Этот тренд отображает эволюцию магмы в детально изученном расчлененном эоценовом базитовом плутоне восточной Гренландии.

3. В двух крупных классах магматических пород одни лишь структурные признаки свидетельствуют о невозможности прямой корреляции между химизмом горных пород и исходных для них магм. К первому из этих классов относятся вулканические породы с *порфировыми* структурами. В них ясно различимы две генерации кристаллических фаз — крупные хорошо образованные кристаллы вкрапленников, возникшие на ранних стадиях кристаллизации, и включающая их тонкозернистая или стекловатая основная масса, соответствующая закалившейся остаточной жидкости. Ко второй группе относятся все породы семейства гранита — гранодиорита, а также многие другие обычные плутонические породы. Для этих пород характерна *гранитоидная* структура, образуемая однообразно крупными зернами. В таких породах очень трудно обнаружить структурные признаки для разграничения вероятных ранних кумулятов и продуктов кристаллизации поздних остаточных жидкостей. Возможно, что в действительности такие самостоятельные фракции в этом случае и не существовали. Тем не менее вариационные диаграммы, построенные на основании анализов представительных образцов горных пород многих крупных плутонических провинций (например, рис. 1-6, *b*), имеют примерно такие же плавные кривые, как и в случае вулканических серий, состоящих из однородно тонкозернистых или стекловатых пород. Отражают ли такие кривые реальную эво-

люцию магмы? Или их плавный характер попросту иллюзорен? На эти вопросы пока невозможно ответить с определенностью.

Щелочность и насыщенность кремнеземом в магматических сериях

Совершенно очевидно, что в большинстве случаев нельзя отождествлять химический анализ образца горной породы и состав гомогенного исходного расплава. Однако при сопоставлении вариационных диаграмм, построенных на сериях представительных образцов, можно определенным образом систематизировать магматические серии по их химизму. В этом аспекте, начиная со времен Харкера, особенно привлекали внимание два параметра химизма магматических пород — щелочность и насыщенность кремнеземом.

По признаку щелочности Харкер различал два крупных класса пород или магм.

Породы *щелочной серии* характеризуются устойчиво высоким содержанием ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) по отношению как к CaO , так и SiO_2 . Даже в базальтоидных членах таких серий с содержанием SiO_2 примерно менее 50% суммарное количество щелочей равно или превышает долю CaO . В связи с этим в основной массе таких пород могут присутствовать хотя бы небольшие количества калишпата, биотита или нефелина. В породах высокой щелочности нефелин доминирует среди этих минералов. Кварц в щелочных породах отсутствует, появляясь лишь в виде небольшой примеси в относительно кремнеземистых их разновидностях (трахитах).

Наоборот, в породах *известково-щелочной серии* содержание ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) равно или превышает долю CaO лишь в кремнеземистом конце ряда ($\text{SiO}_2 > 60\%$), как, например, это имеет место в провинции Крейтер-Лейк (рис. 1-4). Фельдшпатоиды в породах этой группы отсутствуют, тогда как кварц — обычный минерал и в относительно кремнеземистых породах, например дацитах, гранодиоритах, риолитах, является существенным компонентом. Калиевые минералы — биотит и калишпат появляются в кремнеземистом конце серии.

Не всегда горные породы можно уверенно отнести к той или другой из рассмотренных выше категорий. Следует ли, например, относить наиболее распространенные вулканические породы, океанические базальты, к числу известково-щелочных лишь на том основании, что у них отсутствуют обычные признаки, связываемые с понятием щелочности?

Критерий насыщенности кремнеземом применялся в отношении конкретных составов горных пород. Однако этот критерий может быть полезен и для оценки целых серий пород и

магм, колебания химического состава которых происходят в узких пределах. К числу таких серий можно, например, отнести базальты океанического дна и континентальных трапповых покровов, а также скопления базальтов на некоторых океанических островах, в частности Гавайских и в Исландии. Рассмотрим детальнее признаки насыщенности кремнеземом базальтовых пород.

Экспериментально было показано, что некоторые минералы несовместимы с кремнеземистыми расплавами¹. В природе эти минералы никогда не ассоциируются с кварцем в одном и том же магматическом парагенезисе. К этой категории относятся фельдшпатоидные минералы, а также магнезиальный оливин, если не считать узкого предела состава жидкостей, отвечающих отрезку *PR* на рис. 1-2. Следовательно, фельдшпатоиды и магнезиальные оливины сами по себе могут рассматриваться как *недосыщенные* SiO_2 минералы или фазы в отличие от *насыщенных* кремнеземом минералов — щелочных полевых шпатов и магнезиальных пироксенов. Таким образом, на основании одного минерального состава можно различать два класса базальтовых пород.

В недосыщенных базальтах присутствует много оливина и те или иные фельдшпатоиды, обычно нефелин или другие представители этой группы. Соответственно магматические серии, попадающие в эту широкую категорию пород, относят к *оливин-щелочно-базальтовому типу*. В насыщенных базальтах фельдшпатоиды совершенно отсутствуют и появляется лишь незначительное количество оливина, представленного кристаллами ранней генерации (порфиrowыми вкрапленниками), которые выделялись из жидкости с небольшим избытком SiO_2 , отвечающей отрезку *PR* на рис. 1-2. Соответствующие этим условиям магматические серии относятся к широкому *толеитовому типу*.

Конкретные химические анализы горных пород по некоторым характеристикам можно однозначно относить к классам недосыщенных или насыщенных пород. Такие разграничительные критерии выявляются при пересчете химического состава на *нормативный* минеральный (см. гл. 2). Последний представляет собой набор упрощенных фаз, отвечающих минералам. Соответственно отнесение породы к той или иной группе будет определяться присутствием нормативных оливина или нефелина в одних случаях и присутствием кварца — в других.

Во многих петрографических провинциях обильные базальты, извергавшиеся в течение какого-либо крупного вулканиче-

¹ Эта ситуация может быть оценена и с термодинамической точки зрения с использованием концепции *активности* кремнезема (параметра, связанного с ΔG_r для реакций с участием кварца).

ского цикла, целиком относятся к классу недосыщенных или к классу насыщенных пород. Соответственно и рассматриваемые серии магм можно называть недосыщенными или насыщенными в отношении SiO_2 .

Химизм магм и тектонические обстановки

В своих поисках глобальных закономерностей проявления магматизма Харкер условно выделял два ряда соотношений — чисто пространственные, географические и тектонические. Первый из этих аспектов предполагает глобальное расчленение третичных и современных проявлений вулканизма на щелочную Атлантическую и известково-щелочную Тихоокеанскую мегапровинции. Это положение в свете более полной последующей информации оказалось сильно упрощенным и в настоящее время практически предано забвению. Второй аспект, наоборот, оказался весьма плодотворным и предвосхитил некоторые современные тенденции тектонического подхода в геологии. Вкратце Харкер связывал свои щелочные магматические серии атлантического типа с региональным рифтообразованием, как это имеет место в пределах Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Африканских рифтов. Известково-щелочные серии он увязывал с региональным складкообразованием, примеры которого в настоящее время наблюдаются в подвижных поясах Тихоокеанского кольца. Эти положения Харкер выдвинул незадолго до того, как Грегори обосновал фундаментальную роль тектоники, показав, что географические корреляции имеют второстепенное значение. Таким образом, еще накануне первой мировой войны были выявлены фундаментальные соотношения между химическими особенностями магматических серий и тектонической обстановкой их проявления, подразумевающие различия режимов глубинности и источников вещества при образовании магм.

В последние годы в связи с резким увеличением информации по геохронологии, химизму горных пород и региональной петрографии (особенно по океаническим бассейнам) и в результате влияния концепции тектоники плит простая концепция Харкера в значительной мере видоизменена. В заключение этой главы отметим некоторые современные общие положения о соотношениях типов магм и тектонических обстановок [см.: Carmichael, Turner, Verhoogen, 1974, pp. 662—664].

1. В наибольших объемах достигают земной поверхности толеитовые магмы. Образуясь в верхней мантии, они поднимаются к поверхности по крупным рифтовым зонам. Особенно примечательными продуктами этих магм являются толеитовые базальты океанического дна с очень низким отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Они распространяются во внешние стороны от мест

извержения в Срединно-Атлантическом рифте и аналогичных линейных зонах в других океанах. На поверхности континентов также существуют огромные скопления излившихся толеитов, которые извергались при образовании региональных трещин в континентальной земной коре на различных этапах фрагментации и дрейфа континентальных плит. Они представлены, например, мезозойскими базальтами и ассоциирующимися с ними пластовыми телами диабазов в южной части Африки (провинция Карру) и на другой стороне Атлантики, в центральной и южной частях Бразилии (провинция Парана). Базальты этих двух провинций изливались в течение отдельных ранних эпизодов раскалывания древнего континента Гондвана.

2. Другие участки океанических или континентальных рифтов и поздние стадии вулканизма на площадях, где ранее изливались толеитовые лавы, характеризуются существенно щелочными магмами. В этих случаях оливиновые щелочные базальты и еще более щелочные основные лавы с фельдшпатоидами (например, базаниты и нефелиниты), видимо, также отвечают исходным магмам, поступавшим из верхней мантии. Относительно кремнеземистые щелочные лавы (трахиты, фонолиты), как полагают, представляют их поздние дифференциаты. Классические примеры такого щелочно-базальтового магматизма имеются в континентальной рифтовой системе, протягивающейся из Красного моря в область Восточно-Африканской рифтовой долины, а также в прерывистой цепи современных вулканических островов, располагающихся на всем протяжении Срединно-Атлантического хребта.

3. Наиболее крупные плутонические проявления базитовой магмы представлены гравитационно-расслоенными интрузивами с преобладанием габбро мощностью до 10 км. Такие плутоны с древнейших времен внедрялись в земную кору в пределах стабильных континентальных кратонов. И в этом случае исходные магмы попадают в общие пределы состава толеитов. Классические примеры таких плутонов представлены докембрийским Стиллиуотерским массивом (Монтана, США), также докембрийским Бушвелдским комплексом в Южной Африке и эоценовым Скергаардским массивом в Гренландии.

4. Известково-щелочные лавы, изменяющиеся по составу от толеитовых базальтов через андезиты до дацитов и риолитов, очень характерны для вулканизма современных островных дуг Тихоокеанского кольца. Более кремнеземистые члены этих серий проявляются в участках сочленения островных дуг с континентальной земной корой. Судя по сейсмическим данным, источники вулканизма островных дуг располагаются в зонах Беньофа. Однако очень сходные известково-щелочные магматические серии проявляются и внутри континентов без каких-либо признаков связи с зонами Беньофа. К их числу относятся

Йеллоустонская голоценовая провинция и эоценовая провинция Сан-Хуан в Северной Америке, располагающиеся на расстоянии 1500 км от тихоокеанской окраины континента. Известково-щелочные лавы могут появляться и в других континентальных обстановках. Так, они ассоциируются и с толентовыми, и с оливин-щелочно-базальтовыми лавами в эоценовой Гебридской провинции западнее Шотландии, вулканизм в которой, очевидно, был синхронным с фрагментацией этого сектора древнего Северо-Атлантического кратона. В этом случае источником известково-щелочных магм, вероятно, служили породы мантии и нижней коры.

5. Плутонические известково-щелочные (гранодиоритовые) комплексы представляют собой наиболее значительные магматические элементы земной коры. Они локализируются в подвижных поясах или вблизи них. Проявление известково-щелочного плутонического магматизма обычно коррелируется поздними стадиями орогении. Однако такая корреляция не универсальна, и некоторые пояса относительно молодого гранитоидного магматизма, например кайнозойские батолиты Скалистых гор, располагаются вдалеке от зон Беньофа.

6. В отличие от известково-щелочных и насыщенных кремнеземом базитовых магм, формирующих крупные гранодиоритовые и расслоенные базитовые комплексы, плутонические проявления щелочных магм незначительны по объему. Однако в связи с разнообразием их минерального состава они представляют большой петрографический интерес. Появлению щелочных плутонов, видимо, благоприятствует относительно спокойная континентальная обстановка. Базитовый конец щелочной серии представлен дифференцированными пластообразными массивами, например Шонкин-Сэг, Монтана, в западной части США. Более кремнеземистые члены серии, фельдшпатоидные сиениты, проявляются в виде многочисленных штоков и мелких интрузивов позднемезозойского возраста, секущих докембрийские кратоны в Южной Африке и Бразилии. Некоторые из таких интрузивов сменяют во времени базальтовые излияния, а другие частично синхронны с ними.

7. В эвгеосинклиналях широко распространены спилиты, альбитовые базальты с высоким содержанием натрия. Ранее полагали, что эти породы образовались за счет особого типа базитовой магмы, соответственно обогащенной натрием. Однако в настоящее время признано, что спилиты — это базальты с нормальным химизмом, преимущественно толентовые, обогащенные натрием в процессе регионального метаморфизма низкой степени (см. стр. 121—125).

Для каждого из этих положений можно найти исключение, и все они открыты для дальнейшего развития. В последовательных вулканических циклах, проявившихся в течение не-

многих миллионов лет в одном и том же месте, могли произойти заметные изменения характера магматизма, вероятно свидетельствующие об изменении глубинности и химизма источника магм. Трудно ожидать многократных проявлений во времени одних и тех же типов магм в идентичных тектонических обстановках. Некоторые типы магм, вероятно, характерны лишь для определенных периодов геологической истории. К числу таких уникальных проявлений магматизма относятся андезитовые анортозиты протерозойского возраста и высокомагнезиальные ультрамафические лавы (коматиты) раннего докембрия. Таким образом, как и большинству других важных геологических процессов, магматизму свойственны определенные закономерности. Однако при должных сопоставлениях полевой обстановки с хронологическими и структурными данными петрографы, очевидно, смогут обнаружить те или иные отклонения от общих закономерностей. Перейдем теперь от общего рассмотрения магм и магматических серий непосредственно к главному предмету этой книги — микроскопическому изучению продуктов магматизма, т. е. самих магматических пород.

Литература

Во всех главах, посвященных магматическим породам, имеются ссылки на три общие широко известные работы:

Johannsen A., *A Descriptive Petrography of the Igneous Rock*, 4 vols, Chicago: University of Chicago Press, 1931—1939. Стандартное очень полное руководство по петрографии магматических пород, содержащее также данные по их химизму (непосредственно анализы и результаты пересчетов на нормативный состав).

Bowen N. L., *The Evolution of the Igneous Rocks*, Princeton: Princeton University Press, 1928; reprint ed., New York: Dover, 1956. Краеугольный камень современной петрологии магматических пород, базирующейся на экспериментах.

Carmichael I. S. E., *Turner F. J.*, *Verhoogen J.*, *Igneous Petrology*, New York: McGraw-Hill, 1974. Современное руководство, трактующее вопросы генезиса и распределения магматических пород, дополненное современным материалом по их химизму (силикатные анализы, нормативные составы, элементы-примеси, изотопный состав). Развернуто обсуждаются петрогенетические аспекты.

Глава 2. Характерные особенности и классификация магматических горных пород

Характерные особенности магматических пород, позволяющие отличать их от пород других крупных групп и одну от другой, заключаются в формах проявления в природе, валовом химизме, минеральном составе и структуре. Последние два аспекта составляют главное содержание петрографии. Однако петрограф должен уметь применить при полевых работах сведения, полученные при микроскопических наблюдениях и в процессе изучения химизма горных пород. В настоящей книге в отличие от более полных руководств, включающих полевую петрологию, главное внимание уделяется минеральному составу и структуре горных пород.

Минеральный состав магматических пород

В обычных магматических породах главные химические компоненты (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO и т. д.) преимущественно или полностью входят в состав немногих широко распространенных минералов, образующих ассоциации от трех до шести фаз. К числу этих минералов относятся кварц, полевые шпаты, пироксены, амфиболы, слюды, окислы железа и титана, оливины и фельдшпатоиды (последние два минерала встречаются в недосыщенных кремнеземом породах). Помимо этих минералов в некоторых быстро охладившихся вулканических породах присутствует остаточное стекло. Относительное количество этих *существенных* составных частей горных пород определяет два наиболее легко оцениваемых свойства — окраску и плотность. Соответственно магматические минералы принято группировать в две категории по цвету: *фельзические*, светлоокрашенные, обладающие относительно низкой плотностью (преимущественно 2,5—2,7 г/см³) и *мафические*, более темные и гораздо более плотные (преимущественно 3,0—3,6 г/см³).

За исключением кварца, большинство главных минералов магматических пород весьма изменчивы по составу, поскольку они представляют собой сложные твердые растворы. Дальнейшее усложнение минерального состава обусловлено поли-

морфизмом, связанным с вариациями температуры. Рассмотрим петрографически важные особенности химизма породобразующих минералов.

Фельзические минералы

Кварц SiO_2 . Кварц характерен для всех относительно кремнеземистых пород с содержанием SiO_2 более 66%. Этот минерал — полиморфная модификация кремнезема, стабильная при атмосферном давлении ниже температуры 870 °С.

Полевые шпаты. Полевые шпаты — группа минералов, наиболее широко распространенных и в больших количествах присутствующих в магматических породах. Они представляют собой смеси трех конечных членов — KAlSi_3O_8 , $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Существуют две серии твердых растворов, в каждой из которых преобладают два из трех конечных членов. Пренебрегая в каждом случае третьим подчиненным компонентом, ряды полевых шпатов можно представить как смеси KAlSi_3O_8 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (серия *щелочных полевых шпатов*) и $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (серия *плаггиоклазов*). В кристаллографическом отношении, а следовательно, и в отношении оптических свойств каждая из серий осложняется полиморфизмом, связанным со степенью упорядочения в распределении Al^{3+} и Si^{4+} в тетраэдрических позициях кристаллической решетки. Под микроскопом можно различать пять кристаллохимических серий полевых шпатов, четыре из которых образуют щелочные полевые шпаты (рис. 2-1).

Щелочные полевые шпаты. Серия санидин — анортоклаз $(\text{K}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ — $(\text{Na}, \text{K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ — неупорядоченные высокотемпературные щелочные полевые шпаты, моноклинные на калиевом конце с увеличивающейся триклинностью в направлении к натровому концу.

Ортоклаз $(\text{K}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ — метастабильный частично упорядоченный моноклинный калиевый полевой шпат, кристаллизующийся в средней части интервала температур образования магматических пород.

Микроклин $(\text{K}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ — упорядоченный триклинный калиевый полевой шпат, стабильный при относительно низких температурах.

Пертиты $(\text{K}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ — калиевые полевые шпаты (микроклин или ортоклаз) с тонкими вростками альбита, в большинстве случаев образовавшиеся в результате распада твердых растворов. Наиболее типичный щелочной полевой шпат для низких температур магматизма, различимый микроскопически, — это микроклин-пертит. В настоящее время известно, что большинство оптически гомогенных высокотемпературных щелочных полевых шпатов вулканических пород претерпевает



Рис. 2-1. Номенклатура и области термической устойчивости щелочных полевых шпатов от температур солидуса до 400 °С. Границы фаз проведены схематически. Линия солидуса соответствует давлениям, характерным для вулканических и субвулканических условий.

пород ограничен пределами $Ap_{20}-Ap_{80}$. Некоторые усложнения в этой серии обусловлены полиморфизмом (явления упорядочения) и возникновением криптопертитовых продуктов распада твердых растворов. Эти соотношения представляют интерес для интерпретации процесса охлаждения пород, но не играют никакой роли в классической петрографии. Плаггиоклазы с видимыми вростками калиевого полевого шпата называются *антиперритами*.

Фельдшпатоиды. К этой группе относится ряд не связанных структурно друг с другом натровых и калиевых алюмосиликатов, в которых атомные отношения $(Na+K)/Si$ больше, чем в щелочных полевых шпатах (1:3). В своем распространении они ограничены недосыщенными кремнеземом глиноземистыми породами и обычно ассоциируются со щелочными полевыми шпатами. Среди фельдшпатоидов наиболее распространены следующие минералы:

- Нефелин $Na_3KAl_4Si_4O_{16}$
- Содалит $Na_8Al_6Si_6O_{24}Cl_9$
- Лейцит $KAlSi_2O_6$

распад с образованием сростков дискретных калиевого и натрового конечных членов, представленных столь мелкими индивидами, что их удается идентифицировать лишь рентгеновским способом или под электронным микроскопом. Такие сростки минералов называют *криптоперритами*.

Серия плаггиоклазов.

Триклинные полевые шпаты образуют непрерывную серию от альбита $NaAlSi_3O_8$ до анортита $CaAl_2Si_2O_8$. Эту серию принято условно подразделять на основе оптических параметров следующим образом:

- Альбит Ap_0-Ap_{10}
- Олигоклаз $Ap_{10}-Ap_{30}$
- Андезин $Ap_{30}-Ap_{50}$
- Лабрадор $Ap_{50}-Ap_{70}$
- Битовнит $Ap_{70}-Ap_{90}$
- Анортит $Ap_{90}-Ap_{100}$

В основном состав плаггиоклазов магматических пород

Мафические минералы

Оливины $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$. Магнезиальные оливины, обогащенные форстеритовым компонентом (Fo), широко распространены в магматических породах с относительно низким содержанием SiO_2 . Особенно они типичны для базальтовых лав и их плутонических аналогов. Оливины, по составу приближающиеся к конечному члену Fe_2SiO_4 (фаялит), относительно редки. В отличие от магнезиальных членов ряда они устойчивы в присутствии избытка SiO_2 и могут появляться в кварцсодержащих породах с высоким отношением FeO/MgO .

Пироксены. Это цепочечные силикаты, вариации составов которых в основном обусловлены сочетаниями Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , а в одной из серий — также Na^+ и Fe^{3+} . В некоторых разновидностях важную, хотя и подчиненную роль играют алюминий и титан. Существуют три главные серии твердых растворов пироксенов (рис. 2-2):

1. *Ортопироксены* $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$, ромбическая серия энстатит — бронзит — гиперстен — ферросилит (En—Fs). Обычно в состав гиперстенов входит менее 50% FeSiO_3 — ферросилитовой молекулы Fs.

2. *Авгит-пижонитовая серия* — моноклинные Ca—Mg—Fe-пироксены, состав которых можно отобразить как смесь нескольких идеальных конечных членов: диопсида $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, геденбергита $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$, энстатита MgSiO_3 и ферросилита FeSiO_3 . Вместе с тем авгиты содержат значительное количество глинозема, а иногда также TiO_2 , приобретая при этом фиолетовый оттенок в петрографических шлифах. При температурах магматизма существует разрыв смесимости между более кальциевыми *авгитами* и относительно магнезиальными *пижонитами*. В некоторых вулканических породах этот разрыв заполняется метастабильными продуктами закалки, *субкальциевыми авгитами*. Все три разновидности оптически положительны, плоскость оптических осей у авгитов и субкальциевых авгитов параллельна $\{010\}$. Для идентификации этих пироксенов существует лишь один оптический критерий — угол оптических осей. Угол $2V$ у авгитов колеблется от 60° у минералов, приблизительно отвечающих формуле $\text{Ca}(\text{Mg, Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$, до 40° у менее кальциевых разновидностей¹. У субкальциевых авгитов $2V$ неизменно мал и обычно составляет $10\text{--}30^\circ$. Пижониты обычно одноосны, или имеют небольшой $2V$ с плоскостью оптических осей, нормальной к (010) .

3. *Натровые пироксены* — моноклинные с интенсивной зеленой окраской, колеблющиеся по составу от *эгиринов* (почти

¹ Гораздо меньшая величина $2V$ может быть у титанистых разновидностей, которые, однако, отличаются от субкальциевых авгитов и пижонитов характерной фиолетовой окраской.

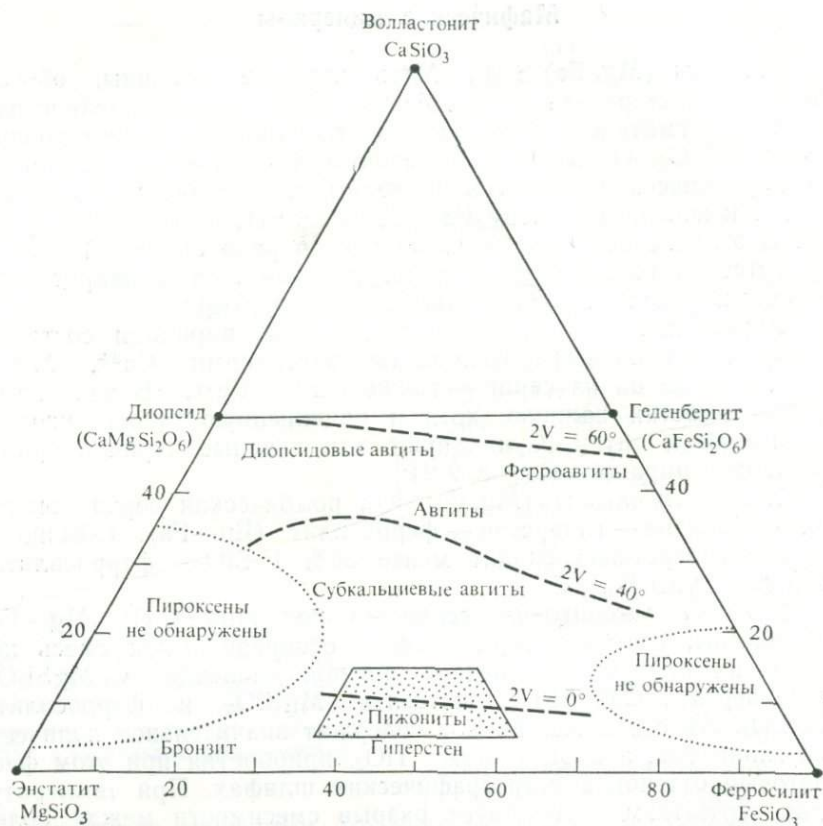


Рис. 2-2. Номенклатура пироксенов магматических пород в упрощенной трехкомпонентной системе CaSiO₃—MgSiO₃—FeSiO₃. Пунктирными линиями приблизительно показаны геометрические места точек составов моноклинных пироксенов с тремя избранными величинами 2V. Крапом выделено поле пижонита. Использованы данные из работы Дира и др. (W. A. Deer, R. A. Howie, and J. Zussman, *Rock-Forming Minerals*, vol. 2. New York: Wiley, 1963; см. русский перевод: У. А. Дир, Р. А. Хауи, Дж. Зусман, *Породообразующие минералы*, т. 2. — «Мир», Москва, 1965).

чистый акмит NaFe³⁺Si₂O₆) до твердых растворов акмит-диопсид-геденбергитового состава. Эти пироксены характерны для магматических пород, в которых натрий преобладает по отношению к Al₂O₃ и, следовательно, остается в избытке после вхождения в состав щелочных полевых шпатов или фельдшпатоидов, поскольку в обеих этих группах минералов (Na+K)/Al=1.

Амфиболы. Обычные амфиболы магматических пород представлены *роговыми обманками* — ленточными силиката-

ми моноклинной сингонии и сложного химического состава, который можно отобразить приближенной формулой $\text{NaCa}_2(\text{Mg, Fe})_4\text{Al}(\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ с ограниченным замещением Na на K и Al на Fe^{3+} , а также группы OH на F. В членах керсутитовой серии роговых обманок, обладающих интенсивной бурой окраской, может присутствовать от 5 до 10% TiO_2 . В голубых щелочных роговых обманках возможно ограниченное замещение группы (CaFe^{2+}) и на (NaFe^{2+}) . В некоторых натровых вулканических породах встречается *рибекит* $\text{Na}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{F}_2^{3+}(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$, обладающий интенсивной синей окраской. В плутонических натровых породах присутствует другая щелочная роговая обманка *арфведсонит*, также имеющая синюю окраску.

Биотиты. В магматических породах слюды представлены в основном биотитами $\text{K}(\text{Fe, Mg})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, в которых магний может замещаться Fe^{3+} с компенсационным замещением кремния алюминием.

Оксиды железа и титана. Обычные непрозрачные минералы магматических пород относятся к двум изоморфным сериям, конечные члены в которых представлены оксидами железа и титана. Эти минералы присутствуют в магматических породах почти повсеместно, но обычно в незначительных количествах. Ромбическая α -серия (*ильмениты*), по существу, представляет собой твердые растворы ильменита и гематита $(\text{FeTiO}_3\text{—Fe}_2\text{O}_3)$ с содержанием Fe_2O_3 до 25%. Кубическая β -серия (*магнетиты*) — это непрерывная серия твердых растворов магнетита и ульвешпинели $(\text{Fe}_3\text{O}_4\text{—Fe}_2\text{TiO}_4)$. Распад твердых растворов и окисление при охлаждении обеих серий приводят к образованию сростков окислов в различных комбинациях. Гораздо реже в магматических породах встречаются полиморфные модификации TiO_2 — рутил и анатаз.

Акцессорные минералы

В большинстве магматических пород присутствуют небольшие количества второстепенных, акцессорных, минералов, в состав которых входят элементы, не свойственные главным фазам. Фосфор и фтор обуславливают появление *апатита* $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH, F})$, в состав *циркона* ZrSiO_4 входит цирконий; избыточный титан и небольшое количество тория концентрируются в *сфере* CaTiSiO_5 ; за счет хрома образуется *хромовая шпинель* $(\text{Fe, Mg})\text{O}(\text{Cr, Al})_2\text{O}_3$. В некоторых гранитах избыток алюминия входит в *мусковит* $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$. Сера входит в состав различных сульфидов, обычно пирита FeS_2 . Углерод обуславливает кристаллизацию *кальцита* CaCO_3 или *сидерита* FeCO_3 . Редкоземельные элементы совместно с титаном образуют перовскит $(\text{Ca, Na, Fe}^{2+}\text{Ce})(\text{Ti, Nb})\text{O}_3$. Петрографиче-

ская идентификация этих минералов позволяет оценивать распределение элементов-примесей в сериях магматических горных пород.

Структуры магматических пород

Структура и текстура

Трудно четко разграничить понятия *текстуры* и *структуры*. Обычно, однако, под *текстурами* понимают крупномасштабные особенности строения горных пород, выявляющиеся при полевых наблюдениях, например полосчатость, линейность и трещиноватость отдельности. Понятие *структуры* включает степень кристалличности и размер зерен, а также строение породы, т. е. геометрические соотношения составляющих ее частей. Структурные признаки несут информацию об условиях консолидации пород при охлаждении исходных магм. Эти признаки свидетельствуют о скорости и порядке кристаллизации, которые в свою очередь определяются температурой, составом, содержанием фугитивных компонентов и вязкостью магмы, а также давлением, при котором она отвердевала.

Структура как петрографический индикатор истории охлаждения магмы

Еще во время подъема с глубины многие магмы начинают кристаллизоваться. Этот процесс отвердевания продолжается в ходе внедрения или излияния магмы и завершается уже внутри отдельных лавовых потоков, даек, силлов или плутонов. Непрерывное отвердевание магмы заключается в образовании зародышей и росте кристаллов фаз, последовательно образующихся в расплаве, количество которого непрерывно уменьшается в условиях прогрессивного охлаждения. Этот процесс прекращается либо с исчерпанием расплава, либо в том случае, когда температура понижается настолько, что эффективная скорость кристаллизации уменьшается до нуля.

Время отвердевания ограничивается *скоростью* охлаждения. Последняя зависит от многих факторов, наиболее важное значение среди которых имеют размеры охлаждающегося тела: мощность потока или силла, диаметр плутона. Менее важный фактор — мощность перекрывающих пород, т. е. глубина становления магматического тела. Маломощные поверхностные потоки охлаждаются гораздо быстрее, чем крупные плутонические тела. Некоторые представления о широких вариациях периода консолидации магмы дают количественные модели охлаждения, предложенные Егером, который рассмотрел внедрение пластообразного тела базальтовой магмы мощностью D при температуре ликвидуса (точка начала кристаллизации) в

холодные вмещающие породы с последующей кристаллизацией без внутренней конвекции. Время полной кристаллизации в центральной части этого силла в пределах интервала охлаждения 200—300 °С (от температуры ликвидуса до солидуса) по расчетам оказалось прямо пропорциональным D^2 . Расчетные величины при допущении правдоподобных сочетаний термических свойств магмы, магматических и вмещающих пород для силлов мощностью соответственно 1, 10, 100 и 200 м составляют соответственно 5 суток, 15 месяцев, 1300 лет и 50 000 лет. Средняя скорость охлаждения колеблется от примерно 50 °С в сутки до 5 °С в 1000 лет. Сходными расчетами показано, что краевые части мощных силлов должны полностью отвердевать в течение одного года на 2 м, а в течение 100 лет — на 20 м.

Широкие вариации режима охлаждения приводят и к разнообразию структур магматических пород. Тем не менее существуют общие закономерности кристаллизации магмы, которые выявляются описательной петрографией. Для того чтобы правильно интерпретировать структурные данные, следует кратко рассмотреть особенности процессов кристаллизации магм при различных скоростях охлаждения в разных геологических обстановках и контролирующие их факторы.

Физические факторы, контролирующие эволюцию структур пород

Эволюция структур в течение отвердевания магмы определяется двумя главными рядами физических факторов. Первый из них представлен налагающимися внешними переменными — температурой T , временем t и в меньшей мере давлением P (которым мы в значительной мере будем пренебрегать в дальнейшем обсуждении). Второй ряд — это термодинамические свойства участвующих в кристаллизации фаз¹, характер которых в каждом конкретном случае зависит от состава магмы и в меньшей мере от условий ее консолидации. Наиболее важные из этих свойств обусловлены *энтропией*, которая в свою очередь находится в специфической связи с температурой.

Энтропия плавления кристаллической фазы. Обратимые явления — плавление и кристаллизация — в однокомпонентной системе сопровождаются резкими изменениями степени внутреннего ее порядка, выражающегося в геометрическом расположении и движениях слагающих ее частиц. Показатель этих изменений — количество тепла, поглощенного в процессе плавления или выделенного при кристаллизации. С теплотой плавления ΔH_m (кал·моль⁻¹) при равновесной температуре T_E

¹ Читателям, недостаточно знакомым с основами термодинамики, следует познакомиться с приложением А.

тесно связана энтропия плавления ΔS_m (кал·моль⁻¹·град⁻¹), определяющаяся уравнением

$$\Delta S_m = \frac{\Delta H_m}{T_E}$$

(температура здесь выражена в кельвинах). Ценность концепции энтропии заключается в том, что она, как только что было сказано, численно отображает степень внутреннего *разупорядочения* в системе¹. При T_E плавление и кристаллизация сопровождаются одинаковыми по величине изменениями энтропии, но противоположными по знаку: положительными при плавлении (увеличение разупорядочения) и отрицательными — при кристаллизации.

Численная величина ΔS_m при некотором данном давлении представляет собой однозначную термодинамическую функцию для каждой кристаллической фазы. Эта величина, выраженная в калориях на атом (исходя из молекулярной формульной массы в граммах), для породообразующих минералов колеблется от 0,3 для кристаллического SiO₂ до 1,9—2 для пироксенов и до 2,6 для Fe—Ti-оксидов. Энтропия плавления тесно связана со всеми аспектами процесса плавления и кристаллизации, включая и относительные скорости нуклеации и роста кристаллов².

Свободная энергия кристаллизации. Как только температура становится ниже T_E , количество тепла ΔH_c , выделяющееся при кристаллизации фаз из ставшего метастабильным расплава, непрерывно изменяется, как это происходит и с энтропией

¹ В этом нашем первом упоминании энтропии подчеркивается один из двух главных ее аспектов, а именно степень разупорядочения внутри системы, оцениваемая, как говорят физики, в *микроскопическом масштабе*, т. е. в масштабе слагающих ее индивидуальных частиц. Однако наше *определение* энтропии основано на макроscopicких данных, лабораторных измерениях и экспериментах с реальными системами, каждая из которых, конечно, состоит из присущих ей частиц. (При таком подходе даже химический анализ тончайших объектов, выполненный на электронном микроанализаторе, попадает в макроscopicкую категорию.) Стандартное определение энтропии отображается эмпирическим уравнением:

$$S_T = \int_0^T C_p \ln T,$$

где S_T — молярная энтропия системы при температуре T (в кельвинах) и некотором постоянном давлении, C_p — теплоемкость (макроscopicкое свойство) системы при том же давлении. Это соотношение подробнее рассматривается и иллюстрируется в приложении А (см. т. 2).

² Приведенные численные значения нельзя прямо распространять на кристаллизацию фаз из расплава более сложного состава, такого, как магма. Тем не менее эти величины в общем виде свидетельствуют о скоростях кристаллизации фаз различного состава при одновременном их образовании.

кристаллизации ΔS_c . В то же время величина $T\Delta S_c$ становится значительно больше, чем ΔH_c . Разность

$$\Delta G_c = \Delta H_c - T\Delta S_c,$$

имеющая отрицательный знак, по определению представляет собой изменение *свободной энергии* внутри системы, обусловленное фазовыми превращениями, осуществляющимися теперь как самопроизвольный и необратимый процесс. ΔG_c (с отрицательным знаком) — это мерило движущей силы, которая делает термодинамически возможным процесс кристаллизации. Реализация процесса кристаллизации по мере увеличения ΔG_c с падением температуры зависит от кинетических факторов. Процессу кристаллизации противодействуют силы, роль которых возрастает с падением температуры. В некоторых случаях неупорядоченная фаза (переохлажденная жидкость или стекло) может сохраняться при температурах ниже T_E (даже до комнатной температуры). Эта фаза, однако, будет метастабильной, поскольку она обладает отрицательной величиной ΔG_c (критерий стабильности).

Фактор переохлаждения. Степень переохлаждения расплава, в котором происходит кристаллизация при температуре T_c , используемая при дальнейшем обсуждении, определяется выражением:

$$\Delta T = T_E - T_c,$$

где T_E — температура ликвидуса расплава данного состава. Отметим, что, за исключением однокомпонентных систем, расплавам свойственны эвтектические или другие нонвариантные точки на фазовых диаграммах, в направлении к которым по мере кристаллизации устойчиво понижается температура ликвидуса. Таким образом, на последних стадиях охлаждения магмы величина ΔT значительно меньше, чем общий интервал падения температуры, начиная с того момента, когда появляются первые кристаллы (в некоторой точке на ликвидусе).

Кинетические факторы, влияющие на структуру магматических пород

Зависимость скорости процесса от температуры. Теория скоростей химических процессов в большей мере основывается на энергетических свойствах частиц, атомов и ионов, чем на термодинамических свойствах макроскопических фаз (кристаллов, флюидов), измеряемых в калориметрических экспериментах. Скорость процесса k (единицы в секунду) связана с температурой в кельвинах следующим общим уравнением:

$$k = A e^{-E/RT},$$

где A — частотный фактор, отображающий число частиц, участвующих в процессе в единицу времени; e — основание нату-

ральных логарифмов 2,71828; E — энергия активации, обуславливающая участие некоторой частицы в рассматриваемом процессе; R — газовая постоянная $1,9872 \text{ кал} \cdot \text{моль}^{-1} \cdot \text{град}^{-1}$.

Из этого выражения следует важный для нашего обсуждения вывод, что скорость химических процессов экспоненциально возрастает с T , т. е. $\ln k \propto T$.

Вязкость магм. Вязкость η некоторой жидкости удобно выражать посредством величины, обратной скорости внутренней деформации течения при определенных условиях. Таким образом, в приведенном выше уравнении мы можем произвести замену $\ln \eta \propto 1/T$.

При данных T и P вязкость расплава зависит от химического состава и прямо определяется внутренней его структурой в атомном масштабе. Высокая вязкость характерна для кремнеземистых и полевошпатовых расплавов, в которых тетраэдры (SiO_4) и (AlO_4) достаточно сильно связаны друг с другом. Такие связи заметно ослабляются в присутствии некоторых анионов, особенно $(\text{OH})^-$, так что в остаточных магматических жидкостях влияние уменьшения температуры и увеличения концентрации SiO_2 и щелочного полевого шпата может уравниваться одновременным повышением концентрации H_2O и других фугитивных компонентов.

Для риолитового стекла, т. е. метастабильного резко переохлажденного расплава с содержанием воды 6,2% при 2 кбар всестороннего давления, было установлено десятикратное увеличение вязкости с понижением температуры от 800 до 700°C. Примерно такое же влияние оказывает уменьшение содержания воды от 6,2 до 4,3%.

Скорость кристаллизации. Важнейшее петрографическое значение имеет зависимость структур магматических пород от скорости кристаллизации расплавов. Эксперименты и теоретические обсуждения в этом аспекте в большинстве случаев относятся к простым однокомпонентным системам, например SiO_2 или $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$, в которых из расплава постоянного состава выделяется лишь одна кристаллическая фаза. Однако эти данные и обобщения могут быть качественно распространены и на магмы — многокомпонентные системы, в которых состав расплава, за исключением некоторых особых случаев, непрерывно изменяется по мере отделения одной или нескольких кристаллических фаз из уменьшающегося в объеме расплава.

Кристаллизация любого минерального зерна представляет собой двухстадийный процесс: *нуклеация* эмбрионального кристаллита из расплава сменяется *ростом* кристалла вокруг зародыша, заканчивающимся формированием зерна в его настоящем виде. В пределах некоторой данной порции расплава нуклеация и рост кристаллов около различных индивидуальных центров происходят одновременно. Следовательно, оба этих

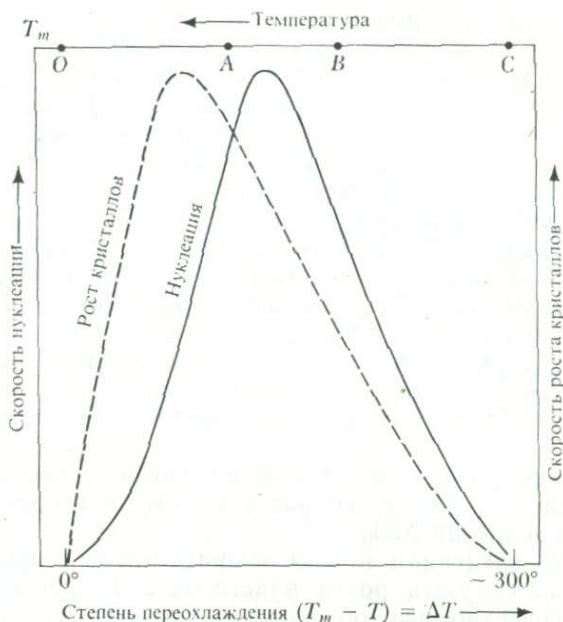


Рис. 2-3. Схема зависимости относительных скоростей нуклеации и роста кристаллов в однокомпонентных системах от температуры плавления T_m и степени переохлаждения жидкой фазы ΔT (см. текст). Ср. с данными по системе $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ (Carmichael, Turner, Verhoogen, 1974, p. 165).

процесса происходят в одних и тех же условиях охлаждения. Однако реакция на одинаковые физические условия на атомно-ионном уровне в каждом из этих двух случаев оказывается резко различной (см. Carmichael, Turner, Verhoogen, 1974). Соответственно и скорости двух процессов, хотя и довольно сходные, значительно различаются в деталях. Этими последними различиями удастся во многом объяснить известные вариации структур обычных магматических пород.

Рост кристаллов около устойчивых зародышей относительно просто объясняется с точки зрения физических свойств фаз, непосредственно определяющихся в лаборатории и приведенных в стандартных таблицах. Движущей силой этого процесса служит изменение свободной энергии ΔG_c (с отрицательным знаком), которое сопровождается превращением переохлажденного расплава в более устойчивую кристаллическую фазу. Величина ΔG_c возрастает по мере переохлаждения ΔT ниже температуры ликвидуса T_m при равновесной кристаллизации. Таким образом, удобным показателем движущей силы роста кристаллов может быть ΔT . Противоположное параметру ΔG_c влияние оказывает вязкость η , которая уменьшает воз-

возможность диффузии ионов сквозь расплав к граням растущего кристалла. Как мы уже отмечали, величина вязкости экспоненциально возрастает по мере падения температуры, т. е. с увеличением ΔT . Следовательно, скорость роста кристаллов при некотором данном значении ΔT представляет конечный результат взаимодействия двух противоположных факторов. На рис. 2-3 отображена экспериментально установленная зависимость скорости роста кристаллов от ΔT . Как можно видеть, вначале кривая круто поднимается, достигая пика к моменту, когда влияние вязкости начинает преобладать над положительным фактором ΔG_c . Далее происходит более пологое понижение кривой, почти до нуля, когда дальнейший рост кристаллов уже не удается определить. Таким образом, рост кристаллов практически прекращается, когда переохлаждение расплава достигает величины на несколько сот градусов ниже точки T_m .

Сравнение различных систем показывает, что при прочих равных условиях быстрому росту кристаллов благоприятствует высокая величина ΔS_m .

Скорость нуклеации нельзя оценить такими простыми способами, как скорость роста кристаллов. В связи с большой удельной поверхностью, обусловленной очень маленькими размерами частиц по сравнению с общим объемом системы, в свободную энергию зародышей кристаллов значительный вклад вносит их поверхностная энергия. При любом данном значении переохлаждения ΔT величина ΔG_c (с отрицательным знаком) соответственно уменьшается, как показывают расчеты для крупных кристаллов. Чем мельче зародыши и ниже значения ΔT , тем эффективнее вклад поверхностной энергии. Конечный результат всех этих взаимодействий, непрерывно изменяющихся по мере увеличения ΔT и падения T , оценивается достаточно сложно, и рассмотрение таких оценок выходит за рамки задач этой книги. Отметим здесь лишь, что эксперименты, основанные на теоретических соотношениях в простых системах на атомном уровне, позволяют сделать некоторые обобщения, приложимые с известной осторожностью к проблеме образования зародышей в магмах:

1. Для самопроизвольной нуклеации кристаллической фазы необходима некоторая степень переохлаждения расплавов.

2. Конечная скорость нуклеации при определенной степени переохлаждения представляет собой результат влияния двух противоположных факторов. Движущая сила нуклеации — это сложная функция свободной энергии, включающая поверхностную энергию, ΔS_m и ΔT . Противодействующая сила — энергия активации, по сути аналогичная вязкости и возрастающая экспоненциально с падением температуры. Так же как и скорость роста кристаллов, скорость нуклеации вначале резко возраста-

ет, достигая максимума, а затем уменьшается почти до нуля по мере того, как ΔT увеличивается, достигая в конечном счете величины в несколько сот градусов (рис. 2-3).

3. Судя по ограниченным экспериментальным данным, можно предполагать, что пик нуклеации соответствует значению ΔT , вероятно, на 30—50°C выше, чем пик роста кристаллов.

4. При прочих равных условиях у различных кристаллических фаз проявляется отрицательная корреляция между скоростью нуклеации и величинами энтропии плавления ΔS_m , тогда как скорости роста кристаллов находятся в прямой зависимости от этого параметра.

Зависимость структур магматических пород от скорости охлаждения и кристаллизации

Однокомпонентные системы. На рис. 2-3 отображены изменения относительной роли нуклеации и роста кристаллов по мере прогрессивного переохлаждения расплава в однокомпонентной системе, когда кристаллы и расплав имеют одинаковый состав. При таких соотношениях в каждом конкретном случае кристаллизация заканчивается при некотором значении ΔT , когда расплав полностью исчезнет или когда эффективная скорость нуклеации станет нулевой. Та или иная из этих двух ситуаций реализуется в зависимости от скорости охлаждения кристаллизующегося расплава. Для иллюстрации возможных вариаций скорости кристаллизации и связанных с ней особенностей структуры конечных продуктов отметим три взаимно переходящие друг в друга механизма переохлаждения. Все они могут проявляться в расплаве данного состава, но при заметно различных скоростях охлаждения.

1. Медленное охлаждение (степень переохлаждения фиксируется отрезком OA на рис. 2-3). Рост кристаллов осуществляется относительно быстро вокруг довольно резких зародышей. В конечном счете возникают агрегаты однородно крупнозернистого сложения.

2. Охлаждение с умеренной скоростью (степень переохлаждения между OA и OB). В этом случае на ранней стадии охлаждения в пределах отрезка OA происходит быстрый рост кристаллов вокруг немногочисленных зародышей, а затем, в условиях, соответствующих отрезку AB , наступает стадия массовой нуклеации с замедленным ростом кристаллов. В конечном агрегате присутствуют две генерации кристаллов. Более ранние крупные кристаллы располагаются в связующей массе сравнительно мелких зерен, образовавшихся на поздней стадии охлаждения. Если при этом охлаждение происходит несколько быстрее, остаточный расплав может сохраниться в условиях за точкой C . Здесь скорость нуклеации нулевая, в связи с чем мо-

жет сохраниться небольшое количество интерстиционного стекла.

3. Очень быстрое охлаждение. Весь расплав оказывается в условиях за точкой *C* и в нем не происходит сколько-нибудь значительной нуклеации. Конечный продукт представлен стеклом¹, которое может содержать незначительное количество редких зародышей и даже мелких кристаллов, образовавшихся на ранних стадиях охлаждения.

Магматические системы. При кристаллизации многокомпонентных систем, например магм, в общем должны проявляться такие же соотношения переохлаждения и скорости кристаллизации, как только что рассмотренные (рис. 2-3). В этом случае, однако, картина осложняется тремя факторами: 1) общий температурный интервал вдоль поверхности ликвидуса от начала до конца кристаллизации может достигать нескольких сотен градусов даже в системах лишь с двумя или тремя компонентами (например, плагиоклазовой или диопсид — плагиоклаз); 2) несмотря на общие кинетические особенности, процессы нуклеации и роста кристаллов двух фаз, кристаллизующихся из одного и того же расплава, несколько различаются; 3) кинетика кристаллизации может в сильной мере зависеть от изменения состава, особенно накопления фугитивных компонентов во фракции расплава. Далее будет кратко рассмотрены возможные эффекты перечисленных выше факторов.

На рис. 2-4 показаны четыре связанных взаимными переходами случая переохлаждения в ходе прогрессивной кристаллизации в двухкомпонентной системе (серия плагиоклазов).

1. Медленное охлаждение. Кристаллизация начинается в точке *A*, после чего состав расплава и температура изменяются вдоль кривой *AB*. Общее падение температуры составляет примерно 150°, а степень переохлаждения ΔT не превышает нескольких градусов. Эти соотношения очень близки к равновесному охлаждению вдоль кривой *XU*, и конечный продукт представляет агрегат крупных незональных кристаллов одинакового состава *V*.

2. Охлаждение с умеренной скоростью. Эффективная кристаллизация начинается в точке *C*, после чего состав расплава изменяется по кривой *CD*. Охлаждение происходит достаточно быстро, и диффузия ионов в ядра кристаллов и в обратном направлении не успевает обеспечить на всех стадиях равновесную кристаллизацию и однородность состава зерен. Конечный

¹ В этой книге термин *стекло* используется строго в петрографическом смысле для обозначения микроскопически изотропного, очень вязкого, быстро переохлажденного (закаленного) продукта силикатного расплава. Термин используется безотносительно к термическим свойствам или степени внутреннего упорядочения, выявляемого рентгеновскими методами.

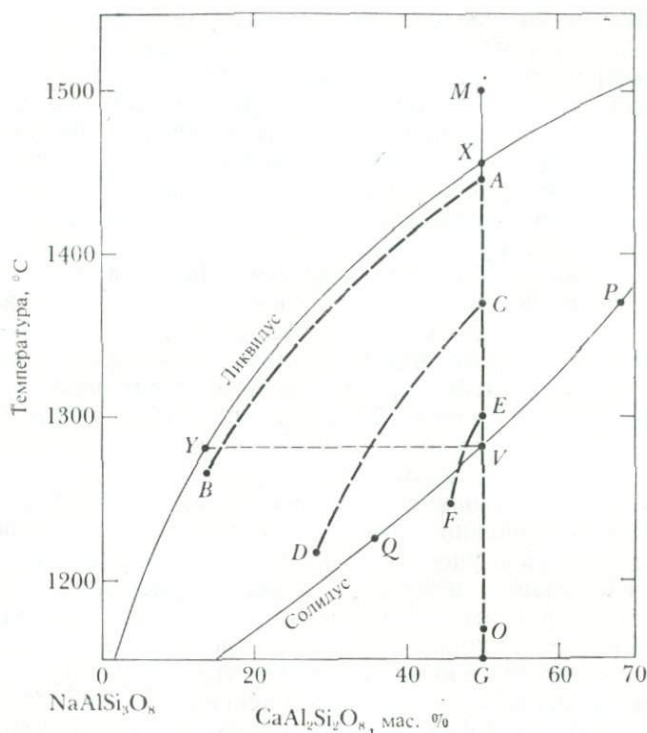


Рис. 2-4. Возможные варианты кристаллизации в безводной системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Пунктирными линиями показаны гипотетические тренды изменения состава расплава, первоначально отвечающего точке *M*, по мере падения температуры при атмосферном давлении. Скорости охлаждения: *XAB* — очень медленная, *XCD* — умеренная, *XEF* — быстрая, *XVC* — очень быстрая.

продукт в этом случае представлен агрегатом зональных кристаллов, в которых содержание альбитового компонента возрастает от ядра к периферической каемке (от *P* до *Q* на кривой солидуса).

3. Быстрое охлаждение расплава (вдоль линии *MEF*). Кристаллизация ограничена небольшим сектором *EF*, частично располагающимся ниже кривой солидуса, где вследствие достаточно высокого переохлаждения нуклеация преобладает над ростом кристаллов. Конечный продукт представлен массой мелких зерен почти одинакового состава, близкого к *V*, отвечающего исходной жидкости *M*.

4. Очень быстрое охлаждение может привести к ситуации, когда довольно большая остаточная фракция расплава окажется в точке *G* за пределами эффективной нуклеации (точ-

ка O). Конечный продукт в этом случае представлен смесью кристаллов и стекла приблизительно одинакового состава V .

Рассмотрим теперь совместную кристаллизацию двух фаз, одновременно выделяющихся из одного и того же расплава, например кристаллизацию пироксена и плагиоклаза из базальтовой магмы. В этом случае на соотношения, иллюстрируемые рис. 2-3, влияют различия величин энтропий плавления ΔS_m двух минеральных фаз. При медленном охлаждении расплава (OA на рис. 2-3) нуклеация пироксена отстает, рост его кристаллов происходит быстрее (вследствие более высокой величины ΔS_m) по сравнению со скоростью тех же процессов у плагиоклаза (с меньшей величиной ΔS_m). В этих соотношениях можно видеть объяснение обычной структуры (офитовой, стр. 69), образующейся при медленном и умеренном охлаждении базальтовой магмы. Крупные кристаллы авгита в таких породах включают гораздо более многочисленные кристаллы плагиоклаза меньших размеров.

По мере отвердевания последние фракции расплава могут приобрести совершенно иные кинетические свойства, особенно вязкость. Как уже упоминалось, вязкость — главный фактор, противодействующий нуклеации и росту кристаллов по мере падения температуры. Увеличение вязкости, обусловленное обогащением остаточных расплавов кремнеземом, может настолько замедлить кристаллизацию, что значительная часть расплава превратится в стекло. Уменьшение вязкости, обусловленное увеличением водосодержания, может привести к противоположным последствиям. В этом случае кристаллизация реализуется полностью (интервал OA на рис. 2-3), тогда как нуклеация происходит еще медленнее по сравнению со скоростью роста кристаллов, как это имеет место в пегматитах.

Общие особенности структур магматических пород

В петрографии, как и в других науках, существуют специальные термины, описывающие специфические явления в своей области. Однако современной петрографии в наследство досталась номенклатура, загроможденная многочисленными излишними терминами. В соответствии с требованиями этой книги мы используем в ней ограниченное количество терминов, которые представляются нам наиболее полезными, и, наоборот, отвергаем другие, включая и некоторые равноценные синонимы. Отдельные термины, хотя и излишние с нашей точки зрения, приводятся в подстрочных примечаниях со звездочками. Эти термины затем приводятся в предметном указателе со ссылкой на страницу, где они упомянуты в тексте книги.

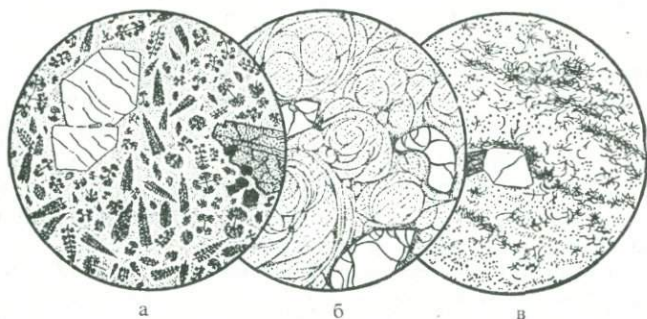


Рис. 2-5. Риолитовые перлиты с микролитами и кристаллитами.

а — остров Арран, Шотландия. Диамет. 1 мм. Вкрапленники кварца, авгита и магнетита в стекловатой основной массе с большим количеством дендритовых микролитов зеленой роговой обманки, окруженных прозрачным стеклом.

б — Мейсен, Саксония. Диамет. 2 мм. Корродированные вкрапленники кварца с изогнутыми трещинами в стекловатой основной массе с перлитовой отдельностью. Цепочки тончайших сферических кристаллитов подчеркивают полосчатость течения.

в — горы Тертл, Калифорния. Диамет. 1 мм. Вкрапленники роговой обманки и санидина в стекловатой основной массе со сферическими и волосовидными кристаллитами.

Степень кристалличности и размеры зерен

Некоторые магматические породы, например граниты, целиком сложены кристаллами и соответственно классифицируются как *голокристаллические*. Другие, например обсидианы, состоят целиком из стекла; существуют также лавы и породы, кристаллизовавшиеся на небольшой глубине, в которых присутствует как стекло, так и кристаллы*. Очень мелкие кристаллы, обычно таблитчатого или призматического габитуса, называются *микролитами* при условии, что в них заметно двупреломление. Еще более мелкие сферические, стержневидные изотропные формы кристаллических выделений называют *кристаллитами* (рис. 2-5).

Рассмотрим теперь *размеры зерен*. В этом отношении магматические породы очень сильно варьируют. Некоторые из них очень тонкозернистые, и отдельные кристаллы в них не удается различить даже в лупу, тогда как в других присутствуют кристаллы длиной в сантиметры или даже в десятки сантиметров. Если большинство составляющих частей в породе неразлично невооруженным глазом, ее, так же как и структуру, называют *афанитовой*. При микроскопическом изучении афанитовых пород можно видеть, что некоторые из них содержат стекло, тогда как другие полностью кристаллические. В тех

* Соответственно *гологлинивые* и *гипокристаллические*.

случаях, когда отдельные кристаллы в таких породах различимы под микроскопом, их структура называется *микрористаллической*. Если же они настолько мелкозернисты, что отдельные индивиды неразличимы под микроскопом даже при больших увеличениях, структура называется *криптористаллической*¹. Большинство магматических пород сложено кристаллами, величина которых позволяет идентификацию минералов с помощью лупы*. В тех случаях, когда величина зерен более или менее одинакова и их диаметр в среднем составляет около 1 мм или менее, говорят о *мелкозернистой* (finegrained) структуре. При величине зерен от 1 до 5 мм структура называется *среднезернистой* (mediumgrained), в интервале от 5 мм до 3 см — *крупнозернистой* (coarsegrained), а в тех случаях, когда величина кристаллов превышает 3 см, породу называют *грубозернистой*.

Степень кристалличности и размеры зерен магматических пород зависят преимущественно от характера их охлаждения в процессе отвердевания, но частично также определяются химическим составом магмы, от которого зависит ее вязкость. Неизменно важное значение имеют скорость охлаждения и давление, определяющееся глубиной. Первая зависит от степени переохлаждения ниже температуры ликвидуса в процессе отвердевания. Высокое давление предотвращает отделение фугитивных компонентов из кристаллизующейся магмы и соответственно уменьшает ее вязкость до минимальных значений.

Для крупных плутонических массивов наиболее характерны глокристаллические породы средне- и крупнозернистого сложения. Эти породы медленно кристаллизовались из магм, внедрившихся, вероятно, при температурах 800—1000 °С, а затем медленно охлаждавшихся (с сохранением большей части первичных фугитивных компонентов) вследствие своих значительных размеров и большой глубины становления. На последних стадиях консолидации остаточные жидкости резко обогащаются фугитивными компонентами (H₂O, CO₂, F и др.). Все эти факторы совместно обуславливают режим с минимальным переохлаждением и уменьшением вязкости расплава, который благоприятствует быстрому росту кристаллов в жидкой среде при относительно замедленной нуклеации. На наиболее поздних стадиях кристаллизации конечные остаточные жидкости проникают в трещины, образовавшиеся в практически закристаллизованной массе. На этой стадии остаточные расплавы могут быть настолько обогащены фугитивными компонентами, что фактически происходит их вскипание. В та-

¹ Некоторые оптически изотропные породы при изучении рентгеновскими методами обнаруживают криптористаллическое сложение.

* Фанеритовая структура.

ких условиях резко облегчается миграция ионов, необходимая для роста кристаллов. Последние поэтому могут развиваться до крупных индивидов размером в несколько или даже десятки сантиметров. Иногда возникают кристаллы размером в несколько метров. В этих условиях образуются чрезвычайно грубозернистые породы, называемые *пегматитами*. В пегматитах присутствуют минералы, обогащенные фугитивными компонентами, — слюды, турмалин, апатит, флюорит и др.

Тонкозернистые афанитовые и стекловатые структуры обусловлены быстрым охлаждением и связанными с ним высокой степенью переохлаждения и увеличением вязкости. В этом случае, следовательно, отвердевание происходит преимущественно в условиях режима, благоприятного для быстрой нуклеации, тогда как скорость роста кристаллов устойчиво уменьшается. В результате образуются тонкокристаллические агрегаты. Если охлаждение происходит настолько быстро, что скорость нуклеации приближается к нулевой, может сохраниться значительное количество жидкости, ставшей теперь чрезвычайно вязкой, и конечным продуктом будет стекло. Такие общие условия проявляются в излившихся магмах или в мелких интрузивных телах, внедрившихся на небольшую глубину. В обеих ситуациях господствуют небольшие давления, что облегчает удаление фугитивных компонентов из жидкой магмы. Это в свою очередь приводит к увеличению вязкости, что усиливает эффекты, обусловленные быстрым охлаждением в вулканической обстановке. Поскольку магмы, обогащенные SiO_2 или сложными ионными группами с участием щелочей и глинозема, более вязкие, чем малокремнеземистые магмы с большим количеством Ca^{2+} , Mg^{2+} и Fe^{2+} , стекло более характерно для таких лав, как риолитовые, дацитовые, трахитовые и фонолитовые, чем для базальтовых пород. Однако даже базальты могут охлаждаться настолько быстро, что и в них образуется стекло. При обычных температурах стекло любого вида метастабильно, в связи с чем при достаточном периоде времени оно стремится раскристаллизоваться, или *девитрифицироваться*. По той же причине стекло особенно легко изменяется при воздействии циркулирующих растворов или повышенных температур в результате значительного погребения. В связи с этим древние стекла в земных условиях встречаются очень редко.

Следует остерегаться однозначного отнесения крупнозернистых магматических пород к числу плутонических и, наоборот, тонкозернистых к вулканическим в общем полевом смысле этих терминов. В действительности краевые части некоторых плутонических тел хотя и не бывают стекловатыми, но могут быть афанитовыми. Известны примеры малоглубинных даек со стекловатыми краевыми частями, возникшими при внезапной закалке магмы на контакте с холодными стенками, тогда как

в центральных частях тех же даек развиты грубозернистые агрегаты, кристаллизовавшиеся при медленном охлаждении магмы, обогащенной H_2O , CO_2 или F. Точно так же в центральных частях мощных базальтовых лавовых потоков иногда присутствуют столь же крупнокристаллические породы, как и в плутонических условиях, хотя кровля и придонные части тех же потоков состоят преимущественно из стекла.

Строение магматических пород и порядок кристаллизации

В этом разделе рассматривается *строение* (fabric) горных пород. Под этим термином подразумевается форма и взаимоотношения зерен минералов. Зерна, полностью ограниченные собственными рациональными кристаллическими гранями, называются *идиоморфными* или *эвгедральными*. В тех случаях, когда они лишь частично ограничены собственными рациональными гранями, их называют *гипидиоморфными* или *субгедральными*. И наконец, при совершенно неправильных очертаниях говорят об *аллотриоморфных*, или *ангедральных*¹, зернах. В магматических породах могут также присутствовать зерна со специфическим габитусом — столбчатым, игольчатым, волокнистым, таблитчатым, призматическим, изометрическим и пластинчатым.

Геометрически-кристаллографические соотношения на границах соприкасающихся зерен различных минералов, наблюдающиеся в петрографических шлифах магматических пород, обычно подчиняются определенным закономерностям. Кварц в плутонических породах почти всегда встречается в виде аллотриоморфнозернистых агрегатов. Сфен, циркон и апатит обычно образуют изолированные мелкие идиоморфные кристаллы. В кристаллах биотита, соприкасающихся с полевым шпатом или кварцем в гранитоидах, проявляется тенденция к образованию резких границ, параллельных {001}. Только что упомянутые и многочисленные другие соотношения фаз, проявляющиеся в магматических породах, влекут за собой интересные вопросы о возможном влиянии различных факторов, к числу которых относятся, с одной стороны, свойства самих минералов, а с другой — кинетика нуклеации и роста кристаллов, а также возрастная последовательность кристаллизации минералов из исходных магм.

Столетие назад Розенбуш высказал предположение о существовании общего «порядка кристаллизации» минералов магматических пород, который вошел в классические основы пет-

¹ Обе приведенные номенклатуры широко используются как синонимические.

рографии как «правило Розенбуша». Это правило основано на общих петрографических критериях, ни один из которых не потерял своей ценности, хотя в настоящее время для всех этих критериев установлены исключения. Три главных таких критерия заслуживают упоминания, поскольку они с известной осторожностью могут быть использованы при обсуждении конкретных структур, особенно вулканических пород.

1. Если один минерал включается в зерна другого, то первый из них кристаллизовался раньше¹. Однако мелкие поздние кристаллы также могут включаться более ранними в случае, например, распада гомогенных твердых растворов, к числу которых относятся пластинчатые вроски ортопироксенов в авгитах плутонических пород. Возможны также включения мелких капель расплава быстрорастущими ранними кристаллами с последующей раскристаллизацией этих включений. Наконец, в диабазах очень часто наблюдается офитовая структура, в которой мелкие хорошо образованные кристаллы плагиоклаза включают гораздо более крупными зернами авгита. В настоящее время предполагают, что эти два минерала кристаллизовались одновременно, но при различной скорости образования центров кристаллизации, что, очевидно, обусловлено различными значениями энтропии их плавления.

2. При наличии двух серий кристаллов, заметно отличающихся по размеру, более крупные представляют собой относительно ранние, а мелкие — поздние. Эта интерпретация соответствует обобщенному кинетическому циклу замедленной нуклеации, сменяющейся массовой и быстрой нуклеацией. Этот критерий, трактуемый относительно размеры зерен, можно с уверенностью прилагать к вулканическим породам, в которых присутствуют две гранулометрические фракции одного минерала, например плагиоклаза в андезитах. В плутонических породах в процессе медленного охлаждения проявляются иные факторы, особенно постмагматические, обусловленные циркуляцией поровых флюидов и вариациями напряжений, которые могут обуславливать конечные различия размеров зерен слагающих их минералов.

3. Рано образующиеся минералы растут свободно во включаемом их расплаве и приобретают в связи с этим идиоморфные очертания. Наоборот кристаллы более поздних фаз растут частично во взаимном контакте при резко уменьшившемся объеме расплава, в связи с чем они образуют агрегаты гипидиоморфных и аллотриоморфных зерен. Оба этих положения

¹ Отметим, однако, что петрографические шлифы дают лишь двухмерную картину фактических трехмерных взаимоотношений. Поэтому может создаться ложное впечатление о пространственных взаимоотношениях кристаллов в случае глубоко вдающихся выступов зерен одного минерала в зерна другого и при иных неправильных очертаниях зерен.

достаточно справедливы. Тем не менее идиоморфные очертания не всегда однозначно свидетельствуют о ранней кристаллизации минералов. Акцессорные минералы, например апатит и сфен, обычно образуют типичные идиоморфные кристаллы, однако они кристаллизуются лишь после того, как содержание входящих в их состав малых элементов (в данном случае фосфора и титана) в остаточных флюидах превысит некоторый порог. Такие минералы, очевидно, могут возникать лишь в числе последних в порядке кристаллизации. Идиоморфизм минералов на этих поздних стадиях консолидации, когда кристаллы различных фаз растут во взаимном контакте, определяется поверхностной энергией фаз, которая в свою очередь зависит от их кристаллической структуры. По аналогии с хорошо установленными структурными соотношениями минералов в метаморфических породах (гл. 16, т. 2) способность к образованию идиоморфных зерен должна уменьшаться в следующем порядке: орто-, цепочечные, слоистые, каркасные силикаты. В соответствии с этим допущением такие минералы, как циркон, гранат и сфен, относятся к высшему рангу и способны образовывать наиболее идиоморфные зерна, тогда как полевые шпаты и кварц располагаются в конце идиоморфного ряда.

Правило Розенбуша, некогда игравшее роль главного догмата в структурных интерпретациях, в настоящее время в большей мере представляет исторический интерес. Тем не менее современные петрографы должны быть знакомы с основными положениями этого правила. В соответствии с представлением Розенбуша, общая последовательность кристаллизации из магматических расплавов отвечает следующему ряду:

1. Акцессорные минералы, в основном циркон, апатит, сфен.
2. Мафические силикаты в следующей последовательности: оливин, пироксены, амфиболы, слюды (т. е. орто-, цепочечные, слоистые силикаты).
3. Полевые шпаты в порядке от кальциевых к натровым, щелочные полевые шпаты, кварц.

В настоящее время мы отдаем себе отчет, что такое многообразное явление, как кристаллизация магмы, нельзя истолковывать, исходя из столь простых представлений. Структурные характеристики, некогда приписываемые только общей последовательности кристаллизации, в действительности могут быть обусловлены другими факторами. Возрастную последовательность минералов магматических пород, вероятно, наиболее удовлетворительно можно объяснить в рамках параллельно и одновременно проявляющихся реакционных серий Боуэна (см. с. 27). Однако и такой подход в сильной мере упрощает картину магматической кристаллизации. По отношению к реакционным сериям Боуэна установлены многочисленные исключения и существуют явные возможности уточнения этой схемы

путем рассмотрения ряда специфических случаев. Например, кальциевый плагиоклаз обычно предшествует натровому в последовательности образования, однако обнаруживаются кристаллы этого минерала как с ритмической, так и обратной зональностью, а в основной массе горных пород нередко присутствуют мелкие поздние зерна плагиоклаза более кальциевого состава по сравнению с крупными ранее сформировавшимися плагиоклазовыми вкрапленниками. В качестве двух возможных объяснений таких аномалий можно принять смешение частично закристаллизовавшихся магм и ассимиляцию известковых вмещающих пород. Кроме того, при рассмотрении членов прерывистой реакционной серии следует помнить, что каждый из них представлен изоморфной серией, причем обогащенные магнием ее члены обычно предшествуют железистым. Например, обогащенный железом оливин, фаялит, образуется на очень поздней стадии кристаллизации часто совместно с кварцем или тридимитом, тогда как магнезиальная слюда, флогопит, обычно кристаллизуется в основных породах на более ранней стадии совместно с оливином и высококальциевыми полевыми шпатами.

Специальная структурная терминология

Продолжим теперь обсуждение строения магматических пород и прежде всего рассмотрим используемые в этой области термины. Если большинство минералов в голокристаллической породе представлены зернами изометричной формы и примерно одинаковых размеров, структуру называют *зернистой* или *равномернозернистой*. Чрезвычайно грубозернистая структура свойственна обычно пегматитам, большинство других plutонических пород обладают крупно- или среднезернистым сложением, тогда как многие дайки и лавы имеют тонкозернистую или микрозернистую структуру. В наиболее обычных условиях в породах с зернистой структурой одновременно присутствуют идиоморфные, гипидиоморфные и ксеноморфные зерна. Такую структуру называют *гипидиоморфнозернистой* (рис. 2-6, а), однако, поскольку она хорошо выражена у большинства гранитов, обычно говорят о *гранитной структуре*. В тех случаях, когда почти все зерна породы имеют ксеноморфные очертания, ее структуру называют *аллотриоморфнозернистой* (рис. 2-6, в), а поскольку эта структура типична для фельзитических дайковых пород аплитов, ее принято называть *аплитовой*. Однако такая структура свойственна также средне- и крупнозернистым ультраосновным и основным plutоническим породам.

Во многих магматических породах присутствуют относительно крупные кристаллы, заключенные в характерной тонкозернистой или стекловатой *основной массе*. Такие заметно не-

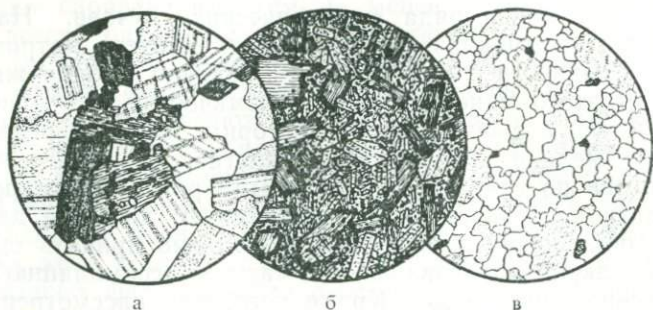


Рис. 2-6. Структуры магматических пород.

а — гипидиоморфнозернистая структура гранодиорита, Бентон-Рейндж, округ Моно, Калифорния. Диамет. 3 мм. Зеленая роговая обманка и бурый биотит образуют идиоморфные и гипидиоморфные кристаллы; в последнем присутствуют включения аксессуарных апатита и сфена. Видны гипидиоморфные кристаллы плагноклаза и хуже образованные зерна частично измененного ортоклаза (крап), а также ксеноморфные интерстиционные выделения чистого кварца.

б — порфировая структура слюдяного лампрофира, Боундери-Бьютт, Юта. Диамет. 2 мм. Идиоморфные призматические кристаллы диопсида и зональные листочки биотита погружены в связующую массу, состоящую из измененных микролитов санидина, непрозрачных окислов и кальцита.

в — аллотриоморфнозернистая структура гранитного аплита, окрестности Веллингтона, Невада, Диамет. 3 мм. Видны взаимопроницающие ксеноморфные зерна кварца, микроклина, ортоклаза и альбита, а также аксессуарные роговая обманка и магнетит.

равномернозернистые породы называют *порфировыми*, а крупные кристаллы в них — *вкрапленниками* или *фенокристаллами* (рис. 2-6, б). Последние всегда крупнее зерен основной массы, но могут быть и сами столь мелки, что для их определения бывает необходим микроскоп. В этом случае они называются микрофенокристаллами, а структура — *микропорфировой*. В тех случаях, когда фенокристаллы собираются в характерные гроздьевидные скопления, структуру породы называют *гломеропорфировой* (см. гл. 3, рис. 3-1, б). Если фенокристаллы располагаются в стекловатой связующей массе, структура называется *витрофировой*, а в тех случаях, когда афанитовая или стекловатая порода совершенно лишена фенокристаллов, ее структуру определяют как *афировую*¹.

Образование порфировых структур происходит многими путями. Магма может начать медленно кристаллизоваться на глубине, где могут сформироваться крупные кристаллы вокруг

¹ Корень *фир*, появляющийся во многих названиях магматических горных пород, произошел от названия «порфир», которым в античной древности обозначали специфические пурпурные породы с подобной структурой (греч. *porphugos* означает пурпурный).

разобщенных зародышей, а затем, перед полным отвердеванием, инжектировать на верхние уровни с холодными вмещающими породами или излиться на поверхность. В этом случае оставшийся в ней расплав быстро кристаллизуется с образованием тонкозернистой основной массы или застывает почти полностью в виде стекла. Однако далеко не во всех случаях порфировые структуры следует связывать с изменением обстановки кристаллизации магм. В ряде случаев они образуются при непрерывной кристаллизации в процессе медленного охлаждения при одном и том же давлении: вначале фенокристаллы свободно растут около разобщенных зародышей до тех пор, пока переохлаждение не достигает критической стадии, на которой начинается массовая нуклеация; на этой стадии остающаяся жидкость дает массу мелких кристаллов, а если переохлаждение наступает достаточно быстро, в породе может образоваться и немного стекла. Кроме того, существуют граниты с гигантскими идиоморфными кристаллами калишпата или олигоклаза, погруженными в обычную гранитную основную массу. По крайней мере в некоторых случаях такие «мегафенокристаллы» (которые правильнее называть *порфиробластами*, см. гл. 16, т. 2) имеют позднее метасоматическое происхождение.

В некоторых кремнеземистых магматических породах, особенно гранитах, гранитных пегматитах и гранофирах, присутствуют сростки кварца и щелочного полевого шпата, возникшие или в результате одновременной кристаллизации из эвтектической смеси или при замещении одного минерала другим. Выделения кварца в таких сростках обычно имеют клиновидную форму и на фоне полевого шпата напоминают древние письма. В связи с этим такие сростки получили название *графических* (рис. 2-8, а). Реже и другие пары минералов образуют подобные сростания. Графические сростки несколько напоминает *мирмекитовая структура*, когда мельчайшие червеобразные или пальцевидные выделения кварца включены в натровый плагиоклаз, обычно олигоклаз. Она образуется в результате замещения краевых частей зерен калишпата, особенно в контактах с плагиоклазом, вследствие позднемагматических или послемагматических реакций.

В некоторых породах, особенно габбро, диабазах и базальтах, лейсты плагиоклаза располагаются в связующей массе более крупнозернистого гипидноморфного авгита или пижонита. В петрографических шлифах такие лейсты полевого шпата со средней длиной, не превышающей диаметр зерен пироксена, выглядят полностью или почти полностью включенными в пироксене. Такие сростания называются *офитовыми* (рис. 2-7, б). В тех же случаях, когда средняя длина лейст плагиоклаза превышает размеры зерен пироксена, которые лишь частично

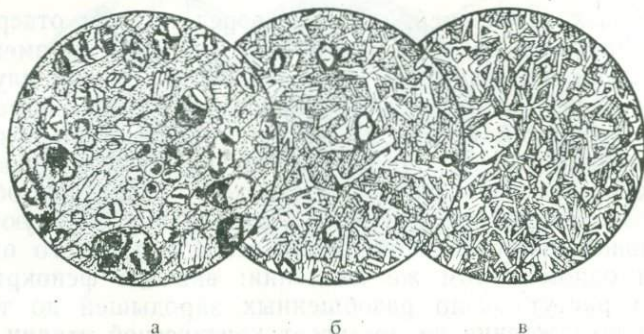


Рис. 2-7. Структуры магматических пород.

а — пойкилитовая структура роговообманкового перидотита, Оденвальд, ФРГ. Диамет. 3 мм. Монокристалл роговой обманки включает округлые зерна серпентинизированного оливина и гипидиоморфные призмы свежего диопсида.

б — офитовая структура базальта, Кауан, Гавайские острова. Диамет. 3 мм. Крупные таблитчатые кристаллы пироксена частично включают лейсты лабрадора и зерна оливина, по краям замещенные илдингситом.

в — субофитовая структура базальта, Медисин-Лейк, Калифорния. Диамет. 2 мм. Кристаллы авгита частично окружают зерна полевого шпата, а частично располагаются в интерстициях между ними. Виден один вкрапленник и многочисленные мелкие зерна оливина.

включают ряд выделений плагиоклаза, структуру называют *субофитовой* (рис. 2-7, *в*). Ранее полагали, что офитовая структура отображает возрастную последовательность кристаллизации со сменой плагиоклаза пироксеном. Однако Боуэн (1928) убедительно аргументировал иную модель одновременной кристаллизации обеих фаз, и это мнение вскоре получило всеобщее признание. Различие в размерах кристаллов двух минералов объясняется кинетикой кристаллизации, прежде всего различиями между величинами энтропии плавления ΔS_m полевого шпата и пироксена.

В тех случаях, когда многочисленные зерна различных минералов без правильной ориентировки целиком включены в крупные оптически непрерывные кристаллы иного состава, говорят о *пойкилитовой* структуре (рис. 2-7, *а*). Такие породы обычно обладают пятнистым блеском. Во многих кислых плутонических породах крупные таблитчатые кристаллы калишпата включают обильные лейсты плагиоклаза, а в некоторых ультраосновных породах таблитчатые выделения роговой обманки включают округлые зерна оливина и пироксена, как это имеет место, например, в перидотите, показанном на рис. 2-7, *а*. В большинстве случаев пойкилитовая структура, вероятно, отображает последовательность кристаллизации с более поздним образованием крупнокристаллической фазы. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в связи с обсуждением цикла

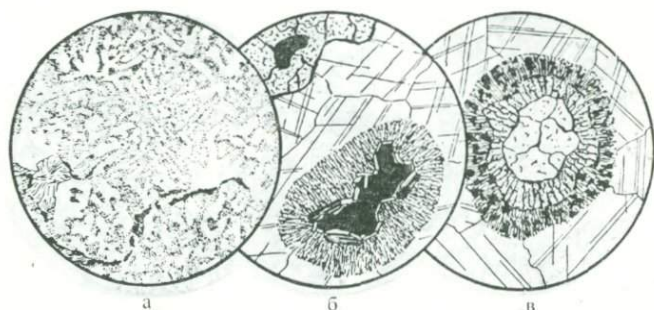


Рис. 2-8. Структуры магматических пород.

а — микрографическая структура гранофира, Роскопф, Вогезы, ФРГ. Диамет. 2 мм. Клиновидные вроски кварца в измененном ортоклазе. В нижней части шлифа присутствуют зернышки магнетита, чешуйки гематита и литевой слюды.

б — келифитовые каемки вокруг зерна зеленой шпинели в троктолите, Квебек. Диамет. 2 мм. В верхней части шлифа зеленая шпинель включена в пироповый гранат. В нижней части шпинель окружена каемкой антофиллита и слабоокрашенного флогопита, которые в свою очередь оторачиваются зонкой радиально-волоконистых сростков тремолита и актинолита. Эти каемки образовались в результате реакции между шпинелью и лабрадором, занимающим остальную часть шлифа.

в — келифитовая оторочка вокруг зерна оливина в габбро, Квебек. Диамет. 2 мм. Оливин окружен оболочкой гиперстена, которая в свою очередь окружается зонкой, сложенной актинолитом и зеленой шпинелью. Остальная часть шлифа занята лабрадором.

кристаллизации в расслоенных основных интрузивах (см. с. 129).

Некоторые минералы в магматических породах окружаются *коронами* (*реакционными каемками*). Ранний член прерывистой реакционной серии, оливин, оторачивается реакционными каемками более поздних членов, например пироксенов или амфиболов, вследствие неполной реакции оливина с расплавом, в котором некоторое время находились его кристаллы. Короны могут также возникать в результате постмагматических реакций между соседствующими минералами, обусловленными либо дейтерическими растворами, либо еще более поздним метаморфизмом низкой ступени. Во многих случаях такие вторичные короны, иногда называемые также *келифитовыми каемками*, представляют собой концентрические оболочки с радиально-лучистой структурой. Такие каемки особенно характерны для основных и ультраосновных пород (рис. 2-8, *б*, *с*). В некоторых троктолитах, например, оливинные ядра окружаются оболочками ортопироксена или амфибола, а иногда обоих этих минералов, которые в свою очередь оторачиваются каемками зеленого амфибола и шпинели. Эти короны образуются в результате реакции между оливином и кальциевым полевым шпатом. В некото-

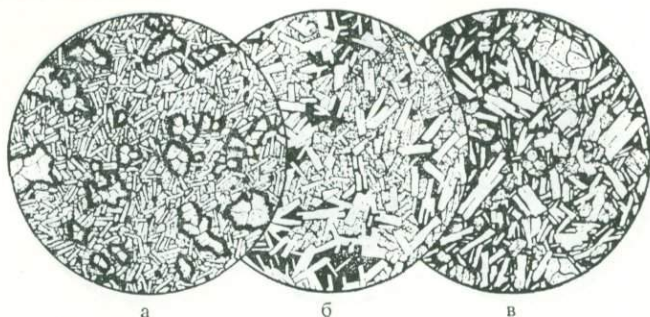


Рис. 2-9. Структуры магматических пород.

а — интергранулярная структура пикритового базальта, Килауза, остров Гавайи. Диамет. 2,5 мм. Корродированные вкрапленники оливина, окаймленные зонкой магнетита и гематита, заключены в интергранулярной основной массе, сложенной лейстами лабрадора и интерстиционными зернами авгита и пижонита.

б — интерсертальная структура толентового диабаз, Нортамберленд, Англия. Диамет. 2 мм. Авгит и лабрадор образуют офитовые сращения. В интерстициях присутствует темно-бурое стекло.

в — гиалоофитовая структура базальта, Педрегаль, Мексика. Диамет. 2 мм. Оливин, зеленый диопсидовый авгит и лейсты лабрадора располагаются в связующей массе темного железистого стекла.

рых ультраосновных породах сходные концентрические волокнистые каемки могут наблюдаться вокруг зерен пиропового граната.

Во многих лавах и гипабиссальных породах, особенно базальтах и диабазах, в угловатых интерстициях между кристаллами полевого шпата располагаются железомagneзиальные минералы, обычно оливин, пироксен или железотитановые окислы, зерна которых не имеют правильной ориентировки. Возникающая при таких соотношениях структура называется *интергранулярной* (рис. 2-9, *а*). В тех же случаях, когда интерстиции выполнены стеклом, криптокристаллическим материалом или тонкочешуйчатыми дейтерическими и вторичными минералами — серпентинном, смектитом, хлоритом, кальцитом, цеолитами и содалитом, структуру называют *интерсертальной* (рис. 2-9, *б*). Подобно тому как интергранулярная структура постепенно переходит в субофитовую, по мере того как пироксены начинают облекать концы зерен полевых шпатов, интерсертальная структура переходит в *гиалоофитовую*, в которой полевые шпаты обволакиваются стеклом и тонкочешуйчатыми минералами. Интерсертальная структура постепенно переходит также в так называемую *гиалопилитовую*, типичную для многих лав, в которых стекло занимает мелкие интерстиции между микролитами полевого шпата в случайной ориентировке (рис. 2-10, *в*).

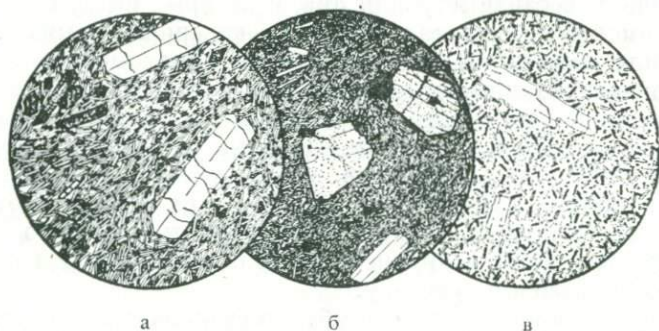


Рис. 2-10. Структуры магматических пород.

а — трахитовая структура трахита, Кастелло-ди-Исчия, Италия. Диаметром 2 мм. Вкрапленники санидина и золотисто-желтого окисленного эгирина-авгита находятся во флюидальной основной массе из субпараллельно ориентированных гипидиоморфных лейст санидина и интергранулярного агрегата эгирина-авгита, эгирина и окислов железа, а также акцессорных апатита и сфена. Многие треугольные и полигональные пространства между лейстами санидина интерсертарльно выполнены анальцимом или содалитом.

б — пилотакситовая структура гиперстенового андезита, гора Рейнир, Вашингтон. Диаметром 2 мм. Вкрапленники представлены гиперстеном и лабрадором, а основная масса — микролитами андезита и интерстиционным криптокристаллическим материалом и пятнообразными выделениями авгита и окислов железа. Полосчатость течения выражена гораздо хуже, чем в породах с трахитовой структурой.

в — гналопилитовая структура пироксенового дацита, Вейсельберг, северная часть ФРГ. Диаметром 2 мм. Вкрапленники лабрадора совместно с микролитами андезин-олигоклаза и тонкими призмочками пижонита беспорядочно ориентированы в связующей массе из прозрачного бурого стекла.

Голокристаллическая связующая масса некоторых плотных пород состоит из тесно сближенных микролитов (обычно полевого шпата), причудливо сплетающихся друг с другом. Такая основная масса называется *войлочной* (felty). Во многих андезитах и трахитах микролиты полевого шпата в результате течения ориентируются субпараллельно, тогда как в интерстициях между ними присутствует микро- или криптокристаллический материал. Эта структура называется *пилотакситовой* (рис. 2-10, б) или *трахитовой* (рис. 2-10, а).

В результате расширения газа в лавах и малоглубинных интрузивах часто образуются каверны или *поры*. Обычно такие поры имеют сферическую или овальную форму, а также дугообразные очертания, но во многих случаях они весьма неправильные. Такие пустоты часто впоследствии заполняются дейтерическими или вторичными минералами — опалом, халцедоном, кальцитом и цеолитом, в результате чего образуются *миндалины*. Последние отсутствуют в плутонических породах, в которых, однако, могут встречаться неправильные каверны часто

поперечником в сантиметр или два, в которые выступают крупные идиоморфные кристаллы. Такие каверны называют *друзовыми* или *миароловыми*. В некоторых лавах между беспорядочно ориентированными лейстами полевого шпата присутствуют мельчайшие угловатые поры, которые выполнены более или менее стекловатым материалом. Полевые шпаты, ограничивающие такие стекловатые участки, имеют тот же состав и представлены зернами того же размера, как и на удалении от стекловатых каверн, тогда как кристаллы, выступающие в миароловые пустоты, обычно крупнее, чем в остальной части породы, и часто отличаются по составу.

Для кремнеземистых лав, особенно стекловатых, обычны радиальные агрегаты игольчатых и волокнистых выделений минералов. Такие агрегаты называют *сферолитами* (см. гл. 5, рис. 5-12, б). Иногда сферолиты действительно имеют округлую форму, в других случаях, благодаря взаимному влиянию в процессе роста, они приобретают полигональные очертания. Наконец, в некоторых случаях они бывают удлинненными или даже образуют очень неправильные выделения. В немногих случаях сферолиты сложены одним полевым шпатом, а чаще представлены сростками щелочного полевого шпата с кристобалитом или тридимитом. Обычно такие радиальные агрегаты образуются в результате девитрификации стекла при относительно высоких температурах в процессе охлаждения лав после прекращения их течения (см. с. 198—199). В базитовых породах сферолиты встречаются редко. Тем не менее они иногда присутствуют в некоторых базальтах и диабазах, особенно в потоках с подушечными текстурами, а также в стекловатых краевых частях даек и силлов. Такие радиально-лучистые или сноповидные выделения в базитовых породах называются *вариолями* (см. гл. 3, рис. 3-5, в), а образующуюся при этом структуру называют *вариолитовой*. Вариоли в большинстве случаев состоят из расходящихся волокон плагиоклаза, между которыми иногда присутствует интерстиционное стекло. В других случаях плагиоклазовые волокна срastaются с зернами пироксена, оливина или окислов железа. В некоторых средне- и мелкозернистых дайковых породах наблюдаются радиальные структуры иного типа, представленные неправильными взаимопроникающими лейстами щелочного полевого шпата, образующими грубо-расходящиеся группы.

Наконец, существуют различные структуры, к которым лучше всего применимо определение *кластические* в связи с тем, что слагающие породу компоненты разбиты трещинами. К их числу прежде всего относится *пирокластическая* структура, типичная для обломочных продуктов вулканических извержений. Она обсуждается в гл. 9. Движение интрузирующих магм иногда продолжается даже после почти полной их кристаллизации.

В таких случаях многие кристаллы гранулируются и приобретают округлые очертания в результате взаимного трения в процессе дифференциального течения. Превосходные примеры таких *протокластических* и *автокластических* структур обнаруживаются в краевых частях гранитных и гранодиоритовых интрузивов, а также в анортозитовых плутонах. Дробление и фрагментация кристаллов могут быть также обусловлены послеконсолидационными движениями. Возникающие при этом структуры называются *катакластическими*, а в тех случаях, когда грануляция и измельчение кристаллов проявляются очень интенсивно, возникают *милонитовые* структуры. Обычно затруднительно, а иногда и невозможно отличить протокластические структуры от катакластических, однако в первом случае, благодаря кристаллизации остаточных жидкостей после окончания течения магмы, иногда имеются жилки или интерстиционные участки нераздробленного материала. Особые структуры обычно образуются при осаждении и накоплении кристаллов, главным образом на нижних уровнях базитовых интрузивов. Такие структуры в общем называются *кумулятивными*, а породы — кумулятами (см. с. 129—131).

Номенклатура и классификация

В номенклатуре магматических горных пород отсутствуют какие-либо формальные правила. Некоторые названия имеют старинное происхождение, обычно унаследованы из профессионального языка рудокопов. Немногие специфические породы названы по слагающим их минералам. В большинстве же случаев породы получали названия по типичным местностям, в которых они обнаружены. Существует более тысячи наименований горных пород, хотя вряд ли даже специалисту необходима лишь сотня из них. В настоящее время петрографы стараются не предлагать новых наименований для необычных пород или пород, отличающихся от их типичных представителей незначительными вариациями состава. Многие разновидности лучше обозначать дополнительными определениями, отражающими особенности минерального состава, используя в качестве главного наименования твердо укоренившийся термин. Точно так же как и структурная терминология, номенклатура горных пород без необходимости перегружена терминами, и существует задача ограничения петрографической номенклатуры минимумом наименований, необходимых для повседневной практики.

Дополнительные сложности возникают в связи с наличием различных оттенков в понимании даже широко используемых названий горных пород. Такие разночтения нельзя устранить полностью, поскольку одну и ту же породу можно определять,

исходя из разных классификационных признаков и подходов, например с петрографической точки зрения или по особенностям химизма. Порода, отнесенная к числу базальтов в одной схеме, может быть отнесена к андезитам в другой. Аналогичным образом и диориты могут быть отнесены к габбро или наоборот, в зависимости от того, на каких признаках основываются исследователи — характере полевых шпатов, количестве темноцветных минералов или содержании кремнезема. Особенно неудачно, что именно наиболее широко распространенные магматические породы определяются в номенклатуре крайне неточно. Следует, однако, отдавать отчет в том, что такие разночтения лишь отчасти обусловлены несовершенством номенклатуры и классификации, не в меньшей степени они объясняются также и тем, что все типы пород постепенно переходят друг в друга. «Классификация по полочкам» с наименованиями, четко ограниченными параллельными линиями, полезна для запоминания и в целях сравнения, но она создает ложное впечатление точности и может вводить в заблуждение в отношении существования ясных разграничений в тех случаях, когда они в действительности отсутствуют, как это, например, имеет место для пород, переходных между базальтом и андезитом. После приобретения некоторого опыта каждый петрограф осознает, что лишь искусственная классификация может быть жесткой и что свободные определения не всегда плохи. Назвав породу в соответствии с какой-либо классификацией, следует помнить, что другие могут предпочесть иное наименование, поскольку они отдают предпочтение другим признакам. Изучение горных пород, как иногда хорошо говорят, должно начинаться в поле, продолжаться с микроскопом и оканчиваться экспериментом. Наименование породы может быть дано на основании полевых наблюдений и определений минерального состава под лупой, но оно может измениться в результате микроскопического изучения, а в результате химического анализа ее, возможно, придется отнести к третьей категории. Избежать подобных затруднений нельзя. Вряд ли вообще достижима единообразная схема классификации горных пород, удобная для практического использования и отличающаяся законченной логичностью. Различные схемы классификации преследуют разные цели. В некоторых из них делается акцент на способы проявления пород в природе, в других — на зернистость и структуру, в третьих — преимущественно на минеральный состав и, наконец, в основу классификации горных пород может быть положен химический состав. Большинство схем имеет свои достоинства, однако создание классификации, полностью совмещающей все необходимые аспекты, невозможно. Ниже предпринимается попытка сопоставить различные современные подходы в описании и классификации магматических пород, отвечающие требованиям различ-

ных петрологических проблем и ситуаций. Более подробно эти вопросы рассматриваются в стандартных руководствах, упомянутых в конце гл. 1.

Вулканические и плутонические породы

При полевом геологическом картировании и внимательном изучении образцов горных пород выявляются форма, размер и общий состав магматического тела. При этом легко различаются две крупные категории магматических пород, одна из которых включает поверхностные потоки, а другая — крупные секущие предположительно глубинные интрузивы. Не все магматические тела, однако, вполне однозначно относятся к той или другой из этих двух групп. Это подчеркивал в свое время Розенбуш, который ввел третью, в некоторых отношениях промежуточную категорию малых интрузивов. Он разделял магматические породы на три главные категории: эффузивные, дайковые и глубинные. Это подразделение и до сих пор используется многими геологами, хотя в настоящее время более принято различать *вулканические, гипабиссальные и плутонические породы*. Многие гипабиссальные породы тесно ассоциируются с вулканическими породами мощных лавовых потоков и, по существу, идентичны последним по петрографическим характеристикам и химизму. К числу наиболее ярких проявлений базальтовой магмы относятся крупные дайки и силлы большой протяженности, внедрившиеся в осадочные толщи верхней части континентальной коры. Они представлены крупнозернистыми диабазами, которые, однако, неотличимы от пород некоторых потоков истинных вулканических толщ. Реже гипабиссальные породы могут быть тесно родственными со своими плутоническими аналогами, особенно в тех случаях, когда они представляют собой непосредственные ответвления от крупных плутонов того же или близкого возраста.

Ясно, что на основе одних петрографических данных породы гипабиссальной группы нельзя точно идентифицировать; с этой точки зрения трехчленное подразделение Розенбуша становится непрактичным. Тем не менее, даже не зная о полевых соотношениях пород, на основании только данных о структуре и минеральном составе в большинстве случаев удается разграничить плутонические и вулканические породы. Такие мономинеральные породы, как дунит, анортозит и пироксенит, неизвестны среди лав. В плутонических породах редко встречаются минералы, стабильные при высоких температурах и низких давлениях, такие, как санидин и лейцит, а также метастабильные фазы — тридимит и стекло. Наоборот, в вулканических породах почти неизменно отсутствуют минералы, характерные для низких температур и высоких давлений, а именно мусковит, тур-

малин, канкринит и микроклин. Поскольку медленное охлаждение способствует образованию сростков распада, такого рода образования, например пертиты, гораздо более обычны для plutonic пород. Кроме того, некоторые гидроксилсодержащие минералы, устойчивые в plutonic условиях, могут разрушаться в вулканической обстановке при высоких температурах и низких давлениях. В связи с этим среди вулканических пород, за исключением их быстро охладившихся стекловатых типов, обычно отсутствуют неизменные биотит или роговая обманка. В голокристаллических лавах, образующихся при относительно медленном охлаждении, эти минералы часто замещены базальтической роговой обманкой, пироксеном и зернистым агрегатом железотитановых окислов. Кварцевые вкрапленники в вулканических породах часто содержат включения стекла в порах идиоморфных очертаний, но в plutonic породах такие включения в кварце чрезвычайно редки. Кроме того, оптические свойства плагиоклаза в plutonic и вулканических породах обычно различны. В результате недавних исследований стало возможным различать неупорядоченные полевые шпаты высокотемпературной вулканической серии и относительно упорядоченные низкотемпературные полевые шпаты plutonic пород.

Еще более наглядными могут быть различия структур. Plutonic породы в большинстве голокристаллические, средне- или крупнозернистые и лишены порфировых вкрапленников. Главные составные части их обычно представлены ксеноморфными или гипидноморфными зернами. Наоборот, многие вулканические породы представлены порфировыми разновидностями, в которых идиоморфные фенокристаллы находятся в тонкозернистой или частично стекловатой основной массе. Другие вулканы имеют афанитовую структуру или целиком представлены стеклом. Во многих вулканических породах у минералов основной массы, особенно у полевых шпатов, проявляется тенденция к образованию идиоморфных зерен.

На основании вышесказанного мы предпочитаем двухчленное подразделение магматических пород с выделением лишь вулканического и plutonic классов. При таком подразделении магматитов можно пользоваться лишь петрографическими критериями, преимущественно структурными. Большинство пород, которые на основании полевых взаимоотношений относятся к числу гипабиссальных, по петрографическим признакам попадают в категорию вулканических. Однако некоторые из них явно своеобразны, например диабазы, лампрофиры и кимберлиты. Отсутствует необходимость искусственно относить такие породы к числу plutonic или вулканических так же, как нет необходимости собирательно выделять их в некоторую самостоятельную третью категорию. В этой книге

такие породы рассматриваются отдельно от двух главных категорий, которые включают большинство обычных магматических пород.

Химические и квазихимические классификации

Задачи и ограничения классификации. При обсуждении проблем природы, происхождения и эволюции магм, а также для сравнения магматических серий и, наконец, интерпретации самих химических анализов желательнее иметь химические классификации магматических горных пород. Такие классификации, конечно, ничего не могут говорить о структурах горных пород и позволяют лишь косвенно судить о минеральном составе. Они также не отражают историю охлаждения и кристаллизации магм, которые при сходном химическом составе могут давать породы, резко отличающиеся по структуре и минеральному составу. Сравним, например, обсидианы, порфиновые риолиты и граниты.

Кроме того, состав магматических пород обычно в большей или меньшей степени не соответствует первичному веществу магмы. Как это показал Боуэн, соответствие валового состава породы составу жидких магм можно определить лишь при изучении структур горных пород. Так, афанитовые или чисто стекловатые породы, как полагают, отвечают закаленной жидкости такого же химического состава (если не учитывать дейтерических изменений и гидратации; см. с. 35—38). Эти соотношения распространяются и на однородную тонкозернистую основную массу порфириновых пород. Однако в отношении средне- и крупнозернистых голокристаллических пород крупных плутонов и всех порфириновых вулканических пород в целом такое допущение было бы по крайней мере сомнительным и во многих случаях определено ошибочным. У фенокристаллов проявляется тенденция локально концентрироваться в результате оседания или всплывания под влиянием гравитации. Таким образом, порфириновые породы могут представлять концентрации рано образовавшихся кристаллов, захваченных поздними порциями жидкости. Многие плутонические породы, особенно из семейства габбро, почти исключительно состоят из кристаллов, накопившихся у подошвы обширных магматических камер и, таким образом рассматриваются как фиксирующие эволюцию расплава. Последовательно образующиеся кумуляты, каждый из которых представляет собой индивидуальную плутоническую породу, не могут рассматриваться как фиксирующие эволюцию расплава, поскольку они не отображают последовательного изменения состава жидкой фракции и даже состава исходной магмы.

Валовые химические анализы горных пород несут большую и очень полезную информацию, совершенно необходимую для

геохимика и петролога, однако классификация горных пород, основанная лишь на химическом составе и не учитывающая структур и минерального состава, имеет лишь ограниченное значение, особенно в петрографических исследованиях.

Значение SiO_2 . Все магматические породы сложены преимущественно силикатами, среди которых иногда присутствует кварц, а главный их химический компонент — это кремнезем SiO_2 . Массовое содержание SiO_2 в обычных породах колеблется примерно от 40 до 75%. Поэтому понятию использование SiO_2 в качестве главного параметра химической классификации магматитов. В стандартных геологических справочниках и руководствах магматические породы издавна подразделяются по содержанию SiO_2 на четыре главные группы: *кислые, средние, основные* (базитовые) и *ультраосновные* (ультрабазитовые). Породы с содержанием SiO_2 более 66% называют кислыми, от 52 до 66% — средними, от 45 до 52% — основными, а при содержании SiO_2 менее 45% — ультраосновными. В этих терминах увековечилось архаическое представление о SiO_2 как анионе «кремневых кислот», тогда как окислы металлов, входящих в состав силикатных минералов, трактовались, наоборот, как «основания».

При отсутствии химических анализов содержание SiO_2 можно приближенно оценивать по ассоциации минералов, присутствующих в горной породе. Геологи в целом и большинство петрографов используют термины *кислые, средние, основные* и *ультраосновные породы* для обозначения их различий в квази-химическом качественном смысле. При этом полезно помнить о содержаниях SiO_2 в главных минералах магматических пород (в %):

Фельзические минералы	$\left\{ \begin{array}{l} \text{кварц } 100, \text{ щелочные полевые шпаты } 64\text{--}66, \text{ олигоклаз } 62, \text{ андезин } 59\text{--}60, \text{ лабрадор } 52\text{--}53, \text{ битовнит } 47, \text{ лейцит } \sim 54, \text{ нефелин } 40\text{--}44, \text{ кальсилит } 39 \end{array} \right.$
Мафические минералы	
	$\left\{ \begin{array}{l} \text{магнезиальные и диопсидовые пироксены } 50\text{--}55, \text{ авгиты } 47\text{--}51, \text{ титаносодержащие авгиты } 46\text{--}47, \text{ роговые обманки } 42\text{--}50, \text{ биотиты } 35\text{--}38, \text{ непрозрачные окислы } 0 \end{array} \right.$

Среднее содержание SiO_2 в риолитах и гранитах около 72%, и, следовательно, эти породы относятся к числу кислых. Средние породы представлены сиенитами (в среднем 59% SiO_2), диоритами (57%) и монцонитами (55%). К числу основных пород относятся габбро и базальты со средним содержанием SiO_2 48%, тогда как перидотиты (SiO_2 41%) — это типичные ультраосновные породы. Кислые породы обычно обогащены щелочами и содержат меньше кальция, железа и магния по сравнению с

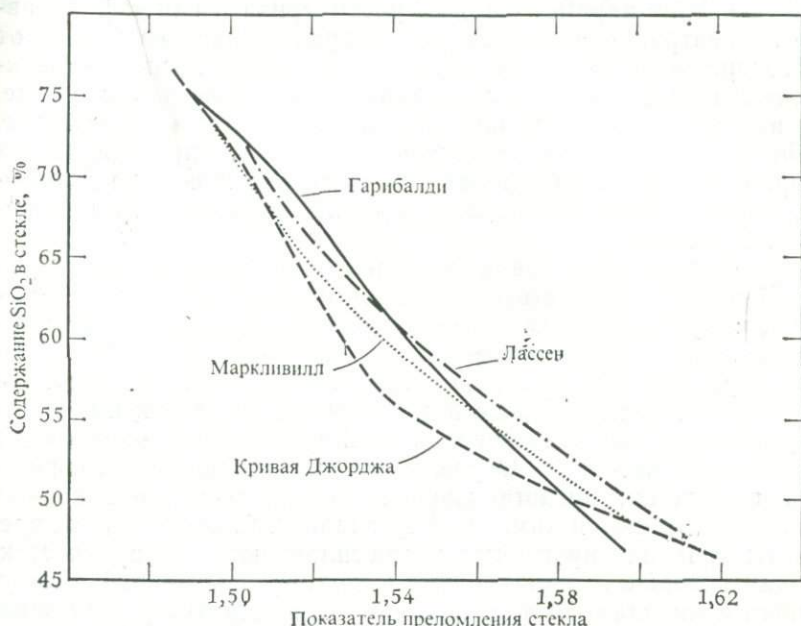


Рис. 2-11. Зависимость показателя преломления вулканических стекол от содержания кремнезема. Кривая Джорджа относится к природным стеклам. Остальные три кривые характеризуют искусственные стекла, полученные при плавлении вулканических пород известково-щелочных магматических серий: третичные лавы Сьерра-Невады, Калифорния (район Маркливилл), плейстоценовые и более молодые лавы Каскадных гор (район Лассен), плейстоценовые и более молодые лавы Британской Колумбии (район Гарибалди).

основными. В связи с этим они обычно окрашены светлее и в них присутствует меньше мафических минералов.

Содержание кремнезема не определяет прямо количества кварца, присутствующего в породе. Так, в двух породах с одинаковым содержанием кремнезема в одном случае кварц может совершенно отсутствовать, тогда как в другом — его количество может составлять до 35 об. %. С другой стороны, породы с одинаковым количеством кварца могут различаться по содержанию кремнезема на 15%. Короче говоря, при использовании массового содержания кремнезема в качестве основного параметра классификации в одну узкую категорию попадают многие породы, различающиеся по минеральному составу. Вариации минерального состава обычных магматических пород помимо массового содержания кремнезема явно определяются и другими, хотя и связанными с ним, параметрами химизма. В частности, важным контролирующим фактором может быть *активность* кремнезема в магме, которая подробнее рассматривается на

с. 86—89. Этот параметр можно рассматривать как «эффективную концентрацию кремнезема», которая зависит не только от его содержания, но также от давления, температуры и *относительных* концентраций *всех* остальных компонентов в магме. Тем не менее давние прочно укоренившиеся термины — *кислые, средние, основные и ультраосновные породы*, определяющиеся содержанием SiO_2 , сохраняют свое значение и поныне для общих описательных целей. Эти термины используются и в настоящей книге.

Содержание кремнезема особенно удобно использовать для разграничения полностью или преимущественно стекловатых пород, поскольку в этом случае оно легко определяется измерением показателей преломления, как это показано на рис. 2-11. Этот параметр можно также использовать для классификации тонкозернистых пород даже в тех случаях, когда они имеют голокристаллическое сложение. С этой целью была предложена специальная методика. Образцы из какой-либо петрографической провинции, представляющие полный ряд типов горных пород, подвергаются химическому анализу. Тонкодробленые препараты проанализированных пород сплавляются в шарики стекла, для которых измеряется показатель преломления. По полученным величинам светопреломления строится диаграмма зависимости его от содержания кремнезема. Получается кривая, характерная для данной петрографической провинции. Имея такую кривую, можно определять содержание кремнезема по светопреломлению шариков стекла, полученных из любых других проб магматических пород той же провинции¹.

Нормативная классификация. В начале нашего века четыре ведущих американских петролога Кросс, Иддингс, Пирссон и Вашингтон разработали на основе химизма строгую количественную классификацию и соответствующую однозначную номенклатуру магматических горных пород. Эта классификация, известная под названием *нормативной* или *классификации CIPW*, в качестве единственной основы использует лишь химические анализы в целом [2].

Химический анализ любого образца горной породы в строгой последовательности пересчитывается на безводной основе в виде *нормы* (нормативного состава), представляющей массовые содержания простых «молекул», отвечающих по составу некоторым идеализированным минералам или их конечным членам. В настоящее время эти пересчеты производятся на вычислительных машинах. Состав большинства магматических пород можно

¹ В настоящее время как петрографы, так и геохимики должны изыскивать наиболее простые и быстрые методики для получения необходимых данных по химизму горных пород. Методика с использованием шариков стекла позволяет быстро получить необходимые данные без использования более сложных методов микроанализа.

полностью определить в виде некоторых комбинаций тринадцати нормативных компонентов¹:

Кварц	<i>Q</i>	SiO_2
Корунд	<i>C</i>	Al_2O_3
Ортоклаз	<i>or</i>	KAlSi_3O_8
Альбит	<i>ab</i>	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
Анортит	<i>an</i>	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
Нефелин	<i>ne</i>	NaAlSiO_4
Лейцит	<i>lc</i>	KAlSi_2O_6
Диопсид	<i>di</i>	{ $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$
		{ $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$
Гиперстен	<i>hy</i>	{ MgSiO_3
		{ FeSiO_3
Оливин	<i>ol</i>	{ Mg_2SiO_4
		{ Fe_2SiO_4
Магнетит	<i>mg</i>	Fe_3O_4
Ильменит	<i>il</i>	FeTiO_3
Апатит	<i>ap</i>	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3$

Определенные комбинации нормативных компонентов, например ($Q+ne$), ($Q+ol$) и ($ne+hy$), неустойчивы. Так, в уравнении



устойчива правая часть. Неустойчивые пары редко обнаруживаются в магматических породах, что имеет место лишь в тех случаях, когда структуры свидетельствуют о недостижении равновесия в процессе кристаллизации. К числу таких примеров относится появление тонкозернистого кварца или тридимита в основной массе базальта, содержащего корродированные вкрапленники магнезиального оливина. Программа пересчета на нормативный состав предназначена для исключения комбинаций, которые на основании общего петрографического опыта, подтвержденного впоследствии термодинамическими данными, представляются неустойчивыми.

По результатам пересчета на нормативный состав каждый химический анализ сводится к соответствующей формуле, которая определяет место породы в классификации. Последняя, однако, во многих отношениях излишне громоздкая и искусственно усложненная, в связи с чем она неудобна для практических петрографических целей. Тем не менее эта схема в целом представляет идеальную основу для кодирования и хранения данных по валовому химизму магматических пород. Кроме того,

¹ В некоторых случаях могут понадобиться дополнительные компоненты, например Fe_2O_3 , CaSiO_3 или Na_2SiO_3 .

сами по себе нормы оказались очень полезными для концентрированного выражения петрологически важных аспектов химизма любых магматических пород по соотношениям главных породообразующих компонентов. Например, несовместимость нормативного кварца *Q* с нефелином *ne* или оливином *ol* явно имеет генетическое значение. Более тонкое, но тем не менее весьма важное значение имеют относительные количества *di*, *hy* и *ol* в нормах базальтов (см. с. 104—106).

Петрография непосредственно оперирует не с *нормой*, а с реальным минеральным составом, называемым *модой*. Нормативный и модальный составы, конечно, связаны друг с другом, но они никогда не бывают вполне идентичными. Так, роговая обманка в нормативном составе представлена некоторой комбинацией *an*, *di*, *hy* и *ne*; биотит в кварцсодержащих породах выражается через *or*, *hy* и *C*, а мусковит — через *or* и *C*. Таким образом, ясно, что нормативная классификация не удовлетворяет требованиям петрографии. Однако нормы, взятые сами по себе, представляют очень полезный дополнительный инструмент, позволяющий судить о тонких особенностях минерального состава магматических пород, плохо различимых петрографически, например о составе пироксенов в базальтах (см. с. 105, 108). Они также необходимы при сопоставлении стекловатых и очень тонкозернистых вулканических пород с их химическими аналогами среди плутонитов. В этих целях они и используются в петрографической классификации.

Классификация Шенда и концепция насыщенности кремнеземом. Остроумную и детальную квазихимическую классификацию магматических пород разработал Шенд [3], положив в ее основу химические параметры, в наибольшей мере определяющие характерные особенности обычных горных пород. Некоторые минералы, не встречающиеся совместно с кварцем или тридимитом в магматических породах, Шенд определил как *недосыщенные* кремнеземом. К их числу относятся обычные магнезиальные оливины, все фельдшпатоиды и некоторые мало распространенные и редкие минералы — меланит, перовскит, меллит, корунд и шпинель. В отличие от них минералы, обычно обнаруживающиеся в ассоциации с кварцем, Шенд назвал *насыщенными*, хотя в некоторых из них вообще отсутствует кремнезем. В эту группу входят все полевые шпаты, пироксены, амфиболы и слюды, а также окислы железа и титана и многочисленные акцессорные минералы (турмалин, алмадин, сфен, циркон, апатит и др.). В основе этого подразделения лежит концепция насыщенности кремнеземом, в настоящее время подтвержденная лабораторными экспериментами и термодинамическими данными. Согласно этой концепции, насыщенные минералы устойчивы, а ненасыщенные — неустойчивы в контакте с расплавами, из которых одновременно с ними выделяются кварц

или тридимит. Как оказалось, отклонения от этого правила крайне незначительны. К исключению относится упомянутая выше ситуация, когда фенокристаллы ненасыщенных минералов (обычно корродированные зерна оливина) явно неравновесны со стекловатой сильно кремнеземистой или содержащей кварц основной массой.

На основании своей концепции Шенд подразделил магматические породы на три химических класса, определяющихся *минералогическими* признаками. При этом третий класс в свою очередь разграничен на две категории.

1. *Пересыщенные породы*, в состав которых входят насыщенные минералы и кварц или тридимит. К этому классу относятся все кислые породы, однако не все пересыщенные породы кислые, и сюда входят также средние и даже немногочисленные основные породы.

2. *Насыщенные породы*, в которых присутствуют только насыщенные минералы.

3. *Недосыщенные породы*, содержащие недосыщенные и в большинстве случаев также насыщенные минералы.

а. *Бесфельдшпатоидные породы*, в которых отсутствуют фельдшпатоиды, а наиболее обычная ненасыщенная фаза — магнезиальный оливин.

б. *Фельдшпатоидные породы*, в которых присутствуют один или несколько фельдшпатоидов, чаще всего нефелин. Другие недосыщенные минералы также в некоторых случаях могут присутствовать. В этих породах никогда не встречаются магнезиальные пироксены.

Насыщение глиноземом, вторым после SiO_2 по количественной роли компонентом, использовано в качестве следующего химического критерия. Этот критерий также оценивается по минеральному составу, обуславливая подразделение каждого из указанных выше классов на четыре группы. Избыток или дефицит Al_2O_3 определяется по отношению к равенству $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}) = 1$. Последнее выдерживается во всех полевых шпатах и фельдшпатоидах. В связи с этим принятый параметр оценки глиноземистости обуславливает природу мафических минералов. Шенд предложил различать четыре группы:

1. *Перглиноземистые* (плюмазитовые) породы: $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}) > 1$. Избыток Al_2O_3 входит в состав слюд и некоторых акцессорных минералов (корунд, турмалин, топаз, желозмарганцовистый гранат). Большинство перглиноземистых пород относится к классу кислых плутонических. В некоторых из них присутствуют кордиерит или силлиманит.

2. *Метаглиноземистые* породы: $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) > 1 > \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$. Для метаглиноземистых пород характерны роговая обманка и глиноземистые авгиты; менее обычны меллитит или такие ассоциации, как оливин и биотит.

3. Сугглиноземистые породы: $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O) \approx 1$. В этом случае все мафические минералы безглиноземистые — оливин, ортопироксен, диопсид.

4. Перщелочные (агпайтовые) породы: $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O) < < 1$. Типичные мафические минералы представлены натровыми пироксенами (эгирином, эгирин-авгитом) и амфиболами (рибекитом, арфведсонитом). В некоторых из пород этой группы роль Al_2O_3 выполняют другие компоненты — Fe_2O_3 , ZrO_2 или TiO_2 . Такие породы образуются на конечных стадиях фракционной кристаллизации натровых магм.

В деталях классификация Шенда может показаться слишком сложной для использования в рядовой работе. Однако она подчеркивает тонкие генетические различия и определенные соотношения в минеральном составе, достоверно обусловленные эволюцией магматизма и удачно связывающие петрографию с геохимией. В петрологической литературе часто, например, упоминаются пересыщенные и недосыщенные (по SiO_2), а также перглиноземистые (плюмазитовые) и перщелочные (агпайтовые) породы и магмы.

Между концепцией насыщенности кремнеземом Шенда и нормативным составом существует явная связь. Однако они не вполне точно соответствуют друг другу. Большинство пересыщенных пород содержит нормативный кварц. Последний, однако, присутствует и в некоторых насыщенных породах, например, семейства андезитов. Оливиновые базальты обычно содержат и нормативный оливин. Однако в некоторых случаях, особенно когда модальный оливин представлен корродированными фенокристаллами, в норме появляются небольшие количества Q . Здесь модальный состав указывает на отклонение от равновесия, которое автоматически устраняется в норме, рассчитанной по жесткой программе.

Значение активности SiO_2 . Во всех химических классификациях главная роль отводится содержанию SiO_2 (в мас %). Однако две породы с одним и тем же содержанием кремнезема, допустим 53 или 57%, могут резко различаться в отношении насыщенности кремнеземом. В одной из них кварц, а в другой оливин или нефелин могут появляться как в модальном, так и нормативном составе. Эта проблема изучена с получением многообещающих результатов Кармайклом (см. Carmichael, Turner, Vergoogen, 1974, с. 50—59), который показал что в таких случаях в качестве контролирующего термодинамического фактора выступает активность кремнезема в расплаве, $a_{SiO_2}^{расплав}$. При фиксированных условиях активность a представляет собой функцию мольной концентрации X и в упомянутом выше случае может быть записана как

$$a_{SiO_2}^{расплав} = \gamma_{SiO_2}^{расплав} X_{SiO_2}$$

где γ — коэффициент активности, который зависит от P , T и относительных концентраций всех других компонентов в расплаве. Несколько вольно активность можно рассматривать как «эффективную концентрацию», которая отражает способность расплава отдавать SiO_2 в кристаллические фазы, находящиеся в равновесии с ним. При таком подходе становится ясной роль других компонентов, например Al_2O_3 , присутствие которых в силикатном расплаве приводит к возникновению в нем удерживающих кремнезем «молекулярных» или ионных групп, в связи с чем величина $a_{\text{SiO}_2}^{\text{расплав}}$ уменьшается.

При данных физических условиях насыщенные фазы, например MgSiO_3 , могут кристаллизоваться из расплава лишь в том случае, когда $a_{\text{SiO}_2}^{\text{расплав}}$ превышает некоторую предельную величину. Ниже этого уровня при любой заданной температуре может кристаллизоваться соответствующая недосыщенная фаза Mg_2SiO_4 . Граничные значения $a_{\text{SiO}_2}^{\text{расплав}}$ различны для каждой из последовательных недосыщенных фаз, кристаллизующихся из одного и того же расплава. Петрографические наблюдения предоставляют на этот счет существенную, хотя только качественную информацию. Как уже упоминалось выше, в некоторых базальтах щелочной полевои шпат (насыщенный минерал) и магнезиальный оливин (недосыщенный минерал) сосуществуют друг с другом, тогда как гиперстен и фельдшпатоиды несовместимы. Очевидно, при температурах кристаллизации магмы поля стабильности гиперстен — расплав и нефелин — расплав не перекрываются, и верхний предел $a_{\text{SiO}_2}^{\text{расплав}}$ для выделения магнезиального оливина из магмы должен быть значительно выше, чем для кристаллизации нефелина.

Петрографические и экспериментальные данные позволяют сделать общие выводы относительно активности Na_2O в магмах. Ряд плагиоклазов (от битовнита до олигоклаза) качественно отражает прогрессивное увеличение $a_{\text{Na}_2\text{O}}^{\text{расплав}}$. В последовательных фракциях расплава, образующихся при кристаллизации базальтовых магм, концентрации SiO_2 и Na_2O возрастают одновременно. Однако если в толентовой серии активности обоих компонентов в расплаве возрастают одинаково, то в серии щелочных базальтовых магм $a_{\text{SiO}_2}^{\text{расплав}}$ удерживается более или менее на одном и том же уровне при увеличении $a_{\text{Na}_2\text{O}}^{\text{расплав}}$ (см. Carmichael, Turner, Verhoogen, 1974, с. 58).

По мнению Кармайкла, активность SiO_2 в магмах представляет собой потенциальный численный параметр, который можно использовать в классификации магматических и особенно вулканических пород. Однако поскольку $a_{\text{SiO}_2}^{\text{расплав}}$ зависит от многих переменных, всегда трудно бывает определить ее численную величину. Обычно удается установить лишь широкий интервал

возможных значений этого параметра. Для некоторых очень простых превращений для определенного интервала температур были рассчитаны величины a_{SiO_2} расплав, которые позволили установить контролирующую роль этого параметра при кристаллизации минералов в вулканических породах (Carmichael, Turner, Verhoogen, 1974, с. 50—59). К их числу относятся:

1. Стекло SiO_2 \longrightarrow кварц
2. Форстерит + стекло SiO_2 \longrightarrow энстатит
3. Нефелин + стекло SiO_2 \longrightarrow альбит
4. Перовскит + стекло SiO_2 \longrightarrow сфен

Во всех этих случаях увеличение a_{SiO_2} стекло благоприятствует превращению в направлении, указанном стрелкой.

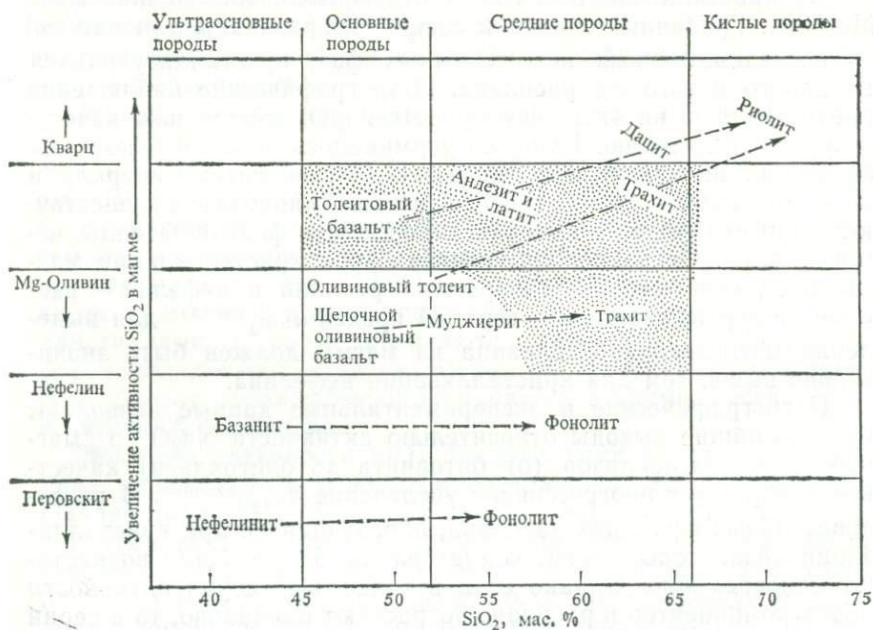


Рис. 2-12. Схема, иллюстрирующая зависимость между содержанием SiO_2 (мас. %), насыщением SiO_2 и активностью SiO_2 в магмах. Шкала активности SiO_2 условна. Границы отдельных типов пород обозначены лишь приблизительно. Крапом выделено поле насыщенных кремнеземом пород. В верхнем правом углу диаграммы располагаются пересыщенные кремнеземом породы, в нижней части и слева представлены недосыщенные кремнеземом типы пород. Прямыми линиями показаны возможные тренды магматической эволюции. Углы наклона и кривизна таких линий в данном случае не имеют значения, поскольку вертикальный масштаб диаграммы условный. (См. текст.)

Возникла проблема, каким образом использовать эту информацию в оценках распространения перовскита, нефелина, магнезиального оливина и кварца (или тридимита) в качестве устойчивых фаз в вулканических породах. В настоящее время можно лишь сказать, что из магм с одним и тем же содержанием SiO_2 по мере увеличения $a_{\text{SiO}_2}^{\text{магма}}$ первым может кристаллизоваться перовскит, затем нефелин и далее магнезиальный оливин, тогда как кварц должен кристаллизоваться последним после удаления из магмы остальных перечисленных минералов. Кварц, оливин и нефелин — три критические фазы, использованные Шендом для оценки степени насыщения SiO_2 . Перовскит может использоваться как косвенный показатель исчезновения плагиоклаза, поскольку эти две фазы, в отличие от пары нефелин и перовскит, не сосуществуют в вулканических породах.

Качественные соотношения между содержанием SiO_2 , насыщением этим компонентом и $a_{\text{SiO}_2}^{\text{магма}}$ схематически отражены на рис. 2-12, где показано относительное положение полей стабильности кварца, магнезиального оливина, нефелина и перовскита в главных видах вулканических пород. На этой диаграмме по горизонтальной оси дается точное содержание SiO_2 в породах, тогда как активность $a_{\text{SiO}_2}^{\text{магма}}$ на вертикальной оси приводится в условном неколичественном масштабе. На диаграмме обозначены поля отдельных вулканических пород, но не предпринимается каких-либо попыток точно определить границы вариаций их состава. Наконец, несколькими пунктирными линиями показаны возможные тренды эволюции магм, постулированные различными авторами (см. Carmichael, Turner, Verhoogen, 1974, с. 58).

Петрографические классификации

Петрографические классификации в строгом смысле должны основываться исключительно на структурных и минералогических характеристиках пород, различимых в штуфах и под микроскопом. В настоящее время существует несколько классификаций такого рода, в которых использованы одни и те же главные критерии. Тем не менее они отличаются друг от друга по относительному значению, которое придается отдельным характеристикам, а также по детальности подразделений и степени использования данных по химизму, особенно нормативного состава. Мы не будем предпринимать каких-либо попыток для оценки отдельных классификаций, поскольку задача этой книги заключается в описании пород с точки зрения простейшего подхода к ним. Так, в этом разделе вначале приводится обзор классификационных признаков, а затем, после краткого обсуж-

дения проблемы точности классификации, характеризуется принятый в этой книге порядок систематического описания магматических пород.

Структурные критерии. Вполне оправдано использование размера зерен в качестве важнейшего признака для подразделения магматических пород. Это свойство хорошо поддается оценке, зависит преимущественно от способа охлаждения и соответственно имеет важное генетическое значение. Выше уже было показано, каким образом размеры зерен с привлечением других структурных деталей (наличие вкрапленников, офитовая и гранитная структура и т. д.) можно использовать для подразделения всех магматических пород на *вулканические* и *плутонические*, т. е. контрастные по способу охлаждения. Поскольку наименования этих двух групп подразумевают способ проявления пород в природной обстановке (что, строго говоря, выходит за рамки настоящей книги), некоторые петрографы предпочитают различать *мелко-*, *средне-* и *крупнозернистые* породы, относя к среднезернистым породы с размером зерен от 1 до 5 мм. В соответствии с двучленным подразделением магматических пород на вулканические и плутонические среди них можно различать лишь мелко- и крупнозернистые, границей между которыми служит размер зерна приблизительно в 1 мм. Однако такие чистые структурные подразделения без учета данных о способе проявления пород в природе неизбежно содержат элемент неопределенности. Так, многие офитовые диабазы (вулканические породы) относятся к классу крупнозернистых пород. Вместе с тем закаленные краевые части настоящих глубинных плутонических интрузивов могут быть сложены настолько тонкозернистыми породами, что на чисто структурной основе они будут отнесены к категории вулканических.

Цветовой индекс. К числу наиболее наглядных характеристик образцов горных пород относится их окраска, колеблющаяся от почти белой у некоторых гранитов до почти черной у базальтов. Окраска или цвет голокристаллических пород в общем непосредственно отображают количественные соотношения мафических и фельзических минералов и соответственно могут служить грубым показателем минерального состава. За немногими исключениями, темноокрашенные породы обогащены пироксенами, амфиболами, оливином и несколько реже биотитом. Светлоокрашенные породы сложены в основном полевыми шпатами с кварцем или без него или также фельдшпатоидами. Для многих целей достаточно грубо подразделять породы по окраске на светло- и темноокрашенные. Для более точных оценок такого рода используют цветовой индекс *SI*, представляющий собой отношение темноцветных минералов к светлоокрашенным на основании подсчетов под микроскопом или приближенных визуальных оценок (см. приложение Б). Иногда для этой цели

используются нормативные пересчеты. В этой книге мы будем пользоваться простой схемой классификации пород по цветовому индексу и относить к темноокрашенным породы с $CI > 40$ и к светлоокрашенным — с $CI < 40$ ¹.

Модальный минеральный состав. Минералогические критерии в классификации магматических пород в настоящее время во многом те же, что использовались Розенбушем сто лет назад. Во всех магматических породах, за исключением ультрамафических и ультраосновных, очень важную роль играют полевые шпаты. Поскольку состав этих минералов закономерно изменяется в широких пределах, они могут служить идеальной основой для классификации горных пород. В меньшей мере в магматических породах распространен кварц, а также его недосыщенные антиподы — фельдшпатоиды и оливин. Наличие или отсутствие любого из этих минералов имеет генетическое значение и может служить критерием для петрографической классификации. Появление в горных породах тех или иных обычных мафических минералов — пироксена, роговой обманки и биотита используется для выделения соответствующих частных разновидностей более крупных типов пород. Совместно эти минералы определяют цветовой индекс.

Значение полевых шпатов. В связи с существованием пород со значительным количеством щелочных полевых шпатов в большинстве петрографических классификаций подчеркиваются количественные соотношения щелочного полевого шпата и плагиоклаза. Щелочной полевой шпат неизменных вулканических пород представлен либо санидином (моноклинным), либо анортотоклазом (триклинным)². В плутонических породах щелочные полевые шпаты представлены микроклином и ортоклазом, причем оба обычно имеют пертитовые вростки. При классификации пертиты рассматриваются сами по себе и не принимается во внимание, что присутствующий во вростках альбит представляет собой плагиоклаз. Аналогичным образом и первичный

¹ В таких стандартных руководствах, как работы Поханнсена (1931, 1939) и Шенда, используются другие пределы с выделением четырех цветовых классов. Шенд, например, выделяет следующие категории по цветовому индексу: *лейкократовые* ($CI < 30$), *мезократовые* ($CI 30-60$), *меланократовые* ($CI 60-90$) и *гипермелановые* ($CI > 90$). Первый и третий из этих терминов довольно широко используются как синонимы определений «светло-» и «темноокрашенные». Можно также просто присоединять к названиям пород приставки лейко- и мелано- (мела-), например лейкогаббро, меланодиорит.

² Эти два минерала образуют непрерывную серию твердых растворов, причем анортотлаз представляет собой более натровый член с мольной долей $NaAlSi_3O_8 > 65\%$. Эти две фазы не встречаются совместно в магматических породах. Обратные утверждения объясняются затруднениями в диагностике анортотлаза в шлифах при отсутствии полисинтетических двойников.

альбит в некоторых натровых гранитоидных породах рассматривается как щелочной полевои шпата¹.

Многие средние и основные породы не содержат щелочного полевого шпата, но богаты плагиоклазом. Идентификация таких пород основана преимущественно на составе плагиоклаза по оптическим его определениям. Значение этого критерия должно быть очевидным уже после первого знакомства с особенностями экспериментально изученной кристаллизации соответствующих систем (см., например, рис. 1-3). Тем не менее из микроскопических наблюдений, в настоящее время подкрепленных данными микронзондовых анализов, уже в течение длительного периода известно, что плагиоклаз во многих магматических породах далеко неоднороден. Давно уже стали тривиальными сведения о концентрической зональности состава отдельных кристаллов плагиоклаза, а также о различиях состава плагиоклазов отдельных вкрапленников и в целом между плагиоклазами фенокристаллов и основной массы. Совершенно очевидно, что для классификации горных пород можно использовать лишь приближенные оценки среднего состава плагиоклаза. Попытки таких оценок на основании одних лишь микроскопических наблюдений в большинстве случаев приведут к бесполезной трате времени. В этих целях гораздо целесообразнее прибегать к нормативному отношению $an/(an+ab)$.

Значение кварца. Во всех петрографических классификациях подчеркивается присутствие или отсутствие кварца. Пересыщенные породы с содержанием модалного кварца около 5% и более классифицируются в соответствии с относительными количествами кварца, щелочного полевого шпата и плагиоклаза (за исключением альбита). Представляется нежелательным отделять породы с небольшой примесью кварца от минералогически идентичных в остальных отношениях пород, не содержащих кварца. В таких случаях признак присутствия кварца, свидетельствующий о некотором пересыщении, следует фиксировать дополнительным определением, например кварцевый сиенит, кварцевое габбро. При этом, конечно, возникают неопределенности при оценке верхней границы таких небольших содержаний кварца. Следует ли ограничиться в этом случае 5%, 10% или, как это принято в классификации IUGS, даже 20%?

¹ В вулканических породах эвгеосинклиналей (например, спилитах, кератофирах) в качестве единственного полевого шпата обычно присутствует обильный альбит. Однако в настоящее время многие петрологи полагают, что этот минерал здесь образовался в результате постмагматического метасоматоза за счет других первичных полевых шпатов магматических пород. Такой метасоматоз происходил в результате привноса или крупномасштабного перераспределения Na_2O . Эта точка зрения принята и в настоящей книге. Таким образом модалный альбит не имеет значения для классификации неизмененных вулканических пород.

Эти вопросы не имеют серьезного значения, если для конкретных целей такие пределы будут обоснованы исследователями.

Значение фельдшпатоидов. Присутствие фельдшпатоидов однозначно свидетельствует о низком уровне насыщенности кремнеземом, т. е. пониженной активности кремнезема в исходной магме. В связи с этим во всех классификациях неизменно различают фельдшпатоидные и бесфельдшпатоидные породы. Присутствие небольших количеств фельдшпатоидов можно обозначать, как и в случае кварца, дополнительными определениями, например нефелинсодержащий трахит (или сиенит)¹. Фельдшпатоидные породы можно дополнительно подразделять по признаку наличия или отсутствия в них плагиоклаза. В последнем случае фельдшпатоидные породы отвечают наиболее низкому уровню активности кремнезема в базитовых магмах.

Значение мафических минералов. Наличие или отсутствие магнезиального оливина широко используется для разграничения недосыщенных и насыщенных основных пород. Меньшее значение имеют другие мафические минералы — пироксен, роговая обманка, биотит, по наличию которых выделяют разновидности в крупных типах пород. Если эти минералы присутствуют совместно, их названия вводят в определения в порядке увеличения содержания. Так, название «гиперстен-авгитовый андезит» означает, что в этой породе авгита больше, чем гиперстена.

Проблемы уточнения и усовершенствования классификации. Основные предпосылки научных исследований и открытий — наличие у природных явлений систематичности и упорядоченности, обуславливающих их предсказуемость. Однако в равной мере для упорядоченных природных систем характерны и универсальные отклонения от строгой нормы, как это, например, иллюстрируется всем современным подходом к кристаллографии. К таким явлениям разупорядочения близки и постепенные переходы между природными состояниями, например, между силикатными расплавами и кристаллическим SiO_2 или санидином и микроклином. Такого рода соотношения в области петрографии выдвигают очень важные вопросы применительно к классификации горных пород. Какова достижимая или желательная степень усовершенствования классификации горных пород и насколько резкими должны быть в ней границы между разновидностями? В какой мере независимо от точности, детальности и условной симметрии эта классификация должна отображать естественные ассоциации и генетические, особенно эволюционные, признаки отдельных типов и групп пород? Ответы на эти и подобные им вопросы не могут быть однозначными, поскольку

¹ Термин *нефелиновый сиенит* уже издавна используется применительно к породам, в которых в качестве главных фельдических минералов присутствуют нефелин и щелочной полевой шпат.

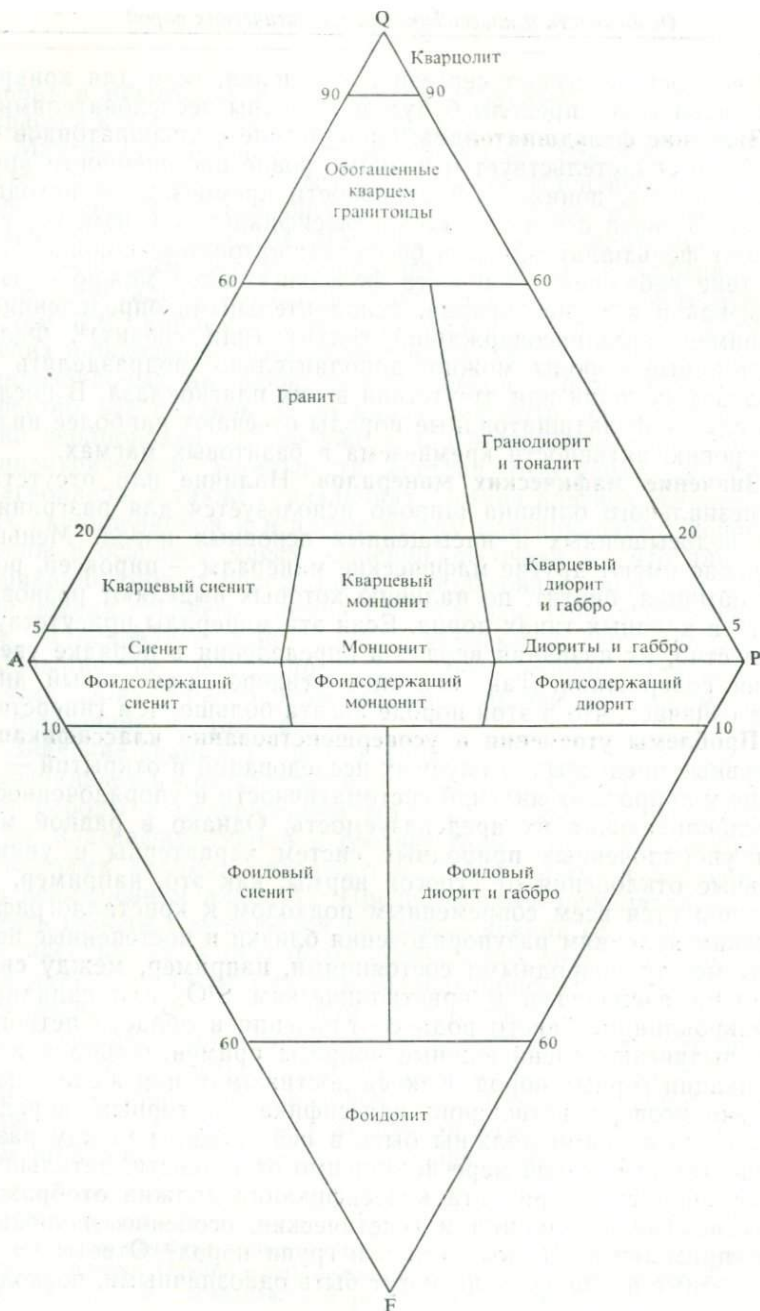


Рис. 2-13. Основная схема общей классификации и номенклатуры plutонических магматических пород IUGS. Заимствовано из Geotimes, October 1973, p. 26, со значительными упрощениями. Q — кварц, A — щелочной полевой шпат, P — плагиоклаз, F — фельдшпатоид («фонд»).

они зависят от целей, для которых предназначается классификация, и от личной позиции ее создателя. Для того чтобы стала яснее суть этой проблемы, кратко рассмотрим некоторые аспекты двух хорошо известных классификаций, в основу которых положен один и тот же минералогический критерий. Одна из них, новейшая, разработана Штреккейзенем и называется *классификацией IUGS* по аббревиатуре одобрившего ее Международного союза геологических наук, другая была предложена Розенбушем и все еще пользуется широким признанием.

Классификация IUGS исходит из двух предпосылок, ни одну из которых нельзя признать приемлемой. Первая из них подразумевает «необходимость прийти к соглашению о единой рациональной и дееспособной системе наименования и классификации магматических горных пород, которая будет использоваться геологами всего мира». В соответствии со второй предпосылкой классификация включает «магматические и магматического облика горные породы (в понимании англосаксонских авторов) безотносительно к их генезису» [4]. Однако достижение полного единодушия и точности терминологии невозможно в связи с большим разнообразием целей и позиций у лиц, изучающих магматические горные породы. (Мы даже допускаем, что такие расхождения желательны.) Вместе с тем совместная группировка истинных магматических пород с внешне похожими на них продуктами метасоматоза и метаморфизма лишь запутывает и без того сложную природную ситуацию, внося генетические неопределенности в трактовку обычных ассоциаций, магматическая природа которых не вызывает сомнений.

Поясним назначение и особенности схемы IUGS на рис. 2-13, отображающей в упрощенном виде основные подразделения и номенклатуру плутонических магматических пород. Эта диаграмма представляет собой два трехфазных треугольника состава с общей стороной AP^1 . К треугольнику APQ (щелочной полевошпат — плагиоклаз — кварц) относятся пересыщенные кремнеземом породы, тогда как фельдшпатоидные породы относятся ко второму треугольнику с вершиной F , отвечающей фельдшпатоидам. Общая сторона двух треугольников AP — геометрическое место точек состава всех насыщенных пород и бесфельдшпатоидных (оливинсодержащих) их типов. Каждое из показанных на рис. 2-13 полей состава расчленяется на более мелкие поля. На диаграмме устранены все неопределенности и установлены точные границы наиболее известных типов пород (гранит, гранодиорит, сиенит, габбро и др.).

Эта и подобные ей классификации с заранее предопределенной четкой номенклатурой в значительной мере имеют иску-

¹ Предлагались также сходные классификации и номенклатура вулканических пород (Geology, vol. 7, 1979, p. 332).

ственный характер, хотя их жесткость и упорядоченность играют положительную роль при сопоставлениях и накоплении систематических данных по минеральным ассоциациям магматических горных пород. Геометрическая симметрия и прямолинейность границ подразделений классификации находятся в противоречии с общей асимметрией природных петрогенетических процессов. Кроме того, выделенные искусственно поля составов выступают как равноценные и не отражают относительного значения горных пород в природе, а, следовательно, классификация не отвечает природным ассоциациям магматитов и относительной количественной роли в них отдельных пород.

Классическая работа Боуэна «Эволюция магматических горных пород» (1928) завершается развернутой аргументацией в пользу гибкой классификации, примером которой служит система Розенбуша. В качестве аналогии он приводит развитие идей в биологической классификации. Ранние варианты последней, основанные на чисто морфологических признаках, фактически сохранили свое значение и после того, как были установлены сам факт и принципы эволюции органического мира. По существу, «...открытие эволюции сообщило новый импульс существующей классификации и придало ей новое значение.

Примерно такая же ситуация должна возникнуть применительно к горным породам после того, как будет достигнуто общее понимание процесса их эволюции. Минералы, слагающие горные породы, отображают условия их образования. Поэтому генетическая классификация не может быть совершеннее классификации, основанной на ... модальном минеральном составе».

Последнее положение подразумевает, что из минералогических характеристик горных пород следует уделять особое внимание тем из них, которые несут четкую генетическую информацию даже в тех случаях, когда эволюционные процессы и тренды еще недостаточно ясны. По мере уяснения магматической эволюции продуманные минералогические классификации могут лишь уточняться в отдельных деталях, но не должны полностью пересматриваться. Именно к такого рода классификациям, допускающим последующие генетические интерпретации, и относится систематика горных пород, предложенная Розенбушем и модифицированная в соответствии с современными требованиями. Для нее характерны прежде всего значительная свобода и гибкость в количественных аспектах.

Рассмотрение проблемы классификации магматитов и свою книгу в целом Боуэн заключил следующими словами:

«Количественный элемент не следует отбрасывать совершенно, несмотря на то что он играет относительно маловажную роль. Свобода классификации обусловлена не отсутствием знания горных пород, а наоборот, очень полными сведениями о них... С увеличением наших знаний о горных породах как чле-

нах магматических серий... должно возрастать понимание желательности свободы в классификации».

Парадоксально, что это утверждение Боуэна представляет собой полную антитезу положению, которым начинается введение к классификации IUGS (с. 95). Выбор между двумя только что охарактеризованными схемами должен делаться индивидуально в зависимости от личных позиций и целей. С нашей точки зрения, «...все классификации магматических горных пород открыты для критики, а среди них наиболее уязвимы предназначенные для начинающих петрографов. Наибольшие трудности возникают при попытках использования какого-либо единого критерия. Лучше всего опираться на несколько классификационных признаков, прибегая к тому или иному из них, оправдываемому конкретной задачей. При этом каждый начинающий петрограф должен помнить, что все горные породы представляют собой члены некоторых серий и что резкие границы между ними вряд ли существуют»¹.

Природа постепенных вариаций состава

В утверждении о постепенных переходах между крупными типами магматических горных пород, например между базальтами и андезитами или между трахитами, кварцевыми трахитами и риолитами, в зависимости от контекста и от точки зрения автора вкладывается различный смысл.

Использование в классификации непрерывно изменяющегося признака, например весового содержания SiO_2 или доли An в плагиоклазе, автоматически предполагает постепенные переходы между определяющимися этим признаком смежными категориями. Таким образом, исходя из этих критериев, серия базальт — андезит — латит — трахит (как она определяется в настоящей книге, а также в схеме IUGS) представляет собой непрерывный спектр составов. Однако в действительности эта непрерывность отсутствует. В целом эта серия не встречается ни в естественных ассоциациях пород, ни в эволюционных трендах исходных магм и удобна лишь в целях хранения информации, расположения образцов в музеях или преподавания вводных курсов петрологии. Условные количественные границы в классификациях, подобных приведенной на рис. 2-13, подчеркивают искусственный характер намечаемых переходов между отдельными типами пород. Проведенная на такой диаг-

¹ Это замечание прямо заимствовано из первого издания настоящей книги. Оно сейчас столь же справедливо, как и три десятилетия назад, когда было сделано нашим покойным соавтором Х. Вильямсом, и в равной мере приложимо как к способу отображения данных, так и к самой классификации горных пород вообще.

рамме прямая или какая-либо другая линия пересечет некоторые границы и будет условно означать серию последовательных переходов. Однако в природе такие серии могут отсутствовать.

Такой условный подход удобен для всестороннего сбора и отображения петрографических данных и при поисках реальных взаимных переходов пород, обусловленных более глубокими причинами, как это подчеркивал Боуэн в приведенных выше цитатах. *Естественный непрерывный ряд* горных пород должен не только проявляться в постепенных взаимных переходах химического и минерального состава отдельных пород, но прежде всего в повторяемости ассоциации как в пространстве, так и во времени. К числу таких рядов относится, например, встреченная во многих базальтовых провинциях серия: щелочной оливинный базальт, гавайит, муджиерит, трахит. Другой такой повторяющийся ряд представлен ассоциацией пород, присутствующих во многих расслоенных базитовых плутонах. Здесь снизу вверх появляются следующие породы: перидотиты, нориты, габбро и феррогаббро. Судя по полевым взаимоотношениям и радиологическому датированию, в каждом из упомянутых выше рядов породы в приведенном порядке соответствуют хронологической последовательности их образования в относительно короткий период времени. В некоторых случаях интервал состава непрерывных рядов бывает гораздо более ограниченным. Так, граниты по мере понижения содержания кварца или типичные сиениты по мере увеличения количества кварца могут постепенно переходить в породы промежуточного состава (кварцевый сиенит на рис. 2-13 и 5-1), однако полные постепенные переходы между гранитами и сиенитами если и существуют, то крайне редко.

Принятая схема изложения материала

На рис. 2-14 приведена схема соотношения магматических пород, используемая при изложении материала в настоящей книге. Эта схема не может рассматриваться как система классификации, хотя в ней и нашли отражение вариации главных параметров. Схема включает общепризнанные в настоящее время типы пород, определение которых ведет начало от хорошо известной классификации Розенбуша, проверенной временем. Современные разночтения и неопределенности по возможности устранялись с учетом классификации IUGS. Там, где терминология существенно отличается от принятой в системе IUGS, делаются перекрестные ссылки или примечания.

В основу выделения отдельных типов пород и их группировок положены преимущественно петрографические критерии, в основном минеральный состав. Признаки химизма при этом непосредственно не учитывались, хотя они играли главную роль

при выборе определяющих минералогических критериев. Как и в первом издании, главные химические характеристики, особенно массовые доли SiO_2 и нормативные Q , hy , ol и ne , иногда специально указываются для облегчения широкого приложения описательных данных в других областях геологии. С такими же целями приводятся сведения о полевых взаимоотношениях и ассоциациях горных пород.

Последовательность изложения материала основана на концепции непрерывности вариаций состава. Однако роль ее в тех или иных разделах различна в зависимости от относительного глобального распределения пород, валового содержания SiO_2 и степени насыщенности кремнеземом, отображенной в минеральном составе. Описания пород составлены таким образом, что они должны подводить к генетическим интерпретациям в рамках представлений о соотношениях производных (эволюционных) и первичных (примитивных) магм и о трендах эволюции магмы (ср. рис. 2-12). Эти концепции, однако, неизбежно имеют частично спекулятивный характер, в связи с чем они прямо не учитываются в принятом общем способе изложения [5].

Базальты — наиболее широко распространенные на поверхности магматические породы. Второе место по глобальной распространенности принадлежит породам гранит-гранодиоритового интервала составов. Соответствующие этим двум ассоциациям магмы относятся к противоположным концам непрерывного широкого спектра составов, включающего более 90% обнажающихся на поверхности магматических пород. Этот общий ряд, начинающийся базальтами и габбро (базитами), включает насыщенные породы с промежуточными содержаниями SiO_2 и завершается пересыщенными кислыми магматитами (рис. 2-12). Все эти породы рассматриваются в первую очередь в гл. 3—5. Далее, в гл. 6 и 7 описываются недосыщенные фельдшпатоидные породы с содержанием SiO_2 от 40 до 55% (от ультраосновных до средних). Все остальные, преимущественно ультраосновные, породы даже в совокупности играют незначительную количественную роль, но представляют большой интерес в генетическом и минералогическом аспектах. Они рассматриваются в гл. 8. Несмотря на генетическое родство некоторых пород этой группы, они имеют мало общего в петрохимических характеристиках. Обсуждаются они в следующем порядке: лампрофиры, мелилититы, карбонатиты, кимберлиты и перидотиты (включая их серпентинизированные и вулканические аналоги). Завершают рассмотрение породы (кимберлиты и перидотиты), предоставляющие ценную информацию о петрографических особенностях субстрата, слагающего верхнюю мантию. Поскольку в последней располагается *первичный* источник магм, замечаниями о петрографии верхней мантии и завершается гл. 8. В гл. 9 обсуждаются обломочные (кластические) вулканические породы.

		Кислые		Средние			Основные		Ультраосновные	
		Глава 5 Пересыщенные породы; CI от 0 до 40 Щелочной полевой шпат		Глава 4 Насыщенные породы; CI от 0 до 40 Щелочной полевой шпат			Глава 3 Насыщенные или перенасыщенные; CI обычно > 40 Плагиоклаз Ap_{50-100}		Глава 8 Насыщенные; CI от 90 до 100 Плагиоклаз 0-10%	
Плутонические	Кварц > 20%	Гранит		Сиснит	Моноцит	Диорит	Габбро Норит Троктолит Анортозит Mg-и Ca-Mg-Пироксениты Щелочное габбро	Полевошпатовый перидотит		
	Щелочной полевой шпат	Адамеллит	Грано-диорит							Тоналит
Вулканические	Кварц 5-20%	Грано-диорит		Трахит	Латит	Андезит	Толитовые базальты и диабазы Щелочные оливиновые базальты Гавайит Муджерит			
	Кварцевый сиенит	Кварцевый моноцит	Кварцевый диорит							Рнолит

		Глава 7		Глава 6	
		Фельзитовые породы; CI низкий или средний Щелочной полевой шпат		Фельзитовые породы; CI от низкого до высокого Полевые шпаты отсутствуют	
Плутонические	Фельзитовые сиениты	Шонкинит		Фельзитовые габбро	Щонолит
	Нефелиновый сиенит Содалитовый сиенит			эссексит теранит Анальцимовый диабаз	Щелочной пироксенит
Вулканические	Фонолит				Трахандезит Трахибазальт
					Тефрит — Базальты Лейцитит
				Ваноминит	Нефелинит Лимбургит

Рис. 2-14. Общие особенности и соотношения главнейших магматических пород, использованные при изложении материала в этой книге. CI — цветовой индекс.

* Богатые полевым шпатом лампрофиры относятся к основным породам.

Глава 8	
Различные ультраосновные породы	
Вулканические или кварцвулканические	Лампрофиры бютитовые и роговообманковые лампрофиры кацитонит моноклит
	Обогащенные меллитом породы мелилитит альбит Карбонатит Кимберлит
Бесполовшпатовый перидотит (плутонический) Коматит (вулканический)	

Литература

1. Данные из работы: *H. R. Shaw*, *Journal of Geophysical Research*, vol. 68 (1963): pp. 6337—6343.
2. Более детально, см. работы: *J. P. Iddings*, *Igneous Rocks*, vol. 1, New York: Wiley, 1909; и *A. Johannsen*, *A Descriptive Petrography of the Igneous Rock*, vol. 1, Chicago: University of Chicago Press, 1931. В последней книге сравниваются также методики отображения химизма горных пород П. Ниггли, А. Озанна и др.
3. *S. J. Shand*, *The Eruptive Rocks*, 2nd. ed., New York: Wiley, 1943.
4. *Geotimes*, October 1973, pp. 26, 27.
5. *A. Joplin*, *A Petrography of Australian Igneous Rocks*, Sydney: Angus and Robertson, 1964. В этой книге представлен превосходно иллюстрированный систематический обзор петрографических особенностей магматических пород Австралии с упором на типы магм и с использованием обобщенной концепции магматической эволюции.

См. также работы, перечисленные в конце гл. 1.

Глава 3. Бесфельдшпатоидные основные породы

Общая минералогическая характеристика

Существенно жидкие основные магмы, непосредственно наблюдавшиеся в вулканических потоках, излившихся на земную поверхность, по степени насыщения кремнеземом колеблются от резко недосыщенных до слабо пересыщенных разновидностей. При их кристаллизации образуются простые ассоциации немногих главных минералов — плагиоклаза (An_{80} — An_{50}), пироксенов (авгитов и магнезиальных разновидностей), магнезиальных оливинов, железотитановых окислов и (лишь в сильно недосыщенных разновидностях) нефелина или некоторых других фельдшпатоидов. Основные магматические породы представляют собой простые комбинации перечисленных выше минералов. Они имеют в шлифе темную окраску, цветовой индекс обычно более 40 и содержание кремнезема 45—52%. Излившиеся базиты подразделяются на две категории. Гораздо более распространены бесфельдшпатоидные породы, обычно называемые известково-щелочными. Породы другой категории содержат значительные количества модалного фельдшпатоида, обычно нефелина. В этой главе рассматриваются бесфельдшпатоидные породы, а также некоторые переходные разновидности, в которых отсутствует модалный нефелин, но в нормативном составе появляются небольшие количества *ne*. Основные фельдшпатоидные породы обсуждаются отдельно в гл. 6.

Вулканические представители бесфельдшпатоидных основных пород объединяются в группу *базальтов*, тогда как их плутонические аналоги называются *габбро*. Если не учитывать изменчивых количеств вкрапленников, большинство базальтов представляют собой довольно мелкозернистые породы. Однако среди них имеются породы, в которых в результате медленного охлаждения в мощных потоках, а также в дайках и в силлах возникают характерные среднезернистые структуры, обычно офитовые или субофитовые. Такие породы называют *диабазами**.

* *Диабазами* в Северной Америке, ФРГ и ГДР называют породы, которые английские геологи именуют *долеритами*. Термин «диабаз» английские петрографы используют для обозначения «измененных долеритов», офитовых или субофитовых пород, в которых полевые шпаты альбитизированы или подверглись каким-либо другим заметным изменениям, а пироксены в той или иной мере замещены агрегатами волокнистого амфибола и хлорита.

Вулканические базиты: базальты и диабазы

Глобальное распространение

Базальты — самые распространенные вулканические породы. Действительно, по площадям их выходов, если не учитывать незначительные осадочные наносы, они доминируют над всеми остальными магматическими породами вместе взятыми. Распространяясь в стороны от систем трещин, расположенных вдоль гребней срединно-океанических хребтов, базальты, скрытые под тонким покровом глубоководных осадков, занимают всю площадь дна океанов. При обильных излияниях из крупных зон трещин на континентах, как это имело место в южной Бразилии, на северо-западе США и на плоскогорье Декан в западной Индии, мощные базальтовые потоки полностью перекрывают рельеф и слагают базальтовые плато огромных размеров. Кроме того, базальты резко преобладают среди продуктов извержений крупных щитовых вулканов гавайского типа, располагающихся на континентах или в океанах. Совместно с андезитами и риолитами они играют заметную роль в лавах островных дуг и подвижных поясов, приуроченных к зонам сочленения литосферных плит.

Диабазы широко представлены в крупных силлах и дайках, внедрившихся на верхние уровни океанической коры, а также резко преобладают среди малоглубинных интрузивных пород.

Типизация базальтов по химическому и минеральному составу

После того как Дели признал за базальтовыми магмами главную роль в петрогенезисе в глобальном масштабе, внимание исследователей сосредоточилось на изучении влияния химического состава базальтовых магм на состав самих базальтов, а также на эволюцию различающихся по химизму магматических серий. Выделены крупные подразделения базальтоидов по химическим критериям, особенно на основании нормативных параметров. К ним относятся толенты, щелочные оливиновые базальты и т. д. В настоящее время эти термины настолько прочно вошли в петрологическую литературу, что перед петрографами возникла специфическая проблема: изыскать определенные минералогические критерии для подкрепления терминологической системы, уже установившейся на основе вариаций химизма.

Имея в виду эту проблему, рассмотрим несколько упрощенный вариант химической классификации базальтов, разработанной Йодером-мл. и Тилли на основе петрографических, химических и экспериментальных данных [1]. В порядке увеличения

степени недосыщенности кремнеземом мы будем выделять следующие крупные типы базальтоидов:

1. Толенты
 - а. слабо пересыщенные с нормативным Q и большим содержанием hy ;
 - б. насыщенные с большим количеством нормативного hy .
2. Оливиновые толенты — недосыщенные с нормативными ol и hy .
3. Оливиновые базальты — недосыщенные с нормативным ol ; hy отсутствует или содержание его невелико.
4. Щелочные оливиновые базальты — резко недосыщенные с нормативным ol и незначительным количеством ne .
5. Базаниты — резко недосыщенные с ol и значительным количеством ne в норме.

В обеих группах толентов содержание SiO_2 выше, а $(K_2O + Na_2O)$ отчетливо ниже, чем в щелочных оливиновых базальтах и базанитах. Некоторые авторы выделяют также группу «высокоглиноземистых базальтов», преимущественно толентового характера, но с повышенным содержанием Al_2O_3 (~18—19%).

При описании базальтов, а также базанитов (гл. 6), насколько возможно, нами используется только что приведенная терминология. Однако в соответствии с общими установками этого руководства для определения пород используются минералогические критерии. При этом следует помнить, что модальный состав неточно соответствует норме. Поэтому возможны некоторые отклонения от номенклатуры, построенной на нормативном составе, особенно в случае переходных разновидностей.

Пересыщенные толенты не резко отличаются от насыщенных. Критический признак пересыщенности — появление нормативного кварца, однако в модальном составе в таких случаях кварц практически отсутствует. Магнезиальный оливин в виде отдельных фенокристаллов может появляться в даже несколько пересыщенных по нормативным критериям базальтах (см. рис. 1-2). Важное значение имеют содержание и формы выделения оливина. Крупные скопления вкрапленников оливина в пикритовых базальтах позволяют предполагать их аккумуляцию в результате гравитационного осаждения. Присутствие двух генераций оливина (во вкрапленниках и в основной массе) означает явное недосыщение магм кремнеземом. Особенно важное значение имеют природа и состав пироксенов. Появление магнезиальных пироксенов, гиперстена или пижонита, отражает высокие величины содержания нормативного hy . Наличие авгитов, близких по составу к $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$, при отсутствии магнезиального пироксена свидетельствует о том, что hy в норму не входит. В щелочно-базитовых магмах кристаллизуются авгиты, обогащенные титаном, что обычно сообщает им харак-

терный слабо-фиолетовый оттенок¹. Наконец, в основной массе многих щелочных оливиновых базальтов, особенно переходных к базанитам, лейсты плагиоклаза окаймляются щелочным полевым шпатом и появляются мелкие кристаллы бурой роговой обманки или чешуйки биотита.

На основании упомянутых выше чисто минералогических соотношений можно выделять следующие четыре главных типа базальтоидов: толеитовые, толеитовые оливиновые, щелочные оливиновые и пикритовые базальты. К последней группе относятся породы с аномально высоким содержанием вкрапленников оливина (океанит), авгита (анкарармит) или обоих этих минералов. Оливиновые базальты без нормативного *hy* или с небольшим его содержанием, выделенные Йодером-мл. и Тилли по химическим признакам, петрографически неотличимы от оливиновых толеитов с большой долей *hy* в норме. При использовании одних лишь петрографических критериев обе эти породы следует определять как толеитовые оливиновые базальты.

Особенности структуры

Обычно базальты имеют мелкозернистое, а диабазы — среднезернистое сложение (рис. 3-1). В большинстве случаев они голокристаллические, за исключением небольших количеств интерстиционного стекла в некоторых базальтах. В последнем случае основная масса имеет интерсертальную структуру (рис. 2-9, б). Для базальтов типична интергранулярная структура (рис. 2-9, а), тогда как у диабазов обычно проявляются офитовая и субофитовая структуры (рис. 3-2). В отличие от кислых лав базальты реже бывают стекловатыми. Тем не менее стекловатые разновидности возникают локально при быстром охлаждении в краевых частях узких интрузивов на малой глубине, в корках лавы и обломках пирокластов, в краевых оторочках подушек лав, излившихся под водой в море или озерах, и в особых случаях при экструзии лавы под континентальный ледник, как это, например, имеет место в плейстоценовых базальтовых потоках Исландии. Базальтовые стекла очень неустойчивы и не только

¹ Химический состав клинопироксенов, упоминаемых в этой главе, сводится (после исключения небольших примесей Al, Ti и Fe³⁺) к упрощенной формуле $(Ca_xMg_yFe_z^{2+})Si_2O_6$, где $(x+y+z)=2$. У пироксенов, довольно произвольно называемых «нормальными», «кальциевыми» или «диопсидовыми» авгитами, *x* составляет примерно 1. Пижониты, субкальциевые авгиты и кальциевые авгиты различаются по оптическим свойствам. Главным критерием служит величина угла 2V (положительного), который грубо можно оценивать по обычной методике в сходящемся свете в срезах зерен, близко перпендикулярных к плоскости оптических осей, и точнее на универсальном столике. Угол 2V у авгитов составляет 50—60°, магнизиальных авгитов 40—45°, субкальциевых авгитов 20—40°, пижонитов 0—20° (почти одноосны в сходящемся свете).

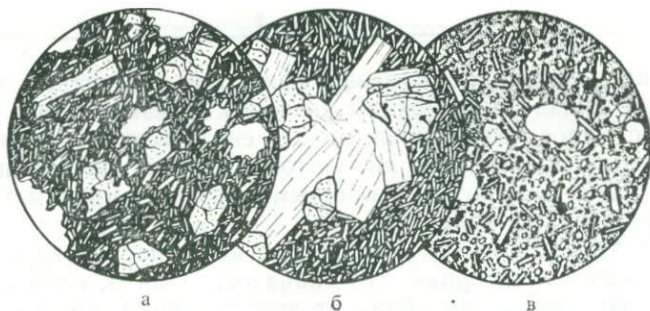


Рис. 3-1. Базальты и андезитобазальты.

а — андезитобазальт, Парикутин, Мексика. Диамет. 2,5 мм. Вкрапленники оливина, несколько удлиненные параллельно базальной плоскости, и микролиты лабрадора заключены в пузыристую основную массу черного стекла.

б — гломеропорфировый оливин-авгитовый базальт, Копко-Дам, северная Калифорния. Диамет. 2,5 мм. Гроздьевидное срастание вкрапленников битовни-та и оливина погружено в основную массу, сложенную лейстами лабрадора, зернами авгита и интерстиционным черным стеклом.

в — оливин-авгитовый базальт из пузыристой обогащенной стеклом корки современного потока лав пахоэхоэ, Лунные Кратеры, Айдахо. Диамет. 2 мм. Мелкие кристаллы оливина, авгита и лабрадора, сопровождающиеся обильными зернистыми выделениями непрозрачных окислов железа, располагаются в основной массе из чистого бурого стекла.

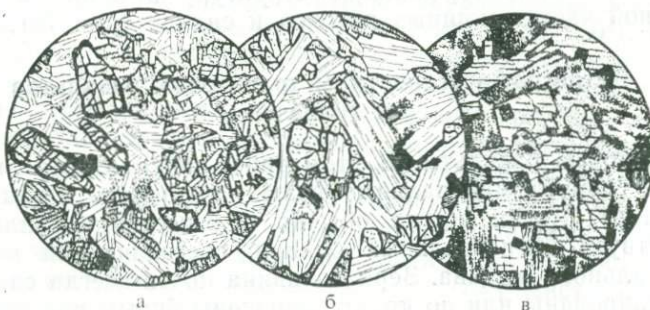


Рис. 3.2. Диабазы.

а — толеитовый диабаз, Уэст-Рок, Нью-Хейвен, Коннектикут. Диамет. 2 мм. Состоит из бесцветного пижонита, с краев замещенного серпентинном, офитовых таблечек свежего бледно-бурого авгита, лейст лабрадора, зерен непрозрачных минералов и интерстиционного хлорита. В других образцах из этого сила встречаются небольшие количества интерстиционного биотита и микропегматита.

б — щелочной оливинный диабаз, Пиджен-Пойнт, Миннесота. Диамет. 3 мм. Состоит из лейст кальциевого лабрадора, оливина, офитовых выделений слабо-фиолетового авгита, непрозрачных минералов, красновато-бурого биотита и хлорита.

в — толеитовый диабаз, Пулхели, северный Уэльс. Диамет. 3 мм. Единая пластина субкальциевого авгита ($2V 40^\circ$) офитовидно включает кальциевый плагиоклаз, почти полностью замещенный кальцитом и пренитом и содержащий обильные точечные выделения лейкоксена. Непрозрачные участки у краев шлифа представляют собой сростки распада ильменита и магнетита. В центре поля зрения две округлые псевдоморфозы талька и серпентина по оливину. У нижнего края шлифа — выделение кальцита.

проявляют тенденцию к девитрификации с течением времени, но также сильно подвержены химическим изменениям под воздействием просачивающихся вод. В связи с этим они, как правило, окрашены темным пигментом (криптокристаллическим) или частично замещены различными буроватыми или зеленоватыми продуктами изменения.

В базальтах широко проявляется порфирировая структура, гораздо менее характерная для диабазов. Оливин, если присутствует, почти неизменно образует вкрапленники, но во многих случаях наблюдаются также вкрапленники авгита и, наконец, нередко микрофенокристаллы плагиоклаза (рис. 3-1 и 3-4). Вкрапленники плагиоклаза особенно характерны для андезитов, в базальтах же их редко удается различить макроскопически. Однако имеются исключения. В пересыщенных высокоглиноземистых базальтах острова Малл фенокристаллы лабрадора присутствуют в таком изобилии, что английские петрологи даже выделяли в Гебридской вулканической провинции специальную порфиритовую магму центрального типа. Всплытие плагиоклаза и осаждение авгита и оливина могут привести к образованию ранних гроздьевидных скоплений кристаллов, обуславливающих гломеропорфирированную структуру в прикровельной и придонной частях мощных потоков и силлов (рис. 3-1, б).

Петрографические типы толентовых базальтов и диабазов

Толентовые базальты. В этом типе, как и в остальных базальтах, главные минеральные фазы — пироксены и плагиоклаз (лабрадор). Почти всегда обычно в качестве вкрапленников присутствует магнезиальный оливин, составляющий не более 5% модального состава. Зерна оливина почти всегда слабо серпентинизированы или по краям замещены бурым плеохроичным идингситом (рис. 2-7, б, 3-4, б) вследствие дейтерических изменений. Во многих толентах обилён бесцветный или слабо-зеленоватый авгит (оптически положительный, $2V$ 45—55°), особенно характерный для вкрапленников. Однако отличительный признак толентовых базальтов в наиболее строгом значении этого термина — присутствие одного или нескольких магнезиальных пироксенов, особенно в основной массе. Эта особенность модального состава отображает большие величины нормативного *hy*. В основной массе многих толентов содержатся остаточные выделения интерстиционного пигментированного частично девитрифицированного стекла, сообщающего породе интерсертальную структуру (рис. 2-9, б). Химическими анализами этого стекла выявляется относительно высокое содержание в нем SiO_2 , и это объясняет, почему многие толентовые базальты с модальным оливином тем не менее содержат немного норма-

тивного Q ($<4\%$). В некоторых случаях в тонкозернистом интерстиционном остатке удается определить какую-либо из полиморфных разновидностей кристаллического SiO_2 .

Широко распространено мнение, что в определенных тектонических обстановках для толеитовых базальтов характерны и некоторые другие особенности химизма, например пониженное содержание K у базальтов океанического дна и повышенное количество Al у базальтов некоторых островных дуг и подвижных поясов. Однако эти химические признаки не фиксируются в минеральном составе толеитов. Например, во многих высокоглиноземистых толеитах присутствует повышенное количество вкрапленников плагноклаза, однако в других случаях такие породы вообще лишены вкрапленников, как это имеет место на нагорьях Медисин-Лейк в северо-западной части США. Некоторые высокоглиноземистые базальты во всех отношениях похожи на щелочные оливиновые базальты.

Толеитовые базальты в строгом смысле этого понятия преобладают среди вулканических продуктов крупных действующих щитовых вулканов Мауна-Лоа и Килауэа и некоторых древних эродированных вулканов на Гавайских островах [2]. В базальтах Мауна-Лоа и Килауэа присутствуют вкрапленники магнезиального оливина (оптически положительный, $2V$ $85-90^\circ$), более многочисленные в недосыщенных породах и образующие здесь более крупные выделения, чем в разновидностях с нормативным кварцем. Плагноклаз ($An_{60}-An_{50}$) и авгит обычно образуют микрофенокристаллы. Минералы основной массы представлены субкальциевым авгитом ($2V$ $45-20^\circ$), плагноклазом, железотитановыми окислами, а во многих породах присутствует также темноокрашенное интерстиционное стекло (интерсертальная структура). В других случаях у гавайских толеитов проявляются интергранулярная (зерна субкальциевого авгита+лейсты плагноклаза), субофитовая, а в относительно крупнозернистых разновидностях даже настоящая офитовая структуры. На рис. 2-7, б показан офитовый базальт острова Кауаи, в котором крупные зерна субкальциевого авгита частично включают лейсты лабрадора и рассеянные зерна оливина.

Гораздо реже среди гавайских базальтов встречаются гиперстеновые толеиты. Они установлены среди продуктов извержения вулкана Мауна-Лоа, а также в эродированном фундаменте (серия Коолау) плиоценового щитового вулкана на острове Оаху [3]. Во всех этих породах присутствует нормативный кварц, хотя в большинстве из них имеются рассеянные вкрапленники оливина. Гиперстен обычно образует призматические вкрапленники в некоторых случаях с оторочкой пижонита. Эти вкрапленники совместно с микрофенокристаллами субкальциевого авгита и редкими рассеянными выделениями оливина заключены в основной массе из лейст андезин-лабрадора и зе-

рен субкальциевого авгита ($2V$ 15—40°). В одном образце (Muir, Tilley, 1963) вкрапленники оливина располагаются в основной массе столбчатых зерен гиперстена, пижонита и плагиоклаза.

В другой обстановке на территории Исландии, крупнейшего массива суши в зоне Срединно-Атлантического хребта, базальтовые лавы извергались из трещин, образуя центральные щитовые вулканы. В результате этого сформировался покров площадью 50 тыс. кв. км и возрастом от среднетретичного до современного. Более 95% химически проанализированных исландских базальтов относятся к широкой категории толентов. Однако лишь некоторые из них по петрографическим признакам можно считать толентами в строгом смысле. К их числу относятся базальтовые лавы, слагающие более половины разреза частично эродированного поздне третичного вулкана Тингмули, остальную часть разреза здесь слагают ферроандезиты и риолиты [4]. Толенты Тингмули — это породы с нормативным кварцем, в которых мелкие фенокристаллы лабрадора или битовнита, авгита, а иногда и оливина (в небольшом количестве) рассеяны в основной массе из зерен пироксена, зональных лейст плагиоклаза (лабрадор-андезин), обильных железотитановых окислов и небольшого количества интерстиционного сильно пигментированного стекла. Зерна пироксена основной массы представлены авгитом с каемками пижонита. Для химического состава базальтов Тингмули и ассоциирующихся с ними лав характерно высокое отношение Fe/Mg.

Как полагают, собственно толенты с пижонитом или субкальциевым авгитом — наиболее характерные и широко распространенные континентальные базальты. Они слагают большую часть базальтовых плато. К таковым относятся миоцен-плиоценовые базальты Якима в провинции Колумбия-Ривер на северо-западе США, занимающие площадь 120 000 кв. км, меловая — эоценовая провинция Декан в западной части Индии и остатки плато Лесото в провинции Карру (юра) в Южной Африке. Кроме того, толенты представляют типичные базитовые члены известково-щелочных серий лав (базальт — андезит — риолит) современных островных дуг и подвижных поясов, например расположенных по окраинам Тихого океана. Петрографические особенности толентов островных дуг можно проиллюстрировать тремя примерами.

В пределах восточного вулканического пояса Японии и прилегающей к нему островной дуги Идзу Куно различает два химических типа толентовых базальтов [5]. Первый из них развит на океанской стороне пояса и далее к югу на островах Идзу в Тихом океане. Базальты несколько пересыщены и строго отвечают как по химическим, так и петрографическим признакам толентовому типу. Среди них обнаруживаются как афировые, так

и порфиновые породы. В последнем случае вкрапленники представлены кальциевым плагиоклазом (анортит, битовнит), авгитом, ортопироксеном и оливином. В основной массе присутствуют лабрадор, субкальциевый авгит, изредка оливин с оторочками пижонита и незначительное количество кварца или других форм SiO_2 . Породы второго типа, локализующиеся на внутренней (западной) стороне окраинного пояса, представлены «высокоглиноземистыми» базальтами, содержащими 17—18% Al_2O_3 . Иногда эти базальты несколько пересыщены кремнеземом и по петрографическим признакам почти не отличаются от только что описанных толеитов, единственная их особенность — присутствие включений пикотита во вкрапленниках оливина. Однако в недосыщенных представителях этого типа оливин в более значительных количествах входит в состав основной массы и в этом случае лишен оторочек пижонита. Существуют постепенные переходы как по химическому составу, так и петрографическим особенностям между «высокоглиноземистыми» базальтами толеитового характера и щелочными оливиновыми базальтами, распространенными западнее на континентальной стороне основной дуги.

Из современных вулканов островных дуг юго-западной части Тихого океана, протягивающихся на 3000 км от восточной окраины Новой Гвинеи до островов Тонга, изливаются преимущественно андезиты и риолиты. Однако и здесь в большинстве секторов присутствуют базальты. По химическому составу последние весьма изменчивы, но среди них преобладают оливиновые толеиты (Carmichael, Turner, and Verhoogen, 1974, pp. 533—551). В современных извержениях некоторых вулканических центров, например в потоке Лопеви на Новых Гебридах, излившимся в 1967 г., проявляются все характерные особенности толеитов. Фенокристаллы в них представлены битовнитом, авгитом, оливином и незначительным количеством гиперстена. Основная масса состоит из плагиоклаза, авгита, железотитановых окислов и бурого стекла. В норме присутствуют значительные количества Q и hy . Базальты вулкана Галасеа в Новой Британии с нормативным кварцем по содержанию кремнезема смыкаются с андезитобазальтами. Это порфиновые породы с вкрапленниками зонального плагиоклаза (An_{90} — An_{60}), диопсидового авгита и магнезиального оливина. Основная масса у них сложена лейстами плагиоклаза (An_{70} — An_{60}), авгитом и пижонитом или гиперстеном, а также железотитановыми окислами и интерстиционным стеклом с аксессуарным апатитом и, в некоторых случаях, кристобалитом.

Толеитовые оливиновые базальты. Между только что описанными базальтами и щелочными оливиновыми базальтами с их характерными минеральными составами располагается широко распространенный тип недосыщенных базальтов, в минеральном

составе которых особенно в природе пироксенов, не удается установить химических признаков толеитов, а именно значительного содержания нормативного *hy*, сопровождающегося *ol* или, реже, небольшими количествами *Q*. В приведенной на с. 105 химической классификации эти породы названы оливиновыми толеитами. Мы здесь их относим к толеитовым, оливиновым базальтам. Для оценки их несколько неопределенного минерального состава достаточно будет привести всего лишь два примера.

К этому типу, видимо, относятся базальты океанических хребтов, очень широко распространенные, но опробованные хуже, чем континентальные вулканические породы. По своему химизму базальты океанических хребтов в большинстве случаев относятся к числу оливиновых толеитов. Как правило, они тонкозернистые, часто в них присутствует стекло, особенно в краевых частях подушек подводных лав. Они сложены главным образом диопсидовым авгитом, магнезиальным оливином (микрофенокристаллы и основная масса), а также лабрадором.

В результате детального регионального опробования установлено, что исландские лавы относятся преимущественно к типу толеитовых оливиновых базальтов [6]. В хорошо изученных базальтах щитовых вулканов западной части полуострова Рейкьянес присутствуют примерно равные количества нормативных *ol* и *hy* (каждого $\sim 10\text{--}12\%$). Это равномернозернистые породы с офитовой структурой и немногочисленными вкрапленниками оливина Fo_{80} , содержащими мелкие включения бурого пикотита, реже — плагиоклаза $\text{An}_{87\text{--}78}$. В основной массе представлены лабрадор, обычный авгит и небольшие количества оливина, а также интерстиционных железотитановых окислов. По химическому составу эти породы интересны очень низким содержанием *K*, что свойственно «абиссальным» океаническим толеитам. От этих базальтов, изливавшихся из щитовых вулканов, ясно отличаются по химизму и петрографическим особенностям породы трещинных излияний, развитые повсеместно в регионе. Они или слабо пересыщены, или недосыщены SiO_2 (нормативный $ol < 6\%$). В них присутствуют микрофенокристаллы плагиоклаза $\text{An}_{80\text{--}70}$, авгита $\text{Ca}_{0,8}(\text{Mg}, \text{Fe})_{1,2}\text{Si}_2\text{O}_6$ и оливина $\text{Fo}_{80\text{--}70}$. Из этих трех минералов преобладает плагиоклаз. Вкрапленники часто образуют скопления, сообщая породам гломеропорфировую структуру. Основная масса тонкозернистая и состоит из лабрадор-андезина, авгита, железотитановых окислов, стекла с редкими зернами оливина. Из щитовых вулканов в подчиненных количествах извергались также лавы третьего типа — пикритовые базальты.

Толеитовые пикритовые базальты. В мощных диабазовых силах были неоднократно обнаружены признаки осаждения ранних относительно крупных, обладающих большой плотностью

кристаллов магнезиального оливина, которые накапливались в статических условиях на нижних уровнях этих магматических тел. Такие соотношения — классический пример гравитационной дифференциации. Предполагают, что локальные потоки с концентрациями оливиновых кристаллов, присутствующие во многих базальтовых провинциях, имеют подобное происхождение и связаны с поступлением магмы с нижних уровней магматических камер в период дифференциации в них расплава. Такие породы называются *пикритовыми базальтами* (рис. 3-4, б), а в тех случаях, когда они ассоциируются с толеитовыми лавами, в их название также вводят определение «толеитовые». В толеитовых вулканических комплексах они играют относительно небольшую роль.

Пикритовый базальт, слагающий поток, излившийся из вулкана Килауэа в 1840 г. у залива Нанавейл [7], содержит обильные вкрапленники оливина Fo_{88} , а также их гроздьевидные сростки. Кроме того, в нем присутствуют рассеянные фенокристаллы авгита ($2V\ 56-52^\circ$) и микрофенокристаллы лабрадора Ap_{60} . Вкрапленники располагаются в тонкозернистой основной массе, сложенной зональным лабрадором Ap_{60-52} , субкальциевым авгитом ($2V\ 46-32^\circ$) и железотитановыми окислами. Несмотря на высокое содержание модалного и нормативного оливина ($ol\ 28\%$), в норме этой породы присутствует также значительное количество hy (18%), а пироксен основной массы обычный для толеитов.

В базальтовом поле западной части полуострова Рейкьянес в Исландии (с. 112) толеитовые пикритовые базальты составляют около 1% общего объема лав, представленных преимущественно толеитовыми оливиновыми базальтами, излившимися из щитового вулкана. Пикритовые породы резко порфировые. От 25 до 50% их модалного состава приходится на вкрапленники магнезиального оливина Fo_{90} диаметром иногда до 1 см. Кроме того, обычно присутствуют рассеянные мелкие фенокристаллы хромита и плагиоклаза Ap_{90} . Основная масса представляет собой тонкозернистый агрегат лейст лабрадора и зерен клинопироксена с незначительным количеством оливина и интерстиционных выделений железотитановых окислов. Лишь наблюдающиеся в поле соотношения и устойчивое присутствие нормативного hy (преимущественно 5—15%) позволяют определить исландские пикритовые базальты как породы толеитового типа.

Толеитовые диабазы обычно представляют собой субглиноземистые породы, насыщенные или несколько пересыщенные кремнеземом. Однако в придонных частях мощных силлов они могут постепенно переходить в обогащенные оливином диабазы (рис. 3-3, б). Для быстро закаленных краевых частей интрузивов свойственна либо тонкозернистая интергранулярная, либо



Рис. 3-3. Дифференциация в силле толентового диабаза, Нью-Джерси.

а — образец в 3 м выше основания силла. Диаметр 3 мм. Состоит из лабрадора, клинопироксенов и небольших количеств гиперстена, ильменита и биотита.

б — обогащенный оливином образец в 15 м выше основания. Диаметр 3 мм. Состоит из оливина, офитового пижонита, лейст лабрадора, ильменита, тесно ассоциирующихся с незначительными количествами биотита и микропегматита.

в — образец из верхней части силла. Диаметр 3 мм. Преобладают пироксен, измененный лабрадор и железотитановые окислы. Пироксен и окислы окаймляются дейтерическими роговой обманкой и биотитом. В центре и у правой границы поля зрения интерстиционные выделения микропегматита. Вверху справа — призмочка апатита.

интерсертальная структура. В направлении к центральным частям интрузивных тел зернистость обычно возрастает и структура становится более офитовой (рис. 3-2). Тем не менее даже в пределах одного шлифа могут проявляться значительные вариации структуры, и некоторые диабазы имеют заметно порфировую структуру.

В результате ясно выраженной дифференциации количественные соотношения и качественный минеральный состав в большинстве толентовых силлов варьируют от слоя к слою. Средний состав этих пород: плагиоклаз 40—55%, пироксен 35—45%, железотитановые окислы 8%, микропегматит 5%, оливин 3%, а также небольшие количества биотита, амфибола и апатита.

Содержание плагиоклаза обычно варьирует от минимального — около 40% в закаленных краевых фациях и нижних частях силлов до максимального — около 60% близ кровли тел. Состав его колеблется от Ap_{50} до Ap_{60} , хотя рано образованные кристаллы могут быть более кальциевыми до битовнита, а поздние — более натровыми до олигоклаза. Характерна нормальная зональность. При этом, как правило, содержание кальция уменьшается вверх по разрезу от обогащенного оливином слоя и достигает минимума в поздних жилках и обособлениях гранофира. Наиболее поздний полевой шпат обычно представлен ор-

токлазом или анортоклазом в графических сростаниях с кварцем на участках микропегматита. Такие сростки в небольших количествах присутствуют почти на всех уровнях силлов, а в центральных частях мощных тел их количество может составлять до четверти общего объема. Гранофировые сростки представляют важную составную часть гранофировых диабазов.

В толентовых диабазах обычно присутствуют три вида пироксенов: авгит, пижонит и ортопироксен. Поздние кристаллы каждого из них обогащены железом по сравнению с ранними. По всему разрезу силлов из трех пироксенов обычно преобладает бурый или слабо-фиолетовый авгит ($2V\ 30-60^\circ$). Этот минерал в краевых частях силлов преимущественно представлен идиоморфными зернами, а в других их частях — аллотриоморфными или субофитовыми зернами. Ортопироксен в основном образует микрофенокристаллы и присутствует преимущественно в закаленных краевых оторочках и нижних слоях силлов. В придонной части обычно распространен бронзит, сменяющийся вверх по разрезу гиперстеном. В микропегматитовых участках ортопироксен отсутствует. Бесцветный пижонит ($2V\ 30^\circ$) образует кристаллы различного габитуса. Ранние зерна магнезиального пижонита довольно идиоморфны, тогда как поздние, более железистые, образуют преимущественно офитовые таблитчатые выделения. В большинстве случаев пижонит кристаллизуется после гиперстена, и эти два минерала редко встречаются совместно в одном образце. Пижонит и авгит обычно обнаруживаются в непосредственном контакте друг с другом, поскольку они кристаллизуются преимущественно одновременно, хотя ферроавгит продолжает выделяться и после окончания кристаллизации пижонита. Оптические свойства пижонита лучше всего выражены в диабазовом теле Уэст-Рок в Нью-Хейвене (рис. 3-2, а).

В большинстве толентовых диабазов оливин отсутствует. Однако у основания триасового силла Палисейдс в Нью-Джерси, имеющего мощность 300 м, количество магнезиального оливина F_{70-80} в модалном составе достигает 25%. В центральных частях некоторых силлов в значительно меньших количествах могут появляться железистые разновидности оливина, как это, например, имеет место в провинции Карру, Южная Африка. Для гранофировых кварцевых диабазов верхних уровней некоторых интрузивов характерно присутствие незначительных количеств оливина, близкого по составу к фаялиту.

Биотит и бурая или зеленовато-бурая роговая обманка представляют собой продукты поздних реакций. Они присутствуют почти повсеместно, но более обычны в микропегматитовых участках, где могут сопровождаться редкими выделениями голубовато-зеленого щелочного амфибола. В большинстве случаев пироксен и окислы железа обрастают биотитом, последний в свою очередь окружен выделениями роговой обманки.

Окисные минералы представлены сростаниями ильменита и магнетита или гематита. В закаленных краевых фациях они встречаются редко, но содержание их обычно увеличивается в более кремнеземистых частях силлов; особенно характерны они для микропегматитовых обособлений. Окисные минералы образуют идиоморфные кристаллы или скелетные зерна, нарастающие на пироксены или образующие с последними сростки. Они встречаются также в виде зубчатых и пластинчатых выделений. Наконец, в большинстве толентовых диабазов присутствуют тонкие иголки хлорapatита. Некоторые из них образуются относительно рано, но большинство относится к поздним продуктам кристаллизации и тяготеет к микропегматитовым участкам.

Щелочные оливиновые базальты и диабазы

Общий модальный состав. Диагностические химические особенности пород этой группы, заключающиеся в присутствии большого количества нормативного *ol*, незначительного количества *ne* (<5%) и соответственно в отсутствии *Q* и *hy*, в модальном составе выражаются главным образом в обилии магнетитового оливина, обычно в двух генерациях, и наличии одного пироксена — авгита, близкого к диопсид-геденбергиту по относительным содержаниям Ca, Mg и Fe. В типичных случаях авгит существенно титанистый и обычно, но не всегда имеет в шлифах бледную фиолетовую окраску и, за исключением железистых разновидностей, обладает величиной $2V$ в пределах 50—60°. Нефелин, как правило, в диабазах не удается идентифицировать, однако в некоторых из них в небольших количествах обнаруживается химически эквивалентный нефелину анальцим, образующий интерстиционные выделения. Дополнительные признаки повышенной щелочности заключаются в присутствии в основной массе некоторых базальтов небольших количеств щелочного полевого шпата, окаймляющего лейсты плагиоклаза, и рассеянных чешуек бурого биотита. Изредка в щелочных базальтах отмечаются призматические кристаллы бурого амфибола (керсутита) с оторочками титанавгита.

Распределение. Щелочные оливиновые базальты проявляются почти во всех тектонических обстановках, даже в тесной ассоциации с гораздо более распространенными толентовыми базальтами континентальных плато и дна глубоких частей океана. Однако они предпочтительно локализируются в океанических или континентальных рифтовых системах, например на островах, располагающихся вдоль срединно-океанических хребтов, и в континентальных рифтовых долинах, например в Нижнерейнском грабене и в Восточной Африке. Они могут быть тесно связаны с толентовыми базальтами, как на Гавайских островах и

в Гебридской вулканической провинции, приуроченной к рифтовой системе атлантического побережья северной Шотландии. Во многих вулканических провинциях они ассоциируются не только с базитовыми, но и ультраосновными лавами. Будучи нехарактерными для подвижных складчатых поясов, щелочные оливиновые базальты могут извергаться в пределах крупных континентальных провинций, располагающихся на внутренней стороне островных дуг. Классическим примером такого рода может служить четвертичный вулканизм вдоль западной окраины Японских островов, проявляющийся также западнее, на Корейском полуострове и в северо-восточном Китае.

Петрография базальтов. Щелочные оливиновые базальты весьма однородны во всех районах мира. Рассмотрим в качестве примера позднеплейстоценовые и современные лавы небольшого вулканического поля, расположенного близ города Окленд, Новая Зеландия [8]. Здесь в пределах 100-километрового отрезка протяженной зоны Таупо локально изливались щелочные оливиновые базальты, тогда как в других частях зоны Таупо в это время проявлялся преимущественно андезит-риолитовый вулканизм. Рассматриваемое же вулканическое поле приурочено к месту пересечения Новой Зеландии островной дугой Тонга — Кермадек. Здесь базальтоидный магматизм возобновлялся с интервалами в немногие сотни лет в течение периода 50 000 лет и более. За одним незначительным исключением (единичные блоки базанитов в дебрисе), оклендские лавы представлены щелочными оливиновыми базальтами и подчиненными, но широко распространенными и связанными с ними химизмом пиритовыми базальтами.

Оклендские базальты — серые равномернозернистые породы с мелкими фенокристаллами оливина длиной до 3 мм, слагающими до 20% объема. Авгит и лабрадор An_{80} — An_{50} могут образовывать микрофенокристаллы, однако оба этих минерала совместно с обильными железотитановыми оксидами преимущественно слагают интергранулярную или интерсертальную основную массу. Пироксен неизменно представлен одной и той же разновидностью — бледно-желтым или слабо-фиолетовым титансодержащим диопсидовым авгитом с большим $2V$ (обычно $\sim 60^\circ$). Оливины высокомагнезиальные с $2V$, близким 90° . Они обычно свежие, но иногда фенокристаллы оливина несколько корродированы. В других случаях они совершенно идиоморфны. В большинстве шлифов присутствуют немногочисленные вкрапленники оливина, отороченные агрегатом призматических или изометричных зерен авгита. Такие соотношения обычно считаются совершенно нехарактерными для щелочных оливиновых базальтов. В основной массе изредка присутствуют довольно неправильные чешуйки красно-бурого биотита.

Примерно такой же минеральный состав имеют и *пикритовые базальты* района Окленд, однако они относительно обогащены авгитом (около 40% модального состава) и содержат меньше плагиоклаза (<25%). В одном образце установлены относительно крупные выделения биотита (0,5%). Обогащенные авгитом пикритовые базальты* обычны и для других оливин-щелочно-базальтовых провинций. В оклендских пикритовых базальтах авгит имеет более интенсивную окраску и резко зонален. Зерна авгита образуют гроздьевидные и звездчатые агрегаты. В пикритовых базальтах с интерсертальной структурой в интерстициях обычно присутствует тонкокристаллический щелочной полевой шпат и, реже, стекло.

Щелочные оливиновые диабазы. Диабазы, слагающие sillы, дайки и мощные потоки во многих вулканических провинциях тождественны по минеральному составу щелочным оливиновым базальтам. Однако для них характерны более крупнозернистые, а также офитовые и пойкилитовые структуры. Вследствие более медленного охлаждения в кристаллах авгита могут присутствовать пластинчатые вставки распада твердого раствора, представленные более магнезиальным пироксеном.

В закаленных краевых частях некоторых мощных sillов присутствуют небольшие количества интерстиционного анальцима, что знаменует переход к фельдшпатовидным основным породам, обсуждающимся в гл. 6. Примером таких диабазовых тел может служить sill мощностью почти 200 м, обнажающийся на побережье Шиант [9] в третичной Гебридской провинции западной части Шотландии. В этом интрузиве обнаруживаются значительные вариации состава по вертикали, вероятно обусловленные дифференциацией, в которой главную роль играли гравитационные силы. Модальный состав главного слоя этого тела (мощность >100 м) следующий: оливин 10%, авгит 25%, лабрадор 60%, железотитановые окислы и анальцим (или другие натровые цеолиты) 5%. Пироксен представлен кальциевым авгитом (2V 50—55°) состава $\text{Ca}_{0,85}\text{Mg}_{0,75}\text{Fe}_{0,4}\text{Si}_2\text{O}_6$. В кристаллах оливина обнаруживается резкая зональность с изменением состава от ядра к внешней каемке от Fo_{80-70} до Fo_{15-10} . Аналогично и кристаллы плагиоклаза обладают нормальной зональностью ($\text{An}_{80} \rightarrow \text{An}_{35}$). Структура преимущественно офитовая. Эти диабазы книзу постепенно переходят в обогащенные оливином пикритовые диабазы**. Средний модальный состав пикритового диабаза в пределах вертикального интервала 30 м следующий: зональный оливин ($\text{Fo}_{80} \rightarrow \text{Fo}_{50}$) 30%, кальциевый

* Иногда они называются *анкарамидами* в отличие от обогащенных оливином *океанитов*.

** В английской номенклатуре — *пикродолерит* (оливин >30%) и *пикрит* (оливин >60%).

авгит ($2V\ 50-53^\circ$) 15—20%, зональный плагиоклаз ($Ap_{80} \rightarrow Ap_{50-30}$) 50%; кроме того, присутствуют непрозрачные окислы и незначительные количества цеолитов, а также бурой роговой обманки (баркевикита). В верхней части зоны структура пикритовых диабазов офитовая. Самый нижний дифференцированный слой мощностью не более 5 м представлен *пикритом* почти ультрамафического состава. Эта порода состоит из 60% оливина Fo_{85-80} , 10% кальциевого авгита ($2V\ 48^\circ$), 25% битовнита Ap_{80} , а также железотитановых окислов (2%) и цеолитов (3%). Структура пойкилитовая, зерна оливина включены в более крупные выделения ксеноморфных плагиоклаза и авгита. Она очень напоминает структуру кумулятов на нижних уровнях крупных базитовых плутонов (с. 129).

Гавайиты и муджиериты. В поздних вулканических сериях различных гавайских щитовых вулканов наблюдаются естественные постепенные переходы от щелочных оливиновых базальтов к ассоциирующимся с ними основным лавам, в которых плагиоклаз представлен более натровой разновидностью, чем лабрадор. Эти породы, неизменно присутствующие и в других оливин-щелочно-базальтовых провинциях мира, всегда были камнем преткновения в петрографических классификациях. Действительно, в тех случаях, когда главным классификационным признаком служит состав плагиоклаза, их следует относить к классу андезитов, однако в других классификациях их называют андезиновыми или олигоклазовыми базальтами. Мы предпочли здесь последний вариант. Вслед за петрографами, детально изучившими эти породы, мы принимаем теперь уже хорошо устоявшиеся термины *гавайит* и *муджиерит* для обозначения андезин- и олигоклазосодержащих разновидностей соответственно. В обоснование такой трактовки, отвергающей состав плагиоклаза в качестве универсального классификационного признака, следует подчеркнуть два положения, имеющие большое генетическое значение. Во-первых, естественная область составов и связанная постепенными химическими переходами¹ серия базальт → гавайит → муджиерит всегда граничат с трахитом, но не с андезитом. Во-вторых, другая естественная серия с постепенными переходами толеитовый базальт → андезитобазальт → андезит типична для островных дуг или подвижных поясов, т. е. для тектонических обстановок, в которых никогда не проявляется ряд гавайит → муджиерит → трахит.

Таким образом, перед петрографом возникает задача выявления надежных минералогических и структурных критериев для разграничения гавайитов и муджиеритов от андезитов. По общему признанию, если состав плагиоклаза не установлен, та-

¹ Например, фиксируемые простой диаграммой зависимости ($K_2O + Na_2O$) от SiO_2 (см. Carmichael, Turner, and Verhoogen, 1974, p. 413).

кие петрографические критерии найти довольно трудно. И в этом случае приходится обращаться к деталям природной обстановки, без которой, за исключением, возможно, музейных целей, петрография, по существу, не имеет ценности.

Гавайиты, развитые на вершине кратера крупного вулкана Халеакала на острове Мауи, Гавайские острова, представлены преимущественно темными тонкозернистыми афировыми породами, в которых лишь иногда присутствуют порфиновые вкрапленники. В штуфах этих пород слабо заметны трещины отдельности, обусловленные флюидалным расположением полевого шпата основной массы. В том случае, если присутствуют фенокристаллы, они представлены лабрадором, кальциевым довольно титанистым авгитом (+2V 60°) и оливином (-2V 80—85°). В основной массе преобладают лейсты андезина, в интерстициях между которыми присутствуют изометричные зернышки авгита, оливина и магнетита. При точных определениях обнаруживается оптически отрицательный несдвойникованный щелочной полевой шпат (кальциевый анортоклаз), окаймляющий несдвойникованные лейсты плагиоклаза основной массы и совместно с небольшими количествами стекла выполняющий интерстиции. Для большинства этих пород характерно пониженное содержание SiO_2 (45—50%) и наличие в норме *ol* (7—10%), *or* (8—10%) и *ne* (~5%). Состав нормативного плагиоклаза отвечает An_{40} .

Муджиериты, впервые описанные в Гебридской вулканической провинции, как это теперь стало известно, неизменно присутствуют в подчиненном количестве совместно со щелочными оливиновыми базальтами во многих частях мира. Они характерны для гавайских вулканов, вулканитов Азорских островов, для миоценовой щелочной провинции Дьюндин в Новой Зеландии и других областей [10]. Это основные вулканические породы (SiO_2 48—51%), в нормативном составе которых присутствует примерно по 10% *ol* и *or*, а также небольшие количества *ne*. Состав нормативного плагиоклаза близок к An_{30} . В модальном составе преобладает полевой шпат (65—70%), субпараллельное расположение тонких лейст которого определяет структуру породы (рис. 3—4, а). Микрофенокристаллы, если они присутствуют, и наиболее крупные кристаллы основной массы представлены двумя оптически различными фазами. В их ядрах развит натровый андезин (An_{35-30} ; -2V 80—70°), сдвойникованный по альбитовому закону, а внешние каемки представлены чистым кальцийсодержащим анортоклазом (-2V 55—70°). В основной массе некоторых муджиеритов, например новозеландских, присутствуют небольшие количества интерстиционного натрового санидина (-2V 25—40°). Для муджиеритов типичны многочисленные микрофенокристаллы железистого оливина ($\text{Fo}_{60}-\text{Fo}_{35}$; -2V 75—60°) с необычным габитусом —

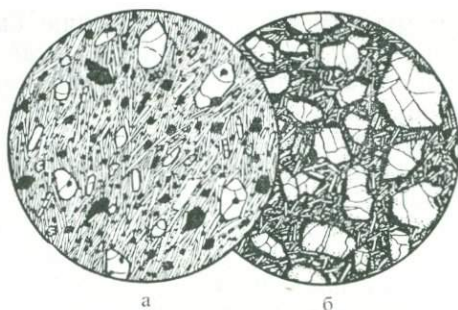


Рис. 3-4. Базальты.

а — муджнерит, остров Скай, Шотландия. Диамет. 3 мм. Сложен в основном оливином, олигоклазом и окислами железа с небольшими количествами авгита, апатита и ортоклаза. Относительно мелкие зерна оливина удлинены по [100], а более крупные с пирамидальными окончаниями удлинены по [001].

б — пикритовый базальт, Кауаи, Гавайские острова. Диамет. 3 мм. Обильные крупные зерна оливина, окаймленные иддингситом и магнетитом, содержатся в интергранулярной основной массе из лейтс лабрадора, слабо идиоморфных зерен авгита и магнетита.

удлиненные по оси [100]. По краям они замещены иддингситом. Пироксен играет относительно небольшую роль. Он представлен кальциевой разновидностью (+2V 55—60°) и по составу занимает примерно середину в ряду диоксид — геденбергит. Довольно обилён магнетит, образующий в некоторых породах микрофенокристаллы. Неизменно присутствует акцессорный апатит, легко обнаруживающийся по дымчатому облику (это свойственно также апатиту в фонолитах).

Петрографические признаки постмагматических процессов в базальтах

В некоторых базальтах и андезитобазальтах имеются ясные петрографические признаки проявления постмагматических процессов, в которых важную роль играли циркулирующие водные флюиды, обогащенные CO_2 . Наибольшее внимание привлекает возникновение *миндалин* в кавернозных породах и новообразованных минеральных ассоциаций, наложенных на первичные магматические в важной группе базальтов, называемых *сплитами*.

Миндалины. Миндалины представляют собой сферические или эллипсоидальные образования, представляющие собой каверны, полностью или частично заполненные минералами, отложившимися из водных флюидов. Они образуются на стадии дейтерических изменений или, чаще, значительно позднее в процессе диагенеза или метаморфизма низкой ступени. Минераль-

ные ассоциации миндалин имеют тенденцию быть простыми и часто мономинеральны. Среди них можно выделить следующие наиболее типичные: криптокристаллический кварц (халцедон) нередко с макроскопически различимой цветной полосчатостью (агат); чистый изотропный опал с очень низким показателем преломления; желтоватые, зеленоватые или бурые скопления хлоритов (криптокристаллические или образующие волокнистые сферические агрегаты); эпидот, пренит или пумпеллит; цеолиты различных видов, преимущественно с очень низким светопреломлением, выполняющие каверны относительно крупных размеров и образующие идиоморфные кристаллы; карбонаты, особенно кальцит, арагонит и сферолитовый сидерит.

Спилиты. В настоящее время термин *спилит* используется для определения широкой группы основных вулканических пород, по структурам напоминающих базальты или диабазы, но с высоконатровым плагиоклазом (обычно чистым альбитом). Для этих пород также характерна ассоциация вторичных минералов, образующаяся в других случаях при метаморфизме низкой ступени. Спилиты обычно представлены в субмаринных подушечных лавах и дайках в эвгеосинклинальной обстановке (см. гл. 19, т. 2). Спилиты слагают наиболее крупное из трех главных подразделений *офиолитовых комплексов*¹. В настоящее время такие комплексы обычно рассматриваются как сегменты океанической коры, сформировавшиеся в геосинклинали и иногда впоследствии тектонически перемещенные в места современного их залегания в пределах подвижных поясов. Не все спилиты относятся к подушечным лавам, а в некоторых случаях определены формировались не в субмаринной обстановке. Вместе с тем и не все подушечные базальты бывают спилитовыми².

Длительное время полагали, что спилиты представляют собой настоящие вулканические породы, кристаллизовавшиеся в геосинклинальной обстановке из специфической резко обогащенной натрием базитовой магмы. Однако в настоящее время они обычно интерпретируются как нормальные базальты (преимущественно толентовые), современный состав которых обусловлен реакцией с циркулирующими водами, имевшими температуру порядка 200—300 °С. Предполагается, что эти изменения наиболее эффективно осуществлялись в толщах субмаринных лав при воздействии нагретой морской воды, циркулировавшей

¹ Два других подразделения — серпентиниты и глубоководные кремни, соответственно подстилающие и перекрывающие спилитовую толщу.

² Третичные субмаринные лавы, описанные близ Оамару на острове Южном Новой Зеландии, состоят из правильных эллипсоидальных подушечных тел со стеловатыми внешними частями, пространством между которыми заполнено обломками губок. По минеральному составу и структуре эти лавы представляют собой нормальные базальты. Близкого типа породы установлены и среди продуктов современных извержений на океаническом дне.

в коровых гидротермальных системах, которые функционируют и в настоящее время поблизости от некоторых океанических хребтов, например у юго-западного побережья Исландии близ хребта Рейкьянес.

Структуры спилитовых пород похожи на наблюдающиеся у нормальных базальтов и диабазов. Чрезвычайно характерны для них закаленные, некогда стекловатые оторочки у даек и подушечных обособлений. Во внутренних частях таких образований диабазы обычно имеют офитовую структуру, а спилитовые базальты — микропорфиновую, интерсертальную и другие, свойственные нормальным неизменным базальтам. Очень характерны многочисленные каверны и миндалины (рис. 3—5, б, в). Последние обычно состоят из халцедона, хлорита, кальцита, опала и во многих случаях из водных Са—АI-силикатов — ломонтита, пумпеллиита, пренита, или эпидота. Первичное стекло в значительной степени замещено буроватыми изотропными продуктами совместно проявившихся гидратации и окисления (палагонит). В некоторых породах присутствуют рассеянные радиально-лучистые сростки тонких кристаллов альбита (*вариолитовая* структура), образовавшиеся, очевидно, при девитрификации (рис. 3-5, в). Общий облик спилитов при микроскопических наблюдениях свидетельствует о более или менее интенсивной деградации минералов. Основная масса значительно замещена хлоритовыми минералами, пумпеллиитом (или другими водными Са—АI-силикатами), плотными зернистыми агрегатами сфена («лейкоксен», замещающий первичные железотитановые окислы) и волокнистым амфиболом (по пироксену). Тогда как оливин почти неизменно превращен в «серпентин», чистые крупнозернистые агрегаты авгита обычно остаются неизменными в процессе деградации. Вкрапленники плагиоклаза и лейциты этого минерала в основной массе, несмотря на то что сохраняют свою первичную форму и характер внутри, ввиду двойникования, замещены высоконатровым плагиоклазом, обычно чистым альбитом, но во многих случаях также альбит-олигоклазом или даже олигоклазом в пределах состава Ap_{10} — Ap_{20} . Этот плагиоклаз относится к промежуточному структурному состоянию, и $-2V$ у него обычно 90 — 80° . Иногда кристаллы альбита водно-прозрачные, но чаще загрязнены пылевидными частицами хлорита или водных Са—АI-силикатов. В некоторых из них присутствуют иззубренные реликты лабрадора. Спилитизация несомненно представляет сложный процесс, сопровождающийся обменом катионами между первичными минералами, особенно

¹ Длительное время в поддержку концепции первичномагматического происхождения спилитов ссылались на четко выраженные структурные взаимоотношения первичного авгита и включенного в него свежего альбита с образованием типичной офитовой структуры. Эти соотношения и в настоящее время нельзя сбрасывать со счетов при обсуждении генезиса спилитов.

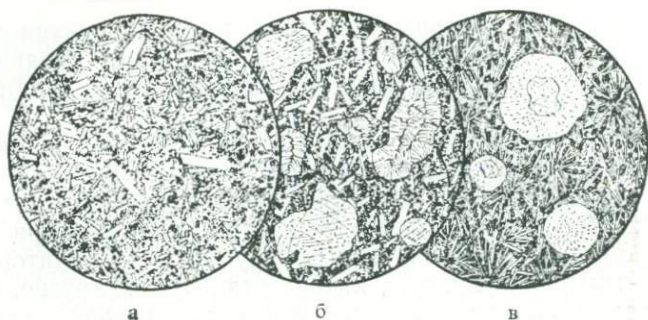


Рис. 3-5. Спилиты.

а — спилитовый диабаз, Вейльбург, ФРГ. Диамет. 2 мм. Мутные лейсты олигоклаза находятся в интерсертальной связующей массе, сложенной хлоритом, кальцитом, тонкозернистым ильменитом и лейкоксеном.

б — миндалекаменный базальт, Береговые хребты, Калифорния. Диамет. 2 мм. Мутные лейсты олигоклаза, немногочисленные выделения альбита и реликтовые зерна авгита заключены в связующей массе из хлорита, кальцита, ильменита и лейкоксена. Миндалины сложены кальцитом и хлоритом.

в — вариолитовый базальт из силла, Маунт-Теймелпейс, Калифорния. Диамет. 2 мм. Субрадиально расходящиеся лейсты альбита и тонкие призмочки авгита погружены в основную массу из кальцита, хлорита и лейкоксена. Миндалины сложены кальцитом и хлоритом.

между плагиоклазом, и морской водой, а также общим перераспределением элементов внутри самой породы. Наиболее очевидный конечный химический эффект, обнаруживающийся в валовых анализах спилитов, заключается в увеличении содержания Na_2O и H_2O . Важную роль при спилитизации играет проницаемость породы. Значение этого фактора особенно заметно в первично-кавернозных, а в настоящее время ^{алиты} миндалекаменных потоках.

В прибрежных ^{лкан} ^{бст} цепях западнее Сантьяго, Чили, в мощной наклонно залегающей толще меловых потоков порфировых андезитобазальтов в Андской геосинклинали установлена селективная спилитизация в верхних частях потоков, обусловленная повышенной проницаемостью [11]. Мощность отдельных потоков составляет 10—40 м. В нижней части каждого из них каверны отсутствуют и развиты относительно тонкозернистые (если не считать вкрапленников полевого шпата) базальты, консолидировавшиеся при быстром охлаждении. В средней и верхней частях потоков увеличивается количество каверн и соответственно возрастает проницаемость, а также возрастает количество крупных вкрапленников плагиоклаза. Вблизи подошвы потоков полевой шпат представлен сложно сдвойникованным лабрадором An_{58} — An_{63} ; лейсты полевого шпата в основной массе несколько менее кальциевые. В верхних частях потоков плагиоклаз преимущественно замещается альбитом (An_{0-10}) или в

некоторых случаях — натровым олигоклазом. Недостаточно упорядоченное структурное состояние плагиоклаза фиксируется аномальными величинами угла оптических осей ($2V\ 90-81^\circ$). Кристаллы сохраняют свои первоначальные идиоморфные очертания и характер двойников, но в штуфах они непрозрачные, белые, а под микроскопом — мутные. Каверны в средних и верхних частях потоков заполнены вторичными минералами — ломонтитом, пренитом, пумпеллиитом или эпидотом, с которыми в некоторых случаях ассоциируются кварц, калишпат, бесцветная слюда, актинолит, хлорит или кальцит. Первичный диопсидовый авгит ($+2V\ 55^\circ$) в значительной мере замещен одним или несколькими из перечисленных выше минералов, особенно волокнистым актинолитом. Свежий авгит сохраняется лишь в нижних частях потоков. Химическими анализами установлено увеличение содержания Na_2O от подошвы к кровле каждого потока.

За исключением реликтового авгита, упомянутая ассоциация минералов в общем соответствует как метасоматическим, так и метаморфическим парагенезисам. Чтобы использовать эти минералы в качестве индикаторов давления, температуры и состава флюида, их следует сопоставить со сходными ассоциациями, давно изученными в породах, подвергшихся метаморфизму низкой ступени (см. гл. 19, т. 2). Однако спилиты, особенно как специфические составные части офиолитов, приобрели в настоящее время важное значение в современных концепциях, связывающих вулканизм и тектонические обстановки. Специалистам в области петрографии магматических пород необходимо, следовательно, хорошо знать минералогические характеристики спилитов, которые обусловлены их особым статусом в спектре основных вулканических пород.

Родственные ксенолиты в бесфельдшпатоидных базальтах

В вулканических потоках и ассоциирующихся с ними туфах обычно присутствуют рассеянные обломки пород и кристаллов явно инородного происхождения. Они соответственно называются *ксенолитами* и *ксенокристаллами*. Некоторые из них не обнаруживают генетической связи с включающими породами и называются *случайными ксенолитами*. Из последних многие имеют осадочное или метаморфическое происхождение, и в таких случаях имеются четкие признаки реакции включений с магмой. Довольно обычны в базальтах ксенокристаллы кварца, окаймленные гиперстеном, частично расплавившиеся граувакки с прожилкообразными обособлениями стекла, а также агрегаты глиноземистых минералов (шпинели, кордиерита, корунда и т. д.), соответствующие тугоплавкому остатку при фракционном плавлении глинистых сланцев.

Однако для петрографа, изучающего магматические породы, особенно интересны ксенолиты другого рода — *родственные ксенолиты*, получившие свое название в связи с тем, что они прямо или косвенно связаны с вмещающей магмой. Не представляет неожиданности некоторая корреляция между составом базальтов и присутствующих в них родственных ксенолитов. Рассмотрим, например, базальтовые лавы гавайских вулканов. Мощные излияния толеитовых лав обычно сменяются здесь после большого перерыва извержениями щелочных оливиновых базальтов и даже ультраосновных фельдшпатоидных лав на заключительных стадиях вулканических циклов. Подобная литологическая корреляция хорошо выдерживается от одного вулкана к другому независимо от их относительного возраста и расположения в цепи Гавайских островов. В каждом из этих трех типов лав присутствуют свои родственные ксенолиты [12], в распределении которых отмечаются следующие закономерности.

1. Ксенолиты гораздо менее многочисленны в толеитовых базальтах по сравнению с другими двумя их типами. В этом случае они представлены исключительно габбро, подобными присутствующим в крупных континентальных расслоенных интрузивах. Для этих включений типична минеральная ассоциация оливина, авгита (диопсидового), ортоклаза и плагиоклаза. Характерны кумулятивные структуры и относительно тонкая расслоенность. Такие ксенолиты, очевидно, поступают из подошвы глубоких камер дифференцирующихся базальтовых магм.

2. Более многочисленны и разнообразны по составу родственные ксенолиты в потоках щелочных оливиновых базальтов, гавайитов и муджиеритов. Некоторые из них также представлены габбро, но во многих других случаях они имеют простой ультрамафический состав и сложены преимущественно либо одним магнезиальным оливином (дунит), либо ассоциацией оливина и авгита (верлит). В историческом потоке щелочного оливинового базальта, излившемся из вулкана Хуалалаи на острове Гавайи в 1801 г., присутствуют тысячи тонн угловатых ксенолитов габбро и дунита, предположительно отторгнутых от подстилающего расслоенного интрузива.

Такая же корреляция обнаруживается в ряде других базальтовых провинций, как океанических, так и континентальных. Например, в скоплениях толеитовой пирокластики на двух западных островах Галапагосского архипелага присутствует серия ксенолитов, среди которых установлены не только рогообманковые габбро, но и более дифференцированные породы типа феррогаббро (с оливином $Fe_{80}-Fe_{30}$), а также обогащенные плагиоклазом диориты. На восточных островах архипелага встречаются ультрамафитовые ксенолиты (оливин — пироксен — шпинель), приуроченные лишь к щелочным оливиновым базальтам. В голоценовой оливин-щелочно-базальтовой провин-

ции района Окленд в Новой Зеландии родственные ксенолиты имеют исключительно ультрамафический состав. Большинство из них представлено дунитом (оливин Fe_{88} и аксессуарный хромит), но в нескольких из них присутствует также небольшое количество энстатита (En_{94} — En_{88}). Обычно считают, что такого рода ультрамафические ксенолиты представляют собой тугоплавкий остаток от выплавления магмы в исходном субстрате верхней мантии.

Плутонические породы (габбро, нориты, троктолиты, анортозиты, пироксениты)

Распространение

Наиболее крупные базитовые плутоны, отвечающие по валовому химическому составу толеитовому базальту, представлены стратифицированными комплексами самого различного возраста, внедрившимися в континентальную земную кору. Наиболее известные классические примеры таких массивов — это грандиозные протерозойские пластообразные комплексы: Бушвелдский в Южной Африке и Стиллуотерский в Монтане, а также относительно небольшой, но детально изученный эоценовый Скергаардский интрузив в восточной части Гренландии. Все такие расслоенные плутоны, видимо, образовались из толеитовой материнской магмы. Однако в них проявилась внутренняя дифференциация, обусловленная осаждением и сортировкой кристаллов в конвектирующей магме. Эта дифференциация обусловила резкую гетерогенность, выраженную в четкой расслоенности по составу консолидированных масс во всех масштабах — от миллиметров до сотен метров. Несмотря на то что исходный состав магмы во всех базитовых плутонах отвечал толеитам, конечные продукты отвердевания имеют широкие вариации содержания кремнезема. В основании массива представлены ультраосновные породы (перидотиты, пироксениты), на относительно низких и средних уровнях присутствуют базиты (габбро, нориты, троктолиты, анортозиты, пироксениты), тогда как в верхних частях плутонов появляются даже кислые породы (феррогранофиры). В этом разделе мы коснемся преимущественно пород базитового класса и рассмотрим их на примерах, относящихся главным образом к расслоенным комплексам. Так как все эти породы представляют собой последовательные фракции кристаллов, отделившиеся от расплавов с непрерывно изменяющимся составом, ни одна из конкретных пород не соответствует точно по химическому составу последовательным фракциям расплава, из которых образовались рассматриваемые породы. По существу, породы семейства габбро вообще не могут

быть эквивалентными по химическому составу ни основным магмам, ни базальтам, которые почти отвечают составу расплава.

Плутоны, сложенные преимущественно габбро или норитами, встречаются также в других геологических ситуациях. Расслоенные базитовые плутонические комплексы, вероятно, существуют и в субокеанической коре. Кроме того, в сложных батолитах, в которых преобладают кислые плутонические породы, отдельные массивы имеют базитовый состав. Так, габбро интрузива Сан-Маркос составляют до 14% общей площади выходов (~2000 кв. км) Южно-Калифорнийского гранодиоритового батолита [13]. Известны также более мелкие интрузивы, например кольцевые дайки габбро в Гебридской провинции, по составу практически отвечающие недифференцированной базальтовой магме.

Анортозиты — породы, родственные габбро, — сложены преимущественно или исключительно плагиоклазом. Они играют заметную роль в большинстве расслоенных базитовых плутонов. Однако наиболее крупные их проявления представлены самостоятельными плутонами в основном среднепротерозойского возраста. По масштабам эти плутоны сходны с батолитами. Наиболее известные анортозитовые массивы располагаются в горах Адирондак, штат Нью-Йорк, в пределах провинции Гренвилл, восточная часть Канады, а также в южной Норвегии и Гренландии.

Определение и общие петрографические особенности

Типичным членам семейства габбро свойственны три общие характерные особенности. По содержанию SiO_2 они относятся к базитовым породам. Главным их компонентом является плагиоклаз по составу обычно более кальциевый, чем An_{50} . Цветовой индекс варьирует от 40 до 70, тогда как в большинстве диоритов он колеблется от 10 до 40. Однако отдельные породы, особенно близкие к границе между габбро и диоритом, могут несколько отклоняться от нормального состава. В некоторых породах, классифицируемых как габбро, при составе плагиоклаза менее кальциевом, чем An_{50} , цветовой индекс может быть гораздо больше. Вместе с тем существуют габбро, например в комплексе Дулут, Миннесота, и на острове Скай, в которых цветовой индекс меньше 40. Такие породы соответственно называются *лейкогаббро*. Породы, состоящие почти исключительно из плагиоклаза (*анортозиты*), имеют цветовой индекс обычно меньше 10. Другой крайний случай представляют *мелагаббро* (и *меланориты*) — переходные разности к полевошпатовым перидотитам. Их цветовой индекс выше 70, а по составу они близки к ультраосновным породам. Здесь мы имеем еще один пример природных переходов по химическому составу между двумя

крупными классами магматитов — габбро (или норитов) и перидотитов (или пироксенитов).

Для всех членов семейства габбро наиболее характерны комбинации кальциевого плагиоклаза (Ap_{60} — Ap_{90}), диопсидового авгита, гиперстена и оливина. Тем не менее роговая обманка, типичная для диоритов, иногда в значительных количествах присутствует в некоторых габбро. Изредка появляются биотит, щелочной полевой шпат (анортотлаз или микроклин), а также кварц, хотя количество всех этих минералов всегда бывает крайне незначительным. Неизменно присутствуют акцессорные апатит и непрозрачные минералы (ильменит, магнетит, сульфиды железа, изредка хромит).

В результате медленного охлаждения в плутонической обстановке в пироксенах обоих типов широко проявляется распад твердых растворов. В кристаллах авгита присутствуют тонкие лейсты магнезиального пироксена, ориентированные параллельно $\{100\}$, а в некоторых случаях параллельно $\{001\}$. Для диалага характерны пластинчатые вроски распада, представленные окислами железа и располагающиеся параллельно $\{100\}$. В кристаллах гиперстена обычно присутствуют пластинчатые вроски распада, представленные диопсидом и ориентированные параллельно $\{100\}$. В некоторых случаях вроски такого типа в гиперстене ориентируются под углом около 74° к $[001]$ в зоне $[010]$. Это свидетельствует о том, что вмещающий такие вроски ортопироксен возник в результате инверсии из высокотемпературной моноклинной полиморфной модификации, пижонита, в процессе охлаждения. Сам по себе пижонит не встречается в базитовых плутонических породах.

Породы семейства габбро голокристаллические и варьируют от крупно- до среднезернистых (последние иногда называются *микрогоббро*). Структуры значительно варьируют. Для недифференцированных габбро и норитов, которые формировались без значительного участия процессов аккумуляции кристаллов, характерна офитовая (рис. 3-б, б) и аллотриоморфнозернистая (рис. 3-б, а) структуры. В расслоенных интрузивах, особенно на их нижних уровнях, породы часто имеют пойкилитовые структуры [14]: мелкие зерна магнезиального оливина бывают включены в крупные оптически непрерывные кристаллы плагиоклаза или пироксена. При этом в одном кристалле лабрадора или авгита диаметром в несколько сантиметров может находиться до 1000 зерен оливина.

Пойкилитовую и родственные ей структуры в габбро расслоенных интрузивов Уэйджер, Браун и Уодсуорт (1960) интерпретировали с точки зрения двухстадийной модели кристаллизации пород, которые были названы ими *кумулятами*. На первой стадии возникает агрегат разобобщенных между собой кристаллов одного или нескольких минералов, сформировавшийся

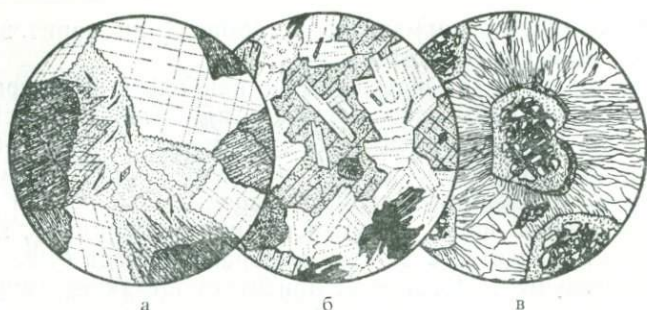


Рис. 3-6. Габбро и троктолит.

а — габбро, Фольперсдорф, Саксония. Д diam. 3 мм. Главные первичные минералы — лабрадор и диаллаг. Зерна последнего окружены келифитовыми каемками тремолита. Остальная часть поля зрения занята серпентином и тальком.

б — габбро, кольцевая дайка Глен-Мор, остров Малл, Шотландия. Д diam. 3 мм. Преобладают офитовые срастания лабрадора и авгита. Акцессорные представлены серпентинизированным оливином, иголочками апатита, чешуйками биотита, образующими оторочки вокруг пластинок ильменита. Вверху слева — микрографические срастания кварца и калишпата.

в — троктолит, Фольперсдорф, Саксония. Д diam. 6 мм. Существенно оливин-лабрадоровая порода. Оливин почти полностью превращен в серпентин, и окружающие его зерна полевого шпата пересекаются трещинками, обусловленными увеличением объема при серпентинизации оливина. Акцессорный авгит частично включен в полевой шпат, а также образует каемки вокруг оливина.

вследствие осаждения (своего рода «седиментации») на подошве магматической камеры. Интерстиции в этом агрегате (*кумулусе*) заполнены расплавом, который в одних случаях изолирован, а в других — может участвовать в диффузионном обмене веществом с располагающейся выше магмой. На второй стадии происходит кристаллизация интерстиционного расплава с образованием *интеркумулуса* окончательно консолидированной породы. Зерна оливина, пойкилитически включенные в крупные кристаллы плагиоклаза или пироксена, представляют собой однофазную кумулусную фракцию, а включающие их кристаллы — соответственно интеркумулусную. Аналогичным образом в породах с преимущественно плагиоклазовым кумулусом интерстиции выполняются скелетными кристаллами оливина и авгита, совместно образующими интеркумулус. Если кумулус состоит из нескольких фаз, отдельные зерна в нем могут просто укрупняться, дорастая за счет интерстиционного расплава вплоть до полного его исчезновения. В таких случаях образуются породы с аллотриоморфнозернистой структурой. Если же между кристаллами кумулуса и интерстиционной жидкостью в процессе аккреции зерен не достигается равновесия, это вы-

ражается в зональности кристаллов конечного продукта. Ядра битовнита в кристаллах плагиоклаза окружаются каемками лабрадора, а вокруг кристаллов магнезиального оливина и гиперстена возникают более железистые оторочки.

С падением температуры и уменьшением давления типичная базитовая плутоническая минеральная ассоциация (лабрадор — оливин — пироксен) становится неустойчивой, особенно в присутствии межзернового водного флюида. Если охлаждение и снятие нагрузки происходит достаточно медленно, смежные зерна различных фаз могут в благоприятных условиях реагировать друг с другом с образованием келифитовых каемок (корон) вдоль границ (рис. 2-8, б, в; 3-6, а). Вокруг зерен оливина возникают концентрические и обычно волокнистые короны, сложенные пироксеном, шпинелью, гранатом, актинолитом, антофиллитом и куммингтонитом. Все эти минералы обычно образуются при метаморфизме. Реакционный процесс, как правило, начинается с образования пироксена или амфибола вокруг кристаллов оливина. Если при этом возникает и вторая оторочка, то она состоит из амфибола и шпинели. В тех же случаях, когда присутствует еще и гранат, он локализуется в наиболее внешней части короны, прилегающей к плагиоклазу. Присутствие в коронах в качестве новообразованной фазы амфибола свидетельствует об участии в этом реакционном процессе воды. Проявления начальной гидратации выражаются также в частичном замещении оливина (реже магнезиального ортопироксена) минералами группы серпентина (рис. 3-6, в) с тонкими включениями магнетита¹.

Номенклатура

В течение длительного времени основные плутонические породы идентифицируются на основании комбинаций четырех главных минеральных фаз.

Габбро: плагиоклаз + диопсидовый авгит; отдельные разновидности выделяются по наличию заметных количеств оливина или роговой обманки.

Нориты: плагиоклаз + гиперстен, обычно с подчиненным авгитом; в некоторых случаях присутствует оливин.

Троктолиты: преобладающий плагиоклаз + оливин.

Анортозиты: плагиоклаз — единственный или резко преобладающий порообразующий минерал; обычно незначительные количества гиперстена или авгита.

Магнезиальные и кальций-магнезиальные пироксениты: магнезиальный ортопироксен или диопсидовый клинопироксен —

¹ Более детально процесс серпентинизации рассматривается на с. 258—259.

основные или единственные компоненты. Английские петрологи ввели дополнительные специальные термины для обозначения габбро и норитов с большим количеством кальциевого плагиоклаза (битовнита или анортита)*.

Вариации минерального состава в расслоенных основных интрузивах

Судя по наблюдениям в штуфах и обнажениях, природа последовательно сменяющих друг друга типов пород, а следовательно, и характер петрографических вариаций в вертикальном разрезе крупных расслоенных базитовых плутонов, определяется двумя одновременно действующими факторами: общим трендом химической эволюции фракционирующейся магмы и процессом осаждения и сортировки кристаллов по мере наращивания консолидированной подошвы камеры за счет сохраняющейся жидкой фракции. Первый из этих факторов определяет состав минеральных фаз, выделяющихся из магмы на любой стадии и в общем отвечающих единому тренду. Второй фактор, наоборот, в значительной мере изменяется в зависимости от локальных условий охлаждения и конвекции, что отражается на индивидуальных особенностях петрографической последовательности пород в отдельных плутонах.

Наиболее ярко проявляется прогрессивное увеличение снизу вверх отношений FeO/MgO и $\text{Na}_2\text{O/CaO}$. Вертикальный интервал разреза от основания до кровли расслоенных плутонов обычно превышает 5000 м. В пределах этого интервала кристаллические фазы мафических минералов приобретают последовательно более железистый состав, а в плагиоклазах увеличивается содержание натрия. Эти соотношения отражают соответствие между постепенными изменениями активностей главных химических компонентов (SiO_2 , FeO и т. д.) в фракционирующейся магме и составом кристаллизующихся твердых фаз. Выделяющийся на ранней стадии магнезиальный оливин продолжает кристаллизоваться в течение длительного периода формирования многих сотен или даже тысяч метров вертикального разреза расслоенных интрузивов. При этом состав оливина становится все более железистым ($\text{Fo}_{80} \rightarrow \text{Fo}_{50}$). После этого кристаллизация оливина прекращается, и он вновь появляется лишь в самой верхней части разреза, но уже в виде сильно железистой разновидности состава $\sim \text{Fo}_{40}$. С этого момента его состав изменяется до почти чистого фаялита (Fo_5) у самой кровли. Ортопироксен типичен для нижних и средних частей разреза плутонов.

* *Алливалит* — битовнитовый или анортитовый троктолит. *Эвкрит* — норитовое габбро с битовнитом. Последний термин неудачно заимствован из давно устоявшейся терминологии, относящейся к каменным метеоритам.

Вскоре к нему присоединяется диопсидовый клинопироксен, который в некоторых случаях также начинает выделяться раньше ортопироксена. В значительной части разреза интрузивов две пироксеновые фазы кристаллизуются совместно; при этом последовательно возрастает их железистость. В некоторый момент кристаллизация ортопироксена прекращается и в породах присутствует только клинопироксен, представленный ферроавгитом. В прикровельных частях интрузивов он ассоциируется с обогащенным железом оливином. Охарактеризованные вариации химизма проявляются в минеральном составе настолько постепенно, что в отдельных образцах или обнажениях они неразличимы. Поэтому их называют *скрытой расслоенностью*. Их природа обнаруживается лишь при детальном систематическом изучении петрографических и химических особенностей серий образцов, отобранных на значительных вертикальных интервалах разреза, обычно в тысячи метров.

Процесс сортировки и осаждения кристаллов, недостаточно понятный в некоторых аспектах, тем не менее несомненно определяет частные хорошо различимые макроскопически особенности расслоенности. Они проявляются в последовательности различных типов пород, которые легко отображаются на детальном картах и различимы в пределах отдельных обнажений или даже в крупных штуфах. На любом уровне рассматриваемых плутонов может наблюдаться хорошо выраженная *ритмическая расслоенность* такого рода. Она обусловлена закономерным распределением отдельных минералов в чередующихся полосах с внутренней градационной слоистостью, обусловленной процессом сортировки кристаллов. При этом в комплементарных соотношениях находятся пироксен или окислы железа по отношению к оливину и плагиоклазу по отношению к мафическим фазам. В некоторых интрузивах возникают слои почти чисто плагиоклазовой породы — анортозита мощностью 100 м и более. Подобное происхождение имеют слои почти чистого хромита или сульфидов металлов, располагающиеся вблизи основания некоторых плутонов.

Наиболее крупномасштабная вертикальная зональность с мощностью отдельных единиц до 1000 м или более отчасти или целиком сходна во многих плутонах. Такая зональность — конечное выражение общего тренда вариаций химизма. Последовательность зон, пронумерованных от основания к кровле, следующая:

5. Ферроднориты и феррогранофиры.
4. Феррогаббро.
3. Нормальные габбро или нориты.
2. Оливиновые габбро.
1. Пироксениты и перидотиты.

Здесь мы рассмотрим лишь вертикальный интервал от зоны 1 («частично») до зоны 4, отметив, что ритмическая расслоенность в отдельных зонах характеризуется специфическими особенностями в каждом отдельном плутоне.

Экспериментально изученные фазовые равновесия свидетельствуют о возможности проявления нескольких альтернативных последовательностей в порядке кристаллизации главных фаз. Упомянем некоторые из них, зафиксированные вариациями состава в пределах общей вертикальной (снизу вверх) последовательности, наблюдающимися в разных расслоенных базитовых плутонах (нормативные параметры относятся здесь к исходным магмам):

При больших величинах отношений нормативных компонентов hy/di и hy/ol : оливин, бронзит (за счет оливина), гиперстен + плагиоклаз.

При больших значениях нормативных an и di : оливин, плагиоклаз + оливин, плагиоклаз + оливин + авгит (\pm гиперстен¹).

При пониженном содержании SiO_2 и большой величине нормативного отношения ol/an : оливин, оливин + шпинель, оливин + плагиоклаз, оливин + плагиоклаз + диопсид, плагиоклаз + диопсид + гиперстен¹ (с исчезновением оливина).

Петрографическая характеристика разновидностей

Габбро и нориты. Габбро и нориты обычно лишены фенокристаллов и, за исключением офитовых и пойкилитовых пород, обладают средне- и крупнозернистым сложением с гипидиоморфнозернистой или аллотриоморфнозернистой структурой. В расслоенных интрузивах заметна тенденция к первичной сегрегации с образованием перемежающихся полевошпатовых и мафических полос. Эта текстурная особенность обусловлена сортировкой кристаллов в процессе их аккумуляции на дне магматической камеры. В других случаях может проявляться вторичная листоватость, обусловленная внутренней деформацией после консолидации пород. В таких породах полевой шпат может гранулироваться с образованием агрегата зерен диаметром менее 1 мм. Одновременно большая часть пироксена замещается волокнистым бледно-зеленым амфиболом (уралитом).

В *нормальных габбро*, наиболее типичных представителей семейства габбро, главные минералы, присутствующие примерно в одинаковых количествах, — плагиоклаз и авгит. Обычно эти два минерала слагают мозаику в равной степени ксеноморфных зерен одинаковых размеров (рис. 3-6, а), реже между ними об-

¹ Или, если содержания $FeSiO_3$ более ~ 35 мол. %, пижонит, в процессе охлаждения превратившийся в гиперстен.

наруживаются офитовые соотношения (рис. 3-6, б). Плаггиоклаз чаще всего представлен лабрадором или битовнитом. В нем проявляется двойникование по альбитовому и периклиновому законам. Зональность обычно отсутствует или, что особенно характерно для кумулятов, бывает простой нормальной. Во многих габбро кристаллы полевого шпата водяно-прозрачные, в других случаях они содержат многочисленные мельчайшие включения рутила, ильменита, гематита, амфибола или пироксена. Наконец, иногда они повсеместно изменены (дейтерически или в результате начального метаморфизма) и превращены в массы «соссурита» (белые и непрозрачные в штуфах), представляющие собой тонкозернистые агрегаты клиноцоизита, цоизита или эпидота, с которыми ассоциируются альбит, кварц, а иногда также кальцит, хлорит или даже известковый гранат. В некоторых породах зерна плаггиоклаза окружены узкими каемками ортоклаза или микроклина. Чаще, однако, незначительные количества этих щелочных полевых шпатов образуют в интерстициях микрографические срастания с кварцем. В преобладающем мафическом минерале — авгите (или диаллаге) обычно присутствуют тонкие пластинчатые вроски распада твердого раствора, ориентированные по $\{100\}$ и представленные магнизиальным пироксеном. Кристаллы пироксена иногда окаймлены позднемагматической роговой обманкой или частично замещены волокнистым амфиболом (уралитом) дейтерического происхождения. В реакционных каемках вокруг зерен окислов железа может появляться темно-бурый биотит. В качестве акцессорных минералов встречаются рутил, апатит, пироп, циркон, а также зеленая шпинель, бурый пикотит или хромит.

Содержание биотита в габбро никогда не бывает сколь угодно значительным. В некоторых породах, однако, оно достигает 5—10%, при этом присутствует много титанистого или немного натрового авгита, а в некоторых случаях — небольшое количество калишпата, что указывает на тесное химическое родство со щелочными оливиновыми базальтами. Эта разновидность габбро представлена в древних эродированных штоках вулканических центров пермской щелочной провинции, приуроченной к грабену Осло в Норвегии. Цветовой индекс этих пород колеблется от 30 до 66, а главные минералы представлены фиолетовым или зеленоватым авгитом и андезин-лабрадором. Незменно присутствует биотит, а также почти всегда — небольшие количества оливина. В более лейкократовых разновидностях обычно появляется калишпат (5—15%)¹. Незменно присутст-

¹ Эта порода — переходная к фельдшпатовым габбро, которые называются *эссекситами* (см. с. 222). Так они были названы одним из первых норвежских петрологов Брёгерром, и по сей день в норвежской литературе к ним применяют термин свободного пользования *ослоэссекситы*.

вующие аксессуарии — железотитановые окислы и апатит. В большинстве случаев содержание SiO_2 колеблется от 45 до 48%, в норме присутствуют *pe* (2—3) и *ol* (5—10).

Главный мафический минерал в *роговообманковых габбро* — бурая или зеленовато-бурая роговая обманка, а плагиоклаз в них обычно более основной, чем An_{50} . Некоторые из пород этого типа необычно мафитовые (цветовой индекс больше 60). По сравнению с нормальными габбро в этих породах присутствует больше кварца, щелочного полевого шпата и биотита и, наоборот, гораздо меньше оливина. Приведем лишь два примера их проявления. В роговообманковом габбро комплекса Сан-Маркос в южной части Калифорнии анортит составляет до $\frac{2}{3}$ объема, а роговая обманка — $\frac{1}{4}$, другие их компоненты — пироксен, апатит и окислы железа. Габбро массива Гилфорд в Нью-Гэмпшире имеют несколько иной состав. Лабрадор составляет до половины объема породы, роговая обманка и биотит — примерно по $\frac{1}{5}$, тогда как остальную долю составляют магнетит и другие аксессуарные минералы. В обоих этих примерах, как и в большинстве роговообманковых габбро вообще, крупные пластинчатые кристаллы роговой обманки включают другие минералы с офитовыми или пойкилитовыми взаимоотношениями.

У большинства *норитов* структура аллотриоморфнозернистая (рис. 3-7, в), но иногда они обладают гипидноморфнозернистым сложением. Как и в нормальных габбро, типичный полевой шпат представлен лабрадором или битовнитом, в некоторых же случаях, особенно в кумулятах, присутствуют нормально зональные кристаллы с ядрами анортита и внешними каемками андезинового состава. Из числа мафических минералов преобладают бронзит или гиперстен. Для гиперстенов характерен значительно более интенсивный плеохроизм по сравнению с наблюдающимся у ортопироксенов такого же состава в вулканических породах. Этот эффект обусловлен кристаллизацией при меньших температурах в плутонической обстановке¹. Все ортопироксены норитов содержат пластинчатые вроски распада твердого раствора, представленные клинопироксеном и ориентированные параллельно $\{100\}$. Однако в обогащенных железом гиперстенах ($c \text{Fs} > 30$) возникают также пластинчатые вроски распада, ориентированные под углом около 74° к $\{100\}$ в зоне $[010]$, которые свидетельствуют о том, что в данном случае ги-

¹ Еще более интенсивную окраску могут иметь гиперстены в метаморфических породах. Розовые кристаллы с косым погасанием по отношению к спайности или к ориентировке пластинчатых вросков иногда ошибочно определяют как клиногиперстен. На стереографической проекции сечения ($-2V 75^\circ$), перпендикулярного к плоскости спайности (110) и наклоненного под углом $\sim 45^\circ$ к (110) , невидимой в данном случае, обнаруживается, что n'_g наклонена под углом 25° к видимому следу (110) . В разрезах, ориентированных под углом 60° к пластинкам $\{100\}$, т. е. под углом 30° к n_p , погасание $\{100\}$ с n'_g составляет почти 10° .

перстен возник в результате инверсии первичного пижонита. Отсюда следует вывод, что более магнезиальные пироксены (бронзиты) устойчивы в ромбической форме, начиная от температуры ликвидуса. Во многих норитах магнезиальный диопсидовый авгит сопровождается ортопироксен. Эти два минерала, видимо, кристаллизуются одновременно, демонстрируя широкий разрыв смесимости в серии пироксенов при температурах плутонического ликвидуса. Акцессорные минералы в норитах в основном те же, что и в габбро. Однако в норитах, приуроченных к краевым зонам базитовых плутонов, внедрившихся в метапелитовые породы, например близ Хантли и в других участках Абердина, Шотландия, кроме того, появляются значительные количества глиноземистых минералов — кордиерита, граната, шпинели и силлиманита. Эти минералы образуются в результате реакции между основной магмой и вмещающими породами. Экспериментально показано, что такого рода реакции ассимиляции способствуют кристаллизации гиперстена, а не авгита. Поэтому в краевых частях плутонов габбро возникают зоны норита.

Авгит и гиперстен весьма часто присутствуют в примерно равных количествах в насыщенных кремнеземом основных плутонических породах, которые можно было бы в равной мере называть как «норитовыми габбро», так и «габбровыми норитами». Так, средний минеральный состав нижней зоны габбро Стиллаутерского комплекса, Монтана (зона 3 общей последовательности, с. 133), следующий: плагиоклаз Ap_{79} 60%, авгит $(Ca_{0,82}Mg_{0,96}Fe_{0,22})Si_2O_6$ 23%, гиперстен Ep_{77} 17% [15]. В небольшом расслоенном базитовом плутоне Блафф в крайней южной части Новой Зеландии широко представлены *роговообманковые нориты*. В типичный модальный состав этой породы входят лабрадор Ap_{65} 65%, гиперстен Fs_{50} 20%, зеленая роговая обманка 12%, а также акцессорные окислы и апатит. Роговая обманка развита в оторочках пироксена и образует самостоятельные призматические кристаллы. Могут присутствовать небольшие количества биотита и кварца, а изредка также эпидот и зеленая шпинель. Каемки роговой обманки, вероятно, имеют дейтерическое происхождение, тогда как призматические кристаллы, возможно, представляют собой позднемагматическую фазу. В некоторых других роговообманковых норитах, локализующихся в метаморфических комплексах, например в комплексе Кортленд, штат Нью-Йорк, амфибол, скорее всего, имеет метаморфическое, а не дейтерическое происхождение.

Рассмотрим в качестве примера кварцсодержащих основных плутонических пород нориты и габбро интрузива Садберн, провинция Онтарио (рис. 3-7, в). На нижних уровнях этого плутона норит содержит плагиоклаз, ядра которого представлены Ap_{50} , а тонкие чистые каемки — кальциевым андезином. В числе мафических минералов в порядке уменьшения количества присут-

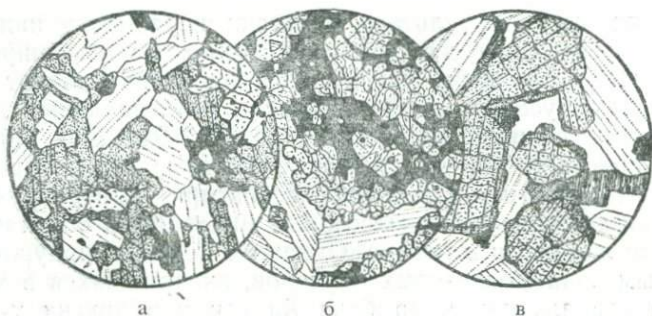


Рис. 3-7. Нориты и феррогаббро.

а — оливиновый норит, Абердин, Шотландия. Дdiam. 3 мм. Весь гиперстен в поле зрения принадлежит одному индивиду. Он включает зерна оливина и образует офитовые сростания с кальциевым лабрадором. Акцессорные минералы — окислы железа и биотит.

б — феррогаббро, Айрон-Майн-Хилл, Род-Айленд. Состоит из лабрадора, железистого оливина и непрозрачных окислов с тонкими включениями зеленой шпинели. Непрозрачные окислы представлены сростками распада магнетита и ильменита.

в — кварцевый норит, Садбери, Онтарио. Дdiam. 3 мм. Вокруг крупных кристаллов гиперстена наблюдаются реакционные каемки зеленой роговой обманки и бурого биотита. Биотит также окаймляет зерна акцессорных окислов железа. Остальная часть породы сложена гипидноморфными лейстами лабрадора и ксеноморфным кварцем. В других образцах этой породы вокруг зерен роговой обманки образуются оторочки голубовато-зеленого арфведсонита.

ствуют орто- и клинопироксены, амфибол и биотит. Кварц выделяется в интерстициях, замещая края кристаллов плагиоклаза и образуя при этом графические сростки. Он также образует относительно крупные выделения, включающие полевые шпаты. В несколько более основных разновидностях норита главный минерал — плагиоклаз An_{55} с тончайшими пылевидными бурыми включениями. Менее распространены клинопироксен и короткопризматические идиоморфные зерна ортопироксена, в которых иногда присутствуют пластинчатые вроски клинопироксена. Обычны реакционные каемки зеленоватой роговой обманки, иногда в свою очередь отороченные голубовато-зеленым несколько более натровым амфиболом. Биотит встречается как поздний реакционный минерал, особенно вокруг выделений окислов железа. В интерстициях присутствует немного кварца. Вверх по разрезу интрузива содержание кварца возрастает и порода по составу приближается к габбро, поскольку весь пироксен представлен моноклинной разновидностью. В некоторых других кварцевых норитах кварц образует микропегматитовые сростания с ортоклазом.

Все рассмотренные разновидности габбро и норитов имеют грубозернистые пегматитовые разновидности. Большинство пег-

матитовых габброидов содержат много железотитановых оксидов; они также обогащены апатитом, а плагиоклаз в них имеет более натровый состав.

В оливиновых габбро и норитах, которые преобладают в нижних и средних частях многих плутонов (зона 2, с. 133), оливин играет довольно важную роль, хотя и не преобладает над другими минералами. В направлении к основанию плутона его состав становится резко магнезиальным (Fo_{90} — Fo_{85} ; $-2V$ 90 — 85°). Вверх по разрезу возрастает содержание железа, и в кровле зоны оливиновых габбро оливин по составу может отвечать Fo_{65} — Fo_{55} ($-2V$ 75 — 70°); одновременно изменяется состав плагиоклаза от $\sim \text{An}_{85}$ до An_{60} или An_{50} . Аналогичным образом состав ортопироксена изменяется от бронзита в основании зоны до гиперстена (претерпевшего инверсию пижонита $\text{Ep}_{<65}$) на верхних уровнях. Наконец, и клиногиперстен (диопсидовый авгит) с приближением к верхней части зоны оливинового габбро последовательно обогащается железом. Типичное *оливиновое габбро* из массива Пиджен-Пойнт, Миннесота, имеет следующий состав (в %): лейсты лабрадора 60, авгит 27, оливин 10 и апатит + железотитановые окислы 3. Гипидиоморфнозернистый оливин образует пойкилитовые включения в более крупных зернах авгита, которые в свою очередь иногда обрастают роговой обманкой. На самых нижних вскрытых эрозией уровнях Скергаардского интрузива (зона 2 общей последовательности) наиболее распространены оливиновые габбро типичного минерального состава. Лабрадор An_{55} и менее обильный оливин Fo_{65-55} , совместно составляющие фракцию кумулула, пойкилитически включаются авгитом ($\text{Ca}_{0,76}\text{Mg}_{0,82}\text{Fe}_{0,42}$) Si_2O_6 . Отмечается также небольшое количество непрозрачных окислов и апатита.

Расслоенный комплекс ультраосновных и основных пород на острове Рам (Гебридская провинция) сильно эродирован и представлен в настоящее время остатками базальных горизонтов. Здесь развита последовательность ритмически полосчатых слоев мощностью от 15 до 150 м. В каждом из этих слоев снизу вверх происходит постепенное изменение состава от перидотитов через оливиновое габбро до троктолитов. Типичное оливиновое габбро из середины такого слоя состоит из 65% сильно известковистого плагиоклаза An_{85} , 20% диопсидового авгита ($\text{Ca}_{0,88}\text{Mg}_{0,98}\text{Fe}_{0,14}$) Si_2O_6 , 15% оливина Fo_{85} и аксессуарной хромовой шпинели.

Оливиновые нориты на нижних уровнях базитовых плутонов встречаются реже, чем оливиновые габбро. На рис. 3-7, а приведена микроразрисовка такой породы из окрестностей Абердина, Шотландия. Крупные зерна бронзита Ep_{80} в этой породе включают идиоморфные кристаллы битовнита An_{75} и оливина Fo_{80} . Кроме того, присутствуют интерстиционный авгит

$(\text{Ca}_{0,84}\text{Mg}_{1,0}\text{Fe}_{0,16})\text{Si}_2\text{O}_6$, а также аксессуарные биотит и апатит. Более широко развиты оливиновые габбронориты, в которых гиперстен присутствует в подчиненном количестве по сравнению с клинопироксеном. Выделяются две разновидности таких пород. Непосредственно выше базальной ультрамафической зоны в некоторых интрузивах, например в сильно эродированном массиве Куиллин на острове Скай в Гебридской провинции, присутствуют оливиновые габбро и габбронориты («эвкриты»), в которых резко кальциевый плагиоклаз An_{80} — An_{70} сопровождается магниальным оливином Fo_{80} — Fo_{70} , авгитом и иногда бронзитом или гиперстеном. Значительно выше в общей зональной последовательности (верхняя часть зоны 2) и непосредственно ниже уровня, на котором оливин исчезает, залегают оливиновые габбронориты с гораздо большим содержанием железа. В образце такой породы из Скергаардского интрузива присутствуют лабрадор An_{55} , авгит $(\text{Ca}_{0,76}\text{Mg}_{0,82}\text{Fe}_{0,42})\text{Si}_2\text{O}_6$, претерпевший инверсию пижонит $\text{En}_{\sim 65}$ и оливин Fo_{55} .

Для самых верхних зон Скергаардского, Бушвелдского и некоторых других базитовых плутонов типичны *оливиновые феррогаббро*. Средний состав этой породы в образце, взятом примерно в 1000 м ниже кровли Скергаардского интрузива, следующий (в %): андезин An_{45} 56, авгит $(\text{Ca}_{0,70}\text{Mg}_{0,74}\text{Fe}_{0,56})\text{Si}_2\text{O}_6$ 20, оливин Fo_{39} 16, железотитановые окислы 7, претерпевший инверсию пижонит $\text{En}_{\sim 54}$, апатит и кварц суммарно 1. Выше этих пород в разрезе залегает гортонолитовое феррогаббро состава (в %): андезин An_{38} 45, ферроавгит $(\text{Ca}_{0,8}\text{Mg}_{0,42}\text{Fe}_{0,78})\text{Si}_2\text{O}_6$ 28, оливин (гортонолит) Fo_{20} 17, железотитановые окислы 6,5, апатит 2,5 и небольшие количества интерстиционного микропегматита. В самых верхних частях разреза Скергаардского плутона присутствуют кварцсодержащие фаялитовые ферродiorиты следующего состава (в %): андезин An_{30} 24, ферроавгит $(\text{Ca}_{0,86}\text{Mg}_0\text{Fe}_{1,14})\text{Si}_2\text{O}_6$ 37, фаялит Fo_{0-4} 21, непрозрачные окислы 9, кварц 6, апатит 3. Плагиоклаз обрастает пертитом, а кварц преимущественно образует сростания с авгитом или щелочным полевым шпатом (микропегматит). Охарактеризованные андезинсодержащие породы в связи с их высоким цветовым индексом и основным составом ($\text{SiO}_2 \sim 45\%$) следует скорее классифицировать как габбро, а не как диориты. Отметим, что эти породы отвечают наиболее поздним стадиям фракционной кристаллизации остаточных жидкостей, в которых концентрация (и активность) P_2O_5 возростала до точки, когда апатит начинал свободно осаждаться.

Троктолиты. Это основные, в некоторых случаях почти ультраосновные породы, почти полностью сложенные практически кальциевым плагиоклазом и в меньшей мере оливином. Они

¹ Гортонолитом называют оливины состава от Fo_{50} до Fo_{10} .

установлены на самых нижних уровнях некоторых расслоенных базитовых плутонов, например на островах Скай (комплекс Куиллин) и Рам в Гебридской магматической провинции Шотландии. Это плагиоклаз-оливиновые кумуляты, в некоторых случаях, например на острове Рам, состоящие из ритмически перемежающихся сегрегационных слоев полевого шпата и перидотита (дунита) и приуроченные к базальной зоне интрузивов общего ультраосновного состава. Эти образования отвечают тренду кристаллизации высокоглиноземистой оливин-толеитовой магмы, когда первой присоединяющейся к оливину силикатной фазой является кальциевый плагиоклаз.

Троктолиты* острова Рам, приуроченные к верхнему уровню каждой ритмической единицы, на 84% сложены плагиоклазом An_{85} , на 15—16% оливином Fo_{86} и на 0,5% хромовой шпинелью. Плагиоклаз образует гипидиоморфные таблички, уплощенные по {010} с тенденцией к субпараллельному расположению. Очень близкие породы присутствуют в комплексе Куиллин на острове Скай, в них лишь появляется небольшое количество диопсидового авгита в качестве дополнительной фазы кумулуса. В других случаях троктолиты имеют равномернозернистое сложение, причем кристаллы обеих главных фаз имеют равную степень идиоморфизма (рис. 3-6, в). Иначе выглядит структура троктолитов, залегающих в основании анортозитовой зоны (см. ниже) комплекса Стиллоутер. Эти породы состоят из 65% битовнита An_{80} и 35% оливина Fo_{80} . Оливин представлен изолированными крупными зернами диаметром от 5 до 15 мм, заключенными в гипидиоморфном агрегате кристаллов плагиоклаза гораздо меньших размеров. Некоторые из зерен плагиоклаза относительно идиоморфны и вдаются во внешние зоны кристаллов оливина. В этом случае, вероятно, лишь ядра оливина относятся к фракции кумулуса.

В троктолитах обычно имеются признаки послеконсолидационных реакций с участием оливина. Медленное охлаждение в почти сухой среде создает возможность образования вокруг зерен оливина келифитовых реакционных каемок, или корон, сложенных ортопироксеном и шпинелью, к которым иногда присоединяется волокнистый амфибол. Почти всегда также происходит частичное замещение зерен оливина серпентином, зеленоватым или буроватым в шлифе. Последний процесс сопровождается привносом не только воды, но и SiO_2 (или, наоборот, выносом MgO посредством диффузии). Процесс серпентинизации троктолитов вследствие привноса воды и SiO_2 сопровождается значительным увеличением объема. Поэтому серпентин не только частично замещает зерна оливина, но и выполняет также

* Эту разновидность троктолитов с плагиоклазом битовнитового состава иногда называют *алливалитом*.

трещинки, возникшие при этом в окружающих зернах плагиоклаза (рис. 3-6, в). В штуфах темные пятна серпентинизированного оливина резко выделяются на фоне включающего их светлого плагиоклаза. Этот характерный пятнистый облик обусловил немецкое название породы *фореллентейн* (дословно «форелевый камень»).

Анортозиты. Анортозиты — плутонические породы, сложенные преимущественно или исключительно плагиоклазом одинакового состава. В целом в различных массивах состав плагиоклаза анортозитов колеблется от Ap_{35} до Ap_{80} . С точки зрения содержания кремнезема битовнитовые и лабрадорные анортозиты относятся к основным, а андезиновые анортозиты — к средним породам. Поскольку, однако, все они тесно ассоциируются с габброидами и даже с ультрамафическими породами, хотя часто в виде небольших проявлений, а также в связи с отсутствием резких границ между относительно натровыми и кальциевыми представителями, все анортозиты удобно рассматривать в качестве единой группы.

Анортозиты встречаются в виде слоев кумулятов мощностью от нескольких сантиметров до нескольких сотен метров на различных горизонтах расслоенных базитовых плутонов. Однако наиболее крупные их проявления представлены самостоятельными интрузивами очень больших размеров, с площадью поверхностных выходов от 1000 до 20 000 кв. км. Эти массивы приурочены к докембрийским, особенно среднепротерозойским, толщам. В анортозитовых массивах этого типа сопровождающие их анортозитовые габбро играют лишь незначительную роль. Классическими примерами таких анортозитовых тел могут служить известные массивы в южной части Норвегии, западной Гренландии, провинции Гренвилл в пределах Квебека и Лабрадора и у южного окончания этой провинции в пределах гор Адирондак, штат Нью-Йорк. Иногда эти породы называют анортозитами адирондакского типа. В расслоенных базитовых плутонах анортозиты образуют сегрегационные полосы в мафических породах во всех частях разрезов. Наиболее развиты они в анортозитовой зоне мощностью 2000 м комплекса Стиллиуотер в Монтане. Здесь три изолированных анортозитовых тела, каждое мощностью около 400 м, разделяются слоями норитов сопоставимой мощности.

Анортозиты расслоенных базитовых плутонов (стиллиуотерского типа) сложены преимущественно битовнитом или лабрадором в зависимости от уровня в разрезе массива, к которому они приурочены. Анортозиты адирондакского типа обычно сложены андезином. Однако из этого общего правила имеются исключения. Так, типичный анортозит из нижнего слоя анортозитовой зоны Стиллиуотерского комплекса имеет следующий модалный состав: плагиоклаз Ap_{79} 90%, а ортопироксен (претер-

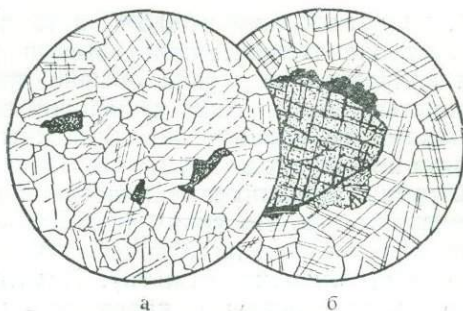


Рис. 3-8. Анортозит адирондакского типа.

а — анортозит, округ Фронтена, Квебек. Дdiam. 1 см. Аллотриоморфно-зернистые сростания лабрадора и акцессорной зеленой роговой обманки.

б — андезиновый анортозит из того же района. Дdiam. 1 см. Ксеноморфные зерна кальциевого андезина включают крупный кристалл корунда с оторочкой, сложенной окислами железа, зеленой шпинелью, тальком и клиноцоизитом.

пеший инверсию пижонит) En_{60} и диопсидовый авгит $(Ca_{0,8}Mg_{0,8}Fe_{0,4})Si_2O_6$ — по 5%. Оба пироксена образуют скелетные кристаллы, находящиеся в офитовых соотношениях со смежными зернами плагиоклаза. Анортозиты ритмически полосчатой «критической зоны» Бушвелдского комплекса в основном сложены битовнитом An_{76} — An_{78} , зерна которого частично окружаются скелетными кристаллами бронзита En_{75} — En_{85} . Плагиоклаз тонких анортозитовых полос в нижней зоне оливиновых габбро Скергаардского интрузива представлен лабрадором An_{60} — An_{53} .

Крупные анортозитовые массивы адирондакского типа представляют собой мощные линзовидные или пластообразные тела, центральные части которых сложены существенно плагиоклазовыми породами с содержанием мафических минералов не более 5% (ср. рис. 3-8, *а*). Лишь в краевых зонах присутствуют анортозитовые габбро с содержанием пироксена 10—30%. Плагиоклаз обычно представлен андезином An_{45} — An_{40} . Главные мафические минералы — слегка буроватый авгит и гиперстен. Иногда появляются небольшие количества роговой обманки или биотита, окружающие кристаллы пироксенов в виде реакционных каемок. Обычные акцессорные минералы — шпинель, ильменит, магнетит, рутил, а также сульфиды железа и меди. Изредка встречаются глиноземистые минералы — корунд (рис. 3-8, *б*) или кианит; по крайней мере в некоторых случаях они образуются при наложенном метаморфизме. Средний модальный состав, тщательно подсчитанный Баддингтоном для анортозитов Адирондак, содержащих 53—55% SiO_2 , следующий (в %): кальциевый андезин An_{50} — An_{40} 94, авгит 2,5, гиперстен 0—2, рого-

вая обманка 1, магнетит-ильменит 0,5%, а также аксессуарный апатит и изредка незначительные количества кварца.

Анортозиты адирондакского типа обычно представляют собой крупнозернистые аллотриоморфнозернистые породы с заметными признаками деформации, приобретенными либо в процессе внедрения в почти твердом состоянии, либо позднее после завершения интрузии. Двойниковые пластинки в крупных зернах несколько искривлены. По краям таких зерен наблюдается волнистое погасание, свидетельствующее о краевой «грануляции» (или перекристаллизации отжига). Некоторые зерна настолько сильно гранулированы с краев, что превратились в округлые реликты. Иногда анортозиты пересечены неправильными жилками минералов без признаков деформации. Все эти минералы, очевидно, имеют метаморфическое происхождение. Среди них наиболее обычны кварц, микроклин, натровый плагиоклаз, гранат и другие. Наконец, следует отметить, что даже в грубозернистых анортозитах адирондакского типа интерстиционный пироксен обычно находится в офитовых взаимоотношениях с плагиоклазом. Так, в анортозитах массива Сан-Габриель в южной Калифорнии отдельные скелетные кристаллы гиперстена можно проследить в обнажениях на расстоянии до 50 см (практически их можно картировать!).

Магнезиальные и известково-магнезиальные пироксениты. Это крупнозернистые ультраосновные породы, сложенные исключительно или преимущественно пироксенами. Обычно в них преобладает какой-либо один из пироксенов. В связи с легкой диагностикой под микроскопом эти породы четко подразделяются на *ортопироксениты* и *клинопироксениты*. При этом, конечно, между ними существуют переходные породы двухфазового состава. Содержание кремнезема в каждом типе пироксенитов значительно варьирует. Ортопироксениты частично относятся к основным, а частично к средним породам, и содержание SiO_2 в них колеблется преимущественно в пределах 47—55%. Клинопироксениты по составу (SiO_2 42—50%) относятся к основным и ультраосновным породам. Эти различия в химизме создают сложности при систематическом описании этих пород. Вопрос еще осложняется тенденцией, проявленной у отдельных видов пироксенитов, ассоциироваться с одной или несколькими четко выделяющимися группами ультраосновных или основных плутонических пород. Эта важная особенность легко выявляется при подразделении пироксенитов на три группы по химизму, а не по кристаллографическим признакам.

1. Магнезиальные: ортопироксениты, основные — средние породы.

2. Известково-магнезиальные: диопсидовые клинопироксениты, основные породы.

3. Щелочные: клинопироксениты, преимущественно перщелоч-

ные, в которых пироксены представлены титанистым авгитом и эгирин-авгитом порознь или совместно; ультраосновные породы.

В этой главе рассматриваются лишь группы 1 и 2 приведенного выше перечня. Щелочные пироксениты обсуждаются в гл. 6 вместе с ультраосновными фельдшпатоидными породами.

Наиболее широким распространением в этой группе пород пользуются магнезиальные *бронзитовые пироксениты*, образующие массивные слои кумулятов на нижних уровнях расслоенных базитовых плутонов (с. 133). Они представляют собой крупнозернистые агрегаты слабо идиоморфных или ксеноморфных кристаллов бронзита, в которых обычно присутствуют пластинчатые вроски распада твердого раствора, ориентированные по {100} и по составу отвечающие диопсиду. В участках, где присутствуют другие минералы (оливин, хромит, магнетит, диопсидовый авгит или кальциевый плагиоклаз), их зерна, как правило, образуют пойкилитовые вроски в крупных выделениях бронзита, который, следовательно, играет роль интеркумулусной фазы. Относительно редкие акцессорные минералы представлены роговой обманкой, сульфидами железа или графитом. В массивных слоях расслоенных плутонов бронзитовые пироксениты по направлению вниз переходят в оливин-бронзитовые пироксениты, а затем в гарцбургиты и дуниты (с. 255), как это, например, имеет место в Великой Дайке в Зимбабве. Примерно такие же соотношения наблюдаются в «критической зоне» Бушвелдского комплекса, где бронзитовые пироксениты сменяются книзу *хромит-бронзитовыми*, а затем чистыми хромитами. В более верхней части этого плутона примерно такие же постепенные переходы наблюдаются (сверху вниз) от бронзитовых пироксенитов через *магнетит-бронзитовые пироксениты* к чисто магнетитовым породам. В большинстве из этих переходных пород бронзит также играет роль интеркумулусной фазы и находится в пойкилитических взаимоотношениях с остальными минералами. Однако в некоторых хромитовых пироксенитах в интерстициях присутствует хромит.

Гораздо более магнезиальные *энстатитовые пироксениты* присутствуют главным образом в виде мелких линзовидных тел и неправильных даек в альпинотипных перидотитах, в том числе в породах офиолитовых комплексов (с. 253). Помимо резко преобладающего энстатита в них иногда в небольших количествах содержится хромдиопсид, идентифицируемый по характерному плеохроизму в зеленых тонах. Акцессорные минералы представлены хромитом и пикотитом. На постмагматической стадии энстатит частично замещается волокнистым серпентином (баститом). В качестве метаморфического минерала иногда появляется тремолит.

Существуют постепенные переходы, иногда реально наблюдающиеся в природе, от ортопироксенитов через ортопироксен-

диопсидовые породы (см. рис. 8-5, в) до известково-магнезиальных клинопироксенитов, в которых из пироксенов присутствует лишь диопсид. Переходные двухфазовые породы (*вебстериты*), иногда очень грубозернистые, довольно обычны в альпинотипных гипербазитовых телах, например в офиолитовых комплексах Дан-Маунтин в южной части Новой Зеландии и в Северной Каролине.

В известково-магнезиальных *диопсидовых пироксенитах*, тесно ассоциирующихся с габбро, пироксен представлен таблитчатой разновидностью — диаллагом. Второстепенные и акцессорные минералы — гиперстен, плагиоклаз, титаномagnetит и апатит. В Пиренеях в диопсидовых пироксенитах, ассоциирующихся с перидотитами, пироксен хромсодержащий, а акцессорные фазы представлены гранатом, шпинелью и непрозрачными окислами. В совершенно иной обстановке диопсидовые пироксениты с роговой обманкой и биотитом локально образуются в телах более кремнеземистых пород, внедрившихся в известняки. Еще одна необычная разновидность клинопироксенитов известна в Глейморгене, Онтарио. Эта порода состоит из авгита и титаномagnetита. Зерна пироксена в ней окружены реакционными каемками бурой роговой обманки, которая в свою очередь окружается агрегатом непрозрачных окислов.

Наконец, различные диопсидовые пироксениты играют важную роль в интересных концентрически зональных цилиндрических ультрамафических плутонах юго-восточной части Аляски и Урала. В гипербазитовых массивах Аляски наиболее развиты *роговообманковые клинопироксениты*, сложенные преимущественно глиноземистым диопсидом (упрощенная формула $\text{Ca}_{1,0}\text{Mg}_{0,7}\text{Fe}_{0,3}\text{Si}_2\text{O}_6$), зеленой роговой обманкой и акцессорным magnetитом. Эти породы могут быть связаны постепенными переходами через последовательные зоны *магнетитовых* и *оливиновых пироксенитов* с перидотитовым ядром массива. В оливиновых пироксенитах (SiO_2 49%) пироксен представлен глиноземистым диопсидом, практически безжелезистым, а оливин имеет состав Fo_{75} . В других районах мира, например в мафическом комплексе Гарабал-Хилл, в Шотландии, в роговообманковых пироксенитах присутствует как орто-, так и клинопироксен. По видимому, в результате постмагматического замещения пироксенов амфиболом они постепенно переходят в чисто роговообманковые породы.

Литература

1. Yoder H. S., Tilley C. E., Journal of Petrology, vol. 3 (1962); pp. 342—353 (especially pp. 353—358). См. также: Macdonald G. A., Katsura T., Journal of Petrology, vol. 5 (1964); pp 82—133.
2. Например, см.: Yoder H. S., Tilley C. E., Journal of Petrology, vol. 3 (1962); pp. 357—360; Muir I. D., Tilley C. E., American Journal of Science, vol. 261

- (1963): 111—128; *Macdonald G. A.*, Geological Society of America Memoir, vol. 116 (1968): pp. 477—522.
3. *Muir I. D., Tilley C. E.*, (1963).
 4. *Carmichael I. S. E.*, Journal of Petrology, vol. 5 (1964): pp. 435—460; American Mineralogist, vol. 52 (1967): pp. 1815—1841.
 5. Journal of Petrology, vol. 1 (1960); pp. 121—145; Bulletin Volcanologique, vol. 29 (1966): pp. 195—222.
 6. Например, см.: *E. E. Sigvaldson*, Journal of Petrology, vol. 15 (1974): pp. 497—523; *S. P. Jakobson, J. Jonsson, and F. Shido*, Journal of Petrology, vol. 19 (1978): pp. 669—705.
 7. Например, см.: *Muir I. D., Tilley C. E., Scoon J. H.*, American Journal of Science, vol. 255 (1957): pp. 241—253.
 8. *Searle E. J.*, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, vol. 4 (1961): pp. 165—204.
 9. *Walker F.*, Quarterly Journal of the Geological Society of London, vol. 86 (1930): pp. 355—398; *Murray R. J.*, Geological Magazine, vol. 91 (1954): pp. 17—31.
 10. Детальные сведения по химии и петрографии см.: *Muir I. D., Tilley C. E.*, Journal of Geology, vol. 69 (1961): pp. 186—203.
 11. *Levi B.*, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 24 (1969): pp. 30—49.
 12. *White R. W.*, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 12 (1966): pp. 245—314; *Jackson E. D.*, Proceedings of the 23rd International Geological Congress, vol. 1 (1968): pp. 131—150.
 13. *Larsen E. S.*, Geological Society of America Memoir, vol. 29 (1948): pp. 42—43.
 14. Например, см.: *Wager L. R., Brown G. M., Wadsworth W. J.*, Journal of Petrology, vol. 1 (1960): pp. 73—85.
 15. *Hess H. H.*, Geological Society of America Memoir 80 (1960): p. 77.

См. также работы, перечисленные в конце гл. 1

Глава 4. Насыщенные кремнеземом средние породы

Магматические породы с умеренным содержанием кремнезема подразделяются на две общие группы: насыщенные бесфельдшпатоидные и недосыщенные фельдшпатоидные. Ко второй группе в классификационной схеме IUGS отнесены породы с содержанием фельдшпатоидов более 10% в сумме фельдических минералов, а к первой — породы, совершенно лишенные фельдшпатоидов и с небольшим их содержанием.

В настоящей главе рассматриваются породы первой группы, насыщенные кремнеземом. При этом вулканические и плутонические их типы обсуждаются отдельно, причем каждый из них подразделяется на три категории по относительному количеству щелочного полевого шпата и плагиоклаза в модалном составе. Принята следующая общая схема номенклатуры без условных количественных границ:

	<i>Вулканические типы</i>	<i>Плутониче- ские типы</i>
Плагиоклаз — единственный или резко преобладающий полевой шпат	Андезит Латит (Трахиандезит)	Диорит Монцонит
Щелочной полевой шпат — единственный или резко преобладающий полевой шпат	Трахит	Сиенит

Вулканические типы: андезиты, латиты, трахиты

Андезиты

Андезиты — наиболее широко распространенные вулканические породы островных дуг и подвижных окраин континентов, особенно многочисленны в поясах, расположенных над зонами Беньофа. Они регионально ассоциируются с толетовыми базальтами и риолитами порознь или совместно. В окружении Тихого океана, например, андезиты преобладают среди продуктов извержений действующих сложных вулканов Анд, Центральной Америки, северо-западной части США, Алеутской, Японской, Яванской и островных дуг юго-западной части Тихого океана.

Большинство андезитов — порфиоровые породы, во вкраплениях которых заметную роль играют как плагиоклаз, так и

мафические минералы. Основная масса обычно пилотакситовая (гл. 2, рис. 2-10, б), а иногда она состоит из мелких лейст плагиоклаза, погруженных в стекло (рис. 2-10, в). Столь типичные для базальтов и диабазов интергранулярная, интерсертальная и офитовая структуры не свойственны андезитам и проявляются лишь у их оливинсодержащих разновидностей, переходных к базальтам.

Средний состав плагиоклаза в большинстве андезитов примерно отвечает Ap_{40} , тогда как в толеитовых базальтах — Ap_{55} . Однако точная оценка среднего состава плагиоклаза под микроскопом невозможна в связи с преобладанием зональных вкрапленников и различиями состава этого минерала в фенокристаллах и основной массе. Более надежным параметром служит нормативное отношение $100 an/(an+ab)$. Кроме того, во многих случаях, например в андезитах действующих вулканов северо-западной части США, детальными микроскопическими наблюдениями с использованием универсального столика установлено присутствие нескольких генераций фенокристаллов, в каждой из которых проявляются свои внутренние зональность и характер двойникования кристаллов. Таким образом, в одном шлифе наблюдаются вкрапленники битовнита, лабрадора и олигоклаз-андезина. Обычно проявляющаяся зональность может быть как нормальной, так и ритмической. Плагиоклаз основной массы почти всегда гомогенный и значительно более натровый по сравнению с вкрапленниками. Мелкие кристаллы калишпата лишь изредка удается определить в основной массе под микроскопом, однако химическими анализами криптокристаллической или стекловатой основной массы устанавливается содержание нормативного or до 10. Увеличение доли нормативного or до величин более 10 и появление в основной массе дискретных кристаллов калишпата знаменуют переход к латитам или, в более кремнеземистых разновидностях, к дацитам.

Мафические минералы представлены различными ассоциациями оливина, авгита, гиперстена, роговой обманки и биотита. Характер этих ассоциаций обычно коррелируется с содержанием SiO_2 , которое увеличивается в интервале составов андезит — дацит. Поэтому разновидности андезитов удобно выделять по характеру вкрапленников мафических минералов. Во всех этих разновидностях изменяется также относительное количество вкрапленников плагиоклаза (см. рис. 4-1 и 4-2). Ниже типичные разновидности андезитов рассматриваются в порядке увеличения содержания SiO_2 .

Оливиновые андезиты. Для относительно основных андезитов (SiO_2 52—55%) характерны вкрапленники оливина. Во многих случаях такие породы, в которых под микроскопом устанавливается преобладание среди вкрапленников оливина и лабрадора, представляют собой разновидности, переходные к толеи-

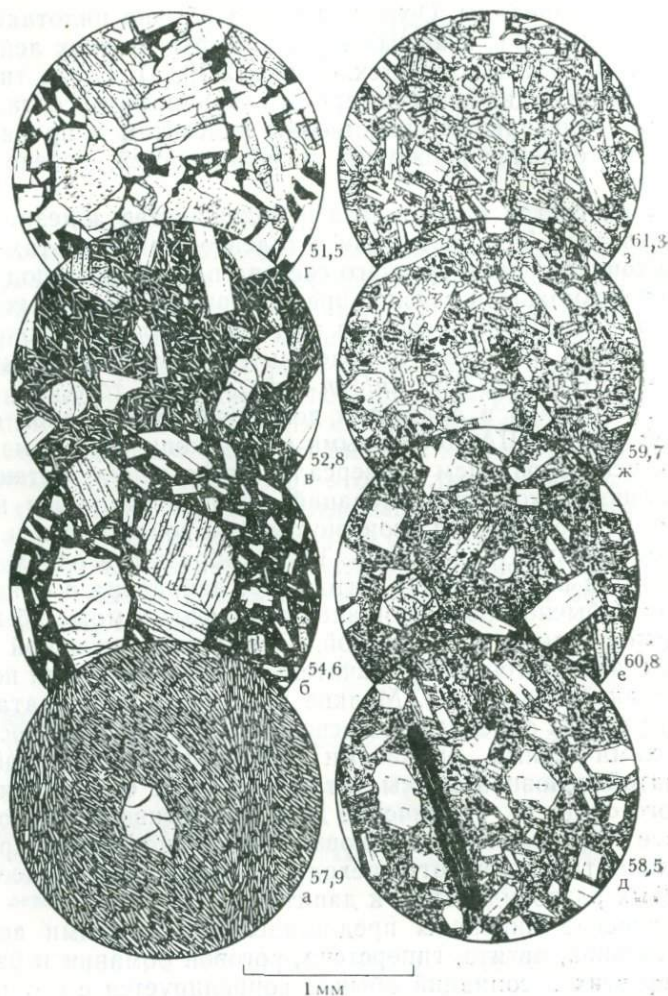


Рис. 4-1. Базальты, оливковые андезиты и андезиты из района вулкана Парикутин, Мексика. Заимствовано из работы Вильямса (H. Williams, Volcanoes of the Paricutin region, Mexico, U.S. Geological Survey Bulletin 965B, 1950, pp. 165—279, figs. 87 and 88). Цифры справа у каждой микроразрисовки — содержание SiO_2 в анализе этой породы в мас. %.

а — оливинсодержащий андезитобазальт. Вкрапленники оливина в флюидальной интергранулярной основной массе, сложенной плагиоклазом, авгитом и непрозрачными окислами.

б — оливин-авгитовый андезитобазальт. Крупные вкрапленники оливина и авгита и мелкие вкрапленники лабрадора в существенно стекловатой основной массе с мельчайшими микролитами плагиоклаза, авгита и непрозрачных окислов.

в — оливин-авгитовый базальт (или андезитобазальт). Вкрапленники оливина, авгита и кальциевого лабрадора в существенно стекловатой связу-

товым базальтам, отличаясь от последних лишь повышенным содержанием SiO_2 ($>52\%$) и несколько бóльшим содержанием нормативного Q . Обычно их называют *андезитобазальтами* (или *базальтоандезитами*), поскольку естественные переходы между двумя классами совершенно постепенные и граница между ними может быть только условной.

Оливинсодержащие андезитобазальты широко представлены в Циркумтихоокеанском кольцевом поясе. Типичным их представителем может служить лава (рис. 3-1, *a*), излившаяся в 1943 г. из вулкана Парикутин в центральной Мексике. Модальный состав породы: вкрапленники оливина 5%, гиперстена 4% и авгита 1%; микролиты лабрадора 50%; темное стекло (с показателем преломления около 1,54) 40%. Содержание SiO_2 примерно 55%. В других оливиновых андезитах Парикутина (рис. 4-1, *a—z*) оливин присутствует, как правило, в тех же количествах, но многие из них содержат меньше стекла в основной массе, где наряду с микролитами плагиоклаза появляется тонкокристаллический гиперстен.

Пироксеновые андезиты. Для сложных вулканов орогенных поясов особенно характерны андезиты, в которых в качестве единственного или доминирующего мафического минерала присутствует пироксен. В большинстве из них имеются обильные вкрапленники зонального плагиоклаза с резко известковыми (до анортита) ядрами и внешними каемками преимущественно олигоклазового состава. Зональность обычно нормальная или нормально-ритмическая, но иногда бывает и обратной. Микролиты плагиоклаза, как правило, представлены андезином или олигоклазом. В некоторых породах этого типа у фенокристаллов плагиоклаза появляются тонкие внешние оболочки калишпата, который также может образовывать сростания с кварцем

ющей массе с большим количеством мелких зерен непрозрачных окислов, авгита и микролитов плагиоклаза.

г — оливин-авгитовый толентовый базальт. Вкрапленники представлены оливином и авгитом; основная масса состоит из лабрадора, авгита, железотитановых окислов и черного интерстиционного стекла. Структура интерсервальная.

д — пироксен-роговообманковый андезит. Базальтическая роговая обманка, гиперстен и лабрадор образуют вкрапленники. Основная масса породы сложена плагиоклазом, авгитом и непрозрачными окислами.

е — гиперстеновый андезит. Вкрапленники гиперстена и лабрадора в стекловатом базисе с тонкими включениями авгита, непрозрачных окислов и лейт андезина.

ж — пироксеновый андезит. Микрофенокристаллы авгита и гиперстена присутствуют примерно в равных количествах; кроме того, во вкрапленниках встречается лабрадор. Существенно стекловатая основная масса содержит зерна непрозрачных окислов, авгита и микролиты плагиоклаза.

з — гиперстеновый андезит. Вкрапленники лабрадора и гиперстена в стекловатой связующей массе с микролитами андезина и редкими изометричными зернами авгита и непрозрачных окислов.

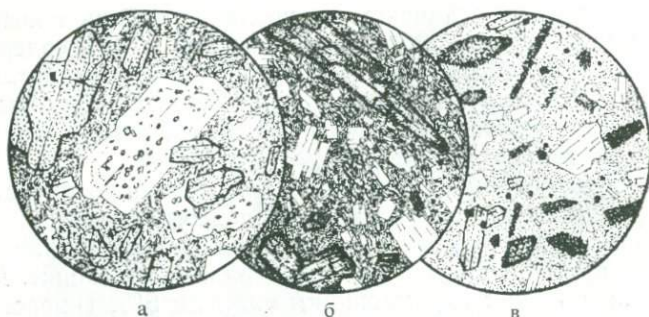


Рис. 4-2. Андезиты.

а — пироксеновый андезит, Крейтер-Лейк, Орегон. Диамет. 3 мм. Вкрапленники представлены зональным лабрадор-андезином, содержащим включения стекла, гиперстеном и авгитом. Основная масса сложена микролитами олигоклаза, точечными зернами непрозрачных окислов и пироксена и криптокристаллическим интерстиционным материалом.

б — роговообманковый андезит, Блэк-Бьютт, Маунт-Шаства, Калифорния. Диамет. 3 мм. Вкрапленники базальтической роговой обманки, плеохроирующей от золотистого до желтовато-коричневого цвета, оторочены зернистыми выделениями магнетита. Кроме того, присутствуют вкрапленники зонального лабрадора. Пилотакситовая основная масса сложена микролитами андезина и интерстиционного криптокристаллического материала, испещренного точечными выделениями магнетита и фумарольного гематита.

в — роговообманковый андезит, Штенцельберг, Зибенгебирге, ФРГ. Диамет. 3 мм. Вкрапленники роговой обманки полностью замещены зернистым агрегатом непрозрачных окислов и авгита. Эти псевдоморфозы вместе с фенокристаллами диопсидового авгита и кальциевого андезина располагаются в криптокристаллической основной массе.

в микрокристаллической основной массе. При увеличении содержания калишпата выше 10% андезиты постепенно переходят в латиты.

Гиперстен в пироксеновых андезитах встречается преимущественно во вкрапленниках (рис. 4-1, *е—з*). У него отсутствуют пластинчатые ростки клинопироксена, почти неизменно образующиеся у ортопироксенов медленно охлаждающихся интрузивных пород. Однако на призматических гранях вкрапленников гиперстена часто наблюдаются оторочки авгита. Из клинопироксенов в этом типе пород преобладает диопсидовый авгит с углом оптических осей более 40°. Во вкрапленниках изредка встречается пижонит, характерный лишь для быстро охладившихся пород. Однако пижонит нередко присутствует в основной массе совместно с авгитом. Иногда у пироксенов, как и у плагиоклазов, обнаруживается обратная зональность. Внешние камеры гиперстена и авгита могут быть более магниальными, чем ядра, а содержание кальция во внешних частях зерен пижонита может быть больше, чем в центральных частях. В немногих случаях в андезитах обнаруживаются дейтерические

эгирин-авгит и эгирин, обычно ассоциирующиеся с натровым плагиоклазом, цеолитом или анортоклазом. Нередко присутствуют обычно непрозрачные окислы магнетит и титаномагнетит, но ильменит редок. В качестве аксессуаров встречаются роговая обманка, биотит, апатит, гранат и кордиерит. В породах часто присутствуют, хотя и в небольших количествах, тридимит и кристобалит. Иногда сохраняется стекло, бесцветное или буроватое, с показателем преломления, близким к 1,54.

Даже в пределах одной небольшой вулканической провинции могут присутствовать многочисленные разновидности оливковых и пироксеновых андезитов, как это частично иллюстрирует рис. 4-1 для района Парикутин.

Роговообманковые и биотитовые андезиты. Эти породы обычно образуют мощные короткие потоки, куполовидные экструзии с крутыми склонами или интрузивные штоки и дайки. Обычно они более кремнеземистые, чем пироксеновые андезиты, и постепенно переходят в дациты и латиты. Роговая обманка лишь изредка представлена зеленой свежей разновидностью в быстро закалившихся стекловатых разновидностях. Обычно это буроватая или красноватая базальтическая роговая обманка, иногда также частично или полностью замещенная зернистой смесью авгита и магнетита (рис. 4-1, д; 4-2, в). Аналогично также биотит приобретает в результате окисления красноватую окраску и в той или иной мере замещается зернами непрозрачных окислов. Роговую обманку и биотит почти всегда сопровождают свежие пироксены, изредка появляется немного оливина. Плагиоклаз в породах этого типа обычно более натровый, чем в оливковых и пироксеновых андезитах, а калишпат появляется в нескольких больших количествах.

Пропилиты. Андезиты всех видов особенно восприимчивы к изменениям, получившим название «пропилитизация». В большинстве случаев эти изменения связывают с водными дейтерическими флюидами, обогащенными двуокисью углерода и серой, но иногда они проявляются под воздействием сходных флюидов, поступивших из внешнего источника, на уже полностью консолидированные андезиты. Часто пропилитизированные породы тесно ассоциируются с рудными залежами, но не ясно, всегда ли эта связь имеет генетическое значение.

На ранних стадиях изменения в пропилитах проявляются следующие характерные особенности: тускло-зеленая окраска в штуфах; замещение роговой обманки и биотита хлоритом, кальцитом, сфеном и окислами железа; замещение пироксенов базитовым серпентином, хлоритом и кальцитом. При дальнейшем развитии процесса может происходить альбитизация первичного плагиоклаза, сопровождающаяся кристаллизацией эпидота. Иногда появляется также пирит. В некоторых случаях в пропилитах присутствует много кварца, с которым спорадически ас-

социруется актинолит. Изредка образуются жилки и миндалины, выполненные дейтерическим пьомонитом. Необходимый для этого марганец, вероятно, извлекается из первичных мафических минералов.

Признаки неравновесности и смешения магм в андезитах. Более сорока лет назад Ларсен и его сотрудники в результате обширных исследований третичной вулканической провинции Сан-Хуан в Колорадо пришли к выводу, что многочисленные признаки неравновесности в минеральных ассоциациях андезитов обусловлены здесь интенсивным смешением на глубине магм, имеющих общее происхождение [1]. В настоящее время можно полагать, что такие признаки неравновесности обычны и даже характерны для андезитов вообще. Из их числа наиболее часто в пределах одного шлифа можно наблюдать следующие: резкие различия химического состава отдельных вкрапленников плагиоклаза, зональность внутри их, а также разный состав плагиоклаза во вкрапленниках и основной массе; присутствие корродированных вкрапленников оливина, иногда отороченных каемками гиперстена; частичное превращение фенокристаллов роговой обманки в темные агрегаты пироксена и окислов железа; присутствие в одном шлифе трех или более фаз пироксенов (например, в андезите из вулкана Хаконе, Япония); вкрапленники гиперстена (окруженные каемкой авгита), пижонита и авгита могут быть заключены в основной массе, в которой одновременно присутствуют бронзит и авгит; изредка наблюдаются корродированные ксенокристаллы кварца, санидина или даже почти чистого анортита.

Латиты

Эти породы по глобальной распространенности уступают андезитам, но тем не менее широко представлены в континентальных вулканических провинциях. Для латитовых лав характерны промежуточные содержания SiO_2 и присутствие нормативного *hy*. При преобладании, как и в андезитах, плагиоклаза андезитового состава в их нормах заметную роль играет также *or*. Щелочной полевой шпат различим и в модальном составе в тех случаях, когда он не входит в состав криптокристаллического или стекловатого материала. *Латитами* породы этого типа называют преимущественно в североамериканской геологической литературе. Они в общих чертах сопоставимы с малощелочными членами плутонических пород семейства монцонитов. (В схеме IUGS латиты и монцониты вполне тождественны по соотношениям главных минералов.) Термин *трахиандезит* отчасти синонимичен термину «латит», но имеет дополнительный смысл. Он подразумевает несколько большую недосыщенность кремнеземом, проявляющуюся в небольшом содержании в нормативном

составе *ne* вместо *hy*. В отличие от типичных латитов у трахиандезитов наблюдается тенденция к ассоциации с магматическими сериями оливин-щелочно-базальтового типа. Трахиандезиты проявляются в заметных количествах как на океанических островах, так и в континентальных вулканических провинциях. Некоторая терминологическая путаница в современной литературе обусловлена не только тем, что термины «латит» и «трахиандезит» частично перекрываются, но и различиями в номенклатурном подходе у британских и североамериканских петрологов, а также переходами между трахиандезитами, муджиритами и гавайитами. Здесь мы прежде всего охарактеризуем типичные латиты с нормативным *hy*, ассоциирующиеся с андезитами в молодых орогенных поясах, особенно в вулканических провинциях Сан-Хуан, Колорадо, и Сьерра-Невада, Калифорния.

Состав плагиоклаза в латитах преимущественно отвечает андезину или олигоклазу, но ядра вкрапленников могут быть представлены лабрадором или изредка даже битовнитом. Вкрапленники плагиоклаза обычно имеют внешние каемки санидина или анортклаза, но чаще щелочной полевой шпат присутствует лишь в основной массе или в скрытом состоянии входит в состав интерстиционного стекла. В основной массе латитов, переходных к дацитам, может в значительных количествах появляться кварц. Наиболее обычный пироксен — бледно-зеленый диопсидовый авгит. Гиперстен, как правило, отсутствует, появляясь лишь в разностях, переходных к андезитами, как это имеет место в провинции Сан-Хуан. В некоторых относительно щелочных разновидностях этих пород авгит сопровождается эгирин-авгитом. В относительно основных латитах, как и в их андезитовых аналогах, могут присутствовать вкрапленники оливина. Однако в полностью насыщенных разновидностях оливин отсутствует, содержание авгита уменьшается и среди фенокристаллов появляются порознь или совместно роговая обманка и биотит. Акцессорные минералы — апатит, циркон и железотитановые окислы — не столь многочисленны, как в андезитах. Отметим, наконец, что в немногих латитах появляются небольшие количества лейцита, знаменующие переход к резко недосыщенным щелочным породам — фельдшпатоидным трахиандезитам (с. 208, 213).

В лавовых потоках и дайках вулканической провинции Осло, южная Норвегия, широко распространены латиты с необычной структурой, которые давно известны под названием *ромбен-порфир*. От 30 до 45% этой породы составляют крупные вкрапленники плагиоклаза (Ap_{20} — Ap_{40}) размерами в среднем от 5 мм до 1 см. В некоторых образцах они имеют ромбические очертания, обусловленные преобладающим развитием граней $\{110\}$ в зоне $[001]$. Нередко фенокристаллы окружены каемкой

щелочного полевого шпата, который встречается внутри их в качестве неправильных антипертитовых вростков распада твердого раствора. Кроме того, щелочной полевой шпат присутствует и в основной массе, преобладая здесь над плагиоклазом или даже вытесняя последний. Цветовой индекс породы колеблется от 10 до 20. Мафические минералы представлены в основном клинопироксеном (обычно эгирин-авгитом), сопровождающимся небольшими количествами хлорита, кальцита, непрозрачных окислов и апатита. В подобных породах других провинций в подчиненных количествах отмечаются щелочной амфибол, биотит и железистый оливин. В провинции Осло, разбитой на тектонические блоки, ромбен-порфиры ассоциируются с химически эквивалентными пироксеновыми монцонитами и кварцсодержащими щелочными сненитами (с. 166).

Трахиты

Трахиты — лейкократовые вулканические породы, близкие по содержанию SiO_2 (обычно 58—66%) к насыщению и сложенные преимущественно щелочным полевым шпатом. Магмы такого состава имеют высокую вязкость, в связи с чем трахиты встречаются в виде даек, штоков, брекчиевых трубок и коротких мощных потоков. В некоторых редких случаях, однако, происходят обширные излияния трахитовых лав, как это имеет место в плейстоценовых вулканических полях Кении. Трахиты, как правило, тесно ассоциируются с гораздо большими количествами щелочных оливиновых базальтов и трахибазальтов на океанических островах и в континентальных вулканических провинциях, связанных с рифтовыми системами. По мнению большинства петрологов, серия щелочной оливиновый базальт (или трахибазальт) → гавайит → муджирит → трахит представляет собой ряд генетически родственных пород.

Почти все трахиты — порфировые породы с крупными идиоморфными таблитчатыми кристаллами полевого шпата, заключенными в тонкокристаллической основной массе из тонких полевошпатовых микролитов с субпараллельной ориентировкой течения (трахитовая структура, рис. 2-10, а, 4-3, б, в). Щелочной полевой шпат, слагающий почти неизменно более 80% породы, представлен обычно натровым санидином или анортотоклазом¹. Некоторые трахиты содержат также плагиоклаз олигоклазового или андезитового состава (рис. 4-3, а). Увеличение его количества в модалном составе до равного или превышающе-

¹ Отношение Na/K в высокотемпературных щелочных полевых шпатах нельзя точно определить оптическими методами. Если в некоторых разрезах удается установить характеристичное пятнистое двойникование, свойственное их триклинным модификациям, этого достаточно для заключения, что весь щелочной полевой шпат представлен анортотоклазом.

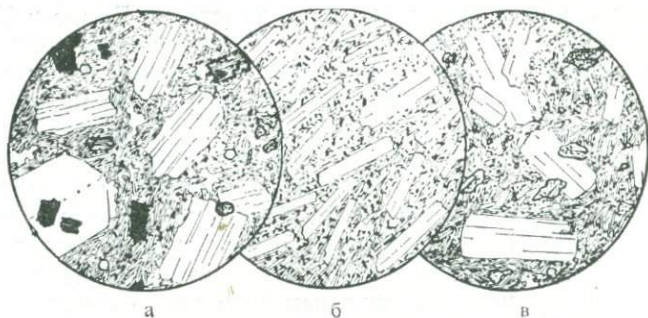


Рис. 4-3. Трахиты и кератофиры.

а — биотитовый трахит, Драхенфельз, Зибенгебирге, ФРГ. Диамет. 3 мм. Вкрапленники санидина, андезин-олигоклаза и частично резорбированного биотита погружены в трахитовую основную массу, состоящую из микролитов санидина, аксессуарных окислов железа, апатита, сфена и небольшого количества интерстиционного кварца.

б — эгириновый трахит, Розенау, Зибенгебирге, ФРГ. Диамет. 3 мм. Состоит из субпараллельно ориентированных фенокристаллов и микролитов натрового санидина, радиально расходящихся иголок эгирина и небольшого количества интерстиционного содалита.

в — кератофир, окрестности Оровилла, Калифорния. Диамет. 3 мм. Состоит из вкрапленников и микролитов альбита, ксеноморфных зерен бледно-бурой роговой обманки и уралитизированного авгита, а также тонких выделений эпидота, ильменита и сфена.

го содержание щелочного полевого шпата знаменует переход к муджиеритам. Мафические минералы, присутствующие всегда в резко подчиненных количествах, представлены различными комбинациями фаялитового оливина, клинопироксена, амфибола и биотита. В качестве редких аксессуариев встречаются непрозрачные окислы и дымчатый апатит.

Магнезиальный оливин, довольно широко распространенный в относительно основных членах семейства латитов, в трахитах может встречаться лишь в виде редких ксенокристаллов. Изредка он появляется совместно с титанавгитом в породах гибридного происхождения, возможно возникших в результате смешения или реакции с частично закристаллизовавшейся базальтовой магмой. Такие трахиты встречены в некоторых потоках восточной части вулканической провинции Отаго в Новой Зеландии.

Пироксеновые трахиты. Во многих трахитах главный или единственный мафический минерал — диопсид или эгирин-авгит; преобладающий минерал санидин сопровождается небольшими количествами натрового плагиноклаза (андезина или олигоклаза) и кварца. Иногда, например, в районе Транс — Пекос, Техас, фенокристаллы представлены анортоклазом, а в основной массе эгирин-авгит ассоциируется с голубым арфведсонитом.

В других случаях, например на полуострове Банкс в Новой Зеландии, обильные фенокристаллы олигоклаза с каемками щелочного полевого шпата заключены в основной массе, в которой могут присутствовать арфведсонит и небольшие количества тридимита. Разновидность, известная в настоящее время под названием *бенморейт*, содержит примерно одинаковое количество щелочного полевого шпата и олигоклаза (или андезина) и знаменует переход к муджиритам. Такие переходные породы в классификации IUGS попадают в широкий интервал составов латитов, но в них меньше калия (нормативное отношение *or/ab* ниже) по сравнению с типичными латитами, описанными в этой книге (см. с. 154).

Роговообманковые и биотитовые трахиты. Для некоторых трахитов характерны крупные вкрапленники санидина и немногочисленные фенокристаллы олигоклаза, роговой обманки, биотита и диопсида; основная масса состоит преимущественно из лейст санидина с небольшими количествами интерстиционного кварца и тридимита, присутствующими порознь или совместно (рис. 4-3, а).

Перщелочные (агпаитовые) трахиты. Среди мафических минералов перщелочных трахитов преобладают эгирин, рибекит, арфведсонит и коссирит (рис. 4-3, б). Преобладающим или единственным полевым шпатом является щелочной натровый (санидин или анортоклаз). Эгирин-авгит проявляет тенденцию к образованию микрофенокристаллов, тогда как остальные мафические минералы входят лишь в основную массу, выделяясь в виде моховидных и дендритовидных агрегатов, частично или полностью включающих полевые шпаты с образованием псевдопойкилитовых структур. Эти поздно кристаллизующиеся минералы почти всегда заметно окислены и превратились в темные буроватые пятна гидроокислов. В некоторых перщелочных трахитах содержится немного фаялита, и часто присутствует интерстиционный кварц.

Степень насыщения трахитов кремнеземом. Как это подразумевается самим определением, все трахиты в целом близки к насыщению кремнеземом. Однако среди них встречаются слабо пересыщенные кварцсодержащие разновидности и несколько недосыщенные фельдшпатоидсодержащие. Располагающиеся в середине этого интервала составов строго насыщенные трахиты, как это показано на рис. 2-12, относятся к широкому спектру вариаций активности кремнезема и соответственно представляют конечные продукты многих трендов эволюции магм. В *кварцсодержащих трахитах* кварц (не более 10% модального состава) редко образует вкрапленники и обычно представлен мелкими зернами, срastaющимися со щелочным полевым шпатом в основной массе. В некоторых случаях, например в дайках эродированного вулкана полуострова Банкс, вместо кварца

присутствует интерстиционный тридимит, вероятно раннедейтерического происхождения. Кварцсодержащие трахиты, образующие штоки, купола и короткие потоки, присутствуют в подчиненных количествах среди вулканитов океанических островов, представленных в основном оливиновыми толеитами. На острове Вознесения, расположенном на Срединно-Атлантическом хребте, наряду с преобладающими толеитами присутствуют типичные перщелочные трахиты ($\text{SiO}_2=66\%$, нормативный $Q=8$), сложенные преимущественно анортоклазом с незначительным количеством эгирина. С ними ассоциируются лавы трахиандезитов (*гавайиты* и *муджиериты* с нормативным hy), а в кремнеземистом конце этой естественной серии — перщелочные риолиты (*пантеллериты*) с содержанием SiO_2 71% и нормативным Q до 23. Аналогичная серия (от оливинового толеита до пантеллерита) повторяется и в южной части Тихого океана на острове Пасхи. В кварцевых трахитах менее щелочного состава (метакремнеземистых, по терминологии Шенда), распространенных в других районах, присутствуют биотит, частично замещенный пылевидными непрозрачными окислами, или роговая обманка.

Фельдшпатоидсодержащие трахиты, относящиеся к противоположному концу шкалы активности кремнезема, содержат не более 10% модального фельдшпатоида и переходят в фонолиты. С последними они ассоциируются в вулканических провинциях с преобладающим оливин-щелочно-базальтовым и трахибазальтовым магматизмом (остров Святой Елены и острова Тристанда-Кунья в Южной Атлантике). Обычно такие трахиты представляют собой перщелочные породы с нормативным pe , менее кремнеземистые, чем кварцсодержащие разновидности. Так, в образце с острова Святой Елены содержится 60% SiO_2 , а pe в норме составляет около 6. Фельдшпатоид может быть представлен нефелином, содалитом или лейцитом, которые изредка образуют порфиоровые вкрапления, но обычно присутствуют в основной массе. Из полевых шпатов в состав породы входит только натровый санидин или анортоклаз. Мафические минералы — натровые пироксены или амфиболы.

Кератофиры. В большинстве случаев кератофиры находятся в таких же соотношениях с андезитами, как и спилиты с нормальными базальтами. Кератофиры, подобно спилитам, переслаиваются с морскими осадками или внедряются в них. В бескварцевых разновидностях кератофиров обычно присутствуют вкрапления натрового плагиоклаза и роговой обманки или диопсидового авгита, заключенные в войлокоподобной основной массе, сложенной альбитом или альбит-олигоклазом, хлоритом, эпидотом, магнетитом, сфеном и апатитом (рис. 4-3, в). Некоторые разновидности содержат подчиненный калишпат, другие — натровые мафические минералы *рибекит* и *эгирин*.

Некоторые кератофиры (альбитовые или олигоклазовые трахиты), возможно, представляют собой первичные продукты кристаллизации натровых магм. Однако, скорее всего, они образовались за счет более кальциевых пород (андезитов или дацитов) в результате метасоматической альбитизации последних. В пользу таких предположений свидетельствует наличие постмагматических (фактически метаморфических) альбитовых жил и каемок, окружающих реликты более кальциевого плагиоклаза, и присутствие обильных эпидота и хлорита, а также волокнистого амфибола (уралита), замещающего первичный пироксен.

Плутонические типы: диориты, монцониты, сиениты

Диориты

Типичные диориты — средне- или крупнозернистые породы, в которых преобладает андезин или кальциевый олигоклаз, а из мафических минералов главная роль принадлежит роговой обманке и биотиту. Структура этих пород разнообразная, в большинстве случаев гранитная, но нередко бывает пойкилитовой и порфирированной. Кроме того, часто наблюдается сегрегация светлоокрашенных и темноцветных минералов в неправильные пятна или линзовидные слои, что позволяет предполагать гибридное происхождение породы в целом.

Диориты в общем относятся к числу насыщенных пород, но во многих случаях в них проявляется некоторая пересыщенность с присутствием небольших количеств кварца. С увеличением содержания последнего они переходят в *кварцевые диориты*, а затем в *тоналиты* (рис. 4-4 и 5-1), которые здесь отнесены к кислым породам и обсуждаются в следующей главе. Наоборот, относительно основные диориты при отсутствии кварца содержат пироксен и не отличаются резко от габбро.

Таким образом, перечисленные выше разновидности разграничиваются по петрографическим признакам условно. Обычно для габбро характерны более кальциевый полевой шпат и большее количество мафических минералов (цветовой индекс >40), чем это свойственно диоритам. Кроме того, в большинстве габбро доминирует пироксен, тогда как в диоритах наиболее обычным мафическим минералом является роговая обманка. Кварц-содержащие диориты, как правило, менее мафические и несколько обогащены биотитом по сравнению с бескварцевыми. Обе эти разновидности обычно входят в состав сложных батолитов, образуя небольшие самостоятельные плутоны или слабая прикровельные или краевые части более крупных и более кремнеземистых массивов. Аналогичные формы проявления

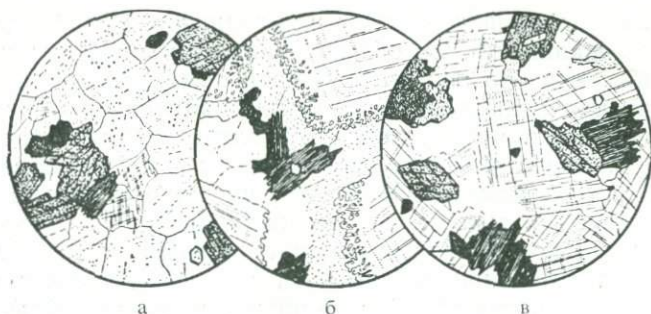


Рис. 4-4. Диориты и тоналиты.

а — роговообманковый диорит, окрестности Стокгольма, Швеция. Диам. 3 мм. Состоит из грубо изометричных гипидиоморфных кристаллов андезин-олигоклаза, небольших количеств микроклина, роговой обманки и биотита и акцессорных окислов железа, апатита и сфена.

б — лейкократовый тоналит (трондъемит), батолит Касл-Тауэрс, Британская Колумбия. Диам. 2,5 мм. Главный минерал — олигоклаз с ритмической зональностью и мирмекитовыми оторочками; менее распространен кварц, еще менее — ортоклаз. Акцессорные минералы представлены биотитом, апатитом, окислами железа и сфеном.

в — тоналит, Адамелло, Италия. Диам. 2,5 мм. Состоит из идиоморфных и гипидиоморфных зональных кристаллов андезин-олигоклаза, местами с внешними каемками ортоклаза, ксеноморфных выделений кварца, зеленой роговой обманки и бурого биотита; ортит частично оторочен эпидотом (вверху слева); акцессорные — магнетит, апатит и сфен.

свойственны и габбро, особенно роговообманковым. Однако гораздо более крупные проявления габбро представлены расслоенными плутонами типа Скергаардского или Бушвелдского¹. Таким образом, хотя между габбро и диоритами по химизму и петрографическим особенностям существуют постепенные взаимные переходы, такие их соотношения в естественных сериях и ассоциациях представляют исключение, а не правило. Серия габбро — диорит — тоналит не отражает (или лишь очень грубо отражает) генетическую связь, свойственную эволюционному магматическому ряду толеитовый базальт → андезит → дацит. Отметим, наконец, что диориты краевых фаций гранодиоритовых плутонов, вероятно, имеют гибридное происхождение и возникают в результате ассимиляции кислой магмой вмещающих пород.

Наиболее распространенная разновидность диоритов состоит в основном из олигоклаза или андезина, роговой обманки с подчиненным биотитом и ничтожными интерстиционными выделениями кварца и ортоклаза. Зональность в кристаллах плагиоклаза наблюдается чаще и вариации ее резче, чем у боль-

¹ В верхних 1000 м разреза расслоенного Скергаардского массива развиты породы, иногда называемые *ферродиоритами*. В этой книге они определены как *феррогаббро*, см. с. 140.

шинства габбро, гранодиоритов или гранитов. Преобладает нормальная зональность, но обычны также ритмическая и обратная, особенно в обогащенных роговой обманкой диоритах и их представителях гибридного и контаминационного происхождения. Чаще всего ядра кристаллов плагиоклаза имеют состав лабрадора. В результате дейтерических изменений зональность заметно затушевывается. При этом внешние натровые каемки могут оставаться чистыми, тогда как центральные, более кальциевые части кристаллов замещаются белым или серым полупрозрачным микрокристаллическим агрегатом водных силикатов («сосюрит», как его раньше называли петрографы). В других случаях лишь в отдельных зонах развиваются тончайшие чешуйки бесцветной слюды или глинистых минералов, тогда как остальная часть зерна остается неизменной. Во многих диоритах кристаллы плагиоклаза содержат многочисленные включения других первичных фаз — мафических минералов, апатита и непрозрачных окислов.

Калиевый полевой шпат, спорадически появляющийся в диоритах, почти всегда представлен ортоклазом, выполняющим интерстиции или обволакивающим зерна плагиоклаза. Нередко краевые части выделений калишпата содержат миремкитовые вроски кварца, особенно в контакте с плагиооклазом. Изредка встречается микроклин, а пертиты, обычные в более щелочных plutонических породах, например сиенитах и гранитах, присутствуют очень редко. Кварц всегда интерстиционный и часто проявляется в микрографических срастаниях с ортоклазом.

Из числа мафических минералов в диоритах преобладает зеленая (реже бурая) роговая обманка. В одних случаях она образует короткопризматические, в других — игольчатые кристаллы. Кроме того, роговая обманка может быть представлена губчатыми или ситовидными выделениями, облик которых обусловлен присутствием обильных включений частично замещенного клинопироксена. В свою очередь роговая обманка иногда окружена реакционными каемками биотита. Последний, как правило, присутствует в резко подчиненных количествах по сравнению с роговой обманкой, однако по мере увеличения небольшой примеси кварца его роль в диоритах заметно возрастает. Биотит обычно бурый, изредка зеленый, в различной степени замещенный в результате дейтерических изменений хлоритом совместно с мелкими зернами сфена.

В диоритах спорадически появляется пироксен, представленный бесцветным или слабо окрашенным диопсидовым авгитом, обычно окруженным реакционными каемками роговой обманки. Однако в более основных разновидностях, переходных к габбро, авгит может быть представлен дискретными кристаллами совместно с гиперстеном, и тот или другой из пироксенов может количественно доминировать над роговой обманкой. Оливин по-

является лишь исключительно редко, даже в наиболее основных диоритах. Обычные акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен и железотитановые окислы. Гораздо реже встречаются незначительные количества граната, кордиерита, шпинели и андалузита или силлиманита (минералов, типичных для контактово-метаморфизованных глинистых сланцев). Появление этих минералов свидетельствует о контаминации диоритовой магмы материалом осадочных пород.

Диоритовые порфириды. Порфириновые разновидности по минеральному составу тождественны обычным диоритам и отличаются от последних лишь структурой. В них присутствуют порфириновые выделения зонального плагиоклаза, роговой обманки и биотита (изредка также кварца), заключенные в плотной аллотриоморфнозернистой основной массе, почти лишенной мафических минералов и сложенной, помимо преобладающего натрового плагиоклаза, небольшими количествами калишпата и кварца.

Мафические диориты и горнблендиты. Цветовой индекс типичных диоритов не более 40 (см. рис. 4-4, *a*). Можно, однако, и более темноцветные породы, состоящие из роговой обманки с подчиненными количествами андезина или олигоклаза, несмотря на низкое содержание SiO_2 (45%), рассматривать в качестве крайних мафических членов семейства диоритов (меладiorиты IUGS). Эти породы образуют малые интрузии, имеющие небольшое распространение, и обычно постепенно переходят или ассоциируются с дайками практически мономинеральных роговообманковых пород — *горнблендитов*. С меладiorитами также связаны дайки роговообманковых лампрофиров.

Монцониты

В классификации монцониты занимают промежуточное положение между диоритами и сиенитами, в связи с чем их иногда называют сиенодиоритами. Для них характерны примерно равные содержания калишпата и плагиоклаза при доле каждого не менее трети и не более двух третей в их сумме. Обычно присутствует кварц, но количество его не превышает 5%. Цветовой индекс, как правило, изменяется в пределах от 15 до 30, но существуют и более мафические разновидности (цветовой индекс 50—60), в которых могут присутствовать оливин и авгит, иногда также биотит*. С увеличением содержания кварца нормальные монцониты постепенно переходят в широко распространенные обогащенные плагиоклазом породы — граниты (рис. 4-5, *в*). Монцониты, представляющие собой довольно необычные породы, большей частью слагают краевые фации или апофизы более крупных тел плагиогранитов или диоритов.

* Кенталлениты.

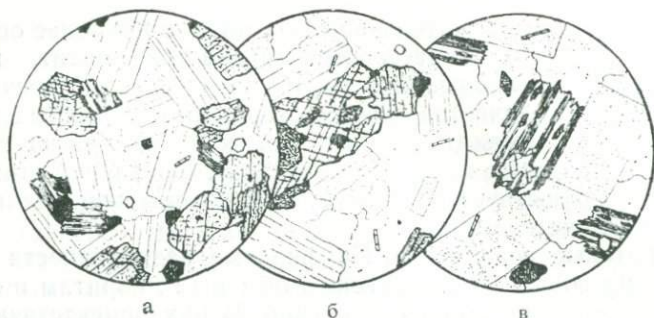


Рис. 4-5. Моноциты и обогащенные плагиоклазом граниты (адамеллиты).
 а — монзонит, Монцони, Тироль. Диам. 2,5 мм. Фельзитические минералы представлены идиоморфными пластинками андезина, ксеноморфными зернами замутненного натрового ортоклаза и небольшим количеством интерстиционного кварца. Темноцветный минерал — диопсидовый авгит, частично окаймленный зеленой роговой обманкой и бурым биотитом. Акцессорные минералы — непрозрачные окислы, апатит и сфен.
 б — кварцосодержащий роговообманковый монзонит, хребт Пайн-Нат, Невада. Диам. 2,5 мм. Сложен идиоморфными кристаллами андезина, крупными ксеноморфными зернами измененного ортоклаза, а также более мелкими обособлениями интерстиционного кварца. Темноцветные минералы представлены роговой обманкой, сфеном и непрозрачными окислами. Акцессорные — иголки апатита.
 в — гранит (адамеллит), Шап-Фелл, Уэстморленд, Англия. Диам. 2,5 мм. Состоит из идиоморфных кристаллов измененного олигоклаза и ксеноморфных зерен кварца и слабо измененного ортоклаза. Наблюдается замещение листочков биотита хлоритом, сопровождающееся выделениями вторичного сфена. Акцессорные минералы представлены преимущественно сфеном, апатитом, флюоритом (в центре поля зрения) и ортитом (внизу).

На рис. 4-5, а приведена микроразрисовка типичного монзонита из Тироля. Модальный состав этой породы следующий (в %) идиоморфный или гипидиоморфный плагиоклаз с нормальной зональностью 33, ортоклаз 32, авгит и небольшое количество роговой обманки 24, биотит 6, кварц, непрозрачные окислы, апатит, циркон и сфен 5. Структура часто пойкилитовая — крупные таблитчатые ксеноморфные зерна ортоклаза включают все другие минералы, кроме кварца.

В более кремнеземистых кварцосодержащих монзонитах из числа мафических минералов преобладают биотит и роговая обманка. В относительно базитовых разновидностях доминирующим темноцветным минералом является авгит, к которому могут присоединяться гиперстен и оливин.

Во многих монзонитах, как в диоритах и гранодиоритах, присутствуют обособления мирмекита и микропегматита дейтерического происхождения. Они окаймляют кристаллы преобладающих минералов, выделяются в интерстициях между ними или образуют с ними пальцеобразные срастания. К дейтерическим изменениям следует также отнести и обычное во многих монзонитах замещение авгита волокнистым амфиболом (уралитом).

В провинции Осло, Норвегия, наиболее широко развиты пироксеновые монцониты почти основного состава (SiO_2 52—55%)*. Суммарная площадь их выходов составляет 1600 кв. км, одну треть общей закартированной площади малоглубинного plutонического комплекса, с которым в этом регионе ассоциируются почти столь же распространенные эффузивы близкого химического состава (ромбен-порфиры) и подчиненные щелочные базальты. Модальный состав типичного авгитового монцонита провинции Осло, по Барту, следующий (в %) щелочной полевой шпат (пертитовый ортоклаз) 48,5, криптопертитовый олигоклаз $\text{An}_{27}\text{Fs}_{33}$, титанавгит 9,5, биотит 4, кварц 1, железотитановые окислы 3, апатит 1. В некоторых случаях клинопироксен представлен диопсидовым авгитом и в качестве дополнительных фаз появляются бронзит, оливин, баркевикит и сфен. Цветовой индекс около 12, но в штуфах порода имеет сине-серую окраску, обусловленную иризацией полевых шпатов, с чем связано использование ее в качестве декоративного камня. Сложение от средне- до крупнозернистого. При этом оба полевых шпата проявляют тенденцию к образованию гипидноморфных и идиоморфных кристаллов поперечником в несколько миллиметров или даже сантиметров. Кристаллы полевых шпатов довольно часто имеют ромбические очертания, характерные для фенокристаллов латитов — эффузивных аналогов этих пород.

В *монцонит-порфирах* присутствуют вкрапленники плагиоклаза с андезиновыми ядрами и внешними зонами олигоклаза, которые в свою очередь окаймляются щелочным полевым шпатом. Фенокристаллы могут быть представлены также ортоклазом и пертитом, но крупные кристаллы мафических минералов редки. Основная масса состоит из тонких срастаний натрового плагиоклаза и ортоклаза, испещренных точечными зернами авгита, роговой обманки, биотита, непрозрачных окислов, апатита и сфена. Эти породы провинции Осло, получившие по структурным особенностям название «ромбен-порфиры», а в настоящей книге в связи с их эффузивным характером отнесенные к латитам, могут быть названы и монцонит-порфирами.

Сиениты

Средне- и крупнозернистые аналоги трахитов — соответственно микросиениты и сиениты, в которых доля щелочных полевых шпатов составляет не менее двух третей общей полевошпатовой фракции. Кварц и фельдшпатоиды могут появляться лишь в незначительных количествах и, как правило, отсутствуют. Цветовой индекс редко превышает 30. По величинам отношения

* Ларвикиты в норвежской литературе.

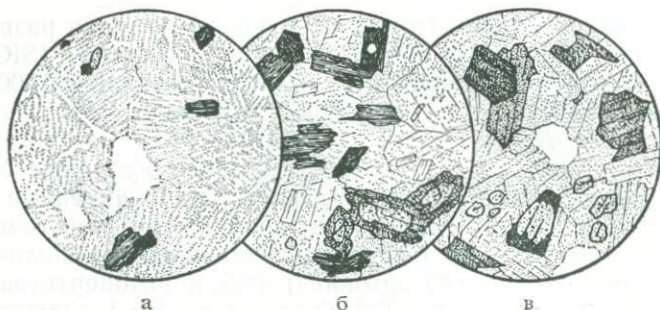


Рис. 4-6. Сиениты.

а — кварцсодержащий сиенит (нордмаркит), Осло, Норвегия. Диамет. 2,5 мм. Состоит из крупных кристаллов микропертита, местами с тонкими жилками и каемками альбита, небольших количеств кварца и биотита; акцессорные минералы представлены непрозрачными окислами, цирконом и сфеном.

б — сиенит, Имир, Британская Колумбия. Диамет. 3 мм. Главные минералы — биотит, уранитизированный авгит и измененный ортоклаз. В небольших количествах присутствуют мелкие идиоморфные зерна андезина и апатита.

в — щелочной сиенит, Силаор, остров Реюньон. Диамет. 2,5 мм. Полевой шпат представлен измененным пертитом, присутствует также немного интерстиционного кварца. Мафические минералы — эгирин-авгит (наиболее светлый), эгирин (наиболее темный) и баркевикитовая роговая обманка.

$(K_2O + Na_2O)/CaO$ сиениты разграничивают на два крупных типа.

Щелочные сиениты. Разновидность сиенитов с содержанием щелочного полевого шпата не менее 95% от всей полевошпатовой фракции образует небольшие интрузивы, тесно ассоциирующиеся с трахитами и фолонитами на океанических островах Реюньон восточнее Мадагаскара (рис. 4-6, *в*) и острове Фуэрте-вентура в Канарском архипелаге. Более крупные плутоны щелочных сиенитов тяготеют к перщелочным гранитам, как это имеет место в магматической серии Уайт-Маунтин в Аппалачах, Новая Англия, и в провинции Осло, Норвегия. В последней общая площадь выходов кварцсодержащих щелочных сиенитов (нордмаркитов)¹ составляет 1400 кв. км, и они занимают по распространенности второе место, уступая лишь авгитовым монцитам, описанным на с. 165. Выходы перщелочных гранитов и биотитовых гранитов занимают примерно по 800 кв. км.

От 80 до 90% объема типичного нордмаркита провинции Осло (рис. 4-6, *а*) слагает микро- или криптопертит, представленный ортоклазом или микроклином, в котором альбит или натровый олигоклаз образуют вроски. Такие сростания харак-

¹ Иногда содержание кварца в этих породах достаточно, чтобы квалифицировать их как кварцевые сиениты (ср. с рис. 2-13 и 5-1).

терны для всех, и особенно щелочных, сиенитов. Часто вросстки настолько тонкие, что определить количественные соотношения двух минералов невозможно. Содержание кварца, выполняющего интерстиции, обычно колеблется в пределах 5—8%. Главный мафический минерал иногда представлен железистым биотитом, в других случаях — роговой обманкой или гастингситом. Наконец, имеются натровые разновидности с эгирин-авгитом, эгирином, арфведсонитом или рибекитом. Неизменно присутствуют небольшие количества акцессорных минералов сфена, апатита, циркона и окислов железа.

Некоторые щелочные сиениты относятся к категории перглиноземистых (плюмазитовых) и сложены почти исключительно микропертитом, биотитом и мусковитом. Изредка они настолько обогащены алюминием, что в них содержатся много корунда и такие акцессорные глиноземистые минералы, как шпинель, пироп и хризоберилл. Другие щелочные сиениты, в которых все мафические минералы, сопровождающие микропертит, представлены обогащенными железом и натрием разновидностями арфведсонита и эгирина, относятся к перщелочным. В таких породах обычно присутствует немного нефелина. Встречаются они обычно в краевых фациях плутонов нефелиновых сиенитов.

Подобно трахитам, щелочные сиениты отвечают всему интервалу вариаций активности кремнезема в насыщенных средних магмах (см. рис. 2-12). В отличие от кварцсодержащих щелочных сиенитов провинции Осло в других сиенитах* кварц отсутствует и преобладающий щелочной полевой шпат ассоциируется с небольшими количествами нефелина или содалита, а также титанистого биотита, натровых пироксенов с переменным содержанием таких акцессориев, как апатит, флюорит, циркон и другие силикаты циркония.

Авгитовые щелочные сиениты представлены на верхних уровнях известного пластообразного интрузива Шонкин-Саг в Монтане, образовавшегося на небольшой глубине при дифференциации в процессе консолидации тела недосыщенной резко калиевой основной магмы. Модальный состав этой породы, по Нэшу и Уилкинсону, следующий (в %): санидин 51, авгит 15,5, биотит 11, акцессорные непрозрачные окислы и апатит 2,5, цеолиты и карбонаты 20 [2]. На нижних уровнях того же интрузива развиты *шонкиниты*, гораздо более основные и со значительным содержанием нормативного *пе* (15). Шонкиниты обсуждаются в гл. 7 как мафическая разновидность фельдшпатоидных *сиенитов*.

В щелочных сиенитах и щелочных сиенит-порфирах, становление которых происходило, как и в случае массива Шонкин-Саг, на небольшой глубине, вместо ортоклаза или микропертита

* Пиласкиты.

может присутствовать санидин. Близ Порт-Сигнит, Тасмания, развиты своеобразные щелочные сиенит-порфиры с крупными вкрапленниками санидина (с включениями гаюина), многочисленными зернами меланитового граната, вкрапленниками железистой роговой обманки, эгирин-авгита и эгирина, располагающимися в основной массе того же состава. Меланитовый гранат может присутствовать в значительных количествах в щелочных сиенитах, особенно в их мафических разновидностях, переходных к шонкинитам, но этот минерал редок в известково-щелочных сиенитах, для которых более характерен другой гранат — андрадит.

Известково-щелочные сиениты. Для менее щелочных сиенитов характерно присутствие значительно большего количества натрового плагиоклаза (5—30% модалной полевошпатовой фракции). Такие сиениты называются известково-щелочными. Плагиоклаз в них обычно имеет состав олигоклаза или андезина, но иногда может быть и значительно более кальциевым лабрадором. В относительно крупнозернистых разновидностях главный полевой шпат — микро- или криптопертит, в котором калишпатовая фаза обычно представлена ортоклазом или, изредка, микроклином. В некоторых случаях пертитовые сростки окружены тонкими оболочками альбита, а иногда они включают олигоклазовые ядра. В микросиенитах и сиенит-порфирах пертитовые сростки менее обычны, и щелочной полевой шпат преимущественно представлен натровым ортоклазом или санидином.

Если присутствует кварц, он образует либо интерстиционные ксеноморфные выделения между зернами полевых шпатов, либо микрографические срастания со щелочным полевым шпатом, либо, наконец, мирмекиты. На рис. 5-3, а приведена микростартовка кварцсодержащего сиенита из хорошо известного массива в районе Плауэн, близ Дрездена. В этой породе, как и в близких ей сиенитах из Асуана, Египет, и многих других районов, содержание как кварца, так и плагиоклаза очень изменчиво, так что наблюдаются постепенные переходы этих пород, с одной стороны, в гранит, а с другой — в монцонит.

Из мафических минералов для известково-щелочных сиенитов наиболее характерны зеленая роговая обманка и бурый биотит. Эти два минерала почти всегда присутствуют совместно, но обычно доминирует роговая обманка, хотя в кварцсодержащих разновидностях наблюдается тенденция к преобладанию биотита. Диопсидовый авгит может присутствовать как в виде самостоятельных кристаллов, так и в ядрах внутри зерен роговой обманки, количество его возрастает с увеличением основности породы. В разновидностях, переходных к монцонитам и щелочным габбро, могут появляться редкие зерна титанистого авгита, ортопироксена и оливина. Акцессорные минералы обычно менее обильны и разнообразны, чем в щелочных сиенитах. Среди них наи-

более часто встречаются апатит, сфен, циркон и непрозрачные окислы. В последних содержание титана обычно меньше, чем в окислах из щелочных сиенитов.

Известково-щелочные сиениты преимущественно слагают локальные участки гранитных плутонов, но иногда их кварцевые разности (10—15% кварца в модальном составе) образуют самостоятельные крупные плутоны. Хорошо известный пример последних — комплекс Дайана в протерозойском массиве гор Адирондак, штат Нью-Йорк. Это плутоническое тело с площадью выходов около 700 кв. км в основном сложено кварцсодержащими сиенитами [3]. Развитые в краевых частях интрузива мелкозернистые разновидности (SiO_2 66%) имеют следующий средний состав (в %): микропертит 65, олигоклаз 14, кварц 13, авгит 5, роговая обманка 1, акцессорные магнетит, апатит и циркон 2. Более крупнозернистые породы внутренних частей плутона представлены щелочными сиенитами с мафическими роговой обманкой или авгитом, содержание SiO_2 в них составляет 58—60%. Встречающиеся локально разновидности характеризуются повышенным содержанием плагиоклаза, позволяющим относить их к монцонитам.

Литература

1. *Larsen E. S. et al.*, American Mineralogist, vol. 23 (1938): pp. 237—257.
2. *Nash W. P. and Wilkinson J. F. G.*, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 25 (1970): pp. 241—269.
3. *Buddington A. F.*, Geological Society of America Memoir 7 (1939): pp. 73—111.

Глава 5. Кислые породы

Общая характеристика и номенклатура

Кислые породы, которые условно ограничены нижним пределом содержания кремнезема 66%, все резко пересыщены SiO_2 . В крупно- и среднезернистых породах это выражается в высоком содержании в модальном составе кварца, до 20% фельзической фракции или более. В стекловатых и криптокристаллических породах такие соотношения фиксируются нормативным параметром $100Q/(Q+or+ab+an) > 20$.

Вариации состава кислых пород, так же как и средних пород, прежде всего выражают посредством относительных количеств щелочных полевых шпатов, плагиоклаза и кварца. Мафические минералы, играющие подчиненную роль, используют для определения разновидностей. Цветовой индекс в породах этой группы обычно невелик и колеблется от почти 40 у некоторых тоналитов до 10 и менее у типичных гранитов (и риолитов). Общая схема классификации кислых пород, приводимая ниже без однозначных количественных границ, иллюстрируется также рис. 5-1.

Щелочной полевой шпат	Плутонические типы	Вулканические типы
<10% в сумме полевых шпатов	Тоналит	Дацит
10—35% в сумме полевых шпатов	Гранодиорит	
>35% в сумме полевых шпатов	Гранит	Риолит

Приведенная выше схема соответствует классификации IUGS (гл. 2, рис. 2-13). В соответствии с этой схемой к *гранитам* относятся не только породы с сильным преобладанием щелочного полевого шпата, но также еще более многочисленные разновидности с примерно равными содержаниями плагиоклаза и щелочного полевого шпата, которые в других хорошо известных системах номенклатуры называются кварцевыми монцонитами или *адамеллитами*¹.

Важное генетическое значение, по-видимому, имеет то, что на всех химико-минералогических диаграммах, подобных приведенной на рис. 5-1, точки состава наиболее распространенных кис-

¹ В настоящей книге, как и в схеме IUGS (ср. рис. 5-1), к кварцевым монцонитам отнесены менее кремнеземистые породы с содержанием модального кварца от 5 до 20% общей фельзической фракции.

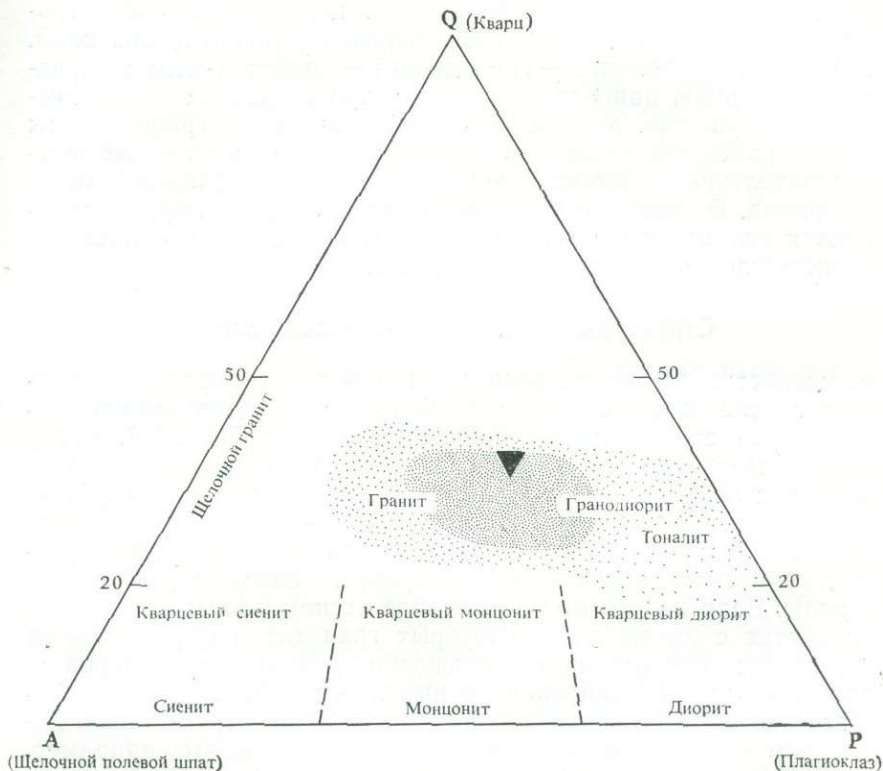


Рис. 5-1. Количественные соотношения главных минералов в кварцсодержащих plutонических породах. Наиболее распространенные породы выделены на диаграмме схематически более плотным крапом. Черным перевернутым треугольником показан состав эвтектики при $P_{H_2O} = 1000$ бар в системе альбит — ортоклаз — кварц.

лых пород тяготеют к минимальным температурам плавления (варьирующим в зависимости от давления и содержания H_2O) в экспериментально изученной системе $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - SiO_2$.

Плутонические породы: граниты, гранодиориты, тоналиты

Глобальное распределение

Кислые plutонические породы в своем распространении фактически ограничены континентальной земной корой, где они слагают большую часть огромных сложных батолитов ороген-

ных поясов¹. В древних архейских кратонах кислые породы играют важную роль в составе примитивной континентальной коры. Породы серии тоналит — гранодиорит — гранит в целом представляют собой наиболее широко распространенные плутонические образования. Многие архейские граниты и гранодиориты подвергались деформации, и в них происходило внутреннее перераспределение вещества в ходе более поздних эпизодов метаморфизма. В общей геологической литературе эти породы называются *гранитогнейсами*. Их магматическое (плутоническое) происхождение не вызывает сомнения.

Структуры кислых плутонических пород

Большинство кислых плутонических пород имеет средне- и крупнозернистое сложение с типичной *гранитной (гипидиоморфнозернистой)* структурой, изображенной на рис. 5-3 и 5-6. Как у плагноклаза, так и у мафических минералов проявляется тенденция к образованию гипидиоморфных и, реже, идиоморфных кристаллов. Межзерновое пространство занимает ксеноморфный кварц. Щелочной полевой шпат, если присутствует в существенном количестве, обычно также образует гипидиоморфные кристаллы. Если же его мало, он в виде ксеноморфных зерен ассоциируется с кварцем. В некоторых гранитах и гранодиоритах при общем крупнозернистом сложении проявляется порфириовидная структура. Порфириовидные выделения представлены кристаллами ортоклаза или микроклина, обычно пертитовыми, диаметром в некоторых случаях до 5—10 см, как это, например, имеет место в гранодиоритовом массиве Катедрал-Пик в Йосемитском парке, Калифорния. Местами такие фенокристаллы очень обильны, часто они идиоморфны и представлены взаимопроникающими карлсбадскими двойниками. Как правило, они включают многочисленные мелкие кристаллы других минералов, особенно чешуйки биотита, концентрирующиеся по плоскостям, параллельным очертаниям фенокристаллов². В немногих случаях порфириовидные граниты содержат округлые порфириовидные выделения калишпата, заключенные в оболочку олигоклаза. Такие соотношения получили название *структуры рапакиви*. По-

¹ Исключение из этого правила составляют родственные ксенолиты грубо доломчатого перщелочного гранита, присутствующие в базальтовых лавах некоторых океанических островов, особенно на острове Вознесения. Эти ксенолиты, вероятно, отторгнуты от верхних уровней небольших глубинных тел, возникших в результате дифференциации толентовой магмы. Другое проявление перщелочных гранитов в океане — остров Роколл в Северной Атлантике.

² Эти крупные кристаллы калишпата интерпретировались различно — и как истинные фенокристаллы, и как порфиробласты, образовавшиеся метасоматически после консолидации гранита. По нашему мнению, большая часть их представляет собой истинные магматические фенокристаллы.

роды с этой структурой обращают на себя внимание в связи с контрастной окраской розовых ядер вкрапленников и белых каемок. В некоторых случаях такие взаимоотношения обусловлены реакцией между частично закристаллизовавшейся магмой и более основными или глинистыми вмещающими породами. Так, в гранитном массиве Дартмур на полуострове Корнуолл структура рапакиви проявляется лишь в гибридных фациях. В гранитном массиве Сент-Остелл и в окрестностях Бодмин-Мура такие соотношения лучше всего проявлены в контаминированных породах, содержащих андалузит и кордиерит. Наконец, структура рапакиви очень характерна для базифицированных частей гранитов Джерси и Бретани.

Для гранитов очень характерны *графические* или *микрографические* срастания монокристалла калишпата с включенными в него мелкими, часто угловатыми, скелетными зернами кварца. В шлифе вростки кварца выглядят как изолированные друг от друга зерна, однако они оптически непрерывны и предположительно представляют кристаллографически непрерывный скелетный кристалл. В образцах грубозернистых гранитных пегматитов графическая структура хорошо различима макроскопически. Более тонкие микрографические срастания свойственны многим гранитам. Особенно они характерны для так называемых *гранофилов*, типичных конечных продуктов дифференциации, приуроченных к верхним уровням толентовых диабазовых силлов и расслоенных базитовых плутонов. В связи с этим термины *микрографический* и *гранофировый* в структурном смысле даже стали синонимами. Обычно полагают, что эта структура отображает быстрый одновременный рост полевого шпата и кварца, каждый из которых развивается от единого зародыша. Очень похоже, но почти определенно имеют постмагматическое или даже метаморфическое происхождение вростки тонких червеподобных оптически непрерывных телец кварца во внешних иззубренных зонах кристаллов калишпата в непосредственном контакте с зернами плагиоклаза. Такие сростки, называемые *мирмекитами*, вторгаются в плагиоклаз подобно протуберанцам, что свидетельствует об узко локальном метасоматозе. В настоящее время полагают, что в кислых плутонических породах, особенно в гранитах, межзерновые границы фельзических фаз образуются не непосредственно при кристаллизации магмы. В процессе медленного охлаждения на постмагматической стадии, когда породу еще повсеместно пропитывают остаточные водные флюиды, в щелочных полевых шпатах происходит распад твердых растворов и различные превращения. В связи с этим первичные границы зерен в значительной мере модифицируются. Именно на этой стадии могут образовываться мирмекитовые вростки, вторгающиеся из калишпата в прилегающие зерна плагиоклаза, а вокруг других кристаллов калишпата могут разви-

ваться каемки альбита, вероятно являющегося продуктом распада твердого раствора в самом этом кристалле. В некоторых гранитных породах кристаллы щелочного полевого шпата обрастают иззубренными внешними оторочками биотита, менее обычны небольшие участки графических сростаний биотита и кварца.

Характерная, хотя и редкая локально проявляющаяся особенность некоторых гранитов и гранодиоритов — *орбикулярная структура*. Она иногда наблюдается и в более основных плутонических породах. Орбикулярная структура (скорее текстура) обусловлена наличием многочисленных крупных округлых тел диаметром в несколько сантиметров или даже до метра, состоящих из концентрических оболочек, попеременно обогащенных фельзическими и мафическими минералами. По крайней мере в некоторых случаях орбикулы, по-видимому, образуются в результате ритмической селективной кристаллизации минералов на затравках, представленных включениями инородной породы.

В породах центральных частей многих крупных кислых плутонов предпочтительная ориентировка минералов отсутствует или проявлена очень слабо. Однако в краевых частях тех же массивов заметна тенденция к параллельному расположению удлинённых зерен минералов, обуславливающая характерную линейность. Кроме того, некоторая концентрация светлых и темных минералов в перемежающихся полосах приводит к грубой плоскостной полосчатости. При этом часто встречаются базитовые включения и шпиры мафических минералов. Такие включения отчасти представляют собой сегрегации рано кристаллизовавшихся минералов, а в других случаях возникают в результате преобразования ксенолитов. Обычно они сложены теми же минералами, что и порода в целом, но относительные количества их иные, в частности в них повышается содержание мафических минералов, плагиоклаза, апатита, сфена и магнетита (рис. 5-6, в).

В краевых частях некоторых плутонов, подвергшихся воздействию тектонических сил в момент становления, возникает так называемая *протокластическая* структура, проявляющаяся в периферических зонах гнейсовидных гранитоидов. На ранней стадии деформации зерна кварца и в меньшей мере полевого шпата приобретают волнистое погасание, которое является результатом интенсивных внутренних напряжений. Затем отдельные зерна начинают приобретать округлые очертания, а при дальнейшей деформации от фенокристаллов калишпата сохраняются лишь линзовидные *глазки* в связующей массе из тонкоперекристаллизованных «обломочков» кварца и полевого шпата. Ранее обычно такой тонкозернистый материал связывали с «грануляцией» или «измельчением» в результате хрупкого дробления. Однако в настоящее время полагают, что он в основном обус-

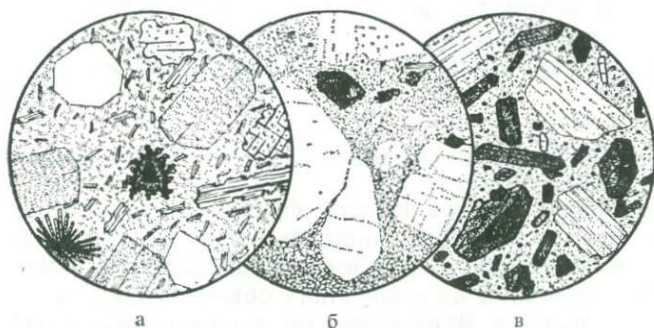


Рис. 5-2. Порфиры.

а — пневматизированный гранит-порфир, Корнуолл, Англия. Диамет. 5 мм. Идиоморфные вкрапленники кварца и измененного пертита находятся в микрозернистой основной массе, состоящей из тех же минералов, а также обильного мусковита, топаза (вверху), флюорита (справа) и двух генераций турмалина.

б — гранодиорит-порфир, северо-западная часть провинции Юньнань, Китай. Диамет. 3 мм. Крупные кристаллы кварца и кальциевого олигоклаза и более мелкие зерна роговой обманки и биотита погружены в микрозернистую массу из кварца и щелочного полевого шпата с аксессуарными сфеном и эпидотом.

в — роговообманковый диорит-порфирит, лакколит Карризо-Маунтин, северо-восточная Аризона. Диамет. 3 мм. Вкрапленники представлены андезитом, частично замещенным кальцитом и глинистыми минералами, и зеленой роговой обманкой, иногда sdвойникованной по (100). Основная масса сложена преимущественно микрозернистым полевым шпатам с небольшим количеством кварца и аксессуарными зернами апатита и циркона. Эту породу можно также назвать *андезит-порфиритом*.

ловлен перекристаллизацией (отжиговой) деформированных еще горячих кристаллов с образованием тонкозернистых агрегатов, в которых зерна лишены напряжения и, следовательно, более устойчивы. По аналогии с экспериментальным отжигом металлов и некоторых пород полагают, что движущая сила этого процесса — высвобождающаяся энергия напряжения.

Отметим вкратце значение порфировидной структуры некоторых кислых plutонических пород для оценки обстановки их становления, а также для терминологии. В мелких относительно малоглубинных интрузивах кислые породы обычно имеют порфировую структуру с мелкозернистой или микрозернистой основной массой. Вместе с тем по минеральному составу такие породы вполне идентичны их крупнокристаллическим глубинным аналогам. Вкрапленники могут быть многочисленными или редкими. Среди них в некоторых случаях одновременно представлены кварц, полевые шпаты и мафические минералы, хотя иногда присутствуют лишь фенокристаллы одного кварца. Такие породы принято называть *порфирами* (рис. 5-2). Интрузивные порфиры родственны как plutоническим, так и вулканическим

породам, и в том случае, если их условия залегания недостаточно хорошо установлены, иногда затруднительно решить, как назвать породу (например, гранит-порфиром или порфировым риолитом).

Общие особенности минерального состава гранитов

Более трети полевошпатовой фракции в гранитах представлено щелочным полевым шпатом, обычно ортоклазом или микроклином. Однако, как и в сиенитах, исходный высокотемпературный щелочной полевой шпат обычно содержит ощутимые количества натрия. В процессе медленного охлаждения, осуществляющегося в плутонических условиях, происходит распад твердого раствора; из щелочного полевого шпата выделяется натровая фаза, что приводит к широкому развитию пертита. Пертитовые сростки часто удается наблюдать под микроскопом в обычном свете благодаря селективным изменениям участвующих в них калиевой и натровой фаз. Например, одна из этих фаз может частично замещаться порошковатым агрегатом, молочно-белым в отраженном свете и буроватым в проходящем, тогда как другая фаза остается свежей или в ней происходят какие-либо иные изменения. Плагноклаз, за исключением присутствующего в перщелочных гранитах, редко бывает антипертитовым. Аналогичным образом лишь в очень щелочных гранитах альбит представлен отдельными кристаллами обычно идиоморфных очертаний. В некоторых случаях, например в альбитовых гранитах Орегона, этот минерал имеет метаморфическое происхождение, как и в ассоциирующихся кератофирах и спилитах. В большинстве гранитов плагноклаз представлен олигоклазом, а иногда его зерна содержат андезиновые ядра.

В подавляющем большинстве случаев содержание кварца в гранитах колеблется от 20 до 40%. Лишь в гранит-порфирах и некоторых гранофирах этот минерал образует вкрапленники, обычно же он ксеноморфен и занимает неправильные пространства между кристаллами других минералов, хотя даже в таких случаях у кварца удается иногда установить предпочтительную ориентировку кристаллических осей. В кварце могут присутствовать газовые или жидкие включения. Гораздо чаще и многочисленнее пылевидные и игольчатые твердые включения, например, рутила и апатита. В краевых частях плутонов у кварца наблюдается волнистое погасание, обусловленное внутренними напряжениями.

Наиболее характерный мафический минерал нормальных или известково-щелочных гранитов — темно-бурый биотит, содержание железа в котором обычно возрастает по мере увеличения кремнеземистости породы. Для биотита также характерны включения апатита, циркона, ортита, монацита и железотитано-

вых окислов. Вокруг некоторых радиоактивных включений, особенно циркона, возникают плеохроичные ореолы (дворики). Наиболее характерное изменение биотита заключается в замещении хлоритом и тонкими зернами сфена.

Мусковит и литиевые слюды присутствуют лишь в перглиноземистых (плюмазитовых) разновидностях гранитов, которые одновременно характеризуются повышенным содержанием кремнезема. К числу таких пород относятся гранитные пегматиты и аплиты, а также гранитоиды, подвергшиеся пневматолиту (см. с. 183). Молекулярное отношение $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O)$ у мусковита гораздо выше, чем у щелочного полевого шпата: у первого оно составляет 3, а у второго 1. Для лепидолита это отношение имеет промежуточное значение. Таким образом, эти две разновидности слюд служат индикаторами состава перглиноземистых пород. Их наличие выражается в появлении корунда (С) в норме.

В известково-щелочных гранитах присутствует обычный амфибол — зеленая роговая обманка, образующая короткие гипидиоморфные призмы. Ее содержание обычно возрастает за счет биотита по мере увеличения количества плагиоклаза. В щелочных гранитах, напротив, присутствуют другие амфиболы — гаслингсит, рибекит и арфведсонит, преимущественно в виде ксеноморфных выделений.

Пироксены редко встречаются в известково-щелочных гранитах и в большинстве случаев представлены реликтовыми ядрами диопсидового авгита, окруженными реакционными каемками роговой обманки. В щелочных гранитах обычны поздно кристаллизующиеся эгирин-авгит и эгирин, которые образуют игольчатые кристаллы и губчатые агрегаты, частично включающие зерна кварца и полевого шпата, а в некоторых случаях выполняющие угловатые интерстиционные пространства. В базитовых гранофирах пироксен иногда представлен геденбергитом. В этих породах, так же как и в кислых гранофирах и пегматитах, может появляться в небольших количествах железистый оливин.

В качестве акцессорных минералов в гранитах неизменно присутствуют апатит, сфен, циркон и магнетит. Первые три из этих минералов более обильны в щелочных гранитах, чем в гранитах адамеллитового типа. Апатит и сфен в повышенных количествах присутствуют в гранитах, контаминированных в результате ассимиляции основных пород. Обычно вторичные минералы эпидот, цоизит, клиноцоизит и ортит иногда могут быть и первичными. В гранитах Виктории в Австралии обогащение ортитом наблюдается в участках с многочисленными ксенолитами и сегрегациями мафических минералов, что позволяет предполагать контаминацию.

Ряд минералов, более характерных для контактово-метаморфизованных глинистых сланцев, тем не менее появляется в ка-

честве аксессуаров в некоторых гранитах. Наиболее типичные из них — альмандиновый гранат, кордиерит, андалузит и силлиманит. Иногда при полевых и микроскопических наблюдениях удается точно установить, что такие минералы представляют собой ксенокристаллы, появившиеся в гранитах в результате механического расчленения метapelитовых роговиков в процессе частичного ассимиляционного плавления вмещающих интрузию метаосадочных пород. В других случаях, например в некоторых гранитах Виктории, крупные идиоморфные или менее правильные кристаллы кордиерита кристаллизовались непосредственно из магмы, обогащенной глиноземом в результате ассимиляции метapelитовых пород. Здесь кордиерит кристаллизовался *относительно рано*, и его зерна облекаются кварцем и щелочным полевым шпатом. В некоторых гранитных пегматитах и аплитах в качестве первичного аксессуарного минерала присутствует спессартин-альмандиновый гранат, образующий мелкие идиоморфные кристаллы. В гранитах Дартмур в Корнуолле альмандин даже присутствует в графических сростаниях с вкрапленниками полевого шпата. В других районах альмандин явно представляет собой ксенокристаллы. В перглиноземистых мусковитсодержащих пегматитах и аплитах в качестве первичных аксессуарных минералов изредка появляются андалузит или силлиманит. В других гранитах те же фазы в сопровождении топаза или турмалина образуются, вероятно, в уже отвердевших гранитах в результате поздних пневматолитических реакций. Наконец, эти два минерала могут быть ксенокристаллами, отделившимися от захваченных обломков роговиков. Спорадически появляется зеленая шпинель, вероятно являющаяся побочным продуктом при ассимиляции глиноземистых ксенолитов.

Главные разновидности гранитов

Щелочные граниты. К этой категории отнесены все граниты, в которых щелочной полевой шпат заметно преобладает над плагиоклазом. По химизму эти породы относятся к интервалу составов от перглиноземистых мусковитсодержащих разновидностей до перщелочных гранитов, в которых все мафические минералы представлены натровыми разновидностями.

подавляющее большинство щелочных гранитов слюдяные. Перглиноземистые разновидности в узком смысле обычно содержат как мусковит, так и биотит. Во многих из них также присутствуют небольшие количества силлиманита, андалузита, кордиерита, альмандина, топаза или турмалина. В наиболее широко распространенном типе щелочных гранитов присутствует из слюд только биотит. В них отсутствуют и перечисленные выше глиноземистые минералы. Модальный состав такого гранита из массива Конуэй в Нью-Гэмпшире (рис. 5-6, а) следующий



Рис. 5-3. Граниты.

а — роговообманковый «гранит», Плауэн, близ Дрездена, Саксония, ГДР. Диамет. 3 мм. Состоит из зеленой роговой обманки, ортоклаза, олигоклаза и кварца и аксессуарных магнетита, апатита, сфена и ортита. Отметим, что некоторые кристаллы олигоклаза пойкилитически включаются роговой обманкой и ортоклазом, а слева от центра, в контакте между двумя кристаллами ортоклаза, присутствует немного миркеита. По мере уменьшения содержания кварца эта порода постепенно переходит в сиенит.

б — биотитовый гранит, Рокпорт, Мэн. Диамет. 3 мм. Микроклин-пертит образует идиоморфные и гипидиоморфные кристаллы; ксеноморфные зерна кварца деформированы. Присутствуют две генерации биотита, из которых ранняя представлена крупными чешуйками, а поздняя — радиальными пучками в трещинках и жилах. Поздний биотит более темный, обогащен железом и ассоциируется с пневматолитическим флюоритом.

в — перщелочной рибекит-эгириновый гранит, Куинси, Массачусетс. Диамет. 3 мм. Состоит из идиоморфных и гипидиоморфных кристаллов микропертита и ксеноморфных зерен кварца; темноцветные минералы представлены рибекитом, эгирином и ортитом.

(в %): микропертит и натровый ортоклаз в ксеноморфных или гипидиоморфных продолговатых зернах — около 70, кварц — 20, остальную часть породы слагают олигоклаз, присутствующий преимущественно в ядрах зерен щелочных полевых шпатов, биотит и обычные аксессуарные минералы. В гранитах массива Пайкс-Пик в Колорадо крупные порфириновые выделения красного микроклина заключены в связующей массе, сложенной преимущественно кварцем, олигоклазом и обильным биотитом; среди аксессуаров преобладают ортит, сфен, апатит, магнетит и флюорит. В некоторых щелочных гранитах биотит сопровождается роговой обманкой (рис. 5-3, *а*) или авгитом. Однако большинство роговообманковых гранитов имеет относительно базитовый состав и принадлежит к группе адамеллита. На рис. 5-3, *а* приведена микрорисовка гранита, переходного к кварцевому сиениту. Такие переходы реально наблюдаются в природе.

В очень редких случаях в гранитах отсутствуют как биотит, так и роговая обманка и мафические минералы представлены орто- и клинопироксенами, иногда сопровождающимися неболь-

шим количеством фаялитового оливина. В батолите Блу-Ридж в Виргинии распространены гиперстеновые граниты, в состав которых входят ортоклаз и андезин, а также 20—30% кварца. Гиперстеновые граниты представляют собой кислые члены семейства *чарнокитов*, пород, характерных для наиболее древних частей (архейских и раннепротерозойских) крупных континентальных кратонов. Особенно широко они распространены в южной части Индии и на прилегающих площадях Шри-Ланки, в Западной Австралии, южной части Бразилии (окрестности Рио-де-Жанейро) и в некоторых частях Западной Африки. Модальный состав чарнокита из Мадраса, Индия, следующий (в %): микроклин 48, кварц 40, олигоклаз 6, гиперстен 3, магнетит 2, биотит 1. Чарнокиты обычно приурочены к толщам, претерпевшим региональный метаморфизм высокой степени и сложенным породами гранулитовой фации. В связи с этим возникает вопрос: не могут ли по крайней мере некоторые чарнокиты сами быть продуктами метаморфизма и возникать в результате полной дегидратации кислых вулканитов или кварц-полевошпатовых осадков? Этот вопрос будет подробнее рассмотрен ниже (с. 196). Здесь отметим, что в настоящее время большинство петрологов полагают, что по крайней мере часть чарнокитов являются первичными плутоническими породами.

Для перщелочных гранитов примечательно присутствие амфиболов и пироксенов, обогащенных натрием и железом, а также появление обильного альбита или антипертита. Превосходным примером пород этого типа могут быть гранитоиды массива Куинси в Массачусетсе с довольно изменчивым минеральным составом (рис. 5-3, в). В их типичном образце несколько более половины объема составляет K-Na-полевоый шпат, главным образом пертит, и около трети приходится на кварц. Мафические минералы представлены эгирином и рибекитом. Наиболее обычные аксессуарии — апатит, сфен, циркон, окислы железа и астрофиллит. Этот гранит сечется другой перщелочной породой, состоящей из микропертита, альбита и кварца, главные мафические минералы в ней представлены оливково-зеленым катафоритом и темно-бурым биотитом. Перщелочные граниты встречаются также в районе гор Кудару в Нигерии. В большинстве случаев они сложены натровым микропертитом (58%), кварцем (38%) и рибекитом (4%), но иногда также появляются небольшие количества железистого биотита и фаялита. Характерные темные минералы перщелочных гранитов района Осло в Норвегии — арфведсонит и эгирин.

В некоторых из перечисленных перщелочных гранитов присутствуют тонкозернистые включения, резко обогащенные мафическими минералами по сравнению с вмещающей породой. Такие включения, например, присутствуют в крупнозернистом эгирин-рибекитовом граните острова Рокколл в Атлантике. В этих

темных включениях в порядке уменьшения содержания присутствуют темно-зеленый эгирин, кварц, альбит и микроклин. Перщелочные граниты, подобно многим другим натровым магматическим породам, относительно обогащены цирконием, входящим преимущественно в состав минерала эльпидита. На рис. 5-4 приведены микрозарисовки перщелочных гранит-порфиров.

Адамеллиты. Плагноклаз и щелочной полевой шпат содержатся в адамеллитах примерно в равных количествах. Доля каждого из них колеблется от 35 до 65% в сумме полевых шпатов. Таким образом, содержание щелочного полевого шпата в адамеллитах больше, чем

в гранодиоритах. Между этими двумя породами существуют взаимные переходы, совершенно незаметные в естественных условиях, как это, например, имеет место в крупном батолите Сьерра-Невада в Калифорнии. В адамеллитах присутствует больше кварца, чем в монцонитах, однако естественные постепенные переходы между этими двумя породами наблюдаются редко. Из мафических минералов для адамеллитов характерны биотит и роговая обманка. Подобно гранодиоритам и многим монцонитам, адамеллиты — типичные метаглиноземистые породы.

Хорошим примером адамеллитов могут служить породы известного гранитоидного массива Шап в Уэстморленде, Англия (рис. 4-5, в). В них крупные розовые вкрапленники ортоклаза слагают примерно треть объема, другую треть составляют белые кристаллы олигоклаза, тогда как на долю кварца приходится около четверти. Главный мафический минерал — биотит, в меньших количествах присутствует роговая обманка. Акцессорные минералы обычно представлены цирконом, апатитом и окислами железа. Интересная особенность этих адамеллитов, особенно характерная для ранних относительно базитовых фаз, заключается в наличии оболочек олигоклаза вокруг некоторых вкрапленников ортоклаза. Образующуюся при этом структуру рапакиви объясняют базификацией частично закристаллизовав-

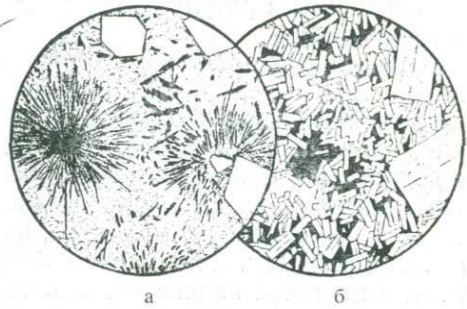


Рис. 5-4. Перщелочные гранит-порфиры.

а — рибекитовый гранит-порфир, озеро Браннер, Новая Зеландия. Днам. 3 мм. Вкрапленники кварца и натрового ортоклаза (последние не попали в поле зрения) погружены в графическую основную массу, сложенную этими же минералами в сопровождении игольчатого рибекита.

б — рибекитовый гранит-порфир, Эйлса-Крейг, Шотландия. Днам. 2 мм. Сложен в основном натровым ортоклазом с интерстиционными рибекитом и кварцем.

шейся магмы в результате реакции с андезитовыми вмещающими породами.

Мезозойский батолит Сьерра-Невада в Калифорнии протяженностью более 500 км и шириной от 50 до 80 км состоит приблизительно из 200 разобщенных плутонов [1]. В подавляющем большинстве эти массивы сложены адамеллитами или граудиоритами, между которыми наблюдаются постепенные естественные переходы как в химическом, так и минеральном составе. В типичных адамеллитах, например в массивах Хаф-Дом и Катедрал-Пик, содержание SiO_2 составляет примерно 72—74%, а цветовой индекс — около 10 или менее. Кварц равномерно распределен в породе и присутствует в значительных количествах (нормативный $Q \approx 30$). В полевошпатовой фракции щелочной полевой шпат или плагиоклаз могут несколько преобладать один над другим. Щелочной полевой шпат в штуфах розовый, его кристаллы более крупные; в некоторых случаях, например в массиве Катедрал-Пик, он образует крупные идиоморфные зональные вкрапленники, пойкилитически включающие мелкие кристаллы плагиоклаза и мафических минералов. Плагиоклаз обладает серой или белой окраской в штуфах и обычно имеет состав олигоклаза. Он образует относительно мелкие, как правило, зональные, гипидиоморфные зерна. Из мафических минералов наиболее обилён биотит. Иногда в подчиненных количествах появляется роговая обманка. Мусковит не встречается в этих породах. Обычные акцессории представлены сфеном, железотитановыми окислами, апатитом, цирконом и ортитом.

Среди адамеллитов и граудиоритов, так же как среди щелочных гранитов, различают перглиноземистые разновидности, в состав которых в небольших количествах входят андалузит (или силлиманит), кордиерит или альмандиновый гранат. Эти необычные фазы появляются в дополнение к более распространенным в породе биотиту и роговой обманке, присутствующим порознь или совместно. К числу таких пород относятся кордиеритсодержащие порфириовидные адамеллиты, слагающие значительную часть сложного плутона Клаудс-Крик, Южная Каролина [2]. Приблизительный средний модальный состав этих пород (в %): кварц 25, плагиоклаз (с ритмической зональностью от An_{35} до An_{40}) 40, микропертит 20, биотит 10—12, кордиерит ~3. Акцессорные минералы представлены ильменитом, сфеном и турмалином. Кордиерит образует довольно идиоморфные призматические кристаллы длиной до 3 мм, в основном лишенные включений и характеризующиеся секториальным двойникованием.

Гранофиры. Эти породы, имеющие незначительное распространение, вместе с тем представляют характерную разновидность гранитоидов, особенности проявления которой проливают свет

на процессы дифференциации. В большинстве случаев для них характерны преобладание натрия над калием и высокие величины отношения $FeO/(FeO+MgO)$. Кварц кристаллизуется одним из последних и большей частью образует микрографические сростания со щелочным полевым шпатом (*гранофировая структура*), вероятно представляющие собой продукты котектической или эвтектической кристаллизации конечного остаточного расплава. Это положение подтверждается резко железистым составом мафических фаз: геденберgit, фаялит или, в немногих перщелочных породах, рибекит.

Гранофиры обычно образуют небольшие линзовидные и прожилкообразные обособления на верхних уровнях мощных дифференцированных силлов толеитовых диабазов. Наиболее крупные изученные тела феррогранофиров приурочены к близкоровельным частям расслоенных базитовых плутонов скергаардского типа (с. 127). В самом массиве Скергаард феррогранофиры состоят преимущественно из натрового плагиоклаза, который с краев окружен микрографическими сростаниями мутного калишпата и кварца. Мафические минералы представлены геденберgitом и фаялитовым оливином, к которым иногда присоединяется немного роговой обманки, а также непрозрачными окислами железа¹.

Некоторые гранофиры нельзя относить к категории кислых пород в строгом смысле, поскольку содержание SiO_2 в них колеблется от 64 до 72%. В тех случаях, когда гранофиры входят в состав базитовых силлов и расслоенных плутонов, не остается места для сомнений, что они непосредственно отвечают остаточным расплавам, возникшим на конечных стадиях фракционной кристаллизации материнских толеитовых магм.

Дейтерические изменения гранитов. На ранней стадии постмагматического охлаждения многих гранитов, когда они еще находятся в горячем состоянии, но уже в основном сложены кристаллическими фазами, последние изменяются под воздействием остаточных водных надкритических флюидов, которые продолжают подниматься сквозь межзерновые поровые пространства. В результате этих реакций² ранние кристаллические фазы частично замещаются такими минералами, как турмалин, топаз, флюорит, мусковит, литиевая слюда, касситерит и вольфрамит. Турмалин отчасти присутствует в гранитах и как акцессорный минерал, кристаллизовавшийся на магматической стадии. Одна-

¹ В краевых частях некоторых гранитных плутонов существуют участки с гранофировой структурой. Такие породы обычно называют гранофирами, хотя предпочтительнее для них определение *микрографический гранит*. Последний по химизму и в генетическом отношении отличается от описанных здесь гранофиров.

² Обычно называемых *пневматолитовыми*, так как флюиды, несомненно, находятся в надкритическом газообразном состоянии.

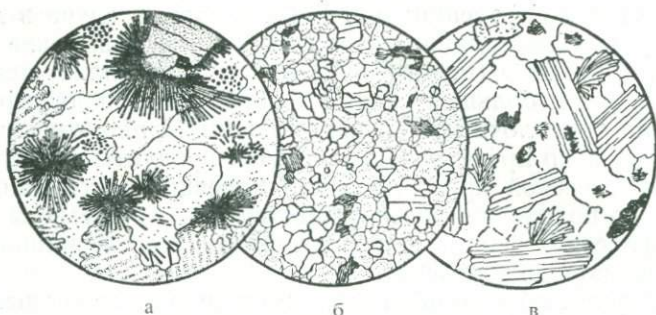


Рис. 5-5. Пневматолизированные граниты.

а — турмалинизированный гранит, Корнуолл, Англия. Диамет. 3 мм. Радиально-лучистые агрегаты игольчатых кристаллов голубовато-зеленого турмалина, иногда нарастающие на корродированные фенокристаллы первичного бурого турмалина. Остальная часть породы состоит из микропертита и кварца, причем кварц внедряется в микропертит. Вверху справа несколько игольчатых кристаллов турмалина ограничены прямой линией внутри зерна кварца. Эта прямая соответствует былой границе кристаллов кварца или полевого шпата.

б — грейзен, Гейер, Рудные горы, ГДР. Диамет. 5 мм. Сложен топазом, литиевой слюдой и кварцем с массой пылевидных включений.

в — грейзен, Грейнс-Гилл, Камберленд, Англия. Диамет. 3 мм. Сложен в основном кварцем и мусковитом с акцессорными рутилом, апатитом и арсенопиритом. Крупные чешуйки мусковита представляют собой реликты исходного гранита. Перистые агрегаты мусковита развиваются по ортоклазу, а плотные агрегаты мельчайших чешуек мусковита — по плагиоклазу. В породе присутствуют акцессорные турмалин и молибденит, не попавшие в поле зрения.

ко в основном он явно развивается позже при воздействии бор- и фторсодержащих флюидов на полевые шпаты. Последнее часто облегчается проявившимся ранее дроблением первичных минералов. Одновременно апатит, биотит, сфен и ильменит частично или полностью разлагаются, а входящие в их состав элементы начинают участвовать в образовании турмалина, а также анатаза и брукита.

На рис. 5-5, *а* приведена микрозарисовка широко известного турмалинизированного гранита из массива Сент-Остелл, Корнуолл. В этой породе имеются две генерации турмалина. Ранняя желтоватая разновидность имеет первичномагматическое происхождение, а поздняя зеленоватая разновидность образует конические и сферолитовые агрегаты тонких идиоморфных призматических кристаллов. Многие из таких агрегатов с хорошо выраженным радиально-лучистым строением («турмалиновые солнца») растут от краев зерен полевых шпатов. В других случаях они располагаются в мозаике зерен кварца. При этом иногда окончания расходящихся лучей турмалиновых призмочек резко ограничиваются прямой линией внутри кварцевого агре-

гата, не имеющей отношения к современным границам кварцевых зерен. Такие «теневые границы» турмалиновых лучей фиксируют бывшее положение граней исчезнувших кристаллов кварца или полевого шпата.

Одновременно с турмалином могут кристаллизоваться топаз, касситерит и вольфрамит. В других случаях все эти минералы кристаллизуются в определенной последовательности, частично перекрывая друг друга во времени. При этом топаз образуется первым, затем кристаллизуется турмалин, тогда как наиболее поздние минералы олова и вольфрама частично замещают два относительно ранних минерала этой серии.

Пневматолититы другого типа, локализующиеся преимущественно в краевых частях гранитных плутонов, называются *грейзенами* (рис. 5-5, б, в). Они образуют полосы и жилоподобные тела шириной от немногих сантиметров до метров с нечеткими границами и постепенно переходят в неизменные граниты. Грейзены, несомненно, формируются в результате течения минерализующих флюидов по трещинам. В большинстве случаев они представляют собой почти чисто кварцево-слюдяные породы: полевые шпаты первичных гранитов полностью замещены мусковитом или литневой слюдой. Почти всегда присутствует также топаз, который изредка может даже преобладать. Акцессорные минералы представлены турмалином, флюоритом, апатитом, рутилом, касситеритом и вольфрамитом.

При несколько иных физических условиях в результате пневматолитизации образуются *каолины*. В этом случае полевой шпат замещается каолинитом, мусковитом и кварцем при воздействии флюидов, богатых H_2O , CO_2 , а в некоторых случаях также содержащих F, V.

Гранодиориты и тоналиты

В целом почти такую же количественную роль, как граниты, играют кислые плутонические породы, в которых щелочной полевой шпат присутствует в резко подчиненном количестве по отношению к плагиоклазу. Среди таких пород условно выделяют две разновидности — гранодиориты и тоналиты. К последним относятся породы, в которых содержание щелочного полевого шпата составляет меньше 10% общей полевошпатовой фракции. С увеличением доли щелочного полевого шпата гранодиориты постепенно переходят в граниты адамеллитового типа.

Гранодиориты. Гигантский сложный батолит Сьерра-Невада в Калифорнии сложен преимущественно гранодиоритами (рис. 5-6, б). Именно резкое преобладание здесь этих пород побудило Линдгрена ввести наименование «гранодиорит» для пород, промежуточных по составу между гранитом и кварцевым диоритом. По данным этого автора, средний модальный состав

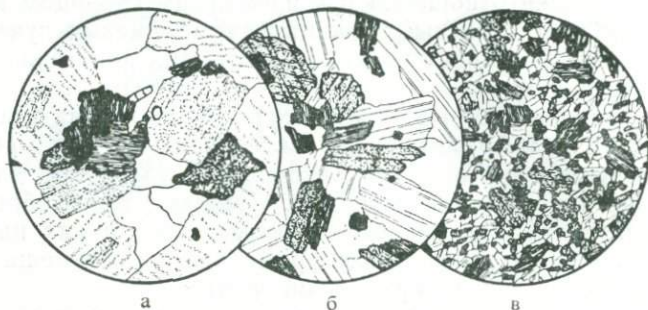


Рис. 5-6. Гранит и гранодиориты.

а — биотитовый гранит, Конуэй, Нью-Гэмпшир. Диамет. 3 мм. Полевые шпаты представлены микропертитом и измененным ортоклазом, кварц образует ксеноморфные зерна. Темноцветные минералы — биотит, ортит и немного магнетита. В центре поля зрения видны два кристалла апатита.

б — роговообманково-биотитовый гранодиорит, Йосемитский парк, Калифорния. Диамет. 3 мм. Приблизительно половину объема породы составляет нормально зональный плагиоклаз (Ap_{50-20}) и четверть — кварц. Остальное приходится на пертит, роговую обманку, биотит и акцессорный магнетит.

в — базитовое включение в гранодиорите из того же района. Диамет. 3 мм. Эта порода сложена теми же минералами, что и предыдущая, но в ней больше роговой обманки, биотита, плагиоклаза, сфена и апатита, но меньше кварца и калиевого шпата.

гранодиоритов (в мас. %) следующий: натровый андезин 40, кварц 21, ортоклаз 18, роговая обманка 17; акцессорные биотит, железотитановые окислы, апатит и сфен — 4. Однако во многих гранодиоритах биотит содержится примерно в таких же количествах, как и роговая обманка, и в некоторых случаях он даже преобладает. Кроме того, в небольших количествах может присутствовать также авгит.

В гранодиоритах кристаллы плагиоклаза обычно имеют идиоморфные очертания; ортоклаз частично или полностью облекает их зерна. Для плагиоклаза характерна нормальная зональность с вариациями состава приблизительно от Ap_{50} в ядрах до Ap_{25} во внешних каемках. Ортоклаз изредка образует вкрапленники и чаще, чем в тоналитах, представлен пертитовой разновидностью. Однако пертиты здесь менее распространены, чем в гранитах и сненитах. В некоторых случаях щелочной полевой шпат представлен микроклином.

В батолите Сьерра-Невада близ Бишопа большинство отдельных плутонов сложено преимущественно либо адамеллитами, либо гранодиоритами. Между этими породами наблюдаются постепенные переходы, и разграничения их возможны лишь по условным признакам. Средний модальный состав двух существенно гранодиоритовых крупных массивов в этом регионе следующий (в %):

Массив Ламарк: кварц 24, щелочной полевой шпат 21,5, плагиоклаз 44,5, биотит 6,5, роговая обманка 2,5, аксессуарии 1. Следует отметить, что эта порода по составу близка к границе между гранодиоритом и адалмеллитом.

Массив Раунд-Валли-Пик: кварц 26, щелочной полевой шпат 15, плагиоклаз 46,5, биотит 7, роговая обманка 3,5, аксессуарии 2. Эта порода относится к средней части интервала составов гранодиоритов.

Оба приведенных состава по признаку содержания кварца (>20) попадают в категорию кислых пород. Однако, если в первой из них SiO_2 67% (нормативный Q 23), то во второй породе SiO_2 63,5% (нормативный Q 16). Таким образом, в последнем случае содержание кремнезема ниже предела, установленного для кислых пород. Подобные соотношения обычны для гранодиоритов батолита Сьерра-Невада. Адалмеллиты этого района по всем критериям относятся к числу кислых пород (SiO_2 71—74%, Q 25—30).

Тоналиты. Эти породы близки к гранодиоритам и отличаются лишь значительно меньшим содержанием щелочного полевого шпата и кварца. Соответственно тоналиты более мафические, и цветовой индекс в них обычно колеблется от 20 до 40. Существуют, однако, лейкократовые разновидности с цветовым индексом 5 или 10. Из числа мафических минералов в тоналитах преобладают роговая обманка и биотит, которые иногда окаймляют кристаллы авгита. На рис. 5-7, *a* приведена микрозачерта прототипического тоналита из Адалмелло в Италии. Приблизительный модалный состав этой породы следующий (в %): кварц 15—20, щелочной полевой шпат 5, плагиоклаз с нормальной зональностью (An_{63-41}) 50—55, мафические минералы (биотит и роговая обманка) 25, аксессуарные — апатит, сфен и непрозрачные окислы.

Наиболее лейкократовая разновидность тоналитов называется *трондьемитом* (рис. 5-7, *b*). Эта порода преимущественно сложена плагиоклазом (натровый андезин или олигоклаз) и кварцем; в качестве малых примесей присутствуют калишпат и биотит. Цветовой индекс не превышает 10. Крупный массив, сложенный породами этого типа, имеется в юго-западной части Новой Зеландии. Здесь у северного окончания озера Манапури в почти вертикальных отпрепарированных ледником стенках обнажаются примечательные очень светлые трондьемиты. Средний модалный состав этой породы следующий (в %): кварц 15—40, олигоклаз 55—80, микроклин 5, биотит 3—5, аксессуарные — эпидот (с ядрами ортита), сфен, апатит, изредка циркон. Микроклин встречается преимущественно в виде иззубренных зерен между более крупными относительно идиоморфными кристаллами плагиоклаза или включенных в последние. Плагио-

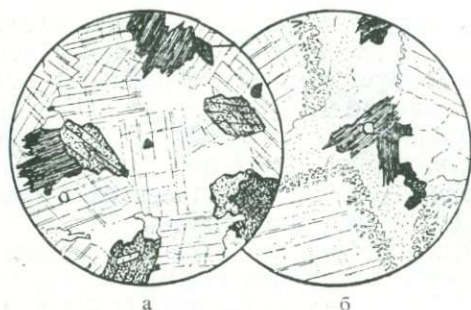


Рис. 5-7. Тоналиты.

а — тоналит, Адамелло, Италия. Диамет. 2,5 мм. Порода состоит из идиоформных и гипидиоморфных зональных кристаллов андезин-олигоклаза, местами окаймленных ортоклазом; ксеноморфных выделений кварца, зеленой роговой обманки и бурого биотита. Внизу справа — ортит, частично окаймленный эпидотом; акцессорные — магнетит, апатит и сфен.

б — фельзитический тоналит (трондьемит), батолит Касл-Тауэрс, Британская Колумбия. Диамет. 2,5 мм. В породе преобладают кристаллы олигоклаза с ритмической зональностью и внешними каемками мирмекита. Далее в количественном отношении следует кварц, а затем ортоклаз. Акцессорные минералы — биотит, апатит, окислы железа и сфен.

клас также содержит рассеянные включения округлых зерен кварца. Эти трондьемиты, вероятно, образовались в результате кристаллизации расплава, мобилизованного и отделившегося от развитых поблизости мигматизированных амфиболитов.

Кислые аплиты и пегматиты

Во многих случаях гранодиориты и граниты, а также вмещающие их породы секутся лейкократовыми породами, относительно обогащенными кварцем, щелочным полевым шпатом, мусковитом и пневматолитическими минералами. Такие лейкократовые породы образуются из остаточных расплавов, отделившихся от магм, из которых кристаллизовались главные части плутонов. Поэтому они сложены преимущественно поздними минералами, присутствующими в интерстициях пород главных массивов. В некоторых случаях они представлены аплитами с равномернозернистой структурой и размером зерен обычно менее 2 мм (рис. 2-6, *в*). В штуфах аплиты имеют сахаровидный облик. Для пегматитов в отличие от аплитов характерны значительные вариации размеров кристаллов и структуры (рис. 5-8). В отдельных участках пегматитовых тел развиты такие же мелкозернистые агрегаты, как аплиты. В основном, однако, пегматиты гораздо более крупнозернистые, а в некоторых из них кристаллы достигают в длину десятков сантиметров или даже метры.

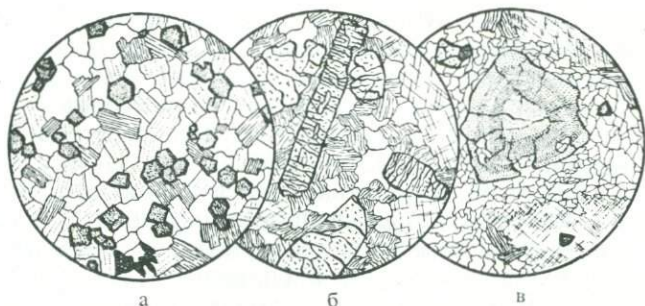


Рис. 5-8. Гранитные пегматиты.

а — гранатовый мелкозернистый пегматит, Пала, Калифорния. Диамет. 2 мм. Сложен спессартином, литиевой слюдой, альбитом, микроклином, кварцем и небольшим количеством синего турмалина.

б — турмалиновый пегматит, Пала, Калифорния. Диамет. 2 мм. Крупные кристаллы бесцветного эльбанта рассеяны в связующей массе из литиевой слюды, альбита и кварца.

в — турмалинизированный пегматит, Туоламини-Каньон, Йосемитский парк, Калифорния. Диамет. 2 мм. Видны крупный зональный кристалл голубого турмалина, обильный гранулированный кварц и деформированный микроклин, а также мусковит и спессартин.

Мощность аплитовых жил колеблется в пределах от немногих сантиметров до метра, тогда как тела пегматитов достигают в поперечнике сотен метров и нередко имеют чрезвычайно неправильные очертания. Кроме того, во многих пегматитах проявляется симметричная зональность минерального состава, что редко встречается в аплитах, и обычно они более богаты редкими минералами. Иногда пегматиты и аплиты тесно ассоциируются, секут друг друга или один из них образует линзовидные включения в другом. Если не учитывать более высокого содержания пневматолитовых минералов в пегматитах, обе породы близки по минеральному составу. Однако в пегматитах проявляются более резкие вариации состава, интенсивная перекристаллизация и замещение ранних минералов поздними. Некоторые крупнокристаллические пегматиты, вероятно, образовались в результате замещения тонкозернистых аплитов. Как пегматиты, так и аплиты могут выполнять трещины и имеют в этом случае четкие границы. В других случаях обе породы могут быть представлены метасоматическими телами с нечеткими границами. Особенно это свойственно пегматитам. Наконец, в обеих породах обнаруживаются признаки деформации и дробления. К их числу относятся волнистое погасание кварца, искривленные и ограниченные трещинками двойниковые пластинки полевых шпатов, раздробленные кристаллы слюды, а также грануляция, или «отжиговая перекристаллизация», по границам кристаллов различных минералов.

Как уже упоминалось, в большинстве случаев аплиты и пегматиты в основном сложены кварцем, щелочным полевым шпатом (преимущественно пертит, микроклин-пертит, микроклин и натровый плагиоклаз) и мусковитом. Акцессорные минералы аплитов представлены альмандиновым и спессартиновым гранатом, цирконом, турмалином, топазом, лепидолитом, сподуменом, эпидотом и ортитом. В аплитах, хотя и в меньшей мере, чем в пегматитах, калиевые полевые шпаты замещаются натровыми. Перечень акцессорных минералов пегматитов очень велик и некоторые из них присутствуют в больших количествах (например, рис. 5-8). В этом случае остаточные водные флюиды явно обогащались на различных стадиях не только бором, фтором и хлором, но также такими элементами, как олово, вольфрам и бериллий, которые обычно присутствуют в гранитных расплавах лишь в виде следов. В связи с этим в некоторых пегматитах помимо минералов, обычных для аплитов, присутствуют также берилл, апатит, эвдиалит, амблигонит, флюорит, вольфрамит, касситерит, колумбит, танталит и литиофилит. Большинство из этих минералов обнаруживается преимущественно в пегматитах, секущих кристаллические сланцы, гнейсы и кварциты, а не залегающих внутри материнских плутонов.

В зональных гранитных пегматитах снаружи к центру наблюдается последовательность минеральных зон, обычно представленная некоторой комбинацией следующих ассоциаций: 1) внешняя оторочка из плагиоклаза, кварца и мусковита; 2) плагиоклаз, кварц; 3) кварц, пертит, плагиоклаз ± мусковит или биотит (или обе слюды); 4) пертит, кварц; 5) пертит, кварц, плагиоклаз, амблигонит, сподумен; 6) плагиоклаз, кварц, сподумен; 7) кварц, сподумен; 8) лепидолит, кварц; 9) кварц, микроклин; 10) микроклин, плагиоклаз, литиевая слюда, кварц; 11) кварц. В зонах 1—3 состав плагиоклаза обычно колеблется от андезина до среднего альбита, а в зонах 5—10 присутствует лишь более натровый альбит. Последовательность кристаллизации этих зон осуществляется извне от стенок, и калиевые полевые шпаты обычно замещаются натровыми с последующим образованием мусковита. После этого за счет полевых шпатов образуются гранаты и турмалин, и в конечном счете кристаллизуются литиевые минералы. Из этого правила, однако, существуют многочисленные исключения. Так, берилл, гранат и турмалин могут кристаллизоваться раньше или замещать другие минералы; наконец, они могут кристаллизоваться на различных стадиях. Альбит может кристаллизоваться как раньше, так и позже литийсодержащих минералов. В краевых частях многих пегматитов присутствуют графические сростания пертитового микроклина и кварца, которые замещаются во внутренних частях пегматитовых тел другими минералами.

Чрезвычайно сложный минеральный состав и большое раз-

нообразии структур в зональных пегматитах объясняются необычайно усложненным процессом кристаллизации, который начинается в силикатных расплавах, резко обогащенных водой и другими фугитивными компонентами. В том случае, если не происходит массовой кристаллизации слюды, концентрация воды возрастает до точки насыщения и происходит вскипание. После этого во взаимном равновесии могут находиться три типа фаз — кристаллические твердые, насыщенный водой силикатный расплав и отдельная газовая (надкритическая) водная фаза. Далее в процессе кристаллизации, после того как температура понизится ниже критической точки, водный флюид также разделится на жидкую водную и газовую фазы. С этого момента в системе могут сосуществовать твердые кристаллы, силикатный расплав, жидкая вода и газовая фаза. Все эти фазы обладают собственной индивидуальной способностью селективно воспринимать элементы-примеси, первоначально присутствовавшие в исходном расплаве в очень небольших концентрациях. Этот тип кристаллизации экспериментально исследовался, но в гораздо более простой системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$.

В пегматитах нередко присутствуют андалузит, силлиманит, кианит и корунд. Полагают, что появление этих минералов в одних случаях обусловлено первичной кристаллизацией из высокоглиноземистых флюидов, а в других случаях — реакцией с глиноземистыми вмещающими породами и ксенолитами. Иногда наблюдается зависимость минерального состава пегматитов от характера вмещающих пород, однако гораздо более часто такая корреляция отсутствует.

Петрографические признаки взаимодействия кислых плутонических пород с вмещающей средой

Замечания о «гранитизации». Знаменитая «гранитная дискуссия» 1940-х—1950-х годов, по существу, представляла собой длительное обсуждение двух диаметрально противоположных моделей генезиса крупных тел «гранитных» (т. е. кислых плутонических) пород. В противовес ортодоксальному представлению, что такие породы имеют истинно магматическое происхождение, защищалось альтернативное мнение о метасоматическом образовании большинства плутонов кислых пород за счет ранее существовавших толщ, остатки которых сохранились в контактах с массивами. Одним из главных апологетов метасоматического происхождения гранитов был большой знаток этих пород Х. Рид. В обоснование обеих концепций приводятся одни и те же группы фактов: взаимоотношения пород в плутонических контактах и петрографические наблюдения, а также данные по химизму пород контактовой зоны. Здесь мы коснемся петрографического аспекта проблемы, который, видимо, имеет наиболее

важное значение. Для того чтобы избежать дальнейших повторений, отметим здесь, что представления «магматистов» отличаются от представлений приверженцев концепции гранитизации признанием существования больших объемов фазы силикатного расплава (магмы) кислого состава. Эта магматическая модель однозначно признается авторами книги и в настоящее время принята большинством петрологов, изучающих плутонические и метаморфические породы¹.

Контаминированные кислые плутонические породы. В хорошо обнаженных контактах кислых плутонических и вмещающих пород первые, как правило, выглядят достаточно сильно преобразованными предположительно в результате химических и минералогических реакций между магмой и вмещающей средой. Для того чтобы проиллюстрировать эти взаимоотношения, остановимся лишь на примере массива, располагающегося близ озера Манапури в Новой Зеландии (рис. 5-9). Вмещающие породы здесь представлены метагаббро, которые еще сохраняют габбровую структуру и сложены преимущественно натровым андезитом и псевдоморфозами зеленой роговой обманки по пироксену. В небольших количествах содержится кварц и еще в меньших — биотит, второстепенные минералы — апатит, железотитановые окислы, эпидот, тонкие чешуйки светлой слюды и хлорит. На рис. 5-9, б, в приведены микрозарисовки, отражающие прогрессивные изменения этой породы. Они заключаются в замещении андезина олигоклазом с выделением эпидота, а роговой обманки — биотитом. Кроме того, непрозрачные окислы замещаются сфеном, появляется обильный апатит, привносится кварц и в довершение процесса развивается калишпат. Эти изменения были обусловлены привнесом в метагаббро кремнезема, щелочей, титана и фосфора. Конечный продукт слагает зону шириной в несколько сантиметров в контакте с гранитоидом, а также ксенолиты в гранитах. Это темная мелкозернистая порода, внешне похожая на исходные метагаббро, но сложенная минералами, присутствующими в прилегающем граните, хотя в совершенно иных количественных соотношениях. В граните также проявляются процессы контаминации. Он состоит из микроклипертита, альбита и кварца, имеющих магматическое происхождение. Однако в зоне контаминации значительное количество калия вынесено из гранита в метагаббро в процессе замещения роговой обманки биотитом. Это обусловило уменьшение количества калишпата в краевой зоне гранита, и здесь стал преобладать альбит. Даже на расстояниях в несколько сотен метров от непосредственного контакта темноцветные компоненты гранита преимущественно представлены агрегатами биотита, зерен сфе-

¹ Это признание, конечно, не может служить само по себе доказательством правильности предпочитаемой нами модели.

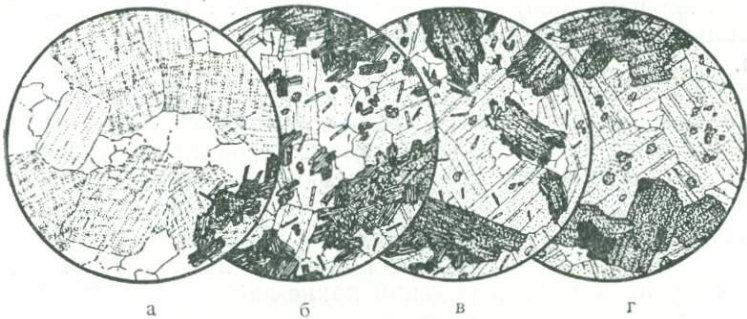


Рис. 5-9. Породы из зоны взаимодействия гранита и габбро, озеро Манапурри, Новая Зеландия.

а — гранит, диам. 3 мм. Сложен преимущественно микроклин-пертитом, кварцем, альбитом и биотитом. Темный участок — реликт габбро, в настоящее время сложенный биотитом, непрозрачными окислами с оторочками сфена и игольчатым апатитом.

б — переходная порода. Диам. 3 мм. Состоит (в порядке уменьшения количества) из олигоклаза, биотита, ортоклаза, роговой обманки, кварца, сфена, апатита, эпидота и окислов железа. В этом образце большая часть роговой обманки первичного габбро замещена биотитом.

в — переходная порода у контакта с габбро. Диам. 3 мм. Преобладают андезин и роговая обманка, замещающаяся биотитом. Окислы железа частично замещены сфеном, присутствует много апатита и небольшое количество кварца и эпидота.

г — метагаббро. Диам. 3 мм. Наименее измененная порода. Единственное отличие от исходного габбро заключается в присутствии небольшого количества привнесенного кварца. В основном состоит из андезина и роговой обманки, а также аксессуарных эпидота, сфена, светлой слюды, хлорита и непрозрачных окислов.

на и апатита. Структура таких агрегатов свидетельствует, что они являются микроксенолитами вмещающего метагаббро.

В роговообманково-биотитовом граните на острове Олдерни в проливе Ла-Манш присутствуют ксенолиты диабазы, в которых наблюдается несколько стадий изменений. Наименее преобразованные включения имеют мелкозернистое сложение и состоят из зональных лейст плагиоклаза (Ap_{30-10}), роговой обманки, биотита, магнетита и апатита. По мере реакции этих включений с гранитной магмой прогрессивно образуются «фенокристаллы» или порфиробласты плагиоклаза (Ap_{10}), по составу близкие к плагиоклазу самого гранита. Вместе с тем увеличивается количество кристаллов роговой обманки и биотита. Одновременно увеличивается размер зерна в основной массе, и внутри ее появляются пятна кварца и микропегматита. На этой стадии изменений ксенолиты становятся похожими на включения кварцевого диорита. При дальнейшей реакции размеры зерен всех минералов возрастают и становятся почти такими же, как в гранитах. Теперь включения плохо отличаются

от вмещающего гранита, и в них лишь обнаруживается несколько большее содержание плагиоклаза, роговой обманки и биотита.

В расположенных поблизости гранитах Бретани присутствуют обломки более древнего габбро, в которых также проявляются все стадии замещения. Оливин, пироксен и кальциевый плагиоклаз первичного габбро частично или полностью замещены более поздними членами реакционных серий, выделяющимися в данном случае из гранитной магмы, а именно роговой обманкой, биотитом, щелочными полевыми шпатами и кварцем. После завершения этих реакций какие-либо признаки бывшего присутствия ксенолитов исчезают.

Превосходный пример гранитоидов, контаминированных включениями вмещающих осадочных пород, наблюдается в тоналитовом массиве Лох-О, Шотландия, описанном Нокколдс. Нормальный тоналит здесь сложен преимущественно олигоклазом, микроклин-пертитом, кварцем, биотитом, роговой обманкой и диопсидовым авгитом. В нем присутствуют многочисленные ксенолиты первоначально глинистого материала, а теперь сложенные в основном кордиеритом, шпинелью, корундом и лабрадором. Тоналит поблизости от этих включений преобразован в нескольких аспектах: содержание кальция в плагиоклазе повышается и увеличивается количество биотита; наоборот, уменьшается количество микропертита и кварца; появляются апатит и пирит, но исчезают роговая обманка, пироксен и сфен. Очевидно, тоналитовая магма заимствовала из ксенолитов Al_2O_3 , MgO и FeO . Наоборот, из магмы в ксенолиты поступали K_2O и SiO_2 . В тоналитах также присутствуют мелкие включения глинисто-известкового материала, ныне представленного преимущественно диопсид-гиперстен-плагиоклазовыми роговиками. По соседству с ними тоналит также изменяется: амфибол в нем становится бесцветным; количество авгита и микропертита уменьшается, но появляются дополнительно магнетит, пирит и циркон; содержание кальция в плагиоклазе увеличивается. В этой реакции происходят более значительные изменения химического состава. Тоналитовой магмой заимствуются железо и магний, тогда как удаляются из нее калий и алюминий. Наконец, в тоналитах имеются ксенолиты загрязненного известкового материала, представленные в настоящее время неправильными скоплениями диопсида и плагиоклаза. Вокруг них тоналит в основном состоит из диопсида, плагиоклаза, роговой обманки и кварца. Здесь магма заимствовала CaO и MgO и утрачивала некоторое количество Al_2O_3 и Na_2O .

В каждой из упомянутых реакций в результате поступления вещества из магмы в ксенолиты в последних кристаллизовались также же минералы, как и в окружающем тоналите. Таким образом, видно, что эти реакции не столько изменяли химический

состав ксенолитов, ликвидируя разницу в химизме между ними и магмой, сколько приводили к образованию твердых фаз, устойчивых в контакте с магмой в данный момент, как это и было экспериментально показано Боуэном.

На контактах гранит — известняк в карбонатные породы привносятся SiO_2 и Al_2O_3 , что приводит к превращению кальцита и доломита в такие силикаты, как диопсид и гроссуляр. Здесь контаминированные граниты приобретают состав диорита. В некоторых случаях краевая зона гранита обогащается калишпатом и в ней появляется натровый пироксен.

Многочисленные скопления темноцветных минералов, наблюдающиеся в гранитах и гранодиоритах, например в краевых зонах отдельных плутонов батолита Сьерра-Невада, представляют собой измененные ксенолиты и сложены теми же минералами, что и сами граниты, но в иных количественных соотношениях (рис. 5-6, в). Такие измененные ксенолиты обогащаются биотитом и роговой обманкой и содержат больше плагиоклаза и меньше калишпата, чем окружающие граниты. Кроме того, в ксенолитах обычно присутствует больше апатита, сфена и магнетита. Необходимо, однако, подчеркнуть, что темноцветные шпильеры сходного состава могут быть не измененными ксенолитами, а сегрегациями кристаллов, выделившихся из гранитной магмы на ранних стадиях ее эволюции. Такие образования называются автолитами. В том случае, если темноцветные включения имеют сахаровидный облик или роговиковую структуру (гл. 17, т. 2), можно с уверенностью полагать, что это ксенолиты, возникшие за счет осадочных пород. Если же граниты содержат кордиерит, силлиманит и андалузит, они участвовали в реакции с глиноземистыми вмещающими породами.

Мигматиты. Этот термин буквально означает «смешанные породы». Действительно, мигматиты — гетерогенные породы, в больших масштабах образующиеся в регионах метаморфизма высокой степени (амфиболитовой или гранулитовой фации) или в широких зонах по границам крупных кислых плутонов. В штурфах или в пределах отдельных обнажений мигматиты в большинстве случаев представлены двумя контрастными по окраске образованиями, слагающими чередующиеся полосы. Лейкократовый компонент мигматитов имеет в широком смысле «гранитный» характер как в минералогическом, так и в химическом аспекте. Действительно, в большинстве случаев состав лейкократовых членов мигматитовых комплексов укладывается в вариации от гранита до гранодиорита. Меланократовый компонент мигматитов явно представляет собой метаморфическое образование. Обычно это амфиболит или близкая к нему порода.

Происхождение мигматитов было предметом длительных дискуссий, особенно в связи с проблемой происхождения гранитов. В настоящее время полагают, что мигматиты образуются

в результате нескольких процессов, каждый из которых может преобладать в том или ином случае [4]. Наибольший интерес в контексте этой главы представляет процесс образования мигматитов с участием частичного плавления (*анатексиса*) смешанных осадочных и вулканических пород, являющегося кульминацией высокотемпературного регионального метаморфизма. В других случаях мигматиты могут возникать в результате механической инъекции интрузивной магмы по трещинам в породах, окружающих плутоны. Наконец, можно предполагать, что иногда мигматиты возникают в результате селективного метасоматоза в процессе метаморфизма под влиянием пронизывающих породы водных флюидов. С такими процессами, по крайней мере частично, могут быть связаны лейкократовые компоненты мигматитов (это можно рассматривать как пример гранитизации в широком смысле).

По особенностям структуры и минерального состава лейкократовые компоненты мигматитовых комплексов (каково бы ни было их происхождение) соответствуют кислым плутоническим породам, именно так они и квалифицированы в настоящей книге. Меланократовые элементы мигматитов следует относить к метаморфическим породам, поскольку они в большинстве случаев вполне идентичны таким же породам метаморфических комплексов, лишенных мигматитов. В некоторых мигматитах, например в районе Рио-де-Жанейро, Бразилия, и в южной части Шри-Ланки, лейкократовые прожилки и полосы представлены чарнокитами (см. с. 180), которые располагаются в относительно темных преобладающих по объему кварц-полевошпат-роговообманково-биотитовых гнейсах. Эти соотношения позволяют предполагать, что такие мигматиты возникли в результате частичного плавления глубокометаморфизованных и характеризующихся дефицитом воды пород [5] и что гнейсы являются продуктом частичного плавления, в ходе которого водосодержащие компоненты (теперь входящие в состав слюды и роговой обманки) оказались во фракции расплава. Чарнокиты в данном случае представляют *безводный остаток* от частичного плавления, и их, естественно, не следует классифицировать как магматические породы.

Вулканические породы: дациты и риолиты

Кислые вулканические породы представлены двумя главными разновидностями — *дацитами* и *риолитами*. Первые по валовому составу в общем соответствуют гранодиоритам или тоналитам, а вторые — гранитам. Однако если крупнокристаллические интрузивные породы легко можно различить по минеральным ассоциациям, то дациты и риолиты, нередко стекловатые или афанитовые, часто неотличимы друг от друга оптическими

методами. Следовательно, для надежной их идентификации желательны химические анализы и нормативные параметры.

Подобно своим плутоническим аналогам, кислые вулканические породы обнаруживаются почти исключительно в подвижных поясах островных дуг и на континентальных окраинах. Однако на океанических островах, например Вознесения в Атлантике и Пасхи в Тихом океане, конечные продукты дифференциации исходных оливин-толеитовых магм могут быть представлены перщелочными натровыми риолитами.

Структуры кислых вулканических пород

Обычно дациты и риолиты — это стекловатые или афанитовые породы. В большинстве случаев они имеют порфириное сложение, хотя довольно обычны и афировые разновидности. Очень кремнеземистые магмы, из которых образуются эти породы, чрезвычайно вязкие, что затрудняет диффузию ионов и рост кристаллов. Поэтому стекловатые структуры в них встречаются гораздо чаще, чем в средних и основных вулканических породах, образующихся из менее вязких магм. Действительно, во многих молодых дацитах и риолитах наиболее характерный и легко идентифицируемый материал представлен стеклом с низким показателем преломления (рис. 2-11). Однако стекло метастабильно и редко сохраняется в древних породах. Оно может девитрифицироваться очень рано, еще при охлаждении магмы в интервале умеренно повышенных температур, и превратиться в микро- или криптокристаллический агрегат полевого шпата и тридимита или кристобалита. В других случаях девитрификация происходит позднее в результате повторного нагревания, а также реакций с гидротермальными или метеорными флюидами. Изменение стекла под воздействием водных растворов обсуждается в гл. 9 (с. 284, 285).

При быстром переохлаждении (закалке) дацитовых и риолитовых магм образуются породы, полностью или почти полностью состоящие из стекла. Такие породы называются *обсидианами* или *пемзами*, если они резко кавернозны (рис. 5-10, в). Поскольку магмы извергались на поверхность или внедрялись на очень небольшую глубину при высоких температурах, обычно порядка 750—950 °С, в обсидианах может сохраняться лишь незначительное количество воды, менее 1 мас.%. Однако в результате более поздней абсорбции воды стеклом происходит его гидратация и содержание H₂O может повышаться почти до 10%¹. Если гидратированное стекло в штуфах обладает тусклым

¹ Гидратация стекла обычно обусловлена метеорными водами, что доказано изотопным анализом кислорода и водорода. См.: *H. P. Taylor, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 19, 1968, pp. 25—31.*

восковым блеском, его называют *смоляным камнем* (pitchstone). Наиболее распространена его разновидность *перлит*, названная так в связи с характерной перлитовой текстурой, обусловленной наличием многочисленных искривленных трещин, располагающихся концентрически относительно тесно сближенных центров (рис. 2-5, б и 5-12, а).

Во многих кремнеземистых стеклах хорошо проявлены текстуры течения. В штуфах наблюдаются тонкие, относительно ровные или волнистые и смятые в складочки полосы, характеризующиеся различной окраской. На обнаженных поверхностях полосчатость может подчеркиваться начальными стадиями выветривания. В шлифах флюидальная текстура обычно обнаруживается по волнистым цепочкам кристаллитов (рис. 5-10, а и 5-12, а) или наличию четких границ между смежными полосами течения.

Необходимо проявлять известную осторожность при оценках химического состава стекловатых пород. Часто считают, что стекла, так как они образовались при быстром охлаждении, лучше, чем другие магматические породы, отражают состав первичной магмы. В большинстве случаев такое допущение, вероятно, справедливо. Однако в некоторых стеклах при охлаждении происходят изменения состава. Так, в краевых частях риолитовой дайки в Исландии присутствуют фенокристаллы анортклаза, который не мог кристаллизоваться из расплава, отвечающего по составу стеклу. Очевидно, в данном случае стекло не только абсорбировало в воду, но также обогатилось калием относительно натрия.

Афанитовые (крипто- или микрокристаллические) дациты и риолиты состоят преимущественно из полевого шпата, кварца, тридимита или кристобалита и, вероятно, небольшого количества интерстиционного стекла. Отдельные зерна обычно настолько мелкие, что их редко удается идентифицировать оптически. Тем не менее наблюдаются определенные вариации микроскопической структуры, обусловленные кристаллизацией или девитрификацией при различных температурах и вязкости расплава. Лавы, переохлажденные значительно ниже температуры ликвидуса для полевого шпата, по существу, представляют собой горячие безводные стекла с исключительно высокой вязкостью. Девитрификация такого горячего стекла обычно приводит к появлению сростков тонких волокон полевого шпата с тридимитом или кристобалитом. Такие сростки выглядят как перистые тонковолокнистые агрегаты. Однако у лав такого же состава при температуре близ ликвидуса для полевого шпата вязкость значительно меньше. В этом случае происходит кристаллизация идиоморфных микролитов полевого шпата, заключенных в остаточном стекловатом матриксе (*гиалопилитовая структура*,

рис. 210, в)¹. В таких же условиях могут возникать микрозернистые агрегаты мелких более или менее одинаковых по размерам взаимопроникающих кристаллов полевого шпата и кварца (*фельзитовая или микрофельзитовая структура*). Последняя, вероятно, наиболее характерна для пород малоглубинных интрузивов, особенно для основной массы кислых интрузивных порфиров (рис. 5-2).

Наиболее легко различимыми продуктами девитрификации горячего стекла можно считать радиально-волокнистые сферолиты (с. 74 и рис. 5-12, б) и их агрегаты. Следует, однако, иметь в виду, что при изучении шлифов, пересекающих волокнистость сферолитов близ их периферии, может создаться впечатление о необычайно тонкоизометричнозернистой структуре. Отдельные сферолиты могут быть разобщенными друг от друга или концентрироваться в определенных слоях течения, при этом прилегающие участки сложены стеклом. В результате полной девитрификации возникают массы тесно соприкасающихся сферолитов или взаимопроникающие сноповидные агрегаты мелких волокон. В скрещенных николях такие агрегаты могут на первый взгляд показаться микрозернистыми, однако при вращении столика микроскопа полоса погасания движется поперек каждого такого «зерна», что свидетельствует о его волокнистом строении. Структуры девитрификации часто варьируют от слоя к слою, однако наиболее крупные сферолиты обычно секут границы слоев течения, и это свидетельствует об их образовании уже после того, как течение практически прекратилось. Напротив, микролиты полевого шпата, будучи мельчайшими дискретными кристаллами, могут ориентироваться своими длинными сторонами приблизительно параллельно текстуре течения, и это свидетельствует об их раннем образовании при относительно повышенных температурах еще до окончания течения расплава.

Дациты

В большинстве случаев вкрапленники в дацитах представлены плагиоклазом, кварцем или санидином. Реже встречаются фенокристаллы пироксена, роговой обманки или биотита. Основная масса обычно стекловатая, гиалопилитовая или фельзитовая. Показатель преломления дацитового стекла, как правило, меньше 1,520.

Состав вкрапленников плагиоклаза может изменяться от лабрадора или даже битовнита до олигоклаза. В основном, однако, они представлены кальциевым андезином или натровым

¹ Офитовая, интергранулярная, интерсертальная и пилотакситовая структуры, свойственные базальтам и андезитобазальтам, в дацитах и риолитах не проявляются.

лабрадором. Средний состав всех плагиоклазов фенокристаллов и основной массы не менее натровый, чем $Ап_{50}$. В более крупных кристаллах проявляются нормальная, обратная и ритмическая зональность. Во многих случаях такие кристаллы выглядят губчатыми вследствие присутствия больших количеств каплевидных включений стекла. Нередко вкрапленники плагиоклаза обрастают калишпатом.

Вкрапленники кварца иногда представлены заливообразно корродированными бипирамидальными кристаллами. Фенокристаллы санидина изредка так же многочисленны, как и плагиоклазовые, но иногда совершенно отсутствуют. Мафические минералы почти всегда образуют только вкрапленники. Среди них обычно преобладают диопсидовый авгит и гиперстен. Пластинчатые сростания этих минералов, столь обычные для медленно охлаждавшихся крупнозернистых интрузивных пород, в дацитах отсутствуют. В породах, переходных к риолитам, в качестве главных мафических минералов присутствуют роговая обманка и биотит. Однако лишь в быстро закалившихся богатых стеклом дацитах эти минералы остаются неизменными. В афанитовых дацитах роговая обманка и биотит частично или полностью замещены тонкозернистыми окислами железа и пироксеном. Как биотит, так и роговая обманка неустойчивы в поверхностных условиях при высоких температурах. Так, например, лава, слагающая штокообразный купол Лассен-Пик в Калифорнии, представлена роговообманково-биотитовым дацитом, тогда как лава, излившаяся в 1915 г. в вершинный кратер с небольшой глубиной, представлена пироксеновым дацитом. Вместе с тем эти две породы идентичны по химическому составу. В некоторых дацитах во вкрапленниках роговой обманки присутствуют ядра кумингтонита.

Изредка в дацитах появляется оливин, обычно фаялит. Он либо ассоциируется с тридимитом, либо образует реакционные каемки вокруг зерен гиперстена. Представляется, что этот минерал обязан своим появлением воздействию остаточных водных флюидов, обогащенных железом и кремнеземом. Наличие магнетального оливина в дацитах, как это, например, имеет место близ Клар-Лейк и Медисин-Лейк в Калифорнии, свидетельствует о смешении дацитовой магмы с более базитовым материалом. Среди аксессуаров, помимо обычных апатита и окислов железа, могут появляться гранат и корднерит.

Во многих дацитах, особенно слагающих иглоподобные экстрезивные купола пелейского типа, присутствуют обильные базитовые включения. Это обломки, оторгнутые от стенок подводящих каналов, а также от кровли расположенных на глубине магматических камер. Для них характерна лампрофировая структура. В большинстве случаев они состоят из призматических кристаллов пироксена или тонких иголок базальтической

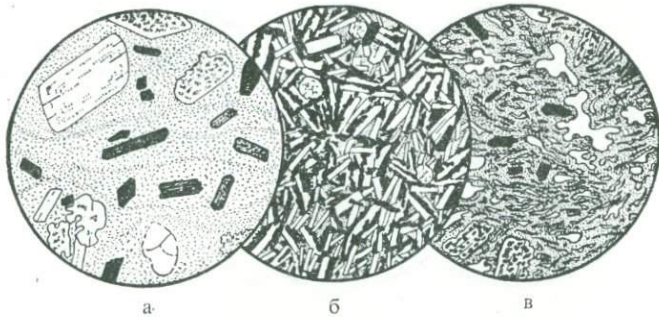


Рис. 5-10. Дациты.

а — гналодацит, окрестности Лассен-Пика, Калифорния. Диамет. 3 мм. Вкрапленники представлены зональным андезином, кварцем, зеленой роговой обманкой, биотитом и гиперстеном, содержащими обильные включения стекла. В стекловатой основной массе присутствуют многочисленные кристаллиты.

б — базитовое включение в даците, Лассен-Пик, Калифорния. Диамет. 3 мм. Состоит из лейст лабрадора и кальциевого андезина, а также призматических кристаллов красновато-бурой базальтической роговой обманки, в значительной мере замещенной магнетитом и гематитом. Интерстиции выполнены бесцветным стеклом и кристобалитом, который также образует сферолиты.

в — пемзовидный дацитовый обсидиан, Рок-Меса, близ Три-Систерс, Каскадные горы. Диамет. 2 мм. Микровкрапленники гиперстена и корродированного андезина, содержащего включения стекла, располагаются в связующей массе бесцветного пузыристого стекла.

роговой обманки, а также лейст лабрадора, поперечно ориентированных друг к другу. В интерстициях присутствует стекло и много тридимита или кристобалита пневматолитового происхождения (рис. 5-10, б).

Риолиты

Риолиты можно подразделить на калиевые и натровые (как правило, перщелочные) типы. В первых из мафических минералов обычно присутствует биотит, а во вторых — натровый амфибол и пироксен порознь или совместно. В натровых риолитах в качестве одной из разновидностей полевых шпатов обычно отмечается анортоклаз. В обоих типах почти всегда содержатся корродированные бипирамидальные фенокристаллы кварца, который также образует зернистые массы в матриксе микрокристаллических разновидностей. Широко распространены также тридимит и кристобалит, а во многих образцах в изобилии появляются порознь или совместно опал и халцедон, выстилающие поры или образующие миндалины (рис. 5-12, б).

В калиевых риолитах из полевых шпатов наиболее распространен санидин. Наличие микроклина и пертита, столь обиль-

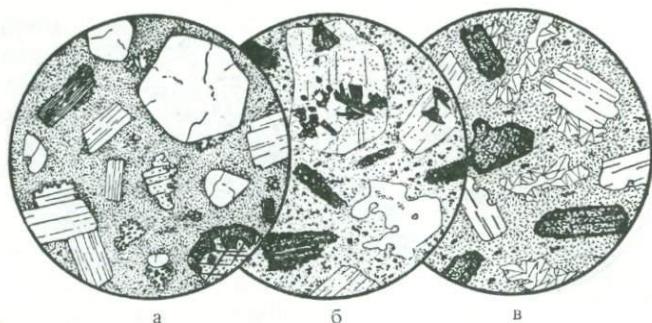


Рис. 5-11. Риолит и дациты.

а — риолит, Клаймакс, Колорадо. Диамет. 4 мм. Вкрапленники кварца, ортоклаза, олигоклаза и биотита в криптокристаллическом базисе, в котором рассеяны мельчайшие чешуйки светлой слюды, более крупные губчатые зерна топаза, а также (внизу справа) зерна флюорита и розового граната.

б — дацит, Сайдуиндер-Маунтин, близ Барстоу, Калифорния. Диамет. 3 мм. Виден корродированный вкрапленник кварца, а также вкрапленники андезина и резорбированных биотита и роговой обманки. Основная масса состоит преимущественно из кварца и калишпата (микрофельзит). Полевой шпат частично изменен. Внутри вкрапленников андезина развиты гроздьевидные агрегаты эпидота (пьемонтита). Более мелкозернистые агрегаты этого минерала различимы в кристаллах роговой обманки и биотита, а также в фельзитовой основной массе.

в — обогащенный тридимитом гиперстеновый дацит, Крейтер-Лейк, Орегон. Диамет. 3 мм. Вкрапленники гиперстена окаймлены в результате фумарольного окисления магнетитом и гематитом. Присутствуют также вкрапленники андезина. Криптокристаллическая масса испещрена пылевидным гематитом. Для неправильных выделений тридимита характерны веерообразные двойники.

ных в гранитах, в риолитах маловероятно. Изредка, например, в риолитах Йеллоустонского парка и острова Скай присутствуют вкрапленники неправильных или прямоугольных очертаний, в которых калишпат и кварц образуют графические сростания. Плагиоклаз редко появляется в основной массе и обычно представлен зональными вкрапленниками натрового андезина или олигоклаза. Среди мафических минералов наиболее обычен темно-бурый железистый биотит. Второе место по распространенности занимает зеленая или буровато-зеленая роговая обманка. Однако оба этих темноцветных минерала замещаются зернистым агрегатом окислов железа и пироксена. В некоторых риолитах встречаются вкрапленники зеленого диопсидового авгита. Очень редко появляется гиперстен. Для многих риолитов характерны литофизы, выстланные кристаллами пневматолитических минералов — тридимита, кристобалита, гематита, фаялита и реже ферросилита и марганцевого граната. В пневматолитизированных риолитах встречаются топаз, флюорит и мусковит (рис. 5-11, *а*), а также турмалин. В некоторых контаминированных риолитах отмечался кордиерит. Другой спорадически

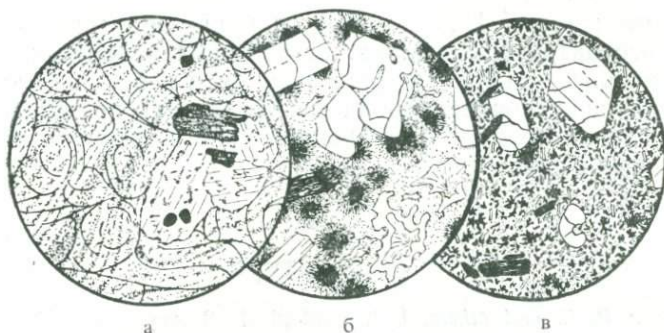


Рис. 5-12. Риолиты.

а — риолитовый пехштейн, окрестности Шошони, Калифорния. Диамет. 2,5 мм. Вкрапленники буровато-зеленой роговой обманки и андесина погружены в полосчатое стекло с перлитовой отдельностью и обильными изогнутыми кристаллитами.

б — сферолитовый биотитовый риолит, Апати, ВНР. Диамет. 3 мм. Вкрапленники кварца, санидина, андесина и красновато-бурого биотита в девитрифицированной сферолитовой основной массе с миндалинками опала и радиально-лучистого халцедона.

в — натровый риолит (пантеллерит), Санта-Роза, Калифорния. Диамет. 2 мм. Вкрапленники представлены натровым санидином или анортоклазом, корродированным кварцем и темно-бурым энigmatитом. Основная масса состоит из кварца и санидина с иголочками и моховидными агрегатами арфведсонита, подчиненным количеством иголок эгирина и ксеноморфными пятнами энigmatита. В других образцах риолита из этого района присутствуют обильный опал и тридимит, выступающие поры.

присутствующий минерал — графит, очевидно, образуется в результате реакции между окислами железа и двуокисью углерода. Обычные акцессорные минералы, присутствующие почти во всех риолитах, представлены цирконом, сфеном и окислами железа. Основная масса риолитов чаще всего стекловатая, микрофельзитовая или сферолитовая. В тех случаях, когда она вполне кристаллическая, преобладают кварц и сростки тридимита с калишпатом. Показатель преломления риолитового стекла обычно меньше 1,50.

Натровые риолиты различаются по присутствию вкрапленников натрового санидина, анортоклаза или альбита. Как и в калиевых риолитах, в них также обычны бипирамидальные вкрапленники кварца. Мафические минералы представлены главным образом натровыми амфиболами и пироксенами. Однако мафические фенокристаллы встречаются очень редко и, как правило, представлены либо диопсидовым, либо эгириновым авгитом. Темноцветные минералы преимущественно развиты в основной массе, где они представлены скоплениями игловатых зерен и войлокоподобными агрегатами эгирина, моховидными агрегатами рибекита, арфведсонита, коссирита и энigmatита. Многие из темноцветных минералов частично замещаются буроватыми

окислами железа. На рис. 5-12, в приведена микрозарисовка типичного натрового риолита. Такого типа породы распространены довольно широко, но встречаются в небольших количествах. Эта перщелочная порода (*пантеллерит*) представляет собой конечный продукт фракционной кристаллизации некоторых толентовых серий.

Литература

1. *Bateman P. C. and others*, U.S. Geological Survey Professional Paper, no. 414—D, 1963.
2. *Speer J. A.*, Canadian Mineralogist, vol. 19 (1981): pp. 35—41.
3. *Bateman P. C.*, Bulletin of the Geological Society of America, vol. 72 (1961): pp. 1521—1538.
4. См.: *Carmichael I. S. E., Turner F. J., Verhoogen J.*, Igneous Petrology, New York: McGraw-Hill, 1974, pp. 572—575; *Mehnert K. R.*, Migmatites and the Origin of Granite Rocks, Amsterdam: Elsevier, 1968.
5. См.: *Leonardos O. H., Fyfe W. S.*, Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 46 (1974): pp. 201—214.

Глава 6. Основные и ультраосновные фельдшпатоидные мафические породы

В этой главе обсуждаются мафические породы повышенной щелочности, которая в модальном составе отображается присутствием фельдшпатоидов и значительного количества щелочного полевого шпата. Цветовой индекс у них не менее 40 и в крайних случаях (некоторые щелочные пироксениты) даже превышает нижний предел для ультрамафитов (70). В натровых типах, содержащих нафелин или содалит, величина *ne* в норме более 5 (обычно >10), а значение *or* колеблется от 5 до 20. Однако в гораздо менее распространенных существенно калиевых породах, в которых в качестве единственного или главного фельдшпатоида присутствует лейцит, доля *ne* может быть небольшой, тогда как содержание *lc* составляет 40—50. Существуют все постепенные переходы как в минеральном, так и химическом составе между мафическими породами с небольшим количеством модального нефелина (или лейцита) и щелочными оливиновыми базальтами (или их аналогами — габбро). Такие переходы уже были описаны в гл. 3. Вулканические и плутонические породы рассматриваемого семейства различаются преимущественно по структурным признакам. Различия в обстановке их становления обычно тривиальные. Классические описания плутонических членов семейства относятся к малоглубинным интрузивным телам, обнажающимся на нижних уровнях существенно вулканических комплексов.

Вулканические породы: трахибазальты, базаниты, тефриты, нефелиниты, лейцититы

Общая характеристика и номенклатура

Наиболее обычные вулканические представители семейства фельдшпатоидных мафических пород — темноцветные породы базальтоидного характера. Самый распространенный мафический минерал в них — диоксидовый авгит, как правило представленный бледно-фиолетовой титанистой разновидностью. Обычно также присутствует магнезиальный оливин (за исключением тефритов). Разграничение разновидностей основывается на различных комбинациях кальциевого плагиоклаза, щелочного

полевого шпата и фельдшпатоидов. Эти разновидности в порядке уменьшения содержания SiO_2 и увеличения $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, что в совокупности отражает градиент уменьшения активности SiO_2 в магме, можно вкратце охарактеризовать следующим образом.

Трахибазальты: присутствуют обильный плагиоклаз и значительное количество щелочного полевого шпата (обычно 10—25% от суммарной полевошпатовой фракции); фельдшпатоиды либо отсутствуют, либо их содержание невелико (<10%).

Базаниты: подобны трахибазальтам, но содержат больше фельдшпатоидов (>10%). **Тефриты** похожи на базаниты, но не содержат оливина.

Нефелиниты и лейцититы: фельдшпатоиды (один или несколько) целиком или почти целиком вытесняют все полевые шпаты. Присутствие перовскита, а не сфена свидетельствует о чрезвычайно низкой активности SiO_2 в исходной магме.

В минералогических определениях как рассматриваемого класса в целом, так и его крупных подразделений обычно равное значение придается любым фельдшпатоидам. Так, нефелиниты и лейцитосодержащие основные породы в остальном сходного минерального состава обычно совместно относят к одному и тому же крупному подразделению, например к базанитам, тефритам и т. д. Между тем каждый фельдшпатоид отвечает определенным значениям активностей таких компонентов, как SiO_2 и H_2O в магме, из которой он кристаллизовался. Эти характеристики следует принимать во внимание, классифицируя породы по содержанию SiO_2 и минеральному составу. В частности, содержание SiO_2 в лейците (~54%) значительно выше, чем в нефелине (40—44%) и кальсилите (38,5%). Более того, в простых расплавах при низких давлениях только лейцит может сосуществовать с магмой, *пересыщенной* SiO_2 с высокой активностью SiO_2 ¹. Соответственно все нефелиниты и кальсилитсодержащие породы относятся к числу ультраосновных, тогда как лейцититы в большинстве — основные, а иногда даже переходные к средним породы. Однако некоторые лейцитосодержащие породы, обогащенные оливином или мелилитом, относятся к настоящим гипербазитам (SiO_2 менее 40%).

Приведенная в этом разделе номенклатура включает наиболее широко используемые в настоящее время термины и, по существу, соответствует схеме IUGS². Однако в связи с различной ролью нефелина (или содалита) и лейцита и чтобы отразить естественные минералогические и полевые соотношения,

¹ При атмосферном давлении сандин, подобно форстериту (см. гл. 1, рис. 1-2), плавится инкоугруэнтно с образованием кристаллов лейцита и расплава с избытком SiO_2 .

² За исключением того, что мы отвергаем жесткие границы между типами пород и искусственно введенные термины, например «фонд» и «фондит».

ряд нефелинсодержащих пород мы отделяем от ряда лейцитсодержащих пород. К последним для удобства рассмотрения отнесены редкие ультракалиевые породы, в которых лейцит — единственный фельзитический минерал. Соответственно породы данного семейства рассматриваются здесь в следующем порядке: 1) трахибазальты, 2) нефелиновые базаниты и тефриты, 3) нефелиниты, 4) лейцитовые базаниты и тефриты, 5) лейцититы, 6) ультракалиевые лейцитовые породы (средние и ультрамафические).

Переходы по минеральному составу между отдельными типами пород в приведенном их перечне настолько постепенные, что границы могут быть только условными. Вместе с тем в природных условиях не только вся эта ассоциация, но даже какая-либо ее часть не проявляется совместно таким образом, чтобы можно было рассматривать ее происхождение как результат эволюции единой магмы. В некоторых случаях в пределах одной вулканической провинции, например на Гавайских островах или в Бирунге (Восточный рифт Кении и прилегающих стран Восточной Африки), присутствует несколько типов пород рассматриваемого семейства. Однако они значительно разобщены в пространстве и во времени и по крайней мере в большинстве случаев представляют независимо генерировавшиеся «примитивные» магмы.

Глобальное распределение

В целом вулканические породы ряда трахибазальт — базанит — нефелинит распределены в глобальном масштабе примерно так же, как щелочные оливиновые базальты. Обе эти группы магматитов неоднократно появляются на завершающих стадиях эруптивных циклов гавайских вулканов. На других срединно-океанических островах лавы иногда представлены исключительно трахибазальтами и базанитами (например, на островах Таити и Тристан-да-Кунья). Иногда на таких островах преобладают нефелиниты, как это имеет место на островах Тринидад и Фернанду-ди-Норонья, восточнее северного побережья Бразилии. Континентальные извержения щелочных базитовых магм в той или иной мере коррелируются во времени с проявлениями региональной рифтовой тектоники¹. Классические примеры такой связи наблюдаются в рифтовых системах восточной части Африки и в Рейнском грабене, ФРГ. В обоих случаях в пределах отдельных субпровинций преобладают определенные типы щелочных пород. В других районах отсутствует какая-либо види-

¹ Эти соотношения отнюдь не универсальны. Так, базальты и диабазы, внедрившиеся в триасовые осадки, выполняющие грабен протяженностью 2000 км в предгорьях Аппалачей в восточной части США, представлены исключительно толитами (см. рис. 3-3, а).

мая связь излияний щелочных базитовых магм и регионального рифтообразования, как это, например, установлено для миоценовых щелочных провинций северной части Нового Южного Уэльса и юго-восточной части Новой Зеландии.

Наиболее необычны для щелочных лав океанических вулканов лейцитосодержащие базитовые породы. Примечательное исключение составляют лейцитовые базаниты островов Тристан-да-Кунья. Сильно обогащенные калием лавы с обильным лейцитом (или даже кальсилитом) приурочены исключительно к континентам. Они хорошо известны в Римской провинции, Италия, в районе Лейцит-Хилс, Вайоминг, а также в пределах отдельных субпровинций, входящих в состав более обширных регионов, где преобладают натровые щелочные вулканиты. К числу таких субпровинций относятся, например, Эйфельский регион на Нижнем Рейне, а также поля Бирунга и Торо — Анколе в Восточно-Африканской рифтовой системе.

Трахибазальты

Большинство трахибазальтов тесно ассоциируется с трахитами и фонолитами, с одной стороны, и оливиновыми базальтами и гавайитами, с другой. Они постепенно переходят в первые в результате увеличения содержания щелочного полевого шпата за счет плагиоклаза, а во вторые — при изменениях минерального состава противоположного характера. В трахибазальтах присутствуют оливин и авгит, более кальциевый, чем андезин, плагиоклаз и щелочный полевой шпат (ортоклаз, санидин или анортотклаз), в количестве $>10\%$. Плагиоклаз, иногда резко кальциевый (до анортита), обычно образует вкрапленники, что нехарактерно для щелочного полевого шпата, встречающегося преимущественно в основной массе или окаймляющего плагиоклаз.

Преобладающий мафический минерал — диопсидовый авгит, во многих случаях представленный бледно-фиолетовой титанистой разновидностью. Почти всегда присутствуют вкрапленники магнезиального оливина. В некоторых случаях в основной массе появляются небольшие количества бурого амфибола и красно-бурого биотита. Иногда в трахибазальтах встречаются рассеянные крупные кристаллы темно-бурого сильно плеохроирующего амфибола (идентифицируемого различно — как базальтическая роговая обманка, баркевикит или керсутит). Нередко удается определить, что они представляют собой родственные ксенокристаллы. Так, в трахибазальтах и связанных с ними «трихиандезитах» (ср. с. 210) из восточной части округа Отаго в южной части Новой Зеландии одинаковые крупные кристаллы бурого амфибола присутствуют как в родственных габброидных ксенолитах, так и в виде изолированных ксенокристаллов.

В обоих случаях амфибол был в резком неравновесии с включающей магмой в близповерхностной обстановке и в различной мере замещался непрозрачными окислами, титанистым авгитом и апатитом. Появление последнего минерала позволяет предполагать значительное содержание фтора в амфиболе. В нормативном составе трахибазальтов присутствует *ne*, однако фельдшпатовиды в большинстве случаев не удается обнаружить в реальном минеральном составе. Полагают поэтому, что *ne* в скрытом виде входит в состав стекла, амфибола или даже авгита. В модальном составе калиевых трахибазальтов островов Тристан-да-Кунья, в южной части Атлантики, присутствует лейцит. В некоторых трахибазальтах полевой шпат основной массы может частично замещаться анальцимом, вероятно, дейтерического происхождения.

Базаниты и тефриты

К этому типу относятся плагиоклазсодержащие базитовые лавы, в которых присутствует не более 10 об.% фельдшпатовидов. В тефритах оливин отсутствует или появляется лишь в небольших количествах, тогда как базаниты, напротив, характеризуются повышенным содержанием этого минерала, хотя обычно в них все же присутствует и пироксен. Породы сходного химического состава, но содержащие натровое стекло вместо фельдшпатовидов, называются *базанитоидами*.

Нефелиновые базаниты и тефриты. В большинстве нефелиновых базанитов и тефритов лейсты лабрадора или битовнита составляют от 20 до 40% объема и во многих случаях имеют каемки более натрового плагиоклаза или натрового санидина. Нефелин, которого примерно вдвое меньше, чем полевого шпата, изредка образует вкрапленники, но обычно встречается в основной массе в виде ксеноморфных зерен в интерстициях или крупных пойкилитовых выделений. Гаюин, нозеан и лейцит могут встречаться в виде мелких идиоморфных кристаллов, тогда как анальцим и натролит образуют неправильные пятнистые обособления или выполняют пустоты. Типичный пироксен представлен бледно-фиолетовым титанавгитом, который образует идиоморфные фенокристаллы, иногда зубчато срастающиеся с зеленоватым эгирин-авгитом, а также мелкие ксеноморфные выделения в основной массе, где он сопровождается натровым пироксеном. Изредка в незначительных количествах появляются бурая баркевикитовая роговая обманка и голубоватый арфведсонит. Однако иногда количество амфибола возрастает до существенного. Содержание красновато-бурого титанистого биотита также обычно незначительное, но в некоторых случаях он образует многочисленные крупные пойкилитовые пластинки. Оливин, наличие которого отличает базаниты от тефритов, поч-

ти исключительно представлен вкрапленниками, как правило интенсивно замещенными серпентиновыми минералами. В наиболее основных обогащенных натрием разновидностях отмечается повышенное содержание титана, в связи с чем для них характерен титаномagnetит, обычно сопровождающийся сфеном. В качестве аксессуарного минерала неизменно присутствует апатит.

Породы с большим содержанием щелочного полевого шпата, чем в обычных нефелиновых базанитах, и с присутствием андезина (а не лабрадора) по химическому и минеральному составу представляют собой разности, переходные к латитам (трахиандезитам). Этот переход, однако, не имеет генетического значения. Подобно нормальным нефелиновым базанитам, переходные породы сильно недосыщены SiO_2 , в нормативном их составе *не* превышает 10, а *or* несколько меньше. Содержание SiO_2 в них менее 50% (тогда как латиты по содержанию SiO_2 относятся к средним породам). Такие отклонения от типичных базанитов, какими бы незначительными они ни были, знаменуют повышение содержания калия и принадлежность к эволюционной серии, завершающейся феолитами. К числу пород такого рода относятся ранние лавы одной из щелочных серий миоценовой вулканической провинции восточной части Отаго (Дьюндин) в Новой Зеландии [1]. В них стекловатая основная масса составляет 38%. Вкрапленники представлены оливинном Fo_{82} (4%), диопсидовым авгитом с зональной окраской, бледно-фиолетовой в центре до зеленоватой снаружи (18%), полевым шпатом (26%), нефелином (7%), непрозрачными окислами (7%). Изредка присутствуют крупные кристаллы бурого керсутита, в сильной степени замещенного губчатым агрегатом пироксена, непрозрачных окислов, полевого шпата и нефелина. Полевой шпат представлен олигоклаз-андезином (часто он заметно калиевый) и анортотклазом. Вкрапленники оливина обычно окаймлены клинопироксеном, а рассеянные фенокристаллы нефелина оторочены реакционными каемками натрового плагиоклаза.

Анальцимовые базаниты и тефриты. В натровых базанитах вместо нефелина иногда присутствует анальцит, обычно сопровождающийся другими цеолитами. Они образуют неправильные выделения в основной массе или овоиды, иногда окруженные располагающимися по касательным призматическими кристаллами пироксена. Более обычны *анальцимовые базаниты*, а не *анальцимовые тефриты*. Оливин в них неизменно в той или иной мере серпентинизирован. Пироксен в обеих породах представлен преимущественно бледно-фиолетовым титанавгитом. Реже встречается бесцветный диопсидовый авгит. Как и во всех фельдшпатоидных породах, ортопироксен отсутствует. Цеолиты основной массы ассоциируются с кальциевым плагиоклазом и железотитановыми окислами. Иногда появляется немного бурой роговой обманки.

Нефелиниты

Нефелиниты — мафические, преимущественно ультраосновные, вулканические породы, в которых из фельзических минералов представлен исключительно или преимущественно нефелин. В некоторых разновидностях помимо нефелина появляются и другие фельдшпатоиды. Полевые шпаты либо вообще отсутствуют, либо присутствуют лишь в незначительных количествах ($<10\%$ моли). Структура обычно порфиристая. Диопсидовый или титанистый авгит и нефелин образуют идиоморфные вкрапленники (рис. 6-1, а), окруженные внешней каймой эгирин-авгита. В некоторых случаях наблюдаются фенокристаллы нозеана, гаюина или содалита. Основная масса обычно сложена теми же минералами в сопровождении акцессорных железотитановых окислов, апатита, перовскита (реже сфена). Изредка в небольших количествах можно встретить биотит или бурую роговую обманку. Дейтерические цеолиты присутствуют почти всегда. На рис. 6-1, в приведена микроразрисовка гаюинофира, бесполовошпатовой базитовой лавы, в которой вместо нефелина содержится гаюин.

На Гавайских островах, в восточной части Африки, в западной части Японии (Нагахана) и вблизи Лаахер-Зе в Эйфельской провинции известны чрезвычайно основные ($\text{SiO}_2 < 40\%$) нефелиниты, в которых существенную роль играет мелилит, образующий таблитчатые кристаллы. Породы такого типа знаменуют переход к мелилититам, описанным в гл. 8 (рис. 8-4, б).

В щелочных провинциях с резкой калиевой специализацией в нефелинитах наряду с нефелином появляется лейцит или даже кальсилит. При этом и в самом нефелине возрастает доля кальсилитовой «молекулы» KAlSiO_4 . Все три фельдшпатоида могут присутствовать в основной массе, как это имеет место в лавах восточноафриканского вулканического поля Торо — Анколе.

В нефелинитовых лавах и брекчиях, а также в некоторых базанитах очень часто встречаются ксенолиты. Все они ультрамафические и представлены всевозможными комбинациями магниевого оливина, диопсидового авгита, энстатита и хромовой шпинели. Вариации их состава начинаются с дунита (ксенолиты такого состава обнаружены также в толентовых базальтах) и завершаются четырехфазовой ассоциацией, соответствующей лерцолиту. Во всех ксенолитах обычно наблюдаются признаки сильной внутренней деформации в твердом состоянии. Можно почти уверенно считать, что они были непосредственно отторгнуты от материала верхней мантии. Кроме того, в нефелинитах встречаются также ультрамафитовые ксенолиты гранатовых пироксенитов (включая истинные эклогиты с омфацитовым пироксеном) и биотит-авгитовых пироксенитов. В некоторых не-

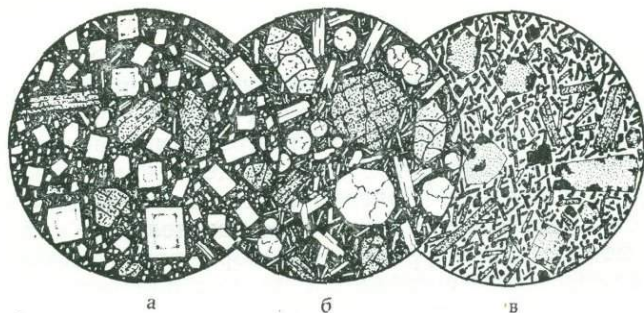


Рис. 6-1. Фельдшпатоидные лавы.

а — нефелинит, Микено, Восточная Африка. Диамет. 1 мм. Микровкрапленники зеленого авгита и нефелина находятся в связующей массе темно-бурого стекла с изометрическими зернами окислов железа и тонкими микролитами санидина.

б — лейцитовый базанит, Везувий, Италия. Диамет. 3 мм. Вкрапленники оливина, зеленого диопсидового авгита и лейцита заключены в интергранулярной основной массе из лейст лабрадора, окислов железа и авгита. Местами присутствуют мельчайшие интерстиционные выделения санидина.

в — гаюинофир, Таити. Диамет. 1 мм. Микрофенокристаллы синего гаюина с включениями рутила, тонкие призматические кристаллы бледно-зеленого диопсидового авгита и идиоморфные зерна окислов железа погружены в связующую массу слабо окрашенного стекла.

фелинитах и базанитах присутствуют крупные ксенокристаллы авгита, необычайно богатого алюминием, или керсутита. Размеры отдельных кристаллов последнего в нефелинитовых брекчиях могут достигать нескольких сантиметров.

Лимбургиты

Это преимущественно стекловатые ультраосновные натровые породы, близкие по составу к нефелинитам. В проанализированном образце с острова Принсипи в Гвинейском заливе содержание SiO_2 составляет 39,5%; его нормативные параметры: *an* 22, *ne* 14, *di* 25, *ol* 21. Лимбургиты образуют потоки, дайки, силлы, штоки и обычно ассоциируются с базитовыми щелочными породами, особенно анальцимовыми базанитами и ультраосновными лампрофирами (мончикитами, с. 244). Макроскопически это темные породы без полевого шпата или содержащие незначительное количество натрового плагиоклаза или нефелина (или обоих этих минералов). Всегда многочисленны идиоморфные вкрапленники клинопироксена, обычно зональные с бесцветным ядром диопсидового авгита и внешней каемкой лилового или фиолетового титанавагита. Фенокристаллы оливина также многочисленны, но обычно уступают количественно пироксену. В некоторых случаях присутствуют единичные микрофенокристаллы биотита и баркевикитовой роговой обманки. Все эти минералы

заключены в буром натровом стекле с обильной сыпью зернышек железотитановых окислов, которые иногда сопровождаются тонкими иголочками клинопироксена. Почти неизменно присутствуют кальцит и анальцит, либо слагая неправильные пятна, либо образуя миндалины. В некоторых случаях миндалины, а также мелкие жилки сложены «хлоритовым» материалом.

Лейцитовые базаниты и тефриты

Известные проявления лейцитовых базанитов и тефритов, а также пород, переходных от них к трахибазальтам и лейцититам, приурочены главным образом к районам позднегерцинического и голоценового вулканизма в среднем течении Рейна (Эйфель и Кайзерштуль), в Римской вулканической провинции, протягивающейся от Неаполя до Албанских гор севернее Рима, и в провинции Буфумбира, располагающейся в Западной рифтовой зоне экваториальной части Восточной Африки. Породы этой группы по содержанию SiO_2 занимают весь интервал базитов.

К числу наиболее базитовых типов относятся *лейцитовые базаниты* провинции Буфумбира*, представляющие собой темные породы (цветовой индекс до 60) с содержанием SiO_2 около 46%. Они сложены диоксидовым авгитом, магнезиальным оливином, лабрадором, лейцитом и в некоторых случаях небольшим количеством стекла. Значительно более кремнеземистый резко порфиновый лейцитовый базанит Везувия показан на рис. 6-1, б. В большинстве лейцитовых базанитов, а также в тефритах и связанных с ними переходных породах кристаллы лейцита представлены двумя генерациями: крупными слабо двупреломляющими вкрапленниками с характеристичными косо пересекающимися сернями двойниковых пластинок и мелкими изотропными зернами в основной массе. В лейците, особенно в мелких зернах, в изобилии присутствуют включения пироксена и непрозрачных окислов, располагающиеся радиально и концентрически. Кристаллы лейцита могут полностью замещаться анальцитом или «псевдолейцитом» (тонкозернистой смесью калишпата и нефелина или цеолитов). Кристаллы оливина обычно серпентинизированы. Пироксен, как правило, представлен зеленоватым диоксидовым, а иногда титанистым авгитом и в некоторых случаях окаймлен зеленым эгирин-авгитом или эгирином. Плаггиоклаз обычно имеет состав лабрадора, но в некоторых породах фенокристаллы сложены битовнитом. Щелочной полевой шпат окаймляет вкрапленники плаггиоклаза или присутствует в виде мелких микролитов и ксеноморфных зерен в основной массе, местами в сростках с нефелином. В отдельных случаях отмечаются незначительные количества биотита или роговой обманки.

* *Кивиты* и *мурамбиты* в восточноафриканской литературе.

Преобладающие второстепенные и акцессорные минералы: другие фельдшпатоиды (нефелин, гаюин или содалит), меллилит, сфен или перовскит, апатит и непрозрачные окислы. Нередко лейцит и нефелин присутствуют совместно в значительных количествах. Очень основные породы такого рода из вулкана Корат в Восточном рифте Эфиопии состоят из фенокристаллов оливина и титанистого авгита и основной массы, сложенной плагиоклазом, лейцитом, нефелином, оливином и флогопитом.

Лейцитовые тефриты, если не считать отсутствия в них оливина, похожи по составу на базаниты. Примером их может служить порода из комплекса Кайзерштуль (западнее Фрейбурга) в Рейнском грабене, описанная Вимменауэром. Это темная порфи́ровая порода с содержанием SiO_2 45—46%. Вкрапленники в ней представлены титанистым авгитом (29%), магнетитом (5%), плагиоклазом (3%) и лейцитом (5%). Основная масса сложена плагиоклазом An_{60} — An_{55} , лейцитом, цеолитами и етеклом. В некоторых случаях присутствуют единичные фенокристаллы оливина. Для тефритов вулкана Корат в Эфиопии характерны крупные порфи́ровые выделения бурого амфибола (керсутита). В других регионах лейцитовые тефриты могут быть более кремнеземистыми (содержание SiO_2 50—51%) и с заметным содержанием щелочного полевого шпата (фонолитовые тефриты схемы IUGS). Образец такой породы* из Римской провинции (Рокамонфина, северо-западнее Везувия) имеет следующий состав (в %): вкрапленники лейцита 40, плагиоклаз An_{65} 20, санидин 20, авгит и небольшое количество оливина 15, акцессорные (включая нефелин) 5. В наши дни из Везувия извергался тефрит с небольшим содержанием полевого шпата**, т. е. переходный к лейцититу. Модальный состав этой породы следующий (в %): вкрапленники лейцита 40, плагиоклаз An_{70} 18, авгит 34, оливин, апатит и непрозрачные окислы 6, нефелин или содалит 2.

Лейцититы

Это основные вулканические породы, резко недосыщенные кремнеземом, в которых из фельзических минералов присутствует преимущественно или исключительно лейцит. Полевые шпаты либо отсутствуют, либо их содержание в модальном составе не превышает 10%. Для нормы характеристичны высокие величины *Ic*. Цветовой индекс и содержание SiO_2 широко варьируют от меланократовых ультраосновных пород до лейкократовых разновидностей, приближающихся к средним породам.

Лейцит обычно присутствует как во вкрапленниках, так и в основной массе. В небольших количествах могут содержаться

* *Виконт*.

** *Везувит* (тефритовый лейцитит схемы IUGS).

другие фельдшпатоиды — нефелин или содалит. Типичный мафический минерал, диопсидовый или титанистый авгит, также представлен двумя генерациями. В дополнение к нему в более базитовых разновидностях появляется оливин, как это имеет место в лавах вулкана Микено в провинции Буфумбира в Восточной Африке. В небольших количествах могут присутствовать мелилит, биотит или меланитовый гранат. Обычные акцессории — апатит, сфен или перовскит, а также непрозрачные рудные минералы. Обильный в некоторых случаях мелилит образует крупные таблитчатые кристаллы, пойкилитически включающие лейцит и авгит.

Под *лейцититами* в общем смысле подразумеваются породы с содержанием SiO_2 в пределах 35—53%. Это превосходный пример очень широких вариаций химического и минерального состава в пределах одного типа пород, связанных попросту с классическим определением лейцита. В конкретных провинциях колебания состава происходят в гораздо меньших пределах. Так, в лейцитах Римской провинции содержание SiO_2 изменяется от 47 до 53%, в породах лампрофировой провинции Аризона — от 45 до 47%, в провинциях Торо — Анколе и Буфумбира в Восточной Африке лейцититы представлены типичными ультраосновными разновидностями с содержанием SiO_2 35—40%.

Лейцититы Римской провинции довольно разнообразны. Они варьируют от основных ($\text{SiO}_2 \sim 47\%$) тонкозернистых лав Албанских гор, сложенных лейцитом и авгитом примерно в равных количествах, до существенно лейцитовых пород с содержанием этого минерала до 90% общего объема*. Модальный состав этого предельного типа (в %) следующий ($\text{SiO}_2 \sim 53$): лейцит 90, гаюин 2, мелилит 2, авгит 4, меланит, биотит, магнетит и апатит 2.

Оливиновые лейцититы (лейцитовые базальты в понимании некоторых авторов) — меланократовые, очень основные (SiO_2 45—47%) породы, в которых заметную количественную роль играют лейцит, авгит и оливин. Модальный состав дайковой породы этого типа из лампрофировой провинции Навахо на границе Аризоны и Нью-Мексико следующий (в %): лейцит (в зернах до 0,5 мм) 28; вкрапленники диопсидового авгита 26 и серпентинизированного оливина 12; основная масса — микролиты авгита 16, флогопит 4, санидин 8, титаномагнетит 4 и апатит 2.

Вайомингиты и связанные с ними породы

Редкие и примечательные серии ультракалиевых существенно лейцитовых вулканических пород представлены в районе Лейцит-Хилс, Вайоминг, и к западу от Кимберли в Западной

* Соответственно албаниты и италиты, по Вашингтону.

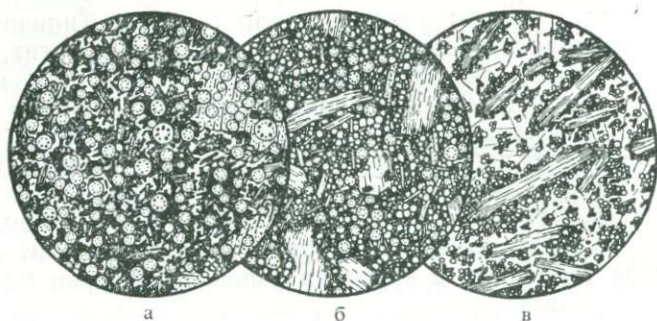


Рис. 6-2. Лейцитовые лавы.

а — фонолитовый лейцитит, Капо-ди-Бове, Италия. Диамет. 3 мм. Лейцитовые кристаллы с концентрически расположенными включениями, зеленоватый диопсидовый авгит и чешуйки биотита в связующей массе ксеноморфного пойкилитового санидина. Справа пойкилитовые таблитчатые выделения меллита.

б — вайомингит, Лейцит-Хилс, Вайоминг. Диамет. 3 мм. Состоит из кристаллов лейцита с включениями, тонких призм бледно-зеленого диопсида и крупных чешуек флогопита с темными титанистыми оторочками и редкой сагенитовой сеткой рутила. Интерстиции выполнены бесцветным стеклом.

в — орендит, Лейцит-Хилс, Вайоминг. Диамет. 3 мм. Мельчайшие зерна лейцита, призмочки диопсида и крупные чешуйки флогопита в основной массе, сложенной преимущественно различно ориентированными лейстами санидина и игольчатым апатитом.

Австралии. Они настолько отличаются от лейцититов и фонолитов, что заслуживают специального обсуждения [2]. Для этой серии хорошо установлены вариации минерального состава и принята довольно странная номенклатура. Поскольку, однако, для всей серии в целом не предложено адекватного собирательного названия, мы назвали ее здесь «вайомингиты и связанные с ними породы»¹.

Несмотря на высокое содержание лейцита, породы рассматриваемой серии в отличие от лейцититов характеризуются практически насыщенными кремнеземом составами. В норме ни ($lc+ne$), ни Q в большинстве случаев не превышают 5. Эта их особенность обусловлена главным образом совместным влиянием двух факторов — присутствием избытка SiO_2 в самом лейците (который может содержать в твердом растворе до 30% $KAlSi_3O_8$) и наличием интерстиционного стекловатого остатка со значительным содержанием ($\sim 15\%$) нормативного Q . Кроме того, вайомингиты и связанные с ними породы, опять-таки в отличие от лейцититов, резко пересыщены щелочами (перщелочные с дефицитом Al_2O_3), что фиксируется в норме значи-

¹ Некоторые авторы называют их лейцитовыми лампроитами. В схеме IUGS они могут найти место среди фонолитовых лейцититов и просто лейцититов.

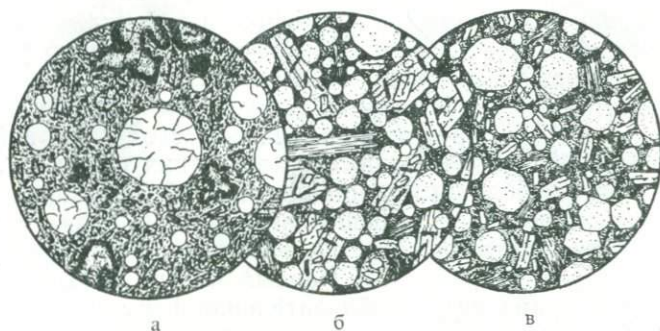


Рис. 6-3. Существенно лейцитовые лавы.

а — лейцитифир (лейцитовый фонолит), Риден, Эйфель, ФРГ. Диамет. 9 мм. Вкрапленники лейцита, эгирин-авгита и корродированного нозеана в плотной связующей массе из эгирин-авгита, микролитов санидина, небольших количеств нефелина и меланитового граната.

б — «волжидит», западный Кимберли, Австралия. Диамет. 2,5 мм. Порода состоит из лейцита, крупнопризматических кристаллов магнофорита, более мелких зерен диопсида (частично включенных в магнофорит), небольшого количества серпентинизированного оливина (винзу), чешуек флогопита и небольших призматических кристаллов прайдерита, погруженных в темную основную массу, сложенную серпентином с небольшим количеством цеолита.

в — «сидрит», западный Кимберли, Австралия. Диамет. 2,5 мм. Относительно крупные кристаллы представлены лейцитом, диопсидом и флогопитом. Связующая масса состоит преимущественно из прайдерита, перовскита, магнофорита, флогопита, цеолитов и неопределимых минералов. В других образцах присутствуют также псевдоморфозы серпентина по оливину.

тельными величинами *ac* (акмита) и *ks* (силиката калия). Для них также характерны очень высокие содержания малых элементов, особенно Р, Zr и Ва. И наконец, примечательно сильно окисленное состояние этих пород, $Fe_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3)$ составляет приблизительно 0,6—0,8.

Большинство из этих особенностей химического состава можно установить по наблюдающимся под микроскопом минералогическим характеристикам. В породах этой серии присутствуют большие количества калиевых мафических минералов — особенно флогопита, калиевого амфибола магнофорита (резко плеохроирующего от лимонно-желтого до розового) и широко распространена уникальная аксессуарная фаза вейдит $Zr_2K_4Si_6O_{18}$ (бесцветный, сильно двупреломляющий, одноосный, положительный). Окислы железа полностью отсутствуют, все окисное железо входит в состав лейцита и санидина (замещает Al) или в остаточное стекло.

Главные типы пород района Лейцит-Хилс — *вайомингиты* и *орендиты* (рис. 6-2, *б*, *в*). Первые имеют порфиоровое сложение. Они содержат многочисленные вкрапленники флогопита, присутствующего только в одной этой генерации, и микрофенокристаллы диопсидового авгита. Основная масса сложена идио-

морфными или гипидиоморфными зернами лейцита, магнофоритом, диопсидом и апатитом. Магнофорит неизменно располагается в интерстициях и кристаллизовался, очевидно, последним. В некоторых случаях присутствует заметное количество стекла (рис. 6-2, б). Орендиты, во многом сходные с вайомингитами, более разнообразны по составу. В них наряду с лейцитом присутствует обильный санидин (рис. 6-2, в), иногда в виде крупных фенокристаллов, изрешеченных мелкими включениями диопсида. В орендитах в качестве обычных аксессуаров присутствуют вейдит и прайдерит. Первый из них окаймляет апатит, тогда как прайдерит (приблизительная формула $\text{KCaTi}_8\text{O}_{16}$) образует бурые иголки с высоким светопреломлением, очень напоминающие рутил.

По кремнеземистости (SiO_2 50—55%) как вайомингиты, так и орендиты располагаются у границы со средними породами. На рис. 6-3, б, в приведены микроразрисовки близких пород из Западной Австралии. Эти породы (рис. 6-3, б, в) относятся к базитовому интервалу кремнеземистости (SiO_2 46—52%). В некоторых из них присутствуют вкрапленники магнофорита и флогопита.

Анальцимовые диабазы

Во многих континентальных магматических провинциях со щелочными лавами ассоциируются силлы и другие малоглубинные интрузивы анальцимсодержащих диабазов. Эти породы — аналоги щелочных оливиновых базальтов, в них в большинстве случаев присутствуют лишь небольшие количества анальцима (с. 118). Однако в верхних частях дифференцированных силлов, сложенных породами такого типа, а также в других мелких силлах и интрузивах, комагматичных с трахибазальтами и нефелиновыми базанитами, появляется значительное, хотя еще и подчиненное, количество анальцима и наблюдаются другие минералогические признаки повышенной щелочности. Такие породы вполне уместно назвать *анальцимовыми диабазами*. Среди выделенных по минералогическим и химическим признакам разновидностей пород этого типа, получивших самостоятельные наименования, наиболее своеобразны и обладают повышенной щелочностью *тешениты*. Дальнейшее описание относится преимущественно к этим породам*. На рис. 6-4, в приведена микроразрисовка тешенита.

Средний модалый состав тешенитов можно охарактеризовать следующими величинами (в %): бледно-фиолетовый тита-

* Английские петрологи среди тешенитов выделяют разновидности: *кринаниты* с пониженными содержаниями авгита и анальцима и *килиты*, обогащенные оливином.

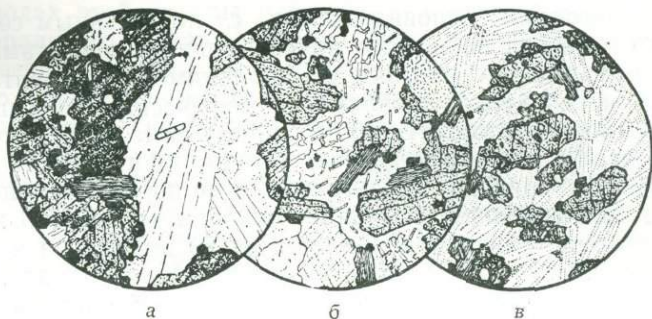


Рис. 6-4. Тералит, тешенит и эссексит.

а — тералит, Дуппау, Чехия, ЧССР. Диамет. 2 мм. Титанавгит образует сростки с темно-бурым баркевикитом и небольшим количеством биотита. Непрозрачные окислы представлены титаномagnetитом. Крупные таблитчатые кристаллы лабрадора окружены тонкими каемками кальциевого андезина; интерстиции выполнены частично измененным нефелином. В качестве акцессорного минерала присутствуют призматические кристаллы апатита. В других образцах этой породы вокруг табличек плагиоклаза наблюдаются тонкие каемки санидина.

б — тешенит, Инчолм, Шотландия. Диамет. 2 мм. Состоит из крупных призматических кристаллов фиолетового титанавгита, чешуек темно-бурого биотита, серпентинизированного оливина (справа) и изометричнозернистых выделений титаномagnetита. Эти темноцветные минералы располагаются в бесцветной связующей массе, состоящей из корродированных лейст лабрадора, дейтерического кальцита и обильного анальцима с большим количеством включений игольчатого апатита.

в — эссексит, Ронгшток, Чехия, ЧССР. Диамет. 2 мм. Мафические минералы представлены титанавгитом, баркевикитом и биотитом. Из фельдических минералов преобладает зональный плагиоклаз ($Ап_{60-25}$). Клиновидные участки сложены ортоклазом; имеются также интерстиционные выделения измененного нефелина. Акцессорные минералы — окислы железа, апатит и сфен.

нистый авгит 45, оливин 10—15, лабрадор 30, анальцим 5—15, небольшие количества щелочного полевого шпата, баркевикита (или другого щелочного амфибола) и зеленого натрового пироксена (обрастающего кристаллы авгита); акцессорные минералы — железотитановые окислы и апатит. Плагиоклаз обычно образует короткие идиоморфные или гипидиоморфные таблички с зональностью от лабрадора внутри до андезина или олигоклаза снаружи, часто обрастающие калишпатом. Последний может присутствовать также в виде мельчайших ксеноморфных зерен в основной массе. Во многих тешенитах плагиоклаз включен в авгит с офитовыми взаимоотношениями. Довольно широко представлены дейтерические продукты — цеолиты, кальцит, глинистые минералы. В незначительных количествах иногда появляется нефелин, в той или иной мере превращенный в анальцим.

В большинстве тешенитовых силлов заметно проявлена внутренняя дифференциация. Их верхние уровни сложены бо-

лее фельзических разновидностями с повышенным содержанием анальцима и щелочного полевого шпата и местами пересечены жилками и линзочками анальцимового сиенита. Значительно реже здесь появляются мафические обогащенные анальцимом пегматоиды. Вниз по разрезу заметно увеличивается содержание оливина и авгита, и такие обогащенные оливином тешениты переходят в ультраосновные породы, но еще с заметно повышенной щелочностью, — *пикриты* (с. 119). В последних содержание оливина колеблется от 50 до 70%, а кальциевого плагиоклаза — от 10—25%; остальную часть породы слагают титанавгит с каемками эгирина-авгита и баркевикит (или арфведсонит). В основании силла Лугар в Эршире, Шотландия¹, присутствует слой кумулята мощностью 10 м, по составу отвечающий даже перидотиту. Эта порода сложена оливином совместно с титанавгитом и бурым баркевикитом. Другие хорошо известные примеры подобного рода дифференцированных тел — серия малых интрузий, описанная Яги в провинции Мороту, северная Япония, и мезозойский интрузив Проспект близ Сиднея, Австралия [3].

В иных районах анальцимовые диабазы представлены разновидностями с небольшим содержанием анальцима, меньшим количеством титанавгита и соответственно с более высоким содержанием лабрадора по сравнению с типичными тешенитами. В некоторых разновидностях присутствует много щелочного полевого шпата, и такие породы могут быть классифицированы как *анальцимовые трахидиабазы*, переходные по составу к латитам (ср. с. 154).

Плутонические породы: фельдшпатоидные габбро и ийолиты

При физических условиях, господствующих на глубинах более 3 км, лейцит становится неустойчивым. В связи с этим фельдшпатоид, играющий важную роль в породах, рассматриваемых в настоящем разделе, почти неизменно имеет натровый состав и обычно представлен нефелином. В породах с повышенным содержанием калия последний входит в состав щелочного полевого шпата или, особенно в ультраосновных разновидностях, в биотит. Иногда он в виде компонента $KAlSiO_4$ участвует в составе нефелина. В относительно малоглубинных калиевых плутонитах может присутствовать и лейцит. Однако такие примеры редки.

¹ Он известен благодаря описанию Тиррелла и наличию резко обогащенных нефелином пегматоидных дифференциатов *лугаритов* (ср. *F. J. Turner and J. Verhoogen, Igneous and Metamorphic Petrology, New York, McGraw-Hill, 1960, pp. 181—183*).

В породах этой группы наблюдаются значительные вариации минерального состава. Резкие его изменения привели к возникновению слишком усложненной номенклатуры. Последняя часто является помехой в изучении этих пород, так как отражает локальные колебания состава внутри относительно небольших интрузивных тел. Здесь мы выделяем лишь две главные группы — *фельдшпатоидные габбро* и *ийолиты*. В первых существенную роль играет кальциевый плагиоклаз, а во вторых этот минерал совершенно отсутствует. Кроме того, выделяется небольшая группа связанных с ними ультрамафических пород — *щелочных пироксенитов*.

Фельдшпатоидные габбро

В этом разделе мы рассмотрим породы, напоминающие «нормальные габбро», описанные в гл. 3, своим минеральным составом, высоким цветовым индексом (>30) и присутствием кальциевого плагиноклаза ($Ap_{>40}$), авгита и, во многих случаях, оливина. Однако в породах рассматриваемого типа, кроме того, в существенных количествах присутствуют натровый фельдшпатоид. Щелочной характер этих пород проявляется в характере пироксенов (титанистый или натровый авгит) и в нередком наличии хотя бы небольших количеств щелочного полевого шпата, натровых амфиболов или биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом или железотитановыми окислами.

С точки зрения химизма фельдшпатоидные габбро можно рассматривать как плутонические аналоги трахибазальтов и базанитов. По мере уменьшения содержания фельдшпатоида и калишпата эти породы естественно переходят в относительно щелочные разновидности обычных габброидов (такие, как «ослоэссекситы», описанные на с. 135). Эти соотношения служат еще одной иллюстрацией постепенного перехода вдоль линии щелочной полевоый шпат — плагиоклаз (AP на рис. 2-13), разделяющей треугольники состава APF и APQ , которые играют важную роль в большинстве классификационных диаграмм.

Наиболее распространены две разновидности щелочных (фельдшпатоидных) габбро — *эссексит* и *тералит*¹. В обеих породах присутствуют существенные количества нефелина. Они связаны постепенными переходами. Различия заключаются преимущественно в содержании щелочного полевого шпата: в эссекситах его много, а в тералитах — мало или совсем нет. Эти различия отражают вариации валового содержания SiO_2 . Тералиты — более базитовые и во многих случаях фактически настоящие ультраосновные породы (SiO_2 42—44%).

¹ В схеме IUGS эссексит и тералит названы соответственно *нефелиновым монцогаббро* и *нефелиновым габбро*.

Эссекситы. Обычный состав эссекситов можно проиллюстрировать на примере породы из некка Сейлем в Массачусетсе. Модальный ее состав следующий (в %): натровый ортоклаз, местами пертитовый, 20; плагиоклаз 28; нефелин 20; мафические минералы 30; апатит 2. Ортоклаз, как и нефелин, ксенорморфен, местами им обрастает плагиоклаз. Последний обычно значительно более идиоморфен и варьирует по составу от Ap_{60} до Ap_{35} . Среди мафических минералов в большинстве случаев преобладает авгит. Чаще всего он представлен бледно-фиолетовой титанистой разновидностью и, как правило, образует крупные фенокристаллы. Иногда встречается диопсид, тогда как эгирин-авгит и эгирин исключительно редки. Неизменно присутствует натровая или титансодержащая роговая обманка, в некоторых случаях преобладающая над пироксеном. Бiotит появляется лишь в очень небольших количествах. Оливин может совсем отсутствовать, но обычно обнаруживается в подчиненных количествах, а иногда его больше, чем пироксена. Наиболее типичные аксессуарные минералы — апатит, сфен и титаномагнетит. Интерстиционный нефелин в эссекситах может замещаться анальцимом.

Необходимо отметить, что содержание нефелина в эссекситах из упомянутого некка значительно выше, чем во многих других случаях. Так, на рис. 6-4, в приведена микроразрисовка эссексита, в котором нефелин слагает лишь незначительную часть породы, тогда как содержание ортоклаза в ней достигает 10%, а плагиоклаза — более 40%. Значительным содержанием плагиоклаза эссекситы отличаются от мафических нефелиновых сиенитов, а также от базитовых пород, примеры которых приведены на рис. 7-4, б, в.

Наконец, существуют очень редкие калиевые эссекситы (Везувий)* например встреченные в блоках, выброшенных из Монте-Соммы, которые кристаллизовались на небольшой глубине, допускающей образование пары лейцит + санидин вместо эквивалентной глубинной ассоциации нефелин + ортоклаз.

Тералиты. Тералит — это нефелиновое габбро, в котором отсутствует щелочной полевой шпат. Лучше, однако, рассматривать его как конечный член природной непрерывной серии, в которой по мере увеличения содержания щелочного полевого шпата происходит постепенный переход к эссекситам, только что рассмотренным выше. Все тералиты относятся к ультраосновным породам (обычно SiO_2 40—45%). Большинство из них содержит оливин, спорадически появляющийся и в эссекситах.

Типичный тералит из слоя мощностью около 10 м в верхней части дифференцированного тешенитового силла Лугар в Шотландии, описанный Тирреллом, имеет состав (в %): андезин 20,

* *Соммаиты.*

нефелин 15, титанавгит 35, оливин 15, биотит 5, баркевикит 5; отмечается немного анальцима, железотитановых окислов и апатита. Вниз по разрезу (на протяжении следующих 10 м) тералит постепенно переходит в баркевикитовый пикрит.

В сходной малоглубинной обстановке миоценовой вулканической провинции восточной части Отаго в Новой Зеландии находится маломощный дифференцированный силл, сложенный главным образом тералитами. Один представительный образец (SiO_2 40,5%, цветовой индекс 40—50) состоит из зонального титанистого авгита с тонкими каемками зеленоватого натрового пироксена, андезина и нефелина, сопровождающихся существенными количествами достаточно железистого оливина Fo_{65} — Fo_{45} и анортоклаза, а также необычайно большим содержанием аксессуарного апатита. Идиоморфные или гипидиоморфные кристаллы андезина и щелочного полевого шпата пойкилитически включаются крупными ксеноморфными выделениями нефелина.

Ййолитовая серия

К этой серии относятся преимущественно мафические плутонические породы с содержанием $\text{SiO}_2 < 45\%$, но с различным цветовым индексом. Полевой шпат в них обычно отсутствует; два главных минерала — пироксен и фельдшпатоид (обычно нефелин). В целом это весьма малораспространенные породы. Они, как правило, слагают штоки и кольцевые интрузии, кристаллизовавшиеся на небольшой глубине в щелочных вулканических провинциях. Эти породы ассоциируются с карбонатами (см. 249) и нефелинитами, к которым они близки по химическому составу. Для них предложена усложненная номенклатура, основанная на цветовом индексе*.

Типичный *ййолит* (рис. 6-5, а) представляет собой голокристаллическую гипидиоморфнозернистую породу, более половины объема которой слагает нефелин, тогда как на долю эгириндиоксида или пироксена диопсид-геденбергитового ряда приходится около трети объема. Обычно присутствуют многочисленные аксессуарные минералы — апатит, сфен, кальцит, меланит, флогопит, содалит, перовскит, волластонит, канкринит, пектолит и цеолиты. Количество любого из этих аксессуариев может резко возрастать. Так, многие ййолиты острова Альнэ, Швеция, и массива Айрон-Хилл, округ Ганнисон, Колорадо, чрезвычайно обогащены меланитом, а некоторые ййолиты Кении содержат обильные крупные кристаллы волластонита. Чтобы подчеркнуть изменчивость этих пород, достаточно добавить лишь, что поро-

* Условные границы разновидностей по цветовому индексу в схеме IUGS: *уртит* 0—30, *ййолит* 30—70, *мельтейгит* >70.

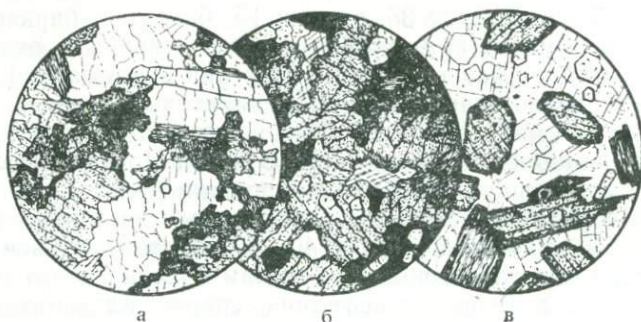


Рис. 6-5. Мафические и ультрамафические щелочные породы.

а — ийолит, Магнет-Ков, Арканзас. Диамет. 3 мм. Сложен нефелином, эгирин-авгитом, меланитовым гранатом и желтовато-зеленым биотитом с акцессорными апатитом, сфеном и пиритом.

б — щелочный пироксенит, остров Альнэ, Швеция. Диамет. 3 мм. Сложен преимущественно зеленым эгирин-авгитом с каемками фиолетового титанистого авгита, коричнево-зеленым баркевикитом и татаномagnetитом. В этом шлифе присутствуют акцессорные нефелин, апатит и кальцит. Но обычно в щелочных пироксенитах Альнэ акцессории представлены меланитом, пиритом, перовскитом и цеолитами.

в — мафический нефелиновый сиенит, Крейзи-Муантинс, Монтана. Диамет. 3 мм. Состоит из бледно-зеленого диопсидового авгита с каемками темно-зеленого эгирина; гипидноморфных призм нефелина, частично замещенных канкринитом и цеолитами и включающих идиоморфные кристаллы содалита; бариевого ортоклаза, выполняющего интерстиции; зональных чешуек биотита; акцессорных апатита, сфена и магнетита.

ды ийолитовой серии Айрон-Хилл варьируют по составу от почти чисто диопсидовых до практически чисто нефелиновых.

Во всех членах серии широко проявляются замещения минералов. Особенно это характерно для мафических разновидностей, в которых темноцветные минералы образуются за счет светлых. В ийолитах Кении, например, волластонит замещает нефелин, а затем оба этих минерала и пектолит частично замещаются пироксеном. В обогащенных меланитом ийолитах массива Айрон-Хилл первыми образуются пироксены диопсид-геденбергитового ряда, зерна которых затем включаются в крупные кристаллы нефелина. Далее кристаллизуются кальцит, канкринит, биотит и меланитовый гранат. При этом гранат развивается как по нефелину, так и по пироксену. В других случаях пироксен замещает волластонит и пектолит.

В фельдическом конце серии располагаются редкие породы, сложенные преимущественно фельдшпатоидом. В такого рода породе из плутонического щелочного комплекса Кольского полуострова содержание нефелина составляет 70—85%, а остальную часть ее объема слагают эгирин и акцессорные апатит и альбит. В другой разновидности из Кении нефелина значительно меньше (50—70%); с ним ассоциируются обильные цеолиты,

эгирин-авгит, а также аксессуарные кальциевые фазы (кальцит, меланит, пектолит, волластонит). Разновидность из восточной части Онтарио* состоит преимущественно из нефелина и натрового амфибола — гастингсита. На Кольском полуострове известны содалит-эгириновые породы с небольшими количествами нефелина, канкринита, натролита и эвдиалита.

Наконец, существуют редкие члены ийолитовой группы, главный фельдшпатоид которых представлен псевдолейцитом. В образцах из Хайвуд-Маунтинс, Монтана**, крупные непрозрачные сфероиды псевдолейцита слагают от половины до двух третей породы, около одной четверти ее объема занимает эгирин-авгит, а остальное составляют окислы железа, оливин, апатит и микролиты санидина. Псевдолейцит представляет собой радиально-лучистые сростки изометричных или волокнистых зерен ортоклаза или санидина, нефелина и цеолитов. Эти минералы частично образовались вследствие реакции между исходным лейцитом и остаточными натровыми флюидами. Сфероиды псевдолейцита часто окружены призматическими зернами пироксена, что сообщает породе оцеллярную структуру.

В ийолитовых комплексах установлены предельные комбинации пироксенов, фельдшпатоидов, железотитановых окислов, перовскита, биотита, мелилита и кальцита. Отметим из них лишь группу пород, которые можно собирательно назвать *щелочными пироксенитами*. Эти породы представляют собой ультрамафические члены ийолитовой серии. Преобладают в них титансодержащий авгит или эгирин-авгит. В хорошо известном прототипе этой породы (ср. рис. 6-5, б) из Жакупиранги, южная часть Бразилии, железотитановые окислы по распространенности уступают лишь пироксенам. Обычно второстепенные компоненты биотит и меланит местами могут слогать до половины объема породы. Спорадически в переменных количествах присутствуют нефелин, апатит, перовскит, баркевикит и оливин. Такие пироксениты в комплексе Жакупиранга и других местах обычно ассоциируются с ийолитами, с которыми они связаны постепенными переходами, а также с карбонатитами.

Литература

1. Coombs D. S., Wilkinson J. F. G., Journal of Petrology, vol. 10 (1969): pp. 440—501.
2. См.: Carmichael I. S. E., Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 15 (1967): pp. 24—66 (on the Leucite Hills); Wade A., Prider R. T., Quarterly Journal of the Geological Society of London, vol. 96 (1940): pp. 39—98 (on Kimberley).
3. Yagi K., Bulletin of the Geological Society of America, vol. 64 (1953): pp. 769—810 (on the Morotu province); Wilshire H. G., Journal of Petrology, vol. 8 (1967): pp. 97—163.

* Монмутит.

** Фергусит.

Глава 7. Основные и средние фельдшпатоидные фельзические породы

В минеральном составе наиболее недосыщенных средних пород доминируют фельдшпатоиды и щелочные полевые шпаты. Содержание SiO_2 в них обычно варьирует от 52 до 60%. Выделяют два главных семейства: *фонолиты* (вулканические) и *фельдшпатоидные сиениты* (плутонические). По мере уменьшения содержания фельдшпатоидов и небольшого увеличения содержания SiO_2 эти породы по минеральному и химическому составу переходят в соответствующие разновидности трахитов и сиенитов с незначительными содержаниями фельдшпатоидов. Некоторые из пород, рассматриваемых в настоящей главе, попадают в категорию основных из-за увеличения содержания титанавгита или амфибола, а также появления оливина или из-за необычно высокого содержания нефелина, анальцима или содалита. И в этом случае существуют переходные базитовые породы со значительными количествами плагиоклаза и оливина, связывающие фонолиты с базанитами или фельдшпатоидные сиениты со щелочными габбро.

Вулканические породы: семейство фонолитов

Распределение

Породы семейства фонолитов устойчиво встречаются в тесной ассоциации с более распространенными базитовыми и ультраосновными лавами, например базанитами и нефелинитами. Такие серии обнаружены на многих океанических островах, например Святой Елены, Тенерифе, Таити, а также в континентальных вулканических провинциях в пределах рифтовых зон, например в Рейнском грабене и в Восточной Африке. Лишь в континентальной обстановке обнаруживаются калиевые породы с лейцитом. Фонолиты присутствуют и в континентальных щелочных провинциях вне рифтовых зон. К числу таких объектов относится вулканическое поле в восточном Отаго в южной части Новой Зеландии, а также различные малоглубинные щелочные кольцевые комплексы, состоящие преимущественно из плутонических аналогов пород рассматриваемого семейства и ассоциирующихся с ними более базитовых фельдшпатоидных пород. Такие комплексы разбросаны в пределах крупных регио-

нов тектонически стабильных кратонов. Изредка, например в некоторых частях Кении, фонолитовые лавы образуют обширные самостоятельные покровы, ассоциирующиеся непосредственно с базитовыми лавами.

Натровые фонолиты

Большинство фонолитов, включая все их проявления на океанических островах, представляют существенно натровые породы с отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ обычно не менее 2. В типичных случаях это порфиновые породы с вкрапленниками санидина или анортоклаза и натрового фельдшпатоида, располагающимися в микрокристаллической трахитоидной основной массе, состоящей из лейст щелочного полевого шпата, субпараллельное расположение которых подчеркивает течение магмы. Гораздо реже основная масса бывает преимущественно или полностью стекловатой¹. Во многих случаях фонолиты состоят в основном из натрового санидина или анортоклаза, нефелина и эгирина или эгирин-авгита. Иногда пироксен сопровождается или заменяется амфиболом. При небольших содержаниях нефелин обычно располагается в интерстициях и с трудом определяется оптически (как это имеет место в *трахитоидных фонолитах*). При повышенных содержаниях (рис. 7-1, б, в) этот минерал образует идиоморфные кристаллы, различимые по гексагональным и прямоугольным очертаниям как во вкрапленниках, так и в основной массе. Мелкие короткие призмы нефелина в основной массе рассеяны между лейстами полевого шпата. Нефелин подвержен дейтерическим изменениям, при этом он замещается анальцимом или другими цеолитами, а также пылевидными глинистыми минералами, что обычно мешает определению первичной природы фельдшпатоида. Плаггиоклаз нетипичен для фонолитов, но если появляется, то представлен, как правило, натровой разновидностью и по содержанию сильно уступает щелочному полевоому шпату.

В немногих разновидностях натровых фонолитов наряду с нефелином или вместо него присутствуют нозеан, гаюин или содалит (рис. 7-1, б). Минералы этой группы имеют кубическую сингонию и соответственно совершенно изотропны. Они могут быть представлены идиоморфными, а иногда корродированными

¹ Существуют, однако, исключения. *Кениты* с горы Кения и из Антарктиды представляют собой черные стекловатые фонолиты с примечательными крупными вкрапленниками розового щелочного полевого шпата (калневого олигоклаза, оптически похожего на анортоклаз). Способность фонолитовой магмы к закалке до стекловатого состояния при быстром охлаждении отражает низкую величину энтропии кристаллизации ΔS_m фельдшпатоидных расплавов (ср. с высококремнеземистыми риолитовыми обсидианами и ультраосновными щелочными лимбургитами).

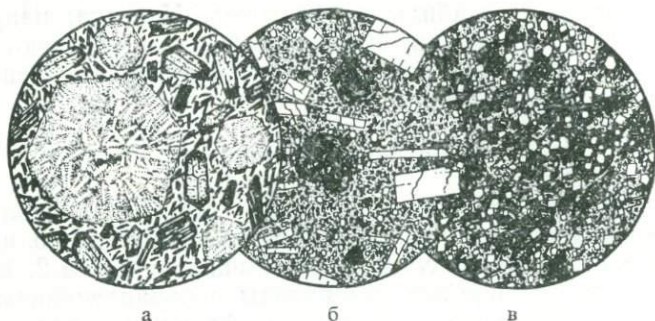


Рис. 7-1. Фонолиты.

а — мафический псевдолейцитовый фонолит, Бэрро-Маунтинс, Монтана. Диамет. 3 мм. Вкрапленники представлены псевдолейцитом, состоящим из санидина, замутненных цеолитов и небольшого количества нефелина, а также биотитом и диопсидовым авгитом, частично отороченным эгирином. Основная масса главным образом состоит из иголочек эгирина, чешуек биотита и ксеноморфного санидина.

б — нозеановый фонолит, Вулф-Рок, Корнуолл, Англия. Диамет. 2 мм. Вкрапленники санидина и зонального нозеана погружены в основную массу, состоящую из зерен нефелина, иголочек эгирина, немногочисленных микролитов санидина и небольших интерстиционных выделений мутного анальцима.

в — эгириновый фонолит, Лид, Южная Дакота. Диамет. 2 мм. Идиоморфные кристаллы нефелина и пойкилитовые неправильные обособления эгирина находятся в связующей массе, состоящей преимущественно из микролитов санидина.

вкрапленниками. Часто в них обнаруживается резко зональная окраска (рис. 7-1, *б*) в серых, бурых или синих тонах, или они бывают почти черными благодаря многочисленным мельчайшим включениям, располагающимся по плотной сетке. В основной массе эти минералы обычно образуют идиоморфные или гипидиоморфные зерна. Однако содалит обычно встречается в жилках и пойкилитовых пятнах или заполняет клиновидные интерстиции между лейстами полевого шпата.

Анальцим редко полностью отсутствует в фонолитах, а в некоторых разновидностях играет ведущую роль. Так, в породе, обнажающейся близ озера Кроуснест в Альберте, этот минерал слагает до двух третей объема, образуя красноватые вкрапленники до 2 см в поперечнике и мелкие кристаллы второй генерации в тонкозернистой основной массе, в которой также присутствуют нефелин, санидин, эгирин-авгит и меланитовый гранат. В другом канадском фонолите две трети породы слагают присутствующие примерно в равном количестве вкрапленники анальцима и анортоклаза, встречаются также фенокристаллы авгита и оливина. Интерстиционная основная масса отвечает по составу анортоклазу. В классической щелочной провинции

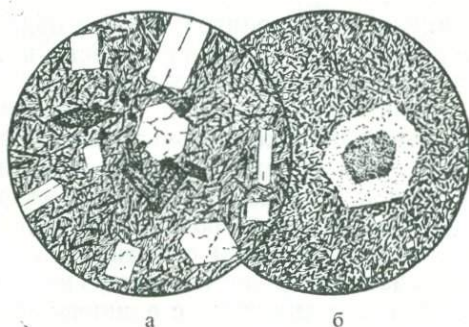


Рис. 7-2. Тингуаиты.

а — тингуаит, Серра-де-Тингуа, Бразилия. Диамет. 2 мм. Вкрапленники нефелина, санидина, эгирин-авгита и сфена заключены в основной массе, сложенной преимущественно микролитами санидина и зазубренными иголочками эгирина и небольшим количеством нефелина и анальцима.

б — содалитовый тингуаит, Мюльёрцен, Чехия, ЧССР. Диамет. 2 мм. Вкрапленники зонального содалита находятся в плотной основной массе из санидина, иголочек эгирина и идиоморфных зерен нефелина.

Хайвуд-Маунтинс в Монтане наиболее широко развиты лавы анальцимсодержащих оливиновых фонолитов. В них вкрапленники представлены оливином, диопсидовым авгитом с оторочками зеленого натрового пироксена, реже биотитом и барневым санидином. В основной массе присутствуют те же минералы, а также обильный анальцим.

Мафические минералы натровых фонолитов необычайно разнообразны. В относительно базитовых фонолитах обычны довольно железистый оливин, диопсид и титанавгит. В большинстве разновидностей, однако, преобладают эгирин-авгит и эгирин. Первый из них кристаллизуется раньше в виде короткостолбчатых фенокристаллов и грубоизометричных зерен. Вторым или обрастают зерна эгирин-авгита, или он слагает зубчатые пучки иголок и моховидные участки, псевдопойкилитово включающие зерна полевого шпата и нефелина. Наиболее характерные амфиболы представлены натровыми разновидностями — рибекитом, арфведсонитом, коссиритом, катафоритом и изредка баркевикитом. Поскольку все эти минералы кристаллизуются на поздних стадиях, они редко образуют вкрапленники и обычно встречаются, подобно эгирину, в виде пучков иголок в интерстициях. Как и у эгирина, у амфиболов проявляется тенденция к замещению окислами железа. Биотит нехарактерен для фонолитов. Он никогда не бывает единственным мафическим минералом, но изредка преобладает среди них.

В числе аксессуарных минералов относительно редки апатит (обычно «дымчатый», испещренный массой мельчайших темных точек) и циркон. Однако сфен распространен широко, а из непрозрачных окислов наиболее типичен титанистый магнетит.

В химических анализах фонолитов обычно обнаруживается повышенное содержание ZrO_2 , большая часть которой входит в состав таких силикатов циркона, как эвдиалит.

Для обозначения гипабиссальной дайковой породы фонолитового состава ранее широко использовался термин *тингуаит*, который и сейчас еще имеет некоторое хождение. Многие из пород, относящихся к этой разновидности (например, образцы из восточной части Отаго), имеют порфировое сложение: они содержат крупные вкрапленники санидина и фельдшпатоида (рис. 7-2), а иногда и натрового пироксена. В маломощных дайках тингуаиты тонкозернистые с единичными вкрапленниками. По существу, они (кроме способа проявления) ничем не отличаются от натровых фонолитов, и этот термин излишний.

Лейцитиферы (лейцитовые фонолиты)

Это калиевые породы, в которых главный или единственный фельдшпатоид представлен лейцитом (или «псевдолейцитом»). В своем распространении лейцитиферы ограничены некоторыми континентальными провинциями с преобладающими базитовыми лавами также калиевого ряда — лейцитовыми базанитами и лейцититами. Наиболее широко известны лейцитиферы Эйфельской провинции в ФРГ (см. рис. 6-3, а). В наиболее крупных лейцитовых вкрапленниках этой породы обнаруживаются характерные секториальные двойники. Остальные фенокристаллы представлены корродированными кристаллами нозеана с темными каемками, зональным авгитом с усиливающейся натровостью и интенсивностью окраски (зеленой) от ядра к периферии и темно-бурым меланитовым гранатом. В некоторых образцах вкрапленники образует также сфен. Плотная основная масса сложена преимущественно микролитами санидина, лейцитом, эгирин-авгитом или эгирином, непрозрачными окислами, апатитом и небольшими количествами интерстиционного нефелина. Изредка встречается немного роговой обманки и биотита.

Мафические лейцитовые и псевдолейцитовые фонолиты, подобные изображенному на рис. 7-А, а, широко развиты в горах Хайвуд и Бэрпо в Монтане и в районе Мурсия в Испании. Они отличаются от орендита меньшим содержанием K_2O и более темной окраской (цветовой индекс около 50). В них также меньше санидина и присутствует оливин. Типичный для этих пород санидин представлен обогащенной барием разновидностью — гиалофаном. Лейцит редко остается свежим и обычно полностью или частично замещается анальцитом или превращается в смесь санидина, нефелина и непрозрачных цеолитов.

При увеличении содержания плагиоклаза лейцитовые фонолиты переходят в лейцитовые тефриты и базаниты, а при полном исчезновении полевых шпатов — в лейцититы.

Плутонические породы: семейство фельдшпатоидных сиенитов

Фельдшпатоидные сиениты

Эти породы, средние по содержанию SiO_2 , сложены преимущественно щелочным полевым шпатом и фельдшпатоидом. Они образуют мелкие штоки и кольцевые дайки в эродированных вулканических центрах провинций с доминирующими базанитами, нефелинитами и фонолитовыми лавами. Однако наиболее хорошо известны их проявления в субвулканических кольцевых комплексах, обособленно располагающихся в пределах стабильных континентальных кратонов, особенно в южной части Африки и в Бразилии. Здесь с ними обычно ассоциируются другие плутонические породы — эссекситы, тералиты и члены семейства ийолитов. Изредка мощные слои обогащенных нефелином сиенитов с внутренней ритмической расслоенностью играют важную роль в строении крупных расслоенных щелочных плутонов, таких, как массив Илимауссак в Гренландии и крупный Хибинский комплекс на Кольском полуострове.

Фельдшпатоидные сиениты, хотя и относятся к числу наименее распространенных плутонических пород, тем не менее всегда привлекали особое внимание в связи с присутствием в них огромного числа минералов, многие из которых редкие и представляют объекты особого интереса. Структуры у них также весьма разнообразны, а содержание SiO_2 варьирует в широких пределах в зависимости от преобладания фельдшпатоидов или щелочных полевых шпатов. Не удивительно поэтому, что фельдшпатоидным сиенитам присвоены многочисленные наименования, которые в этой книге частично указаны в подстрочных примечаниях, а частично вообще опущены.

Почти все фельдшпатоидные сиениты обогащены натрием; в них в порядке уменьшения количества присутствуют нефелин, анальцит, содалит и редко нозеан. Их натровая специализация фиксируется вместе с тем преобладанием во многих случаях натровых полевых шпатов — пертитов, антипертитов и альбита, а также присутствием таких мафических минералов, как эгирин-авгит, эгирин, арфведсонит и баркевикит. Фельдшпатоидные сиениты обычно относятся к категории перщелочных. В базитовых разновидностях, как правило, присутствует титанавгит, а иногда появляется и оливин. В соответствии с принципом насыщенности кремнеземом, рассмотренным на с. 84—86, ортопироксены в таких породах отсутствуют. Биотит, появляющийся спорадически, представлен разновидностями, обогащенными как железом, так и титаном. Последним обычно обогащены и непрозрачные окислы. В относительно редких перглиноземистых разновидностях обычно встречаются мусковит и корунд.

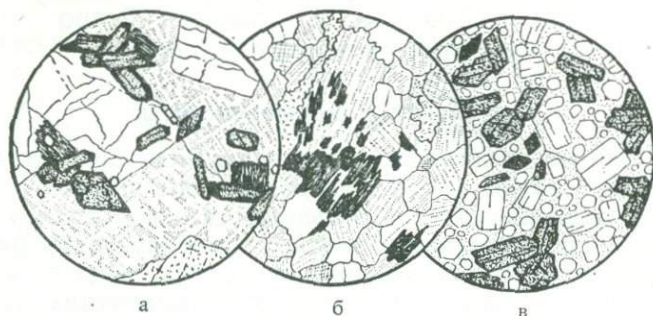


Рис. 7-3. Фельдшпатоидные сиениты.

а — нефелиновый сиенит (фойяит), Серра-ди-Моншики, Португалия. Диаметр, 3,5 мм. Состоит из эгирина-авгита с темными каемками эгирина, бурого биотита, сфена, апатита и непрозрачных окислов. Большие светлые участки сложены нефелином, содалитом (внизу). Остальная часть поля зрения представлена частично измененным пертитом.

б — обогащенный альбитом нефелиновый сиенит, Литчфилд, Мэн. Диаметр, 3 мм. Состоит из темно-зеленого биотита, полисинтетически сдвойникового альбита, микроклина с решетчатыми двойниками, ортоклаза с простыми двойниками, нефелина (светлый) и канкринита (крап).

в — нефелиновый сиенит-порфир, Хот-Спрингс, Арканзас. Диаметр, 3 мм. Идиоморфные и округлые кристаллы нефелина совместно с эгирином-авгитом и сфеном пойкилитически включаются кристаллами санидина до 1 см в поперечнике.

Почти всегда в повышенных количествах присутствует апатит, а содержание циркона, сфена, цирконий- и титансодержащих силикатов гораздо выше, чем в подавляющем большинстве иных плутонических пород. В фельдшпатоидных сиенитах широко распространен также меланитовый гранат, многие из них содержат дейтерические канкринит и кальцит.

Как правило, в фельдшпатоидных сиенитах плагиоклаз отсутствует или появляется в небольших количествах. Типичны нефелиновые сиениты* с примерно равными содержаниями щелочного полевого шпата и нефелина (рис. 7-3, *а*). В таких породах нефелин образует идиоморфные или гипидиоморфные зерна, включенные пойкилитически натровым ортоклазом или микропертитом. Во многих разновидностях в значительных количествах содержатся содалит и анальцим, к которым изредка присоединяются гаюин или нозеан. В большинстве случаев из числа мафических минералов преобладает эгирин-авгит, но могут доминировать также роговая обманка, биотит или эгирин. Нередко присутствует меланитовый гранат. Всегда присутствуют аксессуарии — сфен, титансодержащие окислы железа и апатит. Дейтерические минералы канкринит и кальцит, частично

* Фойяит.

замещающие нефелин, особенно характерны для нефелиновых сиенитов, залегающих поблизости от контакта с карбонатами или известняками. На рис. 7-3, в приведена микроразрисовка нефелинового сиенит-порфира из района Хот-Спрингс, Арканзас, близкого по химическому составу к плутоническим аналогам, но сформировавшегося в условиях небольших глубин. В этой породе крупные пойкилитовые пластинчатые кристаллы санидина включают корродированные зерна нефелина и призматические выделения эгирина-авгита.

В магматической провинции Осло фельдшпатоидные сиениты в основном представлены базитовой разновидностью ($\text{SiO}_2 < 59\%$)*, распространенной здесь значительно меньше, чем щелочные сиениты и перщелочные граниты. Средний модалный состав этой породы, по Бреггеру, следующий (в %): натровый ортоклаз 62, нефелин 13, содалит 2, клинопироксены 8, биотит 9,5, непрозрачные окислы 3, апатит 2. Следует, однако, отметить, что цветовой индекс этой породы невелик (< 18).

Изредка в фельдшпатоидных сиенитах, обогащенных калишпатом, роль главного мафического минерала выполняет гастингсит. Такого типа порода из района Ред-Хилл, Нью-Гэмпшир, сложена преимущественно микропертитом, зерна которого частично обрастают альбитом. Приблизительно третью часть ее общего объема составляют порознь или совместно нефелин и содалит. В ней присутствуют также гастингсит, эгирина-авгит, немного биотита, магнетита, пирита и пирротина.

В других фельдшпатоидных сиенитах с калишпатом, относящихся к категории перщелочных пород, главные мафические минералы представлены арфведсонитом, эккерманитом и эгирином. Интересные породы этого типа обнаружены в южной Швеции. Некоторые, особенно крупнозернистые, их разновидности чрезвычайно обогащены апатитом и сфеном, а также цирконийсодержащими минералами — эвдиалитом, катаплеитом, розенбушитом, лавенитом и цирконом. В отдельных образцах катаплеит играет роль существенного компонента. Он образует крупные вкрапленники и присутствует совместно с эвдиалитом в основной массе. Разновидности, обогащенные циркониевыми минералами, обычно лишены карбонатов, и наоборот. Пектолит, в большинстве фельдшпатоидных сиенитов развивающийся по эвдиалиту и эгирину, относится к числу первичных минералов и часто присутствует в значительных количествах.

Локальные высокие концентрации циркониевых минералов установлены также в нефелиновых сиенитах других районов. К их числу относятся расслоенные породы из внешних частей кольцевого комплекса Посос-де-Калдас в Бразилии, сложен-

* Лардалит в норвежской литературе.

ного в основном нормальными нефелиновыми сиенитами. В штуфах расслоенность проявляется в виде чередования темных мафических полос и розовых, обогащенных минералами семейства эвдиалита. Близкие породы более широко проявляются в крупных расслоенных плутонах Кольского полуострова и в массиве Илимауссак в Гренландии.

В нефелиновых сиенитах, особенно в их пегматоидных разновидностях, присутствует и другой редкий минерал — астрофиллит, сложный титаносиликат K, Na, Mg и Fe^{2+} . Он образует таблитчатые кристаллы с совершенной спайностью по {001} и резким плеохроизмом, близким к биотитовому: n_p — интенсивный оранжево-красный, $n_m = n_g$ — бледно-желтый (параллельно спайности). Отметим, однако, что у астрофиллита в отличие от биотита максимальная абсорбция (параллельно n_p) происходит в направлении, пересекающем спайность.

Обогащенные альбитом нефелиновые сиениты широко представлены в районе Литчфилд, штат Мэн (рис. 7-3, б). В типичных образцах примерно половину объема слагает альбит, четверть — ортоклаз и микроклин и около 15% — нефелин. Из мафических минералов наблюдается только зеленый биотит. Обычные акцессории — канкринит, содалит, кальцит, сфен, железотитановые окислы, циркон и апатит. В довольно близких перглиноземистых сиенитах района Блу-Маунтинс, Онтарио, присутствуют мусковит, корунд, гастингсит и гранат. В других сиенитах корунд может появляться лишь в отсутствие нефелина, но в сопровождении микроперита и биотита. В немногих обогащенных альбитом нефелиновых сиенитах эгирин присутствует наряду с биотитом или полностью заменяет его. В породах, переходных к нефелинсодержащим монцонитам, плагиоклаз представлен уже не альбитом, а олигоклазом, сопровождающимся микропертитом. Эти два минерала вместе заметно преобладают над фельдшпатоидом в таких переходных породах.

Анальцимовые сиениты чаще всего образуют поздние обособления и жилы внутри силлов анальцимовых диабазов и тешенитов, хотя иногда они слагают самостоятельные интрузивные тела. Для них примечательны крупные таблички анортоклаза и интерстиционный анальцим. Анортоклаз может также присутствовать в виде неправильных зерен в основной массе совместно с лейстами плагиоклаза, состав которого колеблется от лабратора до олигоклаза. Главные мафические минералы представлены тонкими призмочками серовато-фиолетового титанавгита с каемками зеленого эгирина. Менее обычны арфведсонит и баркевикит. Всегда присутствуют повышенные количества ильменита и апатита. Похоже, что анальцим частично кристаллизовался на магматической стадии одновременно с образованием каемок эгирина вокруг зерен титанавгита. Выделение аналь-

цима продолжалось и на дейтерической стадии совместно с кальцитом и цеолитами, когда он также частично замещал плагиоклаз. В районе Терлингуа — Солитарно, Техас, где широко распространены породы такого типа, содержание анальцима возрастает в относительно крупных интрузивах, становление которых происходило на большей глубине, тогда как в мелких телах, внедрившихся ближе к поверхности, оно ниже.

Псевдолейцитовые сиениты встречаются относительно редко. В типичной породе из района Магнет-Ков, Арканзас, обособления псевдолейцита слагают до трети объема и достигают нескольких сантиметров в поперечнике; они сложны калишпатом, нефелином и цеолитами. В заключающей их основной массе присутствуют обильные идиоморфные зерна нефелина, меланита, диопсида, эгирина и немного щелочного полевого шпата. Несколько похожие обогащенные меланитом псевдолейцитовые сиениты* известны в районе Лох-Ассинт, Шотландия. Однако в отличие от породы из Магнет-Ков в них отсутствует диопсид, гораздо больше ортоклаза и в значительных количествах появляется зеленый биотит. Среди блоков, выброшенных Везувием, обнаруживаются обломки сиенита со свежим лейцитом. В этой породе много санидина и содалита и в небольших количествах отмечаются меланит, роговая обманка, авгит, биотит, окислы железа, апатит и сфен. Эта минеральная ассоциация скорее вулканическая, чем плутоническая. Существуют две альтернативные гипотезы образования псевдолейцита. Первая из них предполагает, что в процессе кристаллизации недосыщенных калиевых расплавов в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ состав поздних жидких фракций смещается в направлении к тройной невариантной точке, в которой ранее образовавшиеся кристаллы лейцита реагируют с расплавом и за их счет образуется агрегат нефелина и анортоклаза (или санидина). Согласно второй гипотезе, приложимой преимущественно к плутоническим породам, псевдолейциты могут образовываться на постмагматической стадии в результате реакции лейцита с водными натровыми флюидами.

Смешанные базитовые породы

Относительно редкие мафические фельдшпатоидные породы с обильным калишпатом, но без плагиоклаза, скорее всего, следует относить к семейству фельдшпатоидных сиенитов. Состав одной из таких пород из Онтарио** (рис. 7-4, а) следующий (в %): калишпат 20, нефелин 20, эгирин-авгит 50, апатит, меланитовый гранат, непрозрачные окислы и сфен 10. Нефелин в

* Бороланит.

** Малинит.

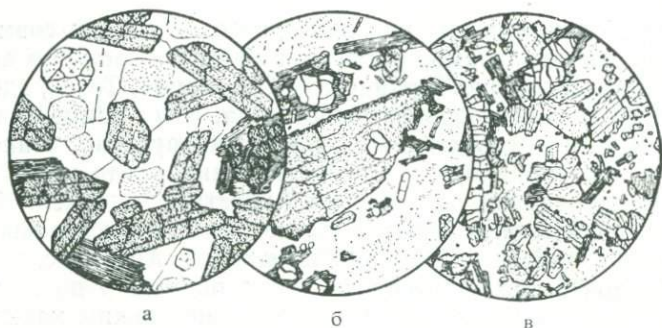


Рис. 7-4. Малиньит и шонкиниты.

а — мафический нефелиновый сиенит (малиньит), Пухбах-Лейк, Онтарио. Дdiam. 3,5 мм. Темноцветные минералы представлены темно-зеленым эгирин-авгитом, зеленым биотитом и меланитовым гранатом. Между ними располагаются замутненные идиоморфные зерна нефелина и апатит, заключенные в пойкилитовых табличках ортоклаза.

б — шонкинит, Шонкин-Саг, Монтана. Дdiam. 5 мм. Образец взят приблизительно в 8 м выше основания интрузива. Состоит из бледно-зеленого авгита с каемками темно-зеленого эгирин-авгита, оливина, включенного в пироксен и биотит, и санидина, частично находящегося в графических сростках с цеолитизированным нефелином; акцессорный минерал — апатит.

в — шонкинит, Спаниш-Пикс, Колорадо. Дdiam. 2 мм. Главные мафические минералы представлены диопсидовым авгитом, частично окаймленным эгиринном, темно-бурым биотитом и свежим оливином. Фельдзические составляющие — крупные ксеноморфные пойкилитовые таблички измененного санидина и небольшие количества анальцима. Акцессорные — непрозрачные окислы и апатит.

основном представлен идиоморфными кристаллами, а калишпат образует крупные зерна, пойкилитически включающие остальные минералы.

Наиболее известны в этой группе *шонкиниты* (рис. 7-4, *б*, *в*), развитые, например, на нижних уровнях пластообразного интрузива Шонкин-Саг в Монтане (ср. с. 167). Это частично кумулятивные породы со следующим типичным модальным составом (в %): санидин 30, авгит 27, биотит 18, оливин 4, непрозрачные минералы и апатит 3, агрегаты цеолитов и карбонатов 18 [1]. Некоторые петрологи рассматривают шонкиниты как мафические сиениты, однако в связи с высоким содержанием нормативного *пе* (>15) и пониженной кремнеземистостью (SiO_2 47—48%) они отнесены здесь к мафическим фельдшпатовидным сиенитам.

Отметим, наконец, серию пород, развитых в районе Крейзи-Маунтинс, Монтана, со средним модальным составом (в %): авгит 38, бариевый ортоклаз 20, нефелин 14, содалитовые минералы 10, биотит 7, окислы железа 6, оливин 2, эгирин 2, апатит 1. Акцессорные минералы представлены сфеном, цеолитами и канкринитом. Пироксен образует вкрапленники с ядрами ди-

оксидового авгита и внешними каемками эгирина-авгита и эгирина¹. Эти породы следует рассматривать как одни из наиболее мафических и ультраосновных членов семейства фельдшпатовидных сиенитов.

Литература

1. Nash W. D., Wilkinson J. F. G., Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 25 (1970): pp. 241—269.

¹ В связи с ошибочным определением полевого шпата как плагиоклаза **эти** породы вначале были отнесены к *тералитам* (ср. с. 122).

Глава 8. Лампрофиры и ультраосновные породы предельного состава

В этой главе условно объединены породы, лишенные каких-либо общих признаков, за исключением того, что их нельзя отнести к группам, рассмотренным в предыдущих главах. Ниже обсуждаются пять самостоятельных типов в следующем порядке: 1) лампрофиры, 2) существенно меллитовые породы, 3) карбонатиты, 4) кимберлиты, 5) перидотиты и связанные с ними породы. За исключением последних, все остальные породы пользуются ограниченной распространенностью в глобальном масштабе.

Непрерывные вариации состава между обсуждаемыми типами пород отсутствуют. Тем не менее у некоторых из них намечаются общие черты химизма, и они нередко, но отнюдь не всегда, ассоциируются в пространстве и, возможно, генетически родственны друг другу. Такие соотношения, например, обнаруживаются у карбонатитов с некоторыми меллитовыми породами и кимберлитами (хотя они гораздо теснее связаны с нефелинитами и ийолитами), у ультраосновных лампрофиров с некоторыми меллитовыми породами (альнётитами), а также у кимберлитов со слюдяными перидотитами. Однако, несмотря на недостаточно ясные родственные связи, все пять типов пород рассматриваются здесь совместно в связи с тем, что они не укладываются в простую систематику, охватывающую остальные магматические породы.

Лампрофиры

Лампрофиры как петрографический класс

Лампрофирами с давних пор называют группу разнообразных темноокрашенных основных и ультраосновных пород, обычно образующих свиты маломощных даек и реже встречающихся в виде небольших силлов, потоков или штоков. Все эти породы относительно обогащены щелочами и (FeO+MgO). Однако главный их общий отличительный признак — структура. Лампрофиры — это порфириты¹ с двумя генерациями мафических

¹ Корень-фир (*-phyre*), как и в терминах «порфир» или «лейцитифир», означает порфировое сложение. Лампрофир — «блестящий порфир».

минералов (комбинации биотита, амфибола и авгита), представленных в обеих генерациях идиоморфными кристаллами*. В тех случаях, когда присутствуют полевые шпаты, они входят в основную массу. Наоборот, оливин, встречающийся преимущественно в ультраосновных разновидностях, представлен исключительно фенокристаллами.

Лампрофировые магмы, очевидно, резко обогащены H_2O , CO_2 и P_2O_5 , а также другими фугитивными компонентами. Это находит отражение в неизменном присутствии первичных водосодержащих фаз (слюды, амфиболов, анальцима), обилии апатита, наличии карбонатов в основной массе, а также развитии дейтерических водных фаз — серпентина, хлорита, цеолитов. Во многих лампрофирах также резко повышено содержание некоторых малых элементов, особенно Ti, Ba и Sr.

Характерные формы проявления, особенности структуры и минерального состава без труда позволяют распознавать лампрофиры. Однако при детальном рассмотрении их химического и минерального состава, а также взаимных ассоциаций с другими породами становится ясным, что класс лампрофиров резко гетерогенен и в него входят специфические группы пород, имеющие различное петрогенетическое значение. Неудивительно поэтому, что для обозначения отдельных разновидностей лампрофиров предложена масса наименований с четкими определениями¹, хотя значение некоторых из них невелико, а диагностические признаки для других, ясные в классификационных схемах, во многих случаях петрографически неразличимы. Последнее относится, в частности, к идентификации полевого шпата, очень подверженного в лампрофирах замещениям вторичными минералами, особенно карбонатами.

Мы предпочитаем выделять две группы лампрофиров, каждая из которых определяется наличием значительного количества одного или нескольких легко распознаваемых минералов (преимущественно мафических). Вместе с тем эти группы различаются и по относительно ограниченным пределам вариаций содержания SiO_2 . По номенклатуре IUGS эти две группы лампрофиров называются известково-щелочными и щелочными.

1. *Известково-щелочные* лампрофиры — биотитовые и роговообманковые, практически насыщенные кремнеземом (SiO_2 примерно от 50 до 54%), умеренно калиевые ($K > Na$) породы.

2. *Щелочные* лампрофиры — ультраосновные недосыщенные кремнеземом (SiO_2 38—44%) породы с отчетливо натровой

* У некоторых авторов — *панидиоморфнозернистая* структура.

¹ Номенклатура лампрофиров обсуждается в статье Рока (N. M. S. Rock, *Earth-Science Reviews*, vol. 13, 1977, pp. 123—169). При рассмотрении схемы классификации вулканических пород IUGS (*Geology*, vol. 7, 1979, pp. 331—335) Штреккейзен значительное внимание уделяет номенклатуре пород этой интересной, но количественно малозначительной группе пород.

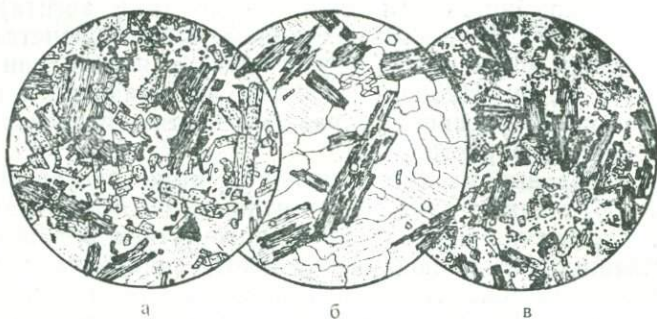


Рис. 8-1. Биотитовые лампрофиры.

а — биотит-авгитовый лампрофир, дайка Уолсен, Спаннш-Пикс, Колорадо. Диамет. 1 мм. Диопсидовый авгит, красновато-бурый биотит и аксессуарные окислы железа, апатит и сфен находятся в связующей массе из крупных ксеноморфных пластин санидина, частично замещенного цеолитами.

б — биотитовый лампрофир (керсантит), Брест, Бретань. Диамет. 1,5 мм. Состоит из чешуек хлоритизированного биотита с включениями вторичных сфена и ильменита, лейст измененного андезина и интерстиционных кварца и кальцита; аксессуарные минералы представлены призматическими зернами апатита.

в — биотитовый лампрофир (минетта), Труджило-Каньон, Спаннш-Пикс, Колорадо. Диамет. 2 мм. Порода состоит из биотита с расщепленными концами и более железистыми внешними каемками, призматических зерен диопсидового авгита, зернистых выделений окислов железа и сфена и иголочек апатита. Основная масса сложена идиоморфными и гипидиоморфными пойкилитовыми кристаллами санидина, частично измененного, а также небольшим количеством интерстиционного анальцима.

специализацией. Характерная особенность минерального состава — присутствие большого количества бурого щелочного амфибола. Главные их разновидности — *камptonиты* и *мончикиты*.

Обычно к лампрофирам относят третью группу пород — *альнётиты*, чрезвычайно основные по составу с существенным содержанием меллилита. Альнётиты обнаруживают родство с меллилитовыми лавами, карбонатитами и даже кимберлитами и в некоторых случаях непосредственно ассоциируются с этими породами. Они также рассматриваются в настоящей главе.

Известково-щелочные (биотитовые и роговообманковые) лампрофиры

Известково-щелочные лампрофиры чаще всего связаны с гранитоидными и диоритовыми интрузивными комплексами. Это почти насыщенные базитовые породы, сложенные в основном биотитом, зеленой или бурой роговой обманкой, диопсидовым авгитом и полевым шпатом, к которым иногда присоединяется немного кварца или измененного оливина. Цветовой ин-

декс у них колеблется примерно от 35 до 50. Преобладающей фельзической фазой может быть или ортоклаз, или плагиоклаз, хотя обычно они настолько изменены, что не поддаются точной идентификации. Главный водный мафический минерал — либо роговая обманка, либо биотит¹. Почти всегда присутствует диопсидовый авгит.

Наибольшие содержания калия характерны для биотитовых лампрофиров, в которых из фельзических минералов преобладает калишпат. В типичных образцах (ср. рис. 8-1, а, в) преобладают вкрапленники биотита, подчиненное значение имеют гипидиоморфные призматические кристаллы бесцветного или бледно-зеленого диопсида. Основная масса представлена преимущественно тонкозернистым или пойкилитовым калишпатом и обычно содержит довольно много апатита, сфена и железотитановых окислов. Кроме того, для нее, как правило, характерно обилие кальцита. Чешуйки биотита часто имеют иззубренные концы (рис. 8-1, в) и темные красновато-бурые внешние каемки, обогащенные железом и титаном, включающие бледно-желтые более магнезиальные ядра. Во многих случаях к внешним частям чешуек биотита приурочены включения иголок рутила, образующих сагенитовую сетку. В хлоритизированном биотите присутствуют включения вторичного сфена. Пироксен обычно представлен диопсидом или диопсидовым авгитом, но иногда вместо них появляется бледно-лиловый титанавгит. Все пироксены могут частично или полностью замещаться агрегатом хлорита, кальцита и эпидота. Из фельзических минералов преобладает калишпат, иногда обрастаемый альбитом либо олигоклазом или сопровождающийся самостоятельными зернами этих полевых шпатов. В большинстве слюдяных лампрофиров присутствует немного интерстиционного кварца, а нередко последний встречается в виде округлых ксенокристаллов, окруженных реакционными оторочками из тонких призмочек диопсида. Иногда появляется оливин, неизменно замещающийся серпентином, хлоритом или карбонатом. Некоторые слюдяные лампрофиры по мере увеличения в них содержания оливина и лейцита за счет биотита и калишпата постепенно переходят в оливиновые лейцититы, как это, например, наблюдается в регионе Навахо в пределах Аризоны и Нью-Мексико.

На рис. 8-1, б приведена микрорисовка биотитового лампрофира с плагиоклазом в качестве преобладающей фельзической фазы. Модальный состав этой породы следующий (в %): плагиоклаз ($Аn_{30}$) 53, хлоритизированный биотит 24, хлорити-

¹ Классическая номенклатура, принятая также в схеме IUGS для пород, собирательно называемых «известково-щелочными лампрофирами», может быть представлена в следующем виде: биотитовые лампрофиры — *минетты* (с калишпатом) и *керсантиты* (с плагиоклазом), роговообманковые лампрофиры — *вогезиты* (с калишпатом) и *спессартиты* (с плагиоклазом).

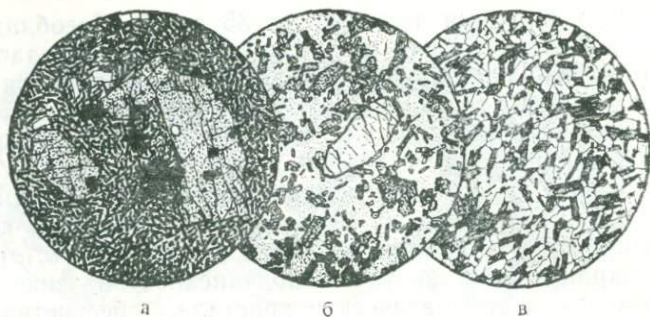


Рис. 8-2. Лампрофиры.

а — мончикит, окрестности Весселна, Чехия, ЧССР. Диам. 2 мм. Вкрапленники титанавгита и титаномagnetита погружены в основную массу, сложенную преимущественно игольчатым баркевикитом, пятнистыми выделениями окислов железа и интерстиционными анальцимом, кальцитом и небольшим количеством стекла; присутствуют немногочисленные микрофенокристаллы лабрадора.

б — мончикит, Спаннш-Пикс, Колорадо. Диам. 2 мм. Оливин, титанавгит и темно-бурый биотит находятся в связующей массе, сложенной преимущественно бесцветным стеклом и анальцимом с тончайшими включениями идиоморфных зерен магнетита и очень мелких единичных лейст санидина.

в — роговообманковый лампрофир, Ашаффенбург, Бавария, ФРГ. Диам. 2 мм. Состоит из зональных идиоморфных и гипидиоморфных лейст андезин-олигоклаза, многочисленных призм зеленой роговой обманки и небольшого количества биотита. Немного кварца и ортоклаза выполняют неправильные интерстиции. Повсеместно рассеяны иголки апатита.

зированный авгит 8, кварц 9, кальцит 4, апатит и железотитановые окислы 2. Плагноклаз обычно присутствует в основной массе в виде гипидиоморфных и ксеноморфных кристаллов. Он представлен андезином, реже олигоклазом и почти неизменно имеет нормальную зональность и в той или иной мере замещен глинистыми минералами и карбонатами. В интерстициях часто присутствуют незначительные количества калишпата и кварца, иногда образующих микрографические сростания. Из мафических минералов наиболее характерны довольно титанистый биотит и диопсидовый авгит. В подчиненных количествах может присутствовать роговая обманка. Изредка появляется измененный оливин.

В *роговообманковых лампрофирах* доминирующий мафический минерал представлен зеленой или бурой роговой обманкой, обычно образующей идиоморфные призматические кристаллы, составляющие от четверти до половины объема породы. В одних породах присутствуют две, а в других (рис. 8-2, *в*) лишь одна генерация этого минерала. Неизменно имеется диопсидовый авгит, иногда даже преобладающий над роговой обманкой. Обычно присутствуют небольшие количества биотита и измененного оливина и аксессуарные апатит, сфен и железотита-

новые окислы. Полевые шпаты, плагиоклаз и калишпат, порознь или совместно слагают до половины объема породы, а иногда и более. Плагиоклаз в роговообманковых лампрофирах обычно имеет состав андезина и, как правило, более кальциевый, чем в биотитовых лампрофирах. Изредка присутствует незначительное количество интерстиционного кварца. Роговообманково-плагиоклазовые лампрофиры (рис. 8-2, в), если бы не их панидиоморфнозернистая структура, вполне можно было бы назвать микродиоритами.

Щелочные лампрофиры

Эти породы повышенной щелочности вместе с тем относятся к категории ультраосновных, что фиксируется присутствием *ne* (8—12) в нормативном составе и содержанием SiO_2 от 38 до 42%. Если не учитывать высоких содержаний H_2O и CO_2 , щелочные лампрофиры по химическому составу сходны с нефелиновыми базанитами и нефелинитами. В поле они обычно ассоциируются с этими породами, а также с близкими к ним плутоническими фельдшпатоидными габбро и нефелиновыми сиенитами. Щелочные лампрофиры наиболее характерны для континентальных регионов, но встречаются и в обстановке океанических островов, например на Таити.

В минеральном составе пород этой группы существенную роль играют титанистый или натровый авгит и бурый щелочной амфибол (керсутит или баркевикит). Эти мафические минералы порознь или совместно присутствуют в двух генерациях. Оливин и биотит могут присутствовать лишь во вкрапленниках.

Классическая терминология щелочных лампрофиров — запутанная и чрезмерно детальная, она отражает незначительные вариации минерального состава, проявляющиеся лишь в пределах отдельных ограниченных провинций или даже небольших интрузивов. Опираясь на классическую терминологию в том виде, в каком она была использована IUGS, мы различаем два главных типа щелочных лампрофиров — *камptonиты* и *мончикиты*. Даже при таком упрощенном подходе различия между группами остаются нерезкими; они обусловлены, вероятно, не химизмом, а внешними факторами, например вариациями скорости охлаждения.

Камptonиты. Это щелочные лампрофиры с плагиоклазом, различимым в фельдической фракции основной массы. В прототипическом проявлении в районе Камптон-Фолс, Нью-Гэмпшир, породы этого типа довольно разнообразны. Некоторые образцы (рис. 8-3, в) содержат баркевикитовую роговую обманку, образующую как крупные короткопризматические фенокристаллы, так и иголки в основной массе. Оливин и титанавгит в них редки или совсем отсутствуют. В других образцах последние

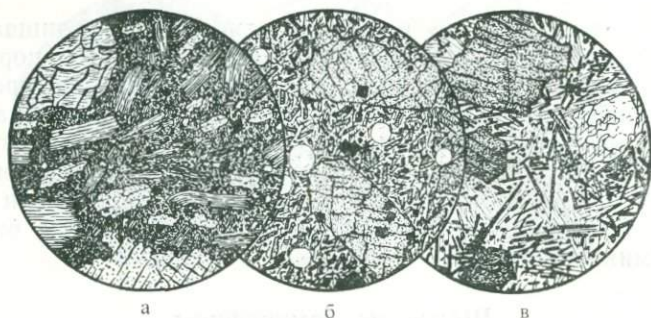


Рис. 8-3. Альенит и щелочные лампрофиры.

а — альенит, остров Альё, Швеция. Д diam. 2 мм. Вкрапленники представлены флогопитом, меллитом, диоксидовым авгитом (внизу) и серпентинизированным оливином (вверху слева). Плотная основная масса состоит из хромита, перовскита, сфена с небольшим количеством кальцита. В других образцах альенитов обычно присутствуют микрофенокристаллы апатита.

б — лейцитовый мончикит, Чехия, ЧССР. Д diam. 2 мм. Вкрапленники представлены слабо-фиолетовым титанавгитом; имеются также микрофенокристаллы титаномagnetита и лейцита. Основная масса состоит из тонких призмочек титанавгита, иззубренных чешуек биотита, тонких пластинок ильменита и интерстиционного анальцима.

в — камptonит, Камpton-Фолс, Нью-Гемпшир. Д diam. 2 мм. Порода состоит из вкрапленников и мелких иголок темно-бурого баркевикита, идиомерфных изометричных зерен окислов железа и связующей массы, представленной субрадиально ориентированными тонкими лейстами андезина, переполненными включениями игольчатого апатита. Миндалины сложены кальцитом и анальцимом. В других образцах из этого проявления присутствуют вкрапленники титанавгита и серпентинизированного оливина.

два минерала и лабрадор представлены во вкрапленниках, тогда как основная масса сложена преимущественно титанавгитом, баркевикитом, лабрадором и небольшими количествами щелочного полевого шпата. Обычные акцессории — апатит и титаносодержащие окислы железа. В еще одной разновидности появляются единичные вкрапленники биотита. Во всех случаях обычно много дейтерических кальцита и цеолитов в виде миндалин или неправильных пятен.

Мончикиты. По определению мончикиты отличаются от камptonитов отсутствием полевого шпата, вместо которого в фельзитической связующей массе появляется бесцветный изотропный материал — либо натровое стекло, либо анальцим. Последний иногда явно представляет собой продукт девитрификации. Модальный состав типичных образцов из прототипического проявления в Серра-ди-Моншики, южная Португалия, следующий (в %): вкрапленники титанавгита (вместе с немногочисленными вкрапленниками баркевикита и биотита) 24, серпентинизированный оливин 5, железотитановые окислы 4; остальная часть породы (две трети) — стекловатая основная

масса (потенциально смесь полевого шпата и нефелина) с микролитами пироксена, баркевикита, непрозрачных окислов, пикотита и апатита и дейтерическими кальцитом, арагонитом и цеолитами. В других разновидностях присутствуют акцессорные меллитит, нефелин, гаюин или лейцит. На рис. 8-2, а, б и 8-3, б приведены микроразрисовки мончикитов из других районов.

Из приведенной характеристики ясно, что единственный критерий, позволяющий отличать камптониты от мончикитов, заключается в природе фельзической фракции основной массы. В первых в ней преобладают полевые шпаты, а во вторых она представлена исключительно изотропным материалом (стеклом или анальцимом). Какое же реальное значение может иметь столь тонкое различие? Ответ на этот вопрос можно получить при рассмотрении соотношений в одной хорошо изученной свите даек лампрофиров.

Петрографические вариации в свите даек щелочных лампрофиров. В юго-западной части Новой Зеландии в пределах меридионального пояса протяженностью 100 км кристаллические сланцы Хааст секутся свитой щелочных (ультраосновных) даек. Среди последних повсеместно преобладают камптониты, хотя присутствуют и мончикиты, особенно в южной части дайкового пояса, детально описанной Купером [1]. Местами, преимущественно в северной части пояса, появляются редкие дайки карбонатитов, роговообманково-сланяных перидотитов тингуаитов. Однако в целом дайки явно когенетические. В пределах лампрофирового пояса и далеко за его границами на площади с размахом рельефа более 2500 м отсутствуют какие-либо иные магматические породы близкого возраста.

В двух главных типах пород наблюдаются одинаковые минералого-петрографические особенности. Резко зональные вкрапленники керсутита и титанавгита и менее распространенные фенокристаллы оливина, титаномагнетита, реже биотита или сфена заключены в основной массе из зерен второй генерации тех же фаз, располагающихся в фельзическом базисе. В южной половине лампрофирового пояса преобладают камптониты. Фельзический базис в них сложен преимущественно плагиоклазом An_{28} , в сильной степени замещенным метаморфическим альбитом совместно с мелкими зернами Ca-Al-силикатов, а также незначительным количеством щелочного полевого шпата. В этом базисе могут также сохраняться мелкие изотропные участки (стекло или продукт его девитрификации — анальцит). Обычны также интерстиционные обособления кальцита. Широко развиты также мончикиты, фельзическая фракция которых лишена полевых шпатов и представлена бледно-бурым изотропным стеклом фонолитового состава. Эти породы преимущественно приурочены к закаленным краевым фациям

даек, в центральных частях которых развиты голокристаллические камптониты. Какие-либо ощутимые различия в химическом составе пород двух этих типов отсутствуют. И те, и другие ультраосновные ($\text{SiO}_2 \sim 40\%$) и содержат повышенные количества нормативных *pe* (7—10) и *ab* (15—20); Na_2O во всех случаях значительно преобладает над K_2O .

Представляется, что классическое разграничение камптонитов и мончикитов в действительности обусловлено тривиальными причинами. Однако оно прочно вошло в профессиональный петрографический лексикон и узаконено в номенклатуре IUGS, а поэтому и сохранено в этой книге.

Оцеллярная структура. Во многих районах мира у щелочных лампрофиров проявляется характерная структурная особенность, детально рассмотренная Купером [1] при описании упоминавшейся в предыдущем разделе свиты даек. В этих темноокрашенных породах независимо от принадлежности к тому или иному из двух типов (камптонитам или мончикитам) повсеместно присутствуют сфероидальные или овоидальные светлые образования, *оцелли*, диаметром 1—2 мм. В новозеландских дайках их концентрация возрастает к центральным частям, где они могут составлять до 15% объема породы. Каждое такое образование, резко отграниченное от вмещающей его породы, сложено теми же минералами, что и последняя, за исключением оливина. В отдельных кристаллах всех фаз проявляется одинаковая зональность в оцеллях и во вмещающей их среде. Очень различны лишь относительные количества фаз. В оцеллях резко преобладают фельзические фазы, а из мафических минералов в них в значительно большем количестве присутствуют тонкие призмочки керсутита, чем зерна авгита и окислов. Границы оцеллей подчеркиваются тангенциальным расположением призмочек керсутита с их внутренней стороны. В большинстве оцеллей присутствуют ядра, или эксцентрически расположенные глобулы, различного состава, но чаще всего состоящие из кальцита и анальцима. Следует подчеркнуть, что в мончикитах фельзическая фаза главной части оцеллей представлена стеклом, идентичным по составу стеклу, присутствующему в связующей массе вмещающей породы.

Купер привел убедительные доказательства двухстадийного образования оцеллей в обоих типах пород. Когда исходная магма уже заметно закристаллизовалась, остаточная жидкость вскипала с образованием двух контрастных несмесимых флюидных фракций — силикатного расплава, насыщенного H_2O и CO_2 , и газовой фазы, состоящей из H_2O , CO_2 и растворенного твердого вещества. Это обусловило образование каверн. По мере дальнейшего охлаждения и конденсации твердых фаз из газа возникли кальцит-анальцимовые ядра, или глобулы. Остаточный силикатный расплав вовлекался в каверны и заполнял

остальное их пространство. Расплав, фракционировавший таким образом, в конечном счете отвердевал, образуя главную часть оцеллей¹.

Мелилитовые породы

Мелилит относится к числу редких минералов магматических пород. Однако выше уже отмечено его появление в качестве аксессуара в мончикитах и, в гораздо больших количествах, в некоторых нефелинитах и оливиновых лейцититах. В естественных ассоциациях все эти три типа пород постепенно переходят в бесфельдшпатоидные и бесполевошпатовые породы, в которых роль мелилита возрастает до существенной (>10% модаляного состава). Соответственно выделяются три типа мелилитсодержащих пород — альнэиты, мелилититы и мелилитовые пироксениты.

Альнэиты

Альнэиты, иногда объединяемые с ультраосновными лампрофирами, относятся к числу наиболее базитовых магматических пород. В некоторых из них содержание SiO_2 составляет менее 25%. Они встречаются в виде даек, тесно ассоциирующихся как с вулканическими, так и с плутоническими щелочными породами континентальных магматических провинций. Иногда дайки альнэитов выполняют питающие каналы потоков оливиновых мелилититов и лимбургитов. Однако в основном они, очевидно, связаны с нефелиновыми сиенитами и особенно ийолитами, с которыми обычно ассоциируются.

В ассоциацию главных минералов альнэитов входят вкрапленники биотита, иногда также оливина и слагающие связующую массу мелилит, карбонаты, а часто и перовскит. В прототипической породе (рис. 8-3, а) с острова Альнэ, Швеция, в основной массе присутствуют железистый биотит, мелилит и карбонаты с аксессуарными перовскитом, хромитом, гранатом и пирротинном. Вкрапленники представлены темным биотитом (с красноватыми титанистыми каемками) и относительно мелкими зернами оливина, авгита, железотитановых окислов и апатита. Иногда присутствует немного баркевикита. В других районах, особенно на острове Кадьё, Квебек, альнэиты содержат кальциевый оливин — монтичеллит, отличающийся от магнезиального оливина более низким двупреломлением ($n_g - n_p < 0,02$)

¹ Эта модель, согласующаяся с петрографическими и химическими особенностями оцеллярных образований, кажется убедительнее альтернативного представления, поддерживаемого некоторыми петрологами, о первоначальном разделении расплава на две несмешивающиеся фракции.

и $-2V$ $72-80^\circ$. Другие минералы этой породы — мелилит, биотит, маршалит, перовскит и титаномagnetит. Монтичеллит частично замещается биотитом. Конечные продукты этого процесса представлены прожилкообразными обособлениями мелилит-биотитовой породы мощностью до 50 см. Более 50 лет назад Боуэн предположил, что породы острова Кадье образовались в результате продолжительного взаимодействия форстеритового оливина с флюидами, обогащенными H_2O , CO_2 и соответствующими катионами.

Лишь изредка в альнёитах появляются небольшие количества интерстиционного фельдшпатоида — нефелина или гаюина.

Некоторые альнёиты по мере увеличения содержания форстерита и уменьшения содержания авгита постепенно переходят в кимберлиты (биотит-оливиновые породы). Другие альнёиты в результате увеличения содержания карбонатов переходят в карбонатиты с аксессуарными оливином, мелилитом, меланитом, апатитом и пиритом. В поле альнёиты действительно могут ассоциироваться с этими двумя породами порознь или совместно.

Мелилититы

Вулканические породы с высоким содержанием мелилита и оливина, но без фельдшпатоидов и полевых шпатов называются *мелилититами*. Эти очень редкие и чрезвычайно базитовые (SiO_2 30—35%) породы в своем распространении ограничены немногими вулканическими полями, где преобладают нефелиниты или оливиновые лейцититы. Наиболее известны их проявления в Восточной и Южной Африке. Здесь в некоторых оливиновых лейцититах появляется, по крайней мере в небольших количествах, мелилит, так что мелилититы можно рассматривать как конечный член некоторой серии, в которой преобладают ультраосновные (и ультрамафические) фельдшпатоидные породы.

На рис. 8-4, в приведена микрозарисовка мелилитита из ФРГ. Половину объема этой породы составляет оливин и треть — мелилит. Аксессуарные минералы представлены нефелином (обычно отсутствующим в мелилититах), апатитом, перовскитом, кальцитом и железотитановыми окислами. Другой мелилитит из Южной Африки отображен на рис. 8-4, а. Здесь оливин и авгит слагают по четверти объема; лейсты мелилита и непрозрачные окислы занимают примерно по 15%; остальное составляют преимущественно перовскит, биотит и апатит. В большинстве мелилититов натрия преобладает над калием. Однако в вулканическом поле Торо — Анколе присутствуют необычные калиевые мелилититы, сложенные преимущественно

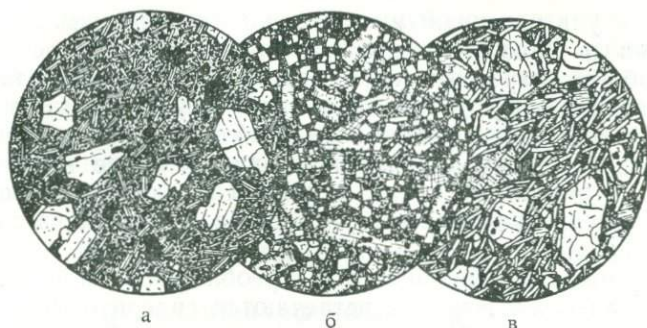


Рис. 8-4. Обогащенные меллититом породы.

а — оливиновый меллитит, Спигел-Ривер, ЮАР. Диамет. 2 мм. Вкрапленники оливина и микрофенокристаллы магнетита и перовскита заключены в основной массе, сложенной лейстами меллитита, частично стержневидными, железотитановыми окислами, перовскитом и пироксеном с небольшим количеством интерстиционного стекла.

б — меллититовый нефелинит, Бушвага, вулканическое поле Буфумбира, Восточная Африка. Диамет. 2 мм. Вкрапленники нефелина и меллитита находятся в основной массе, состоящей из тех же минералов, а также окислов железа, оливина, лейцита, апатита, серпентина и кальцита.

в — оливиновый меллитит, Хохбол, Баден-Вюртемберг, ФРГ. Диамет. 2 мм. Вкрапленники оливина и диопсидового авгита погружены в основную массу из лейст меллитита и интергранулярных выделений непрозрачных окислов и авгита. Встречаются чешуйки флогопита и октаэдрические кристаллы перовскита, а также незначительное количество анальцимизированного нефелина в интерстициях.

оливином ($\sim 40\%$), меллититом и калиевым стеклом*. Иногда появляются аксессуарные кальсилит или лейцит. Эти породы по валовому химизму довольно близки к развитым в том же регионе кальсилит-оливиновым лейцититам, отличаясь от последних несколько большим содержанием CaO и меньшим — MgO. Оба типа пород чрезвычайно базитовые (содержание SiO_2 в меллититах 36% , а в лейцититах 39%).

Карбонатиты

Это магматические породы, сложенные преимущественно карбонатами, главным образом кальцитом, доломитом и анкеритом. По структуре и общему облику они напоминают мраморы, с которыми их длительное время действительно путали. Однако в результате изучения многочисленных подземных горных выработок и детального картирования с несомненностью выяснился интрузивный магматический способ их становления. Чаще всего они слагают центральные штоки и неправильные дайки в эродированных вулканических центрах и ассоциируются с ос-

* Катунцит, по Холмсу.

новными и ультраосновными щелочными породами, особенно ийолитами и щелочными пироксенитами. Гораздо реже, но в той же общей петрогенетической обстановке натровые карбонаты слагают эффузивные потоки со структурой поверхности типа пахоэхоэ. Такие излившиеся карбонатиты присутствуют, в частности, в вулканическом поле Торо — Анколе в Восточной Африке¹. В настоящее время установлено довольно широкое распространение карбонатитовых пеплов в разных частях Восточной Африки.

В большинстве карбонатитов преобладают кальцит, доломит* или анкерит. Изредка встречаются сидеритовые карбонатиты (Айрон-Хилл, Колорадо). Силикаты — биотит, оливин (иногда монтичеллит), натровый пироксен, щелочные полевые шпаты, меланит и др. — в них присутствуют преимущественно в подчиненных количествах или даже в качестве аксессуарных минералов. Непрозрачные фазы представлены железотитановыми оксидами и различными сульфидами.

В целом карбонатиты отличаются резко повышенным содержанием малых элементов (Ba, Sr, Nb), редкоземельных элементов P, F, S и др. Это обуславливает появление многочисленных дополнительных минералов — фторапатита, фосфатов редких земель (например, монацита и бастнезита), барита, стронцианита, флюорита, перовскита и пирохлора. В результате локальной концентрации апатита, барита, пирохлора или редкоземельных минералов при магматических процессах или при поверхностном выветривании возникают промышленно ценные руды P, Ba, Nb или редкоземельных металлов². Карбонатиты — голокристаллические, обычно средне- и крупнозернистые породы. Кристаллы кальцита всегда, а доломита большей частью ксеноморфные. Как и в мраморах, кальцит обычно полисинтетически сдвойникован по $\{01\bar{1}2\}$, тогда как в зернах доломита лишь иногда проявляются двойники по $\{02\bar{2}1\}$. Идиоморфные кристаллы свойственны только силикатам и некоторым аксессуариям, особенно пирохлору [2].

Исходя из полевых наблюдений и экспериментальных данных, можно полагать, что карбонатитовая и ийолитовая магмы, несмотря на то, что их проявления обособлены, представляют собой продукты расслоения единой материнской магмы вслед-

¹ Свидетелем извержения уникальной натрово-карбонатитовой магмы из танзанийского вулкана Олдоньо-Ленгаи в 1966 г. был Доусон.

* Кальцитовые карбонатиты — *сёвиты*, доломитовые — *раухаугиты* (*бефорситы*).

² Средний модалый состав карбонатита из месторождения Маунтин-Пасс, Калифорния (в %): карбонаты (кальцита больше, чем доломита) 60, барит 20, редкоземельные минералы 10, другие минералы 10. Состав карбонатита из Жакупиранги, Бразилия: кальцит 80—86, апатит 15—16, другие минералы 1—2.

ствие несмесимости в плутонических условиях. Карбонатитовые и ийолит-пироксенитовые интрузии обычно частично окружены широкими ореолами щелочного метасоматоза. Вмещающие их гранитогнейсы превращены в *фениты*¹, сложенные главным образом щелочным полевым шпатом, голубым натровым амфиболом, эгирином и, в некоторых случаях, нефелином. Конечный продукт фенитизации практически неотличим от перщелочных сиенитов.

Кимберлиты

Кимберлиты — ультрамафические породы, одновременно обогащенные магнием и калием, что и побудило некоторых авторов рассматривать их в качестве слюдяных перидотитов. Здесь они обсуждаются отдельно в связи с присущими им уникальными особенностями, проливающими свет на их источник, происхождение и способ внедрения. Подобно ассоциирующимся с ними карбонатитам, кимберлиты в своем распространении ограничены стабильными континентальными кратонами; они особенно характерны для Восточной и Южной Африки, Сибирской платформы, Бразилии, провинции Гренвилл в Квебеке и внутренней части Арканзаса. В большинстве случаев кимберлиты являются главным компонентом брекчий, выполняющих диатремы, примерами которых могут служить «алмазные трубки» района Кимберли в Южной Африке. Наряду с кимберлитами в таких брекчиях присутствуют обломки эклогитов (иногда алмазодержащих), гранатовых перидотитов и кристаллических сланцев высокой степени метаморфизма. С обломками пород ассоциируются монокристаллы минералов, свидетельствующих о поступлении материала с очень большой глубины. К числу таких минералов относятся глиноземистый и хромсодержащий диопсид, ильменит, магнезиальный гранат и, наконец, сам алмаз. Последний может достигать близповерхностного уровня лишь при взрывоподобно быстром перемещении с глубин более 100 км, из глубоких частей мантии.

В прототипическом регионе Южной Африки «алмазные трубки» заполнены интенсивно выветрелой окисленной «желтой землей», переходящей книзу в «синюю землю». Глубже в них развит невыветрелый кимберлит, представляющий собой голокристаллическую породу, сложенную магнезиальным оливином, флогопитом, хромовым диопсидом (с характерным плеохроизмом в зеленых тонах), энстатитом, розовым магнезиальным гранатом и ильменитом. Кристаллы этих минералов располагаются в связующей массе из серпентинизированного оливина

¹ Названы по району Фен в Норвегии, где фон Эккерманом была доказана интрузивная природа карбонатитовых концевых слоев и даек.

и кальцита, включающей также рассеянные мелкие зерна ильменита, флогопита и перовскита. В кимберлитах из Лесото (Южная Африка) имеются признаки лампрофиров. Флогопит в них явно присутствует в двух генерациях. Другая разновидность (из района Бачелор-Лейк, Квебек) сложена преимущественно сильно серпентинизированным оливинном, флогопитом и кальцитом. В провинции Гренвилл дайки кимберлитов ассоциируются с альнёитами. Некоторые из этих кимберлитов представляют собой родственные альнёитам породы и содержат много мелилита и перовскита.

Перидотиты и родственные им породы

Наиболее широко распространенные ультраосновные породы обогащены магнием и сложены преимущественно оливинном и продуктами его гидратации — серпентиновыми минералами. Соответственно они называются *перидотитами* и *серпентинитами*. Последние в строгом смысле следует считать метаморфическими. Перидотиты по структурным признакам и способу становления следует классифицировать как плутонические породы. Значительно реже встречаются их вулканические аналоги, *коматииты*, приуроченные к раннедокембрийским «зеленокаменным поясам». Эти породы как таковые были установлены относительно недавно.

Распространение перидотитов и серпентинитов

Крупные тела перидотитов типичны для двух независимых тектонических обстановок: 1) в расслоенных континентальных базитовых плутонах, примерами которых могут служить Бушвелдский (Южная Африка) и Стиллуотерский (Монтана) комплексы (ср. с. 127), они слагают массивные базальные слои кумулятов, постепенно переходящих в пироксениты или в троктолиты; 2) в подвижных геосинклинальных поясах, таких, как Альпийский складчатый пояс Европы, Урал, Аппалачи, а также в молодых складчатых поясах Циркумтихоокеанского кольца (западная часть США, Япония, Новая Каледония, Новая Зеландия) и расположенных между ними тектонических дугах они образуют линзовидные и вытянутые пластообразные тела и обычно в значительной мере превращены в серпентиниты. Ультрамафические тела второго типа уже длительное время известны под названием «альпинотипных». Вероятно, еще более широко распространены в значительной мере скрытые под покровом базальтов и осадков серпентиниты третьей категории, входящие в состав океанической коры и подстилаемые на небольшой глубине перидотитами верхней мантии. Обломки серпентинитов обычны для глубоководных дражных проб, и по

крайней мере в одной точке — на скалах Сан-Паулу, располагающихся непосредственно южнее экватора на Срединно-Атлантическом хребте, — мантийные перидотиты, видимо, выдвинуты сквозь тонкую океаническую кору выше уровня моря. В настоящее время распространилось представление, что альпинотипные перидотиты, в разной степени серпентинизированные, представляют собой фрагменты океанической коры и мантии, тектонически перемещенные в твердом состоянии в места их современного залегания в подвижных поясах. В отдельных случаях, например в Итальянских Альпах и Апенниннах, они образуют базальные слои *офиолитовых комплексов*, в которых снизу вверх наблюдается последовательность: перидотиты (или серпентиниты), спилитовые базальты и диабазы, глубоководные радиоляриевые кремни. Некоторые ученые-тектонисты пытаются рассматривать *все альпинотипные ультрамафиты* как фрагменты офиолитов.

Значительно более мелкие проявления гипербазитов, чем только что упоминавшиеся перидотиты и серпентиниты, представлены ксенолитами в щелочных основных и ультраосновных лавах и брекчиях, а также тонкими слоями кумулятов в диабазовых силлах и, наконец, центральными ядрами зональных цилиндрических массивов южной Аляски и Урала.

Деформационные структуры в перидотитах

В альпинотипных перидотитах, как и следовало ожидать исходя из предположений об их вклинивании в твердом состоянии, обычно наблюдаются структурные признаки внутренней деформации. Экспериментально доказано, что оливин довольно легко реагирует на внутренние напряжения посредством пластической деформации. В связи с этим даже при небольшой общей деформации в отдельных кристаллах оливина проявляется волнистое погасание. В тонких «деформационных пластинках», параллельных {100}, погасание, как правило, на 2—3° отличается от погасания в остальной части кристалла. Более интенсивная деформация выражается в прогрессивно усиливающейся листоватости, образовании прожилкообразных обособлений и уменьшении размеров зерен оливина (так называемая грануляция) в результате перекристаллизации в условиях относительно высокой скорости деформации. В конечном счете может возникнуть милонитовая структура (рис. 8-6, б; ср. также гл. 18, т. 2).

Энстатит, также широко представленный в перидотитах, несколько иначе реагирует на напряжения. В отдельных крупных его кристаллах возникают резко ограниченные полосы излома, ориентированные под большим углом к кристаллографической плоскости скольжения {100} (направление скольжения [001]). В милонитизированных перидотитах из скал Сан-Паулу на Срединно-Атлантическом хребте отлично видны полосы

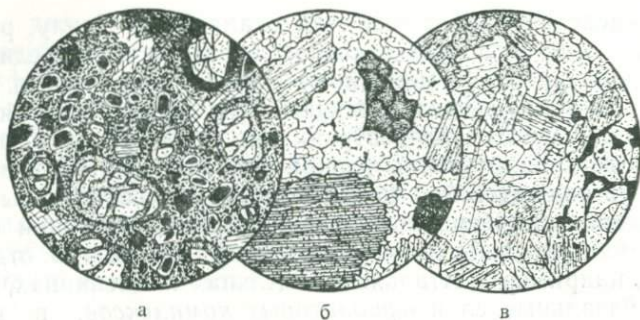


Рис. 8-5. Ультрамафические породы.

а — мелилитит, округ Эллиотт, Кентукки. Диамет. 3 мм. Состоит из частично серпентинизированных вкрапленников оливина, чешуек бледно-бурого флогопита, табличек мелилита с густо-синей интерференционной окраской и светлыми каемками, изометрических зерен перовскита и хромита; в верхней части поля зрения находится зерно пиропового граната с реакционной оторочкой. Плотная связующая масса сложена окислами железа, перовскитом, антигоритом и кальцитом. Крупнозернистый кальцит выполняет неправильные поры.

б — леуколит, Верхняя Гаронна, Франция. Диамет. 3 мм. Состоит из диаллага (внизу), бронзита и изометрически-зернистого оливина, а также акцессорных зеленой шпинели (вверху справа) и пикотита (внизу справа).

в — пироксенит, Хоп, Британская Колумбия. Диамет. 3 мм. Состоит из примерно равных количеств ортопироксена и диопсидового авгита. В первом иногда присутствуют пластинчатые включения клинопироксена. Имеется немного пойкилитовой роговой обманки (вверху) и пирротина.

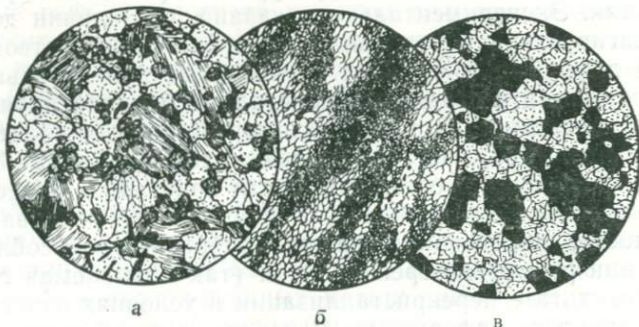


Рис. 8-6. Слюдяной перидотит и дуниты.

а — слюдяной перидотит, образующий линзы в норите, Кальтес-Таль, Гарцбург, ФРГ. Диамет. 3 мм. Состоит из оливина, зеленой шпинели, красно-вапо-бурого титансодержащего биотита и пластинок ильменита.

б — дунитовый милонит, гора Дан, Новая Зеландия. Диамет. 3 мм. Глазки менее дробленного оливина разделены извилистыми полосками интенсивно гранулированного оливина. Видны цепочки зерен пикотита и хромита.

в — массивный обогащенный хромитом дунит, гора Дан, Новая Зеландия. Диамет. 3 мм. Весь оливин совершенно свежий.

излома в уцелевших округлых кристаллах энстатита. При этом наблюдается общая картина внутренней деформации кристаллов, вращавшихся в завихрявшейся связующей массе тонкозернистого оливина. В процессе экспериментальной деформации пироксенита при быстром увеличении нагрузок в условиях всестороннего давления при температуре в несколько сот градусов энстатит (преимущественно в полосках излома) претерпевает полиморфное превращение в клиноэнстатит, легко идентифицируемый в разрезах, перпендикулярных к оси излома [010] (ось N_p индикатрисы). В таких разрезах наблюдается косое погасание по отношению к плоскостям концентрации пластинчатых вростков распада, ориентированным по {100}, и более высокое двупреломление, чем у исходного энстатита. Это явление изредка наблюдается и в естественно деформированных породах, например в норитах из центральной Австралии и в сильно деформированных перидотитах Альп.

Общие петрографические особенности и номенклатура перидотитов

Среди перидотитов различают несколько разновидностей по преобладанию того или иного минерала помимо магнезиально-оливина. Все перидотиты — голокристаллические, преимущественно средне- и крупнозернистые породы с аллотриоморфнозернистой структурой. Оливин иногда остается совершенно свежим, но обычно обнаруживает признаки дейтерической или метаморфической гидратации с образованием серпентиновых минералов. Волокнистую разновидность последних петрографы обычно называют хризотилом, а явно чешуйчатую — антигоритом¹. В большинстве перидотитов второе место после оливина принадлежит пироксену, особенно энстатиту и диопсидовому авгиту (часто хромсодержащему). Однако во многих перидотитовых кумулятах вторым по содержанию минералом является кальциевый плагиоклаз. Хорошо известны также роговообманковые, биотитовые и гранатсодержащие перидотиты, а также их разновидности, локально обогащенные хромом или магнетитом. Рассмотрим теперь петрографические особенности отдельных типов.

Дуниты. Это почти мономинеральные оливиновые породы. Они получили свое наименование по горе Дан, в свою очередь названной так за серовато-бурую (dun-brown) окраску обнажений дунитов. Прототипические дуниты обнажаются на северном отрезке (длиной 100 км) пермского офиолитового пояса в юж-

¹ Поскольку форма выделений серпентина в перидотитах часто недостаточно ясна и полиморфные модификации серпентина достаточно идентифицируются по рентгеновским порошкограммам, не рекомендуется употреблять эти названия на основании только одних микроскопических наблюдений.

ной части Новой Зеландии. В этих породах помимо оливина (97,5%) присутствуют хромит и пикотит (2,5%), и лишь в единичных зернах — хромовый диопсид и энстатит. Становление их, очевидно, происходило при температурах, слишком высоких для серпентинизации. Ксеноморфные оливиновые зерна деформированы и тесно срастаются друг с другом. Деформация проявляется неравномерно и выражается в образовании милонитовых полосок, сложенных тонкозернистым перекристаллизованным оливином, и прожилкообразных обособлений хромита. Такие полоски огибают остаточные глазки более крупнозернистого материала, каждый из которых окаймлен также зонками грануляции (рис. 8-6, б). В дунитах из других регионов порознь или совместно присутствуют более ощутимые количества энстатита и диопсида, знаменующие переходы к пироксеновым перидотитам. В альпинотипных ультрамафических массивах дуниты распространены гораздо шире, чем в слоях перидотитовых кумулятов расслоенных базитовых плутонов.

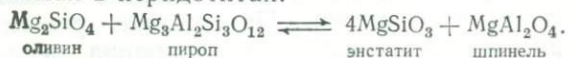
Оливин почти во всех дунитах представлен очень магнезиальной разновидностью ($Fe_{>88}$). Однако в Бушвелдском расслоенном комплексе известны секущие трубкообразные тела железистых *гортонолитовых дунитов* с оливином $Fe_{<50}$, переполненные дендритовыми включениями магнетита. Как в альпинотипных гипербазитовых массивах (например, в районе горы Дан), так и в расслоенных плутонах локально распространены *хромитовые дуниты* с повышенным содержанием хромита (рис. 8-6, в). Такие породы постепенно переходят в *оливиновые хромититы*.

Пироксеновые перидотиты. В зависимости от характера пироксена различают три разновидности пироксеновых перидотитов, связанные друг с другом постепенными переходами. *Верлит* — довольно редкая порода, сложенная оливином и диопсидовым пироксеном (диаллагом) примерно в соотношении 3:1. Наиболее обычные акцессорные минералы в этой породе представлены энстатитом, пикотитом, хромитом и роговой обманкой. Верлиты достаточно широко развиты в средних зонах цилиндрических дунит-верлит-пироксенитовых массивов района Юнион-Бей на Аляске. Наиболее распространенным типом перидотитов в обеих главных обстановках являются *гарцбургиты*, сложенные почти исключительно магнезиальным оливином и ортопироксеном (энстатитом или бронзитом). В ортопироксенах неизменно присутствуют тонкие пластинчатые вростки распада, представленные клинопироксеном и ориентированные параллельно {100}, т. е. нормально к оси N_m оптической индикатрисы. Из акцессорных минералов наиболее обычны хромит, железотитановые окислы, диопсидовый авгит, а в кумулятах расслоенных интрузивов — также небольшие количества кальциевого плагиоклаза. В кумулятивных гарцбургитах обычно

наблюдаются пойкилитические взаимоотношения между крупными скелетными кристаллами бронзита и включенными в них более многочисленными, но мелкими зернами оливина. Перидотиты с примерно равными содержаниями ортопироксена и диопсидового авгита называют *лерцолитами* (рис. 8-5, б). В них иногда присутствует акцессорный магнезиальный гранат. Во всех трех разновидностях пироксеновых перидотитов, так же как и в дунитах, в результате дейтерических процессов или наложенного метаморфизма часто развиваются вторичные минералы—серпентин, тальк, волокнистый амфибол или карбонаты.

Роговообманковые перидотиты. Эти породы встречаются гораздо реже пироксеновых перидотитов. Для них характерны крупные пойкилитовые кристаллы роговой обманки (рис 2-7, а) обычно пятнистой окраски от бледно-зеленой до буроватой. Такие кристаллы включают зерна орто- или клинопироксена по отдельности или вместе и округлые зерна серпентинизированного оливина. Типичный акцессорный минерал—бледноокрашенный флогопит, иногда с ярко-зелеными хромсодержащими внешними каемками. Кроме того, в небольших количествах присутствуют магнетит, пирротин, зеленая шпинель, апатит и кальциевый плагиоклаз. Разновидность этой породы, образующая слои в хорошо известном тешениновом силле Лугар в Шотландии, содержит пойкилитовый амфибол, представленный красновато-бурым баркевикитом, который включает зерна оливина и титанавгита. В этом и в ряде других случаев большая часть амфибола, вероятно, образовалась в результате дейтерического изменения пироксена, а возможно, и оливина. В интесном перидотите со скал Сан-Паулу на Срединно-Атлантическом хребте главные минералы представлены оливином, паргаситом, энстатитом и шпинелью, а в необычный набор акцессорных минералов входят хлорапатит, скаполит, ортит, биотит и циркон.

Гранатовые перидотиты. Это редкая, но генетически интересная разновидность перидотитов, в которой среди главных минералов наряду с оливином и пироксеном присутствует гранат. По данным Карсуэлла, гранатовый перидотит, обнажающийся примерно в 250 км севернее Бергена в юго-западной Норвегии, имеет следующий модалный состав (в %): оливин 76, обогащенный пироповым компонентом гранат 12, энстатит 7, хромовый диопсид 4. Пара оливин + пироп стабильна лишь на глубине более 60 км. При меньшем давлении устойчива эквивалентная ей ассоциация энстатит + шпинель, гораздо чаще обнаруживаемая в перидотитах:



оливин пироп энстатит шпинель

При температурах порядка 500 °С это превращение осуществляется относительно быстро. В связи с этим сохранение ассо-

циации оливин + пироп и появление гранатовых перидотитов на земной поверхности свидетельствуют о быстром их перемещении из глубоких частей верхней мантии.

Слюдяные перидотиты. Эти породы, за исключением кимберлитов, встречаются относительно редко в виде локальных сегрегаций в биотит-оливиновых норитах (рис. 8-6, а). В породе из Хайвуд-Маунтинс, Монтана, определенной как слюдяной перидотит, присутствует магнезиальный оливин, монтчеллит и пойкилитовый биотит.

Плагноклазовые перидотиты. На нижних уровнях расслоенных базитовых интрузивов в ритмической серии или в верхней части ультрамафической зоны перидотиты постепенно переходят в оливиновые габбро. Для таких переходных зон характерны полевошпатовые перидотиты, в которых оливин (иногда также пироксен) сочетается с подчиненным кальциевым плагноклазом $Ap_{\sim 85}$. Структуры их довольно разнообразны и обусловлены различными взаимоотношениями зерен кумулятивного оливина (иногда также подчиненной хромовой шпинели) и включающего их интеркумулятивного плагноклаза (иногда совместно с пироксеном). Одна их разновидность из ультрамафической зоны Стиллуотерского комплекса состоит из зерен оливина ($\sim 90\%$) примерно одинаковых размеров с интерстиционными скелетными кристаллами битовнита. В другой разновидности из интрузии Куиллин на острове Скай в Гебридском архипелаге, Шотландия, кумулус из оливина и шпинели пойкилитически включается подчиненным авгитом и битовнитом. Особая разновидность* с острова Рам этого же архипелага состоит из субпараллельных крупных кристаллов оливина хорошо выраженного таблитчатого габитуса (уплощенных по $\{010\}$); их ориентировка обусловлена ростом вверх нормально к плоскости расслоенности. Интерстиции выполнены интеркумулусным плагноклазом и рассеянными кристаллами хромовой шпинели.

Другая особая разновидность полевошпатовых перидотитов — *пикрит* встречается в слоях кумулятов близ основания некоторых силлов щелочных диабазов, например силла Лугар в Шотландии. В этих породах помимо преобладающего оливина присутствуют авгит и роговая обманка и в качестве дополнительных фаз — кальциевый плагноклаз или даже анальцит. По мере уменьшения содержания оливина они могут постепенно переходить в щелочные пироксениты.

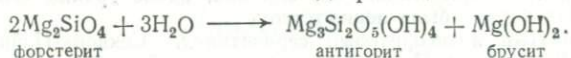
Серпентиниты

Эти породы сложены преимущественно или исключительно серпентиновыми минералами. Присутствие реликтов не полностью серпентинизированных зерен оливина и остаточного

* Харризит.

хромита, псевдоморфные структуры и постепенные переходы в перидотиты с несомненностью свидетельствуют, что большинство тел серпентинитов образовалось в результате гидротермального метасоматоза альпинотипных или офиолитовых перидотитов. Во многих случаях серпентиниты обладают внутренними брекчиевидными текстурами, в них наблюдаются поверхности скольжения с примазками серпентина. Эти соотношения показывают, что серпентинизация иногда осуществлялась до окончательного становления тел в подвижных поясах.

По экспериментальным данным при давлениях, отвечающих глубинам в несколько километров, магнизиальный оливин неустойчив в присутствии чистой воды ниже температур $\sim 400^\circ\text{C}$. Стабильный продукт гидратации оливина в системе, открытой лишь в отношении водного флюида, представляет собой ассоциацию серпентина (антигорита) и брусита. Соответствующее превращение можно записать в виде реакции:



форстерит

антигорит

брусит

По элементарному расчету для осуществления этой реакции необходим привнос большого количества воды (16% от массы гидратированной породы), и она приводит к общему расширению объема по крайней мере на 50%. Расширение объема, конечно, может быть меньше или вообще не произойдет, если система открыта для других компонентов кроме воды и существенные количества MgO могут удаляться из нее. Какие-либо способы точной оценки изменения объема породы при наблюдающейся деформированности серпентинитов отсутствуют. Вместе с тем можно предполагать иные реакции, сопровождающиеся привнесом SiO₂ и удалением MgO, поскольку во многих случаях брусит в серпентинитах отсутствует. Кроме того, определенную роль в процессе серпентинизации, очевидно, играет энстатит. В присутствии воды пара оливин + энстатит становится неустойчивой и замещается антигоритом и тальком при температуре около 500°C. Таким образом, серпентиниты представляют собой метаморфические породы. Однако серпентиниты и перидотиты, подобно спилитам и базальтам, настолько тесно ассоциируются друг с другом, особенно в альпинотипных гипербазитовых массивах, что с петрографической точки зрения их целесообразно рассматривать совместно. Другие изменения гипербазитов, сопровождающиеся образованием новых минералов и явно осуществлявшиеся при более позднем наложенном метаморфизме, рассматриваются в третьей части книги.

По микроскопическим наблюдениям серпентиниты представляются всевозможными комбинациями трех морфологических разновидностей серпентина Mg₃Si₂O₅(OH)₄. Волокнистая разновидность, часто идентифицируемая как хризотил, преимуществен-

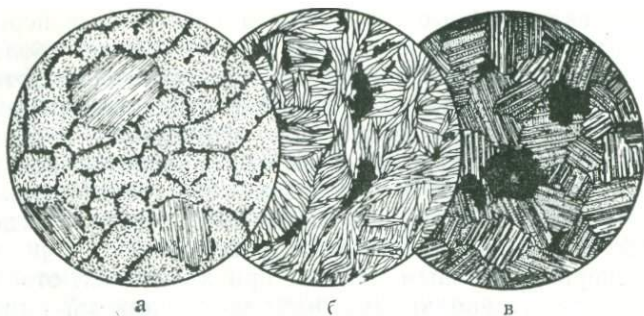


Рис. 8-7. Серпентиниты.

а — бронзитовый серпентинит, Кухшнаппер, Саксония, ГДР. Диам. 2,5 мм. Псевдоморфозы бастита по бронзиту находятся в связующей массе антигорита с пчельчатой структурой, обусловленной распределением магнетита, выделившегося при серпентинизации оливина, вдоль границ его первичных зерен. Исходная порода была перидотитом.

б — чешуйчатый антигоритовый серпентинит, Секвойя-Пойнт, Оклэнд, Калифорния. Диам. 3 мм. Присутствует акцессорный пирит.

в — баститовый апопироксенитовый серпентинит. Район Форест-Хилл, Сьерра-Невада, Калифорния. Диам. 3 мм. Состоит преимущественно из антигорита, частично замещенного карбонатами. Непрозрачный минерал — магнетит.

но развивается по сети переплетающихся микрожилок, развивающихся вокруг ядер слабо двупреломляющего криптокристаллического серпентина, внутри которых в свою очередь могут сохраняться реликты оливина. В целом эта ассоциация имеет характерную *пчельчатую структуру*. Она подчеркивается распределением пылевидных выделений окислов железа по былым границам зерен оливина, в состав которого они первоначально входили (рис. 8-7, *а*). Кристаллы энстатита псевдоморфно замещаются волокнистым серпентином с ориентировкой волокнистости параллельно $[001]$ исходного пироксена. Такие псевдоморфозы принято называть баститом. В некоторых случаях, особенно в рассланцованных серпентинитах, как оливин, так и энстатит частично или полностью замещаются пластинчатой (слодоподобной) разновидностью серпентина, обычно идентифицируемой как антигорит (рис. 8-7, *б*). Микроскопические определения антигорита, как правило, подтверждаются точной структурной идентификацией по рентгеновским данным. Антигорит — полиморфная модификация серпентина, стабильная в пределах интервала температур серпентинизации и метаморфизма низкой ступени. Первичный диопсидовый пироксен в некоторых перидотитах также может замещаться тонкосетчатым агрегатом чешуек серпентина. Чаще, однако, он превращается в полупрозрачную смесь неопределимых под микроскопом фаз (белую в отраженном свете). Хромит остается неизме-

ненным, иногда перераспределяясь во вторичные линзочки и прожилки. Брусит при микроскопических наблюдениях легко можно пропустить. В шлифах известной толщины его можно распознать как рассеянные чешуйки с заметно большим дву-преломлением по сравнению с преобладающими серпентиновыми минералами. Другие вторичные фазы, появляющиеся в незначительных количествах в некоторых серпентинитах, представлены тальком, актинолитом и карбонатами (доломитом или магнезитом). Породы, в которых эти минералы преобладают, относятся к числу метаморфических и рассматриваются в третьей части этой книги.

В большинстве случаев серпентиниты образуются в результате изменения перидотитов, но иногда и за счет магнезиальных пироксенитов. Для таких серпентинитов особенно характерен бастит (рис. 8-7, в).

Коматииты

Термин *коматиит* предложили в 1969 г. М. Дж. Вильюн и Р. П. Вильюн для обозначения архейских вулканических пород Южной Африки, по составу отвечающих перидотитам или близким к ним. Эти породы представляют большой петрологический интерес. В настоящее время известны их проявления в «зеленокаменных поясах» архейского возраста в различных частях Южной Африки, в Западной Австралии, Индии и в Онтарио [3]. Понятие коматиита, появившееся недавно, тем не менее уже неоднократно видоизменялось: его смысл постепенно расширялся. Так, к коматиитам стали относить ассоциирующиеся с прототипическими разновидностями менее магнезиальные и более кремнеземистые плагиоклазсодержащие породы, которые можно рассматривать и как толентовые базальты со специфическими структурами. Здесь мы рассматриваем только те коматииты, которые имеют ультрамафический характер.

Коматииты в строгом смысле этого определения — вулканические породы. Детально задокументированы их проявления в виде лавовых потоков, иногда определенно изливавшихся на морское дно, а также в виде маломощных силлов. У некоторых коматиитов наблюдается подушечная текстура. Очень характерно для них девитрифицированное стекло, и наиболее специфическая особенность их сложения — *структура спинифекс* — приписывается, по аналогии со шлаками, быстрой закалке от необычно высоких температур (порядка 1300 °С и более).

Термином «структура спинифекс» обозначают скопления крестообразно пересекающихся блоков тесно сближенных субпараллельных пластинок или табличек магнезиального оливина, во многих случаях представляющих собой скелетные кристаллы. Они локализируются преимущественно в верхних частях пото-

ков. При этом преобладающее направление удлинения скелетных кристаллов ориентируется вкрест поверхности потока. В этом отношении видна некоторая аналогия с харризитовой структурой полевошпатовых перидотитов острова Рам (с. 258). Обычно длина отдельных кристаллов оливина в спинифексовых агрегатах составляет около 1 см, но может быть и больше. Агрегаты скелетных кристаллов оливина располагаются в связующей массе девитрифицированного стекла и игольчатого пироксена, который иногда также образуется в процессе девитрификации.

Существуют две категории коматитов. В потоках или силлах, в целом аналогичных по составу *перидотитам*, наблюдаются две структурные разновидности. В каждом из потоков ближе к основанию присутствуют оливиновые кумуляты, которые в направлении к кровле сменяются породами со структурой спинифекс. Кумуляты состоят из тесно располагающихся зерен магнезиального оливина (60—80%) с небольшим количеством хромовой шпинели, между которыми присутствует связующая масса тонкокристаллического пироксена (субкальциевого авгита) и девитрифицированного стекла. В участках со структурой спинифекс блоки скелетных пластинчатых кристаллов магнезиального оливина (35—60%) и рассеянные зерна хромовой шпинели заключены в основной массе такой же природы, как и в кумулятах. В обеих разновидностях плагиоклаз отсутствует, содержание SiO_2 колеблется от 40 до 43%, а MgO — от 25 до 30%.

В коматитах, отвечающих по составу *пироксенитам*, меньше оливина (обычно 10—35%) и соответственно больше субкальциевого авгита. И в этом случае наблюдаются две разновидности: кумуляты тесно сближенных зерен оливина и авгита и породы со структурой спинифекс. В типичных химических анализах содержание SiO_2 составляет около 48%, а MgO — около 14%. Плагиоклаз также отсутствует. С появлением плагиоклаза коматиты постепенно переходят в толеитовые базальты (SiO_2 50—51%). Последние были названы Арндтом, Налдреттом и Пайком (1977) «базальтовыми коматитами».

Коматиты имеют большое петрологическое значение в трех аспектах. 1) Они с несомненностью свидетельствуют, что при определенных условиях перидотитовые расплавы могут подниматься на верхние уровни коры и изливаться на земную поверхность в виде потоков¹. 2) Выявление коматитов преимущественно в докебрии позволяет предполагать, что термический

¹ Таким образом, отвергается положение Боуэна, длительное время разделявшееся многими петрографами, что магмы, более магнезиальные по сравнению с отвечающими стекловатым или афанитовым базальтам (с содержанием нормативного $ol > 20$), не изливаются в виде вулканических потоков и даже не внедряются в земную кору с образованием интрузивных тел.

режим в системе верхняя мантия — земная кора допускал генерацию и излияния очень высокотемпературных перидотитовых магм, которые играли важную роль в образовании древнейшей земной коры. 3) Соотношения перидотитовых и ассоциирующихся с ними базальтовых коматитов свидетельствуют о том, что в результате фракционной кристаллизации перидотитовой (коматитовой) магмы при низких давлениях могут генерироваться магмы толентового состава, комплементарные существенно оливиновым кумулятам.

Замечания о петрографии пород верхней мантии

Имеющиеся данные

Геологический опыт, свидетельствующий о петрографической гетерогенности во всех масштабах доступной наблюдением земной коры, позволяет предполагать, что верхняя мантия может быть столь же неоднородной по составу как в вертикальном, так и латеральном направлении. Выше уже указывалось, что некоторые породы, особенно кимберлиты, эклогиты и перидотиты, имеют важное значение для оценки состава верхней мантии. В них также обычно присутствуют ксенокристаллы, проливающие свет на эту проблему. Однако даже с учетом всех материалов такого рода следует отметить, что прямые свидетельства о составе пород верхней мантии пока очень обрывочны. Большинство пород и многие минералы, которые стабильны при высоких давлениях и температурах, господствующих в верхней мантии, должны становиться неустойчивыми в результате падения температуры и давления при транспортировке на верхние уровни, особенно в присутствии воды или жидкой магмы. Поэтому проблема сохранности минерального состава и структур в предполагаемых представителях мантийного субстрата подлежит непременно рассмотрению с точки зрения ограничений, налагаемых кинетикой реакций в связи со скоростью транспортировки вещества и обсуждавшихся в общем виде в гл. 2 (с. 53). В процессе такой транспортировки как термодинамические режимы, так и наличие флюидов с H_2O и CO_2 в сильной мере могут способствовать изменениям, уже отмечавшимся выше. Можно поэтому полагать, что в действительности в верхней мантии присутствуют минералы и породы, которые лишь в редких случаях могут достичь земной поверхности.

Тем не менее образцы немногих пород независимо от их количественной роли в глобальном масштабе представляют наиболее веские основания для суждения о составе верхней мантии. Особая их ценность заключается в том, что они независимо от различных общих моделей, построенных на геофизических, гео-

химических, изотопных и космических данных, позволяют непосредственно оценивать петрографические особенности мантийного субстрата. Далее мы ограничимся микроскопической характеристикой обсуждаемых образований, соотнесенной с их проявлениями в поле.

Минеральные индикаторы высокого давления

Отметим прежде всего термодинамические и экспериментальные данные о существовании немногих критических минералов или их ассоциаций, кристаллизующихся при давлениях более 10 кбар.

Главным из них можно считать алмаз, первичным источником которого в земной коре служат кимберлитовые брекчии. Алмаз представляет собой полиморфную модификацию углерода, стабильную (по отношению к графиту) в земных условиях лишь при давлениях и температурах, господствующих на глубинах более 150 км [4]. Мелкие включения коэсита, полиморфной модификации SiO_2 , стабильной при высоких давлениях, изредка устанавливающиеся в алмазах, свидетельствуют даже о еще больших давлениях. Хотя и редкий в природе, алмаз тем не менее представляет собой наиболее ценный показатель глубинности кристаллизации внутри верхней мантии.

Типичная для базальтов и габбро фазовая ассоциация плагиоклаз + пироксен становится неустойчивой, начиная с глубины около 25 км. Вместо нее в безводной обстановке устойчива эклогитовая ассоциация омфацит + гранат, которая в отсутствие воды плавится лишь при температуре около 1100 °С. Стабильные ассоциации в перидотитах на глубине более 20 км состоят из четырех фаз: оливин + диопсид + энстатит + глиноземистая фаза (шпинель в интервале до 30 или 40 км, а глубже — гранат). Эти ассоциации похожи на лерцолиты, в которых, однако, шпинель имеет высокое содержание хрома (хромит или ликотит).

Химизм как энстатитового, так и диопсидового пироксена также значительно варьирует по мере изменения давления. В энстатите шпинелевых лерцолитов с увеличением давления до 10 или 15 кбар последовательно возрастает содержание Al_2O_3 . Однако при больших давлениях оно резко уменьшается по мере того, как шпинель сменяется гранатом. Для обстановки высоких давлений характерны также высокоглиноземистые («чермакитовые») авгиты.

Обломки мантийных пород в взрывных брекчиях

Полагают, что обломки пород и отдельные ксенокристаллы мантийного происхождения в изобилии присутствуют в вулканических брекчиях двух типов, а именно в кимберлитовых (трубки и туфы) и нефелинитовых (диатремы).

Кимберлитовые парагенезисы. Кимберлитовые трубки в своем распространении ограничены специфическими, хотя и обширными секторами древних континентальных кратонов. Следовательно, информация, которую можно получить при изучении кимберлитов, приложима лишь к сегментам мантии, непосредственно подстилающим континентальную кору этих районов. Существует сомнение, что сами кимберлиты, в том числе их обломки, реально включающие алмазы, прямо отвечают мантийным породам. Хотя они поступили с очень большой глубины, на которой алмаз был стабильным, нельзя исключать возможности, что алмазы транспортировались в качестве ксенокристаллов, захваченных поднимающейся кимберлитовой магмой. На территории Берега Слоновой Кости в Западной Африке выявлены тесно связанные с кимберлитами алмазоносные породы, в конечном счете кристаллизовавшиеся в виде даек в близповерхностных условиях, как об этом позволяет судить присутствие в них обильного лейцита.

Тем не менее в кимберлитовых брекчиях обычно присутствуют многочисленные реликты мантийного субстрата. Они представлены разными породами, очевидно захваченными в широком интервале глубинности. К их числу относятся эклогиты, шпинелевые и гранатовые лерцолиты. В двух последних породах ортопироксен резко преобладает над клинопироксеном. В редких случаях в обломках эклогитов (особенно из сибирских кимберлитов) и гранатовых лерцолитов (из Лесото в Южной Африке и Вайоминга в Северной Америке) присутствуют мелкие идиоморфные кристаллы алмаза, очевидно как первичная фаза этих пород. Шпинель в лерцолитах из кимберлитовых брекчий представлена темным пикотитом, в котором глинозем заметно замещен Cr_2O_3 .

Диопсид в кимберлитовых лерцолитах также обычно хромсодержащий и легко распознается по характерному плеохроизму от бесцветного до изумрудно-зеленого. Ксенокристаллы в кимберлитовых брекчиях помимо алмазов представлены крупными (>1 см) индивидами диопсида, энстатита, граната, ильменита и хромсодержащей шпинели. Минеральные включения в алмазах из многих провинций, по данным Мейера и Бойда, повторяют в общем этот набор. В порядке уменьшения количества они представлены оливином, сильно хромистым пиропом, хромитом, энстатитом, диопсидом; установлены также коэсит, пирротин и пентландит.

Нефелинитовые брекчии и туфы. Проявления обломков, транспортированных из субокеанической мантии, наиболее тщательно изучены в провинции, расположенной северо-восточнее Гонолулу на острове Оаху [5]. Здесь в пределах площади диаметром 20 км с позднего плейстоцена до современного периода происходили извержения лав и пирокластики примерно из 40

вулканических центров. В этих вулканитах в изобилии присутствуют обломки глубинных пород. Сами вулканиты представлены почти исключительно нефелинитами и мелилитовыми нефелинитами. В большинстве центров среди ксенолитов преобладают дуниты и шпинелевые лерцолиты; в отдельных случаях может резко доминировать какой-либо один тип обломков. Во многих ксенолитах этих пород обнаруживаются признаки интенсивной внутренней деформации — катакластические и даже милонитовые структуры (гл. 18, т. 2), возникшие еще в мантии задолго до извержения. В кратере Солт-Лейк, в нескольких километрах восточнее Гонолулу, как и в нескольких других центрах, в набор ксенолитов входят гранатовые пироксениты и гранатовые лерцолиты, а также различные перидотиты (преимущественно шпинелевые лерцолиты). Модальный состав одного гранатового пироксенита, по Джексону и Уайту, следующий (в %): диопсид 16, энстатит 65, пироп-альмандин 16, флогопит 0,5, прочие минералы (окислы и сульфиды) 2,5. Гранатовые пироксениты района Гонолулу не следует путать с эклогитами, поскольку содержание Na_2O в диопсидовом пироксене у них менее 2%, а глинозема — не более 3%. Этот состав еще резко отличается от омфацитового. Модальный состав гранатового лерцолита из того же района следующий (в %): оливин 29, диопсид 12, энстатит 33, пироп-альмандин 22, окислы 4.

Для иллюстрации парагенезиса ксенолитов нефелинитовых диатрем в континентальной обстановке рассмотрим брекчиевую трубку, расположенную близ Какануи в юго-восточной части Новой Зеландии. Здесь морской эрозией хорошо вскрыта диатрема среднетретичного возраста. Стекловатая связующая масса нефелинитового состава в значительной мере фрагментирована. Многочисленные ксенолиты представлены преимущественно перидотитом и «эклогитом», а затем случайными обломками кристаллических сланцев, отторгнутыми от корового фундамента. Перидотиты существенно оливиновые с небольшими количествами энстатита, хромового диопсида и пикотита. «Эклогиты» [6] правильнее следовало бы называть гранатовыми пироксенитами. В них присутствует глиноземистый авгит (с содержанием Na_2O менее 2%), обогащенный пироповым компонентом гранат и керсутитовый амфибол. Средний модальный состав породы следующий (в %): гранат 25, авгит 68, роговая обманка 6, ильменит 1. Модальный состав образца, сильно обогащенного амфиболом: керсутит 62, гранат 18, авгит 18, ильменит 2.

Специфическая особенность брекчий из Какануи заключается в присутствии многочисленных крупных (часто до 10 см в диаметре) округлых с ровной поверхностью ксенокристаллов пироба, глиноземистого авгита и керсутита.

Модели мантии, основанные на петрографии вулканических брекчий. Для сегментов верхней мантии, расположенной под крупными провинциями вулканических брекчий, время от времени предлагаются различные качественные модели. Они, конечно, остаются открытыми для дальнейшего усовершенствования и даже коренного пересмотра. Однако при их обсуждении можно видеть, каким образом петрографические наблюдения используются в сложных моделях с привлечением данных иного рода (геохимических, геофизических, минералогических). Упомянем здесь две такие модели.

Для кимберлитовой провинции южной части Вайоминга и Колорадо Мак-Каллум и Эгглер реконструировали следующую последовательность слоев (сверху вниз) [7].

1. 0—50 км — континентальная кора.

2. 50—180 км — лерцолит с многочисленными гнездами эклогита. За исключением тонкого верхнего слоя шпинелевого лерцолита (и мелких участков моно- или бипироксенитов), лерцолиты в основном гранатосодержащие и на самых нижних уровнях в них изредка присутствует алмаз.

Для разреза мантии под плейстоцен-голоценовыми срединно-океаническими вулканами провинции Гонолулу Джексон и Райо предположили следующую последовательность слоев (сверху вниз).

1. 0—20 км — мощные накопления относительно древних толеитовых лав (щитовой вулкан Коолау, действовавший примерно 2 млн. лет назад), перекрывающие тонкую океаническую кору из базальтов и серпентинитов.

2. ~20—~60 км — дуниты и существенно оливниновые перидотиты (слой высоких скоростей прохождения продольных сейсмических волн, ~8 км·с⁻¹).

3. 60—90 км — гранатовые лерцолиты (слой низких скоростей прохождения продольных сейсмических волн, <8 км·с⁻¹).

4. Ниже 90 км — гранатовый пироксенит и гранатовый лерцолит (слой минимальных скоростей прохождения продольных сейсмических волн).

Парагенезис ксенолитов в базальтовых лавах

Ультрамафические ксенолиты, обычно присутствующие в базальтовых лавах всех типов (от толеитовых до базанитовых), уже были охарактеризованы (с. 125). Некоторые из них, вероятно, поступали из нарушенных расслоенных базитовых плутонов, располагающихся под вулканическими центрами. Однако многие ксенолиты, особенно дунитов и шпинелевых лерцолитов, в изобилии присутствующие в щелочных оливниновых базальтах и базанитах, можно, вероятно, уверенно связывать с

мантийным источником. И в этом случае в дунитовых и лерцолитовых нодулях обнаруживаются структурные признаки резкой деформации.

Петрографические признаки тектонически перемещенных блоков

Альпинотипные перидотиты. В современной концепции тектоники плит крупные массивы перидотитов в подвижных поясах трактуются как механически перемещенные блоки пород, отторгнутые от верхней мантии, или, если они полностью серпентинизированы (что имеет место во многих офиолитах), — как вдвинутые пластины океанической коры. Среди аргументов в пользу этой гипотезы имеются минералогические и структурно-петрографические. Представления о составе верхней мантии в концепции тектоники плит зиждутся отчасти на исходной посылке о тектоническом становлении гипербазитовых тел.

Неизменные альпинотипные перидотиты в общем сопоставимы с существенно оливиновыми ксенолитами в щелочных мафических лавах и туфах. По составу они изменяются от дунитов через гарцбургиты и лерцолиты до магнезиальных и известково-магнезиальных пироксенитов. Гранатовые лерцолиты редки¹, но если они встречаются, то могут чередоваться с гранатовыми пироксенитами или эклогитами. В немногих случаях в альпинотипных перидотитах присутствуют биотит или паргаситовая роговая обманка. В отличие от перидотитов расслоенных базитовых плутонов в альпинотипных породах этой группы отсутствуют кумулятивные структуры и, наоборот, обычны признаки проникающей деформации, даже милонитизации (ср. с. 253).

Особый интерес для обсуждаемой здесь проблемы представляют перидотиты, слагающие скалы Сан-Паулу, группу островков, расположенных на Срединно-Атлантическом хребте непосредственно южнее экватора. В этих породах преобладают две ассоциации: оливин + энстатит + диопсид + шпинель (типично лерцолитовая) и оливин + паргасит + энстатит + шпинель. В обоих случаях присутствуют также различные акцессорные фазы: хлорапатит, биотит, скаполит, ортит и циркон. Эти породы представляют собой единственное в своем роде несомненное крупное проявление на дневной поверхности субокеанической верхней мантии.

Эклогиты. Некоторые блоки эклогитов, обычно ассоциирующиеся с голубыми сланцами в молодых подвижных поясах, об-

¹ Это не представляет неожиданности, поскольку экспериментально показано, что при температуре выше 850 °С гранатовый лерцолит быстро превращается в свой шпинелевый аналог.

разуются в результате метаморфизма коровых базальтов, быстро перемещенных в глубинную обстановку с необычным сочетанием очень высоких давлений и низких температур. Такие породы детальнее обсуждаются в гл. 20 (третья часть этой книги). Однако другие блоки в толщах, претерпевших метаморфизм высокой ступени, обычно рассматриваются как транспортированные на место их современного залегания из мантии. Помимо критической пары пироповый гранат + омфацит во многих таких породах присутствуют кианит и амфибол. По валовому химическому составу они тождественны толеитовому базальту. Две главные по условиям локализации разновидности эклогитов различаются по особенностям химического состава критической пары пироксен + гранат. При этом эклогиты блоков предполагаемого мантийного происхождения обнаруживают некоторое сходство с эклогитами из кимберлитовых брекчий.

Петрографически обоснованные общие выводы

Петрографические наблюдения, а также изучение полевых ассоциаций позволили нам сделать следующие предварительные выводы:

1. Верхняя мантия до глубины по крайней мере 200 км гетерогенна в вертикальном и латеральном направлениях во всех масштабах (от штуфа до листа карты).

2. Среди главных слагающих ее пород наряду с эклогитами и гранатовыми пироксенитами преобладают магнезиальные ультрамафические породы — перидотиты всех типов, среди которых в свою очередь наиболее распространены дуниты и лерцолиты (как шпинелевые, так и гранатовые). Местами могут присутствовать значительные массы перидотитов с существенной примесью биотита и амфибола (паргасита или керсутита) порознь или совместно. Возможно, что эклогиты распространены в верхней мантии гораздо больше, чем это предполагается, исходя из их редкости на верхних уровнях. Последнее, вероятно, обусловлено очень узким интервалом их плавления, в связи с чем они легко уничтожаются посредством плавления в процессе подъема с глубоких уровней.

3. Лерцолиты, гранатовые пироксениты и эклогиты могут быть потенциальными источниками базальтовой магмы в результате частичного или (в случае эклогитов) полного плавления. Наоборот, дуниты, гарцбургиты и некоторые бедные диопсидом лерцолиты, скорее всего, представляют тугоплавкие остатки от парциального плавления других пород мантийного субстрата.

4. В горизонтах мантийных перидотитов, возможно, проявляется механическая анизотропия даже на региональном уров-

не. Об этом свидетельствует интенсивная деформация, сопровождающаяся сильной предпочтительной ориентировкой кристаллов оливина в предполагаемых прямых представителях этих пород. Петрографические данные подтверждают таким образом суммарную анизотропию, устанавливаемую сейсмическими методами и проявляющуюся в больших масштабах — порядка конвекционной ячейки в мантии.

Литература

1. *Cooper A. F.*, *Journal of Petrology*, vol. 20 (1979): pp. 139—163.
2. Многочисленные иллюстрации структурных и минералогических особенностей см.: *Heinrich E. W.*, *The Geology of Carbonatites*, Chicago: Rand McNally, 1966, pp. 156—219.
3. Например, см.: *Pyke D. R.*, *Naldrett A. J.*, *Eckstrand A. R.*, *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 84 (1973): pp. 955—978; *Arndt N. T.*, *Naldrett A. J.*, *Pyke D. R.*, *Journal of Petrology*, vol. 18 (1977): pp. 319—369.
4. См.: *Carmichael I. S. E.*, *Turner F. J.*, *Verhoogen J.*, *Igneous Petrology*, New York: McGraw-Hill, 1974, pp. 102—105.
5. Детальные сведения по петрографии и химизму см.: *White R. W.*, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 12 (1966): pp. 245—314; *Jackson D. E.*, *Wright T. L.*, *Journal of Petrology*, vol. 11 (1970): pp. 405—430.
6. *Mason B.*, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 19 (1968): pp. 316—327.
7. *McCullum M. E.*, *Eggler D. H.*, *Science*, vol. 42 (1976): pp. 253—256.

Глава 9. Пирокластические породы

Пирокластический материал: общая характеристика и номенклатура

Пирокластические породы — это вулканиты с кластической структурой, или, иными словами, обломочные отложения, образовавшиеся непосредственно в результате вулканической деятельности. В подавляющем большинстве они представляют собой продукты эксплозивных вулканических извержений. Фрагментация лав, однако, может происходить также в процессе непрерывного роста не полностью отвердевших экструзивных вулканических куполов и обычно проявляется при быстром охлаждении водой¹.

Пирокластический материал классифицируется преимущественно по размеру частиц. Обломки диаметром от 2 до 64 мм (размер гальки) называются *лапиллями*. Более мелкие частицы называют *пеплом*, а более крупные — *бомбами* в случае, если в момент образования они были полностью или частично в расплавленном состоянии, и *блоками*, если они представлены угловатыми осколками твердых пород. Вулканические породы, сложенные преимущественно пеплом, называются *туфами*, а в случае преобладания в них лапиллей — *лапиллиевыми туфами*. Породы, в которых преобладают бомбы, называют *агломератами*, а сложенные главным образом блоками — *вулканическими брекчиями*. В случае заметной примеси в последних пепла говорят о *туфобрекчиях*.

При отложении пепла и лапиллей в пониженных участках совместно с осадочным обломочным материалом возникают смешанные отложения пирокластики с алевритовыми, песчаными и гравийными частицами. Такие породы называют *туфогенными осадками* или *туффитами*. Однако смеси пирокластического и эпикластического материала следует отличать от полностью эпикластических отложений обломков вулканических пород, образующихся при выветривании и эрозии древних вулканических толщ. Последние обсуждаются в гл. 10 и 13 (т. 2).

Пеплы и туфы можно дополнительно классифицировать по содержанию стекла, кристаллов отдельных минералов и частиц

¹ Определение *пирокластический* используется здесь в широком смысле, рекомендованном Подкомиссией IUGS по систематике магматических пород (*Geology*, vol. 9, 1981, pp. 41—43; *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 1981, pp. 190—196). Многие геологи, однако, употребляют его в более ограниченном смысле для обозначения материала и отложений, возникших при эксплозивных извержениях, в особенности пепла и пирокластических потоков.

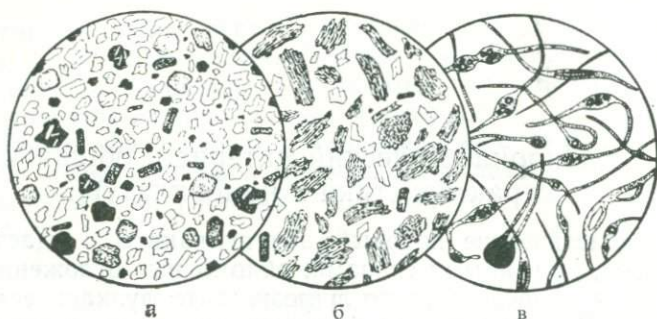


Рис. 9-1. Вулканические пеплы.

а — андезитовый кристаллокластический пепел, выброшенный из вулкана Санта-Мария, Гватемала, в 1902 г. Диамет. 2 мм. Состоит из обломков кристаллов плагиоклаза, темно-зеленой роговой обманки, бледно-зеленых пироксенов, округлых чешуек биотита, магнетита и немногочисленных литоидных осколков андезита.

б — дацитовый витрокластический пепел — продукт кульминационных эксплозивных извержений вулкана Маунт-Мазама, в результате которых образовалось озеро Крейтер в Орегоне. Диамет. 2 мм. Состоит из неправильных ячеистых кусочков пемзового стекла и небольшого количества осколков плагиоклаза и мелких призматических кристаллов гиперстена.

в — базальтовый пепел («волосы Пеле»), Килауза, остров Гавайи. Диамет. 2 мм. Нитевидные образования бурого базальтового стекла содержат газовые пузырьки. Этот материал был выброшен фонтанирующей лавой в виде брызг.

пород (рис. 9-1, *а*, *б*). Образования, сложенные преимущественно осколками стекла (*glass shards*), называют *витропеплами* и *витротуфами* и говорят, что они имеют *витрокластическую структуру*. *Кристаллокластическими пеплами* или *туфами* называют породы с преобладанием обломков кристаллов, а в случаях, когда доминируют обломки пород, говорят о *литокластических пеплах* и *туфах*. Приставкой *лито-* обозначают присутствие обломков поликристаллических, преимущественно афанитовых пород. Соответственно приставка *кристалло-* означает присутствие монокристаллов или их обломков, а приставка *витро-* относится к существенно некристаллическим и целиком стекловатым обломкам. Обломки пород могут иметь любые размеры — от пепла до крупнейших блоков, тогда как монокристаллы или их обломки редко имеют размеры больше крупного пепла или мелких лапиллей. Частицы стекла могут иметь любые размеры, но в основном они мелкие.

Тефра — общий термин, собирательно обозначающий любой пирокластический материал безотносительно к размерам обломков, выброшенный в воздух при вулканических извержениях. При этом частицы, возникшие в результате дезинтеграции свежей магмы, называют *ювенильной тефрой*. Обломки древних

вулканических пород, отторгнутые от стенок подводящего канала и вулканической постройки, определяют как *аксессуарные*, а обломки, захваченные из фундамента вулканов, называют *случайными*.

В большинстве случаев ювенильная тефра образуется в результате взрывного расширения газовых пузырьков в насыщенной последними магме. Возникновение чрезвычайно многочисленных пузырьков в очень вязких существенно кремнеземистых магмах приводит к образованию стекловатой пены, называемой *пемзой*, и обычно сопровождается интенсивнейшей дезинтеграцией расплава и выбросами больших масс витрокластического пепла, а также пемзовых лапиллей и бомб. Обычно пемза настолько пористая, что состоящие из нее лапилли и бомбы в течение длительного периода могут плавать на поверхности воды, прежде чем насытятся ею и затонут. Обычно пузырьки имеют округлую или овальную форму, но иногда они вытягиваются в тонкие трубочки, обуславливающие волокнистую структуру (рис. 9-3, а). В результате измельчения пузырчатых лав образуются витрокластические пеплы, состоящие из кусочков стеклянных перегородок между пузырьками, представленных преимущественно искривленными осколками стекла и заостренными его кусочками с вогнутыми границами (рис. 9-2, а).

Шлаком (scoria) собирательно называют темные высокопористые породы базальтового состава. Они обычно хотя бы частично состоят из стекла, но могут быть афанитовыми. Большинство базальтовых лапиллей и бомб сложено таким шлаком, и в английской геологической литературе их обозначают термином *sinder* (шлак). При особенно интенсивном образовании пузырьков в жидкой базальтовой магме формируется пеноподобное стекло, в котором стенки полостей могут быть не толще бумажного листа или перегородки между ними состоят из нитевидных выделений бурого или черного стекла. Такие продукты называют сетчатой пемзой (*reticulite pumice*) или кружевным шлаком (*threadlace scoria*). Они обычно возникают при эффектном фонтанировании лавы в начале извержений гавайских вулканов, а также образуют корки на жидких, обогащенных газом потоках лавы типа пахоэхоэ. Если лава очень жидкая, она имеет тенденцию образовывать лавовые озера (как на вулкане Килауэа), в которых взрывание пузырьков приводит к мелкому разбрызгиванию жидкости с образованием в результате быстрого охлаждения мелких шариков («слезы Пеле») или тонких нитей («волосы Пеле») стекла (рис. 9-1, в). Эти и другие пирокластические частицы, внешние формы которых определяются поверхностным натяжением, а не растрескиванием лавы, называются *экнелитами* (*achnelith*).

В частицах шлака и пемзы могут присутствовать вкрапленники (рис. 9-4, в) рано образованных кристаллов, до изверже-

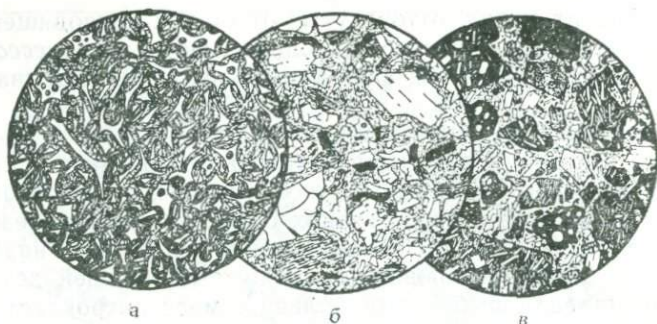


Рис. 9-2. Туфы.

а — риолитовый витротуф, Шапта-Валли, Калифорния. Диамет. 2 мм. Видна типичная витрокластическая структура. Изогнутые частицы стекла находятся в основной массе тончайшей стеклянной пыли.

б — риолитовый кристаллотуф, долина реки Этш, Италия. Диамет. 2 мм. Обломки кристаллов кварца, натрового плагиоклаза и мелкие чешуйки биотита находятся в связующей массе из стеклянной пыли и обломков пемзы.

в — андезитовый литокластический туф, окрестности Манагуа, Никарагуа. Диамет. 2 мм. Преобладают обломки различных андезитов. Они располагаются в связующей массе, состоящей из плагиоклазовых и пироксеновых кристаллов, а также бледно-бурой стеклянной пыли.

ния находившихся во взвешенном состоянии. Такие кристаллы обычно встречаются совместно со стекловатыми частицами в тонко раздробленных пеплах. Как и можно было ожидать, в этом случае многие кристаллы разломаны и к ним с краев прилипают обрывки стекла. Некоторые ювенильные базальтовые выбросы представлены афанитовыми породами и могут классифицироваться как литокласты.

Аксессуарные и случайные выбросы, как правило, представлены обломками пород или кристаллов. Аксессуарные выбросы неизменно представляют собой угловатые осколки, оторванные взрывом от потоков или даек, слагающих ранее образовавшиеся части вулканического центра. Однако случайные обломки, захваченные из довулканического фундамента, могут быть любого типа — магматического, осадочного или метаморфического. Как в аксессуарных, так и в случайных обломках иногда обнаруживается контактовый метаморфизм. Среди продуктов эксплозивного извержения Килауэа 1924 г., например, установлены обломки плагиоклаз-гиперстеновых роговиков, возникших в результате повторного нагревания базальта, слагавшего стенки жерла. На склонах Монте-Соммы (Везувий) обнаружены блоки метаморфизованных известняков и доломитов, предположительно отторгнутые от кровли магматической камеры. Иногда литокласты до их выброса подвергались частичному плавлению. Например, во многих лапиллях и блоках плутонических пород, выброшенных из вулкана Парикутин в Мексике, присутствует

пористое стекло, образовавшееся при частичном плавлении полевых шпатов.

Пирокластический материал может отлагаться различными способами, но особенно распространены два из них¹. *Выпавшие* (fall, airfall) *отложения* состоят из тefры, выброшенной в атмосферу и затем гравитационно осевшей в виде индивидуальных частиц. В отложениях этого типа обычно проявляются эффекты гравитационной сортировки частиц как по размерам, так и по составу, а также тенденция к стратифицированности. Такие пирокластические отложения покрывают всю поверхность— как возвышенные части, так и понижения, хотя с крутых склонов они могут быстро удаляться в результате оползней и эрозии.

Наоборот, *отложения потоков* отличаются несортированностью и отсутствием стратификации. Становление их происходит посредством излияния относительно плотных подвижных смесей твердых обломков и флюидов, которые стекали по поверхности под действием силы тяжести. Потоки, состоящие преимущественно из блоков, лапиллей и пепла, смешанных с водой, называются грязевыми вулканическими потоками или *лахарами*. Они могут быть и горячими, и холодными. В других случаях потоки блоков и пепла представляют собой раскаленные лавины, вызванные образованием трещин и обрушением новообразованных лавовых куполов или игл. Они могут быть обусловлены также латерально направленными взрывами на склонах поднимающихся куполов. Такие потоки имеют иногда очень высокую температуру, как это было, например, при извержениях Мон-Пеле в 1902 и 1929—1932 гг. Наконец, иногда пирокластические потоки представляют собой чрезвычайно горячие массы ювенильных пемзовых лапиллей и пепла, диспергированных и флюидизированных истекающими магматическими газами. Пирокластические потоки этого типа обусловлены быстрым вспениванием свежей магмы и имеют более высокие температуру и подвижность по сравнению со всеми остальными. Отложения таких потоков называются *игнимбритами*. Они возникают, когда относительно плотная в нижней части эруптивной колонны смесь дезинтегрированной магмы и газа над жерлом полностью обрушивается и быстро стекает вниз по склонам под действием силы тяжести и энергии обрушения [2]. Относительно мелкие потоки этого типа приурочены к долинам. Очень крупные, вероятно трещинные, излияния игнимбитов могут перекрывать умеренный рельеф, скрывая его неровности под обширными субгоризонтальными покровами. При

¹ Типы вулканических брекчий и других пирокластических отложений различаются и идентифицируются главным образом по особенностям их распределения и взаимоотношениям, наблюдаемым в полевой обстановке. Эти вопросы выходят за рамки книги.

некоторых очень крупных извержениях объем игнимбритов иногда достигал десятков и сотен кубических километров. Большинство таких извержений, видимо, происходило по кольцевым трещинным зонам над относительно крупными неглубоко залегающими магматическими камерами, заполненными кремнеземистой магмой. После этих массовых излияний обычно происходило обрушение кровли магматических камер и возникали кальдеры.

Вулканические брекчии и туфобрекчии

Грубозернистые пирокластические породы неизменно являются литокластическими; другими словами, блоки и лапилли обычно представляют собой обломки вулканических пород. Часто это свежая консолидированная лава, фрагментированная с образованием блоков, но обычны также аксессуарные обломки древних лав. В большинстве вулканических брекчий и туфобрекчий обломки представлены преимущественно каким-либо одним типом пород, и соответственно пирокластические отложения можно называть по преобладающему петрографическому компоненту (например, дацитовая брекчия, андезитовая туфобрекчия и т. д.). Для идентификации составных частей брекчий и туфобрекчий безусловно необходимо изучение как штуфов, так и шлифов. Следует, однако, иметь в виду, что структуру и валовой состав этих грубообломочных пород лишь изредка можно достоверно оценить в одном образце и совершенно невозможно — по единичному шлифу. В связи с этим брекчии и туфобрекчии необходимо тщательно описывать в поле до отбора небольших образцов, предназначенных для лабораторного изучения. Происхождение этих пород также устанавливается по их распределению и взаимоотношениям в поле. В большинстве случаев они образуются из вулканических грязевых потоков или раскаленных лавин блоков и пепла.

Пирокластика, осевшая из воздуха

Пепел, выброшенный высоко над вулканическим жерлом, может далеко разноситься ветром и полностью охладиться до падения на землю. В отложившейся из воздуха пирокластике, особенно возникшей из сильно кремнеземистых магм, неизменно наблюдается эоловая дифференциация. Более крупные и плотные частицы переносятся на меньшие расстояния по сравнению с мелкими и относительно легкими и накапливаются ближе к породившему их вулкану. Несмотря на то что тефра становится все более тонкой с удалением от жерла, все-таки на умеренных расстояниях происходит смешивание частиц различных размеров. Лапилли, состоящие из шлака или пемзы малой

плотности, выпадают совместно с гораздо более мелкими пепловыми частицами, представленными непористым стеклом и кристаллами. При одинаковых же размерах обломки кристаллов и пород имеют тенденцию выпадать быстрее и ближе к источнику, чем менее плотные обломки стекла. Таким образом, в отложениях одного пеплопада более плотные литокласты и кристаллокласты будут преимущественно концентрироваться в нижней части слоя, а стекловатая тефра — в верхней. При прослеживании слоя пепла или туфа в сторону от вулкана должны наблюдаться такого же рода латеральные переходы. Таким образом, единичный образец отложившегося из воздуха туфа может недостаточно точно отображать состав исходной магмы.

Последовательность слоев в толще отложившихся из воздуха туфов отражает также различия последовательных эруптивных фаз. При этом на многих вулканах в ранних извержениях в повышенном количестве присутствуют аксессуарные обломки, а состав ювенильных выбросов может варьировать в зависимости от поступления вещества из различных участков магматической камеры. Наконец, различия размеров частиц в отдельных слоях одного вулканического поля могут быть обусловлены вариациями силы извержений и силы ветра.

Туфы, осаждавшиеся из воздуха, имеют резко кремнеземистый состав и сложены преимущественно стекловатым пеплом и лапиллями пемзы. Неизмененное кислое стекло — обычно чистое и бесцветное и имеет показатель преломления, как правило, значительно ниже 1,51. Среди осколков стекла обычно рассеяны немногочисленные кристаллы кварца, санидина, натрового плагиоклаза или биотита, которые также могут присутствовать и в виде фенокристаллов в лапиллях пемзы. Некоторые туфы содержат сравнительно много кристаллов; это связано либо с их обилием в самой извергавшейся магме, либо с сортировкой выброшенных частиц (см. рис. 9-2, б).

Менее распространены по сравнению с кислыми, но так же многочисленны базитовые пирокласты, отложившиеся из воздуха. В грубообломочных отложениях преобладают лапилли, сложенные шлаком, как это, например, имеет место в типичных базальтовых шлаковых конусах. Мелкообломочные базальтовые туфы состоят главным образом из частиц чистого бурого стекла (*сидеромелан*) или черных стекловатых обломков, прозрачных лишь в тонких краях (*тахилит*). По рентгеноструктурным данным, тахилит в действительности представлен криптокристаллическим материалом. Показатель преломления базальтового стекла всегда выше 1,54, а частицы базальтового пепла имеют более округлые формы и не столь похожи на осколки, как типичные рогульки кислых стекол. Среди кристаллов, присутствующих в базальтовых туфах, обычно преобла-

дает кальциевый плагиоклаз, но характерны также оливин, пироксен и роговая обманка.

При падении пепла сквозь насыщенные влагой эруптивные облака на некоторых обломках могут собираться в виде последовательных слоев очень тонкие влажные частицы, образующие сфероидальные пепловые «грязевые шарики» (mudball), называемые *аккреционными лапиллями*. В большинстве случаев они возникают при фреатомагматических извержениях, часто сквозь водоемы или насыщенные водой грунты. Обычно диаметр аккреционных лапиллей колеблется от 2 до 10 мм, но нередко бывает больше. Накапливаются они относительно близко к центру извержения. Консолидированные скопления аккреционных лапиллей называют *пизолитовыми туфами*.

Игнимбриты

Термином *игнимбрит* обозначают отложения очень горячих пирокластических потоков, состоящих из дезинтегрированной вязкой магмы и газа¹. Потоки этого типа очень быстро перемещаются, и их отложения также формируются быстро при температурах 600—900 °С. Некоторые игнимбриты представляют собой продукт единичного потока. Однако наиболее крупные их тела состоят из многих потоков, следовавших настолько быстро друг за другом, что каждый предшествовавший поток не успевал полностью охладиться, и вся их серия в конечном счете охлаждалась как единое целое. Скорость охлаждения игнимбритового покрова в значительной мере представляет собой функцию начальной температуры и его размеров, особенно мощности (ср. с. 51). Размеры покрова зависят от объема извергнутой магмы и погребенного потоком рельефа. В единичных случаях мощность отдельных потоков игнимбритов не превышает 1 м, но крупнейшие из них, обычно кислые, занимают обширные площади и могут достигать нескольких сотен метров мощности, особенно если они заполняют долины. Действительно, риолитовые и дацитовые игнимбриты подвижных поясов, возможно, являются наиболее крупными поверхностными проявлениями кислой магмы [3].

Игнимбриты представляют собой несортированную смесь витропепла и лапиллей пемзы. По составу они в большинстве случаев отвечают риолиту или дациту и лишь изредка — андезиту. Лапилли могут быть мелкими и рассеянными в связующей массе пепла, но чаще они присутствуют в изобилии и размеры некоторых из них отвечают бомбам. Точно так же кристаллы или их обломки могут быть немногочисленными в одних

¹ Отложения, образованные такими потоками, часто называют *туфами пепловых потоков* (ash-flow tuffs).

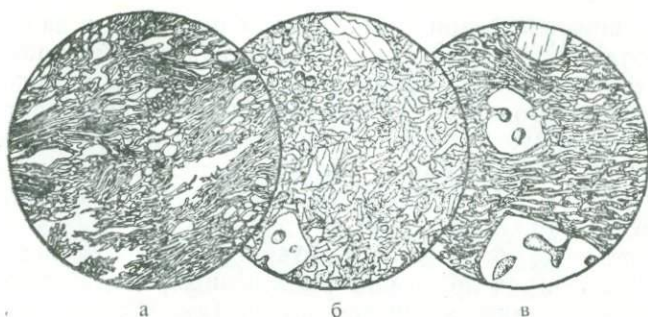


Рис. 9-3. Риолитовые пемза и игнимбриды.

а — риолитовая пемза, остров Липари, Италия. Диамет. 3 мм. Представляет собой чрезвычайно пористое стекло.

б — слабо сваренный игнимбрид, окрестности Бишоп, Калифорния. Диамет. 3 мм. Образец из несваренной верхней части игнимбритового потока. Кристаллы кварца и санидина находятся в связующей массе недеформированных осколков стекла и стеклянной пыли с хорошо выраженной витрокладической структурой.

в — сваренный туф из того же проявления. Диамет. 3 мм. Образец взят из сваренной внутренней части того же игнимбритового потока. Присутствуют те же компоненты, что и в образце *б*, но они деформированы и уплощены.

и обильными в других случаях. Как правило, они представлены рано кристаллизовавшимися минералами, которые в момент извержения находились в магме во взвешенном состоянии (рис. 9-3, *б*, *в*). В игнимбридах можно ожидать присутствия кристаллов и обломков пород аксессуарного и случайного происхождения.

Общий состав игнимбридов отображается как показателем преломления стекловатых обломков, так и ассоциацией присутствующих в них кристаллов. В наиболее кремнеземистых их разновидностях показатель преломления стекла менее 1,50, а полевые шпаты, присутствующие в них, представлены обычно санидином и олигоклазом. В более щелочных игнимбридах полевой шпат может быть анортотоклазом. В андезитовых игнимбридах стекло имеет показатель преломления около 1,54, а среди полевых шпатов можно встретить андезин и лабрадор. В риолитовых и дацитовых игнимбридах обычно присутствуют кварц и биотит. Для менее кремнеземистых разновидностей обычны роговая обманка, авгит и гиперстен. В рассеянном состоянии встречаются аксессуарные минералы — магнетит, ильменит, фаялит, циркон, апатит и некоторые другие минералы.

Вкрапленники в лапиллях пемзы свидетельствуют о том, какие минералы кристаллизовались в магме перед ее извержением. Обычно эти фенокристаллы идиоморфны или гипидиоморфны, а сходные кристаллы, рассеянные в связующей массе пепла, вероятно, представляют собой их обломки. Кристаллы

полевого шпата и кварца часто имеют округлые и заливообразные очертания (рис. 9-3, б, в). Биотит может быть красноватым вследствие окисления, а при достаточно высоких температурах кристаллы роговой обманки превращаются в базальтическую роговую обманку. Аксессуарные и случайные обломки кристаллов и пород, чуждых данной магме, обычно удается установить, сопоставляя их форму и состав с ассоциацией магматических минералов в лапиллах.

При извержениях больших объемов магмы в виде быстро следующих один за другим потоков игнимбритов более поздние из них обычно менее кремнеземистые. Так, завершающие потоки вулкана Маунт-Мазама (Крейтер-Лейк, штат Орегон) имеют андезитовый состав и заметно отличаются от ранних дацитовых игнимбритов (рис. 9-4, в). Предполагается, что эти вариации отражают различия состава расплава в разных частях магматической камеры, причем более основные расплавы располагались в ее более глубоких частях и извергались позже. В игнимбритовой толще вулкана Маунт-Мазама наблюдается резкое изменение состава последовательно извергавшихся игнимбритов, и это свидетельствует, что в магматической камере существовали четко разграниченные зоны магмы разного состава. Такие же изменения состава фиксируются и в других единых телах игнимбритов. Кроме того, в некоторых случаях в игнимбритах совместно присутствуют лапилли пемзы двух различных составов. Эти различия фиксируются как значениями показателей преломления стекол, так и характером фенокристаллов. Иногда один обломок состоит из полос контрастно-го состава.

По мере охлаждения игнимбриты лишь в редких случаях сохраняются в виде массы отдельных обломков. Обычно горячие частицы стекла соединяются в точках их соприкосновения, и весь поток становится связным¹. Если связность возникает у игнимбритов без уплотнения или искажения частиц стекла, говорят о начальном сваривании. Такие породы обычно имеют витрокластическую структуру (рис. 9-3, б) и, будучи связными, остаются некрепкими и пористыми, легко распиливаемыми на блоки. Однако часто обломки стекла деформируются и уплотняются вследствие уплотнения, сильнее свариваясь друг с другом. В результате возникают твердые, относительно малопористые породы, называемые *сваренными туфами*. Еще в горячем состоянии под ошутимой нагрузкой рогульки стекла сдавливаются и уплотняются, иногда изгибаясь при этом около более жестких обломков кристаллов (рис. 9-3, в). Одновременно ла-

¹ Такое соединение горячих частиц стекла представляет собой конечный результат процесса, называемого в стекольной промышленности *спеканием*. Этот процесс определяется температурой, составом и вязкостью частиц.

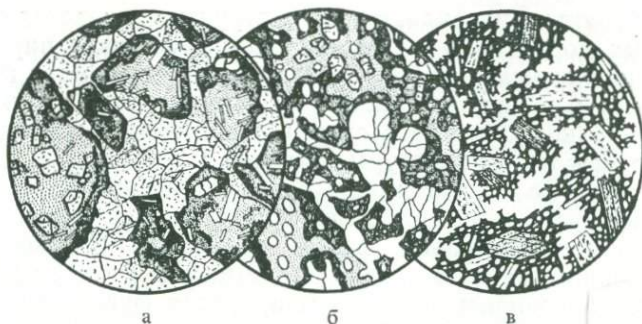


Рис. 9-4. Базальтовые туфы.

а — палагонитовый туф, Оамару, Новая Зеландия. Диам. 4 мм. Обломки палагонита, бледно-бурые внутри и интенсивно-золотистые по краям, содержат включения оливина и лабрадора. Связующая масса представлена кальцитом.

б — палагонитовый туф, Оаху, Гавайские острова. Диам. 4 мм. Ядра пористых обломков сложены свежим буроватым палагонитом с включениями кристаллов оливина, каемки этих обломков волокнистые, заметно двупреломляют и сложены преимущественно смектитом. Связующая масса представлена цеолитами.

в — шлак состава роговообманкового андезита из пеплового потока, последнее извержение Маунт-Мазамы (Крейтер-Лейк, Орегон). Диам. 4 мм. Вкрапленники роговой обманки и лабрадора заключены в чрезвычайно пористом темно-буром до черного андезитовом стекле.

пилли и бомбы пемзы уплощаются в дисковидные линзы. С торца они обычно выглядят как тонкие линзовидные обособления плотного стекла, получившие название *фьямме*¹. В шлифах видно, что в большинстве фьямме присутствуют продольные темные прожилки или перегородки, фиксирующие былые поры пемзы, закрывшиеся и слившиеся в ходе уплотнения и сваривания. Степень сваривания в некоторых игнимбритах столь значительна, что первоначальные лапиллиевые пемзовые туфы превращаются в плотное стекло, почти лишенное пор и подобное обсидиану. При этом уплощенные обломки стекла образуют прерывистую полосчатость, обманчиво похожую на полосчатость течения, обычную в лавовых потоках. По мере охлаждения в таких сваренных туфах могут возникать столбчатая отдельность и сферолиты, что еще больше усиливает их сходство с лавами. Неудивительно поэтому, что сваренные туфы часто ошибочно определяют как лавовые потоки. В действительности крупные потоки кремнеземистого состава обычно представляют сильно уплотненные сваренные игнимбриты. Их идентификации способ-

¹ Это название ведет начало от итальянского *fee-ah'-me* (пламя), поскольку форма линзочек иногда напоминает языки пламени. Однако обычно этим термином обозначают любые уплощенные лапилли в сваренных туфах.

ствуют реликты витрокластических структур и переходы сильно сваренных пород в менее уплотненные туфы явно пирокластического происхождения. Такие переходы наблюдаются в кровле, у подошвы и в краевых частях большинства тел игнимбригов.

Сваривание обломков стекла в игнимбригах зависит главным образом от температуры, состава, мощности и скорости охлаждения. Во многих мощных телах игнимбригов крепко сваренные туфы образуются лишь ниже их центральной части. Однако при относительно малой вязкости обломков стекла, обусловленной, вероятно, особенно высокой температурой или повышенной концентрацией воды и других фугитивных компонентов, даже тонкие слои игнимбригов могут полностью крепко свариваться. В некоторых из таких пород в плотно сваренных фьямме наблюдаются мелкие сферические поры, свидетельствующие о том, что выделение газа и образование пузырьков происходили даже после уплотнения и сваривания. Отмечались также текстуры течения, возникшие после сваривания [4].

По мере охлаждения игнимбриги обычно утрачивают свою исходную стекловатую структуру и полностью или частично превращаются в афанитовую породу. Девитрификация заключается в раскристаллизации горячего стекла в микрокристаллические обычно волокнистые агрегаты с тем же валовым составом, что и первичное стекло. Одновременно происходит кристаллизация из газовой фазы, истекающей сквозь тело потока. Этот процесс наиболее очевиден в менее уплотненной пористой части игнимбригов.

Обломки стекла обычно девитрифицируются автономно, так что первичная витрокластическая структура лишь несколько затушевывается, но тем не менее сохраняется в девитрифицированных породах. В крепко сваренных игнимбригах стекло, как правило, превращается в тонкозернистый кристаллический агрегат с характерной волокнистой структурой. В шлифах такая структура хорошо различима. В скрещенных николях обнаруживается положительное удлинение волокон. Однако отдельные кристаллы настолько тонкие, что различить их оптическими методами обычно не удается. Рентгеноструктурным анализом в волокнистых агрегатах обычно идентифицируются кристобалит и полевоый шпат. Раскристаллизация начинается от краев обломков. Волокна ориентируются под большими углами к границам обломка и растут внутрь до полной девитрификации стекла. В более крупных уплощенных обломках и во фьямме при девитрификации образуется *аксиолитовая структура*, обусловленная ориентировкой волокнистых кристаллов перпендикулярно противоположащим границам обломков. Встречаясь в средней части, волокнистые агрегаты, выросшие от стенок, образуют просечку в центральной части обломка. В некоторых случаях радиально волокнистые агрегаты и сферолиты разви-

ваются от самостоятельных центров по краям фьямме, а иногда они пересекают границы обломков. Изредка в сваренных игнимбритах образуются крупные сферолиты. В центре некоторых из них имеются каверны, которые могут быть инкрустированы продуктами кристаллизации из газовой фазы или выполнены халцедоном. Такие образования называются *литофизами*. Обычно девитрификация, раз начавшись, прогрессивно развивается до завершения. Однако девитрифицированное и неизмененное стекло могут находиться в непосредственном контакте в одном фьямме, или мелкие обломки могут быть полностью девитрифицированными, тогда как крупные фьямме остаются стекловатыми.

В пористых неуплотненных частях игнимбритовых потоков при девитрификации лапилли пемзы утрачивают первичную стекловатую пузыристую структуру и превращаются в пористый агрегат мельчайших розетковидных кристаллических сростков, тогда как стенки каверн инкрустируются мелкими кристаллами, выделившимися из газовой фазы. Здесь преобладают тридимит и полевоы шпат, к которым обычно присоединяется и кристобалит. Отдельные фазы, однако, не поддаются визуальной идентификации из-за слишком мелких размеров кристаллов. Сходное происхождение имеют другие минералы, среди которых наиболее обычны эгирин, роговая обманка и скаполит. Вследствие кристаллизации из газовой фазы игнимбриты начальной стадии сваривания становятся несколько более связными, но обычно все-таки остаются пористыми и непрочными.

Аквагенные туфы (гиалокластиты)

Вулканокластические породы, образующиеся в результате фрагментации магм, если они подверглись быстрой закалке водой, называются *аквагенными туфами* или *гиалокластитам* [5]. Обычно они возникают при подводных извержениях, но могут формироваться и при стекании лав в море или пресноводные бассейны, а также при экструзии магмы под континентальный ледник (последнее свойственно голоценовому вулканизму в Исландии). Гиалокластиты в основном имеют базальтовый состав и состоят преимущественно из резко угловатых обломков стекла, ограниченных гладкими поверхностями трещинок. Типичные их обломки представлены чистым бурым базальтовым стеклом (сидеромеланом) без пор и с редкими порами в отличие от сильно пористых стекловатых или криптокристаллических обломков (тахилит), характерных для базальтовых пеплов и лапиллей, образующихся при субаэральных извержениях. Однако, поскольку базальтовое стекло легко реагирует с водой, в большинстве аквагенных туфов оно хотя бы частично превращается в желтый или бурый продукт, называемый *палагонитом* (с. 285).

Аквагенные туфы распознаются в поле по условиям проявления, а также по физическим особенностям частиц стекла. Вероятно, наиболее типична их ассоциация с подушечными лавами. Действительно, гиалокластитам вначале называли осадки, сложенные продуктами раздробления внешних стекловатых корок «подушек», и лишь впоследствии этот термин приобрел более широкое значение. Следует особо отметить брекчии, сложенные обособленными «подушками» и их обломками различных размеров, рассеянными в гиалокластитовой связующей массе.

Диagenетические изменения витропепла

Вулканическому стеклу свойственны неустойчивость и способность легко и быстро реагировать с водой в близповерхностной обстановке. Присутствующие в базальтовых вулканических стеклах силикаты (кальциевый плагиоклаз, оливин и пироксен) также заметно реакционноспособны. В результате реакций стекловатого пепла с водой образуются различные минералы в зависимости от исходного состава и структуры пепла, физико-химической обстановки и возраста пепла. Наиболее обычными продуктами этих реакций являются смектиты и цеолиты. Во многих случаях измененные туфы настолько тонкозернисты, что в шлифах возможны лишь самые общие определения, и для диагностики минералов необходимо прибегать к рентгеновским методам.

Характер продуктов изменения кремнеземистого стекла определяется главным образом химизмом воды и температурой. В близповерхностных условиях при воздействии пресных или морских вод существенно кремнеземистое стекло обычно превращается в смектит, иногда ассоциирующийся с опалом или цеолитами. Для обозначения измененных *in situ* витрокластических туфов, сложенных относительно чистым смектитом, используют термин *бентонит*. В результате адсорбции воды объем бентонита увеличивается, и он превращается в липкую пластичную массу влажной глины. В некоторых бентонитах присутствуют рассеянные идиоморфные зерна кварца, щелочного полевого шпата или биотита, а в шлифах различимы неясные признаки витрокластической структуры.

Если кремнеземистые туфы образуют прослои в мощных осадочных толщах, обнаруживается вертикальная зональность распределения продуктов их изменения. В верхней, близповерхностной зоне за счет свежего стекла в основном образуются филлосиликаты и опал. На глубине более 1—2 км стекло замещается существенно щелочными цеолитами, часто совместно с опалом или филлосиликатами. Для следующей зоны характерны анальцит, гейландит, кварц и калишпат, а еще ниже можно

встретить ломонтит, альбит и пренит. Эта вертикальная зональность отвечает последовательности реакций, обусловленных изменением химизма вод и увеличением температуры с глубиной.

В условиях высокой солености и высокого значения рН, например в соляных озерах и плайевых отложениях аридных регионов, за счет витропепла уже в близповерхностных условиях образуются щелочные цеолиты. С увеличением глубины погребения и по мере старения они замещаются анальцимом и ассоциацией кварца и щелочного полевого шпата.

Базальтовое стекло в результате реакции с водой при низкой температуре как в субаэральной, так и субаквальной обстановке превращается в смолоподобное вещество бурой или золотистой окраски, называемое *палагонитом*. В процессе превращения стекло утрачивает K_2O , Na_2O , CaO , SiO_2 , иногда Al_2O_3 и поглощает много воды. Химический состав возникшего палагонита изменчив, но в нем неизменно присутствует много окисного железа. Растворенные ионы переосаждаются в виде кальцита и цеолитов, цементирующих породу и образующих палагонитовый туф (рис. 9-4, а, б). Со временем и по мере погребения палагонитовый туф легко превращается в смектит, который на большей глубине в свою очередь превращается в хлорит. Во многих палагонитовых туфах присутствуют также реликты кристаллов плагиоклаза, оливина или пироксена.

Литература

1. Walker G. P. L., Croasdale R., Bulletin Volcanologique, vol. 35 (1971): p. 308.
2. Sparks R. J. S., Wilson L., Journal of the Geological Society of London, vol. 132 (1976): pp. 441—451.
3. О происхождении, характере и взаимоотношениях туфов пепловых потоков и библиографию по этому вопросу см.: Ross C. S., Smith R. L., U.S. Geological Survey Professional Paper, no. 366 (1961); Chapin C. E., Elston W. E., Geological Society of America Special Papers, no. 180 (1979).
4. Schminke H. U., Swanson D. A., Journal of Geology, vol. 75 (1967): pp. 641—664.
5. Например, см.: Carlisle D., Journal of Geology, vol. 71 (1963): pp. 48—71; Honorez J. and Kirst P., Bulletin Volcanologique, vol. 39 (1975): pp. 1—25.
6. Превосходное описание палагонитовых туфов и условий их образования приводится в работе: Hay R. L., Iijima A., Geological Society of America Memoir, vol. 116 (1968): pp. 331—376.

Более детальная характеристика пирокластических пород приведена в работе: Williams H., McBirney A. R., Volcanology, San Francisco: Freeman, Cooper, 1979, ch. 6 and 7.

Предметный указатель

- Авгиты 47, 48
— диопсидовые 48
— субкальциевые 47, 48
— титаносодержащие 80
Автолиты 195
Агломерат 271
Адамеллит 100, 164, 170, 177, 179,
181, 182, 186, 187
— перглиноземистый 182
Аккумуляция кристаллов 129
Акмит 48
Активность кремнезема 39, 81, 86—
89, 158, 167, 206
Акцессорные минералы 49, 50
Албанит 215
Алливалит 132, 141
Алмаз 264
Алмазные трубки 251
Альбит 46, 83
— высокий 46
— низкий 46
Альенит 101, 238, 240, 247, 248, 252
Амфиболы 48, 49
Апатаз 49
Андезин 46, 80
Андезит 31, 33, 41, 65, 73, 76, 88, 97,
100, 104, 108, 110, 111, 119, 148,
149, 159, 161
— биотитовый 153
— гиперстен-авгитовый 93
— гиперстеновый 73, 151
— оливниновый 149—151, 153
— пироксеновый 151—153
— пироксен-роговообманковый 151
— роговообманковый 152, 153
Андезитобазальт 107, 119, 121, 124,
151
— оливинсодержащий 150
Андезит-порфирит 175
Анкарамит 118
Анортит 46, 83
Анортозит 77, 100, 127, 128, 131, 133,
142—144
— адирондакского типа 143, 144
— андезиновый 43, 143
Анортоклаз 45, 46
Антигорит 255, 260
Антипертиты 46
Апатит 49, 83
Аплит гранитный (кислый) 68, 188—
190
— перглиноземистый мусковитсодер-
жащий 178
Арфведсонит 49
Ассимиляция 14, 30, 67, 137, 161,
177, 178
Базальт 31, 33, 34, 63, 70, 72, 76, 80,
83, 84, 97, 99, 103—127
— андезиновый 34, 119
— вариолитовый 124
— высокоглиноземистый 105, 109,
111
— лейцитовый 215
— миндалекаменный 124
— нормальный 159
— оливин-авгитовый 107, 150
— оливниновый 86, 208
— олигоклазовый 34, 105, 119
— пикритовый 72, 105, 106, 112, 113,
117
— толентовый 34, 39, 40, 42, 88, 100,
106, 108—113, 116, 119, 148, 151,
161, 261
— — оливин-авгитовый 151
— — оливниновый 106, 111—113

- — пикритовый 112, 113, 126
- щелочной 34, 41, 165
- — оливиновый 39, 42, 88, 98, 100, 104—106, 109, 111, 116—118, 126, 135, 156, 205, 207, 218, 267
- Базальтоандезит 151
- Базальты океанического дна 39
- траппов 39
- химическая классификация 104, 105
- Базанит 88, 101, 105, 106, 117, 205, 206, 209, 210, 226, 231, 267
- анальцимовый 210
- лейцитовый 207, 208, 212, 213, 230
- нефелиновый 207, 209, 210, 218, 243
- Бастит 260
- Бенморент 158
- Бентонит 284
- Беньофа зона 41, 42, 148
- Бефорсит 250
- Биотиты 80
- Битовнит 46, 80
- Блоки вулканические 271
- Бомбы вулканические 271
- Бороланит 235
- Бронзит 47, 48

- Вайомингит 101, 215—218
- Варнолы 74
- Вебстерит 146
- Везувит 214
- Верлит 126, 256
- Викоит 214
- Витропепел 272
- Витротуф 272
- риолитовый 274
- Вкрапленники (фенокристаллы) 68
- Вогезит 241
- Волджидит 217
- Волластонит 48
- «Волосы Пеле» 272, 273
- Всплывание кристаллов 28
- Вулканическая брекчия 271, 276
- Вязкость магм 54, 60

- Габбро 27, 30, 32, 41, 71, 76, 79, 80, 94, 95, 98—100, 103, 127—131, 134, 137, 140, 160, 162, 193, 194
- анортозитовое 143
- кварцевое 92, 94
- нефелиновое 222
- норитовое 137
- нормальное 133, 134
- оливиновое 133, 139, 140, 258
- пегматитовое 139
- роговообманковое 126, 136, 161
- фельдшпатоидное 101, 135, 220—223, 243
- фондовое 94
- щелочное 100, 205, 226
- Габбронорит оливиновый 140
- Гавайит 98, 100, 119, 120, 126, 155, 156, 159, 208
- Газовые потоки в магме 28
- Гарцбургит 256, 268, 269
- Гаюинофир 211, 212
- Геденбергит 47, 48
- Гиалодацит 201
- Гидратация стекла 197
- Гиперстен 47, 48, 83
- Горнблендит 163
- Гравитационное расслаивание 28
- Гранит 61, 69, 79, 80, 94, 95, 98, 100, 162—164, 168, 170—172, 178—185
- альбитовый 176
- биотитовый 179, 186
- гиперстенный 180
- известково-щелочной 176, 177
- микрографический 183
- нормальный 176
- перглиноземистый (плюмазитовый) 177, 178
- перщелочной 166, 172, 176, 178—181
- пневматолитизированный 184
- рибекит-эгириновый 179, 180
- роговообманково-биотитовый 193
- роговообманковый 179
- турмалинизированный 184
- щелочной 100, 171, 178—182
- Гранитизация 191, 192, 196
- Гранитогайсы 172

- Гранитоид 32, 94
 Гранит-порфир 176
 — перщелочной 181
 — пневматоллизированный 175
 — рибекитовый 181
 Гранодиорит 38, 94, 95, 100, 162, 164, 170—172, 181, 182, 185—187, 195
 — роговообманково-биотитовый 186
 Гранодиорит-порфир 175
 Гранофир 69, 71, 173, 176, 182, 183
 — базитовый 177
 — кислый 177
 Грануляция краевая 144, 174, 175, 189
 Графит 264
 Грейзен 184, 185
- Дацил 33, 38, 41, 63, 88, 100, 149, 153, 161, 170, 196—201
 — гиперстеновый 202
 — пироксеновый 73, 200
 — роговообманково-биотитовый 200
 Девитрификация 63, 74, 197—199, 262
 Диабаз 72, 77, 78, 103—108
 — анальцимовый 101, 218—220, 234
 — гранофировый 115
 — офитовый 90
 — пикритовый 118
 — толеитовый 72, 100, 107, 113—115
 — щелочной оливиновый 107, 118
 Диаграмма *AFM* 34—36
 — вариационная 33—38
 Диопсид 47, 48, 80, 83
 Диорит 76, 80, 94, 100, 126, 128, 140, 148, 160—164, 171, 195
 — кварцевый 94, 100, 160, 171, 185
 — роговообманковый 161
 — фондовый 94
 Диоритовый порфирит 163
 Диорит-порфирит роговообманковый 175
 Дифференциация магмы 14, 25—30, 183
 — — гравитационная 113, 118
- Диффузия ионов 16, 56, 63, 197
 Долерит 103
 Друзовые (миароловые) каверны 74
 Дунит 77, 126, 127, 211, 255, 256, 266—269
 — гортонолитовый 256
 — хромитовый 256
 Дунитовый милонит 254
- Игнимбрит 275, 278—283
 Ийолит 101, 220, 221, 223—225, 231, 238, 247, 250
 Ильмениты 49, 83
 Инконгруэнтное плавление 20—22, 25
 Интеркумулус 130
 Италит 215
- Кальсилит 80
 Кальцит 49
 Камptonит 101, 240, 243—246
 Каолин 185
 Карбонатит 99, 101, 223, 238, 248—251
 — натровый 250
 — сидеритовый 250
 Катунгит 249
 Кварцит 45, 80, 83, 92, 93
 Кварцолит 94
 Келифитовые каемки см. Короны
 Кенит 227
 Кенталленит 163
 Кератофир 92, 157, 159, 160, 176
 Керсантит 240, 241
 Керсутит 49
 Кивит 213
 Килит 218
 Кимберлит 78, 99, 101, 238, 248, 251, 252, 263
 Кимберлитовая брекчия 264, 265
 Классификации магматических пород петрографические 89—97
 — — — химические 79—89
 Классификация магматических пород нормативная (CIPW) 84

- — — *Розенбуша* 95, 96, 98
 — — — *Шенда* 84—86
 — — — IUGS 93—95, 97, 98, 148, 154, 158, 170, 206, 214, 223, 241, 246
 Клинопироксенит 144, 146
 — диоксидовый 144
 — роговообманковый 146
 Кольцевые субвулканические комплексы 231, 233
 Коматинит 43, 101, 252, 261—263
 — базальтовый 262
 — перидотитовый 263
 — пироксенитовый 262
 Конгруэнтное плавление 25
 Контаминация магмы 163
 Короны (реакционные каемки) 71, 130, 131, 141
 Корунд 83
 Котектическая кристаллизация 183
 Козсит 264
 Кремни 122
 Кринанит 218
 Криптопертиты 46
 Кристаллиты 61
 Кристаллотуф риолитовый 274
 Ксенокристаллы 125
 Ксенолиты в базальтах 127, 267
 — родственные 127
 — случайные 125
 Кумулус 130, 139, 141
 Кумуляты 37, 75, 79, 119, 129, 142, 256
 — оливиновые 262
 — плагиоклаз-оливиновые 141
 Лабрадор 46, 80
 Лампронт лейцитовый 216
 Лампрофир 78, 99, 101, 238—270
 — биотит-авгитовый 240
 — известково-щелочной 239—243
 — роговообманковый 101, 163, 240—243
 — слюдяной (биотитовый) 68, 101, 240, 241
 — щелочной 239, 243—247
 Лапилли 271
 — аккреционные 278
 Ларвикит 165
 Лардалит 233
 Латит 97, 100, 148, 149, 152—158, 165, 210
 Лахары 275
 Лейкогаббро 91, 128
 Лейцит 46, 80, 83
 Лейцитит 101, 205—207, 213—216, 230
 — кальсилит-оливиновый 249
 — оливиновый 215, 241, 247, 248
 — тефритовый 214
 — фонолитовый 216
 Лейцитифир 217, 230
 Лерцолит 211, 254, 257, 264, 267—269
 — гранатовый 265—269
 — шпинелевый 265—267, 269
 Летучие (фугитивные) компоненты магмы 29, 63
 Ликвидус 17
 Лимбургит 101, 212, 247
 — щелочной 227
 Литофизы 202, 283
 Лугарит 220
 Магма базальтовая 37, 77, 104, 126, 269
 — дацитовая 197
 — ийолитовая 250
 — карбонатитовая 250
 — лампрофировая 239
 — материнская 14
 — оливин-толеитовая 141, 197
 — первичная (примитивная) 99, 207
 — перидотитовая (коматинитовая) 263
 — производная (эволюционная) 99
 — риолитовая 197
 — родоначальная 13
 — толеитовая 40, 127, 184, 263
 — щелочно-базитовая 105
 Магнетиты 49, 83
 Малиньит 235, 236
 Мафические минералы 44, 47—49, 80, 90, 93

- Мелагаббро 128
 Меланодинорит (меладинорит) 91, 163
 Меланорит 128
 Мелилитит 99, 101, 211, 248, 249, 254
 — оливиновый 247, 249
 Мельтейгит 223
 Метагаббро 192, 193
 Мигматит 195, 196
 Микрогаббро 128
 Микродинорит 243
 Микроклин 45, 46
 Микроклин-пертит 45
 Микролиты 61
 Микропегматит 164
 Микросенит 168
 Миндалины 73, 121—123
 Минетта 240, 241
 Мирмекит 164, 173
 Модальный минеральный состав пород 91
 Монмутит 225
 Монзонит 80, 94, 100, 148, 154, 160, 163—165, 168, 169, 171, 181
 — авгитовый 165
 — кварцевый 94, 100, 170, 171
 — кварцсодержащий роговообманковый 164
 — нефелинсодержащий 234
 — пироксеновый 156, 165
 — фойдсодержащий 94
 Монзонит-порфир 165
 Мончикит 101, 212, 240, 242—247
 — лейцитовый 244
 Мохоровичича (Мохо) поверхность 13
 Муджиерит 88, 98, 100, 119—121, 126, 155—159
 Мурамбит 213
 Мусковит 49
 Насыщенности кремнеземом концепция 84
 Несемимость расплавов 26, 251
 Нефелин 46, 80, 83
 Нефелинит 88, 101, 205—207, 211, 212, 226, 231, 238, 243, 247, 248, 266
 — мелилитовый 249, 266
 Нефелинитовая брекчия 264—266
 Нодули 268
 Нордмаркит 166
 Норит 98, 100, 127—129, 131, 134, 136, 137, 254, 255
 — биотит-оливиновый 258
 — габбровый 137
 — кварцевый 138
 — оливиновый 138, 139
 — роговообманковый 137
 Нормативный минеральный состав пород (норма) 39, 82—84
 Нуклеация 54—60, 62—65, 69
 Обсидиан 61, 79, 197
 — дацитовый пемзовидный 201
 — риолитовый 227
 Океанит 118
 Оливины 47, 83
 Олигоклаз 46, 80
 Орендит 216—218, 230
 Ортоклаз 45, 46, 83
 Ортопироксенит 144, 145
 Ортопироксены 47
 Осаждение кристаллов 28, 130, 132, 133
 Ослоэссексит 135, 221
 Офиолитовые комплексы 122, 125, 145, 146, 253, 268
 Оцелли 246, 247
 Палагонит 283, 284
 Пантеллерит 159, 203, 204
 Пегматит 63, 69, 177
 — гранатовый 189
 — гранитный (кислый) 188—191
 — перглиноземистый мусковитсодержащий 178
 — турмалиновый 189
 Пегматитовая стадия кристаллизации 29
 Пемза 197, 273
 — риолитовая 31, 279
 — сетчатая 273

- Пепел андезитовый 272
 — базальтовый 272
 — вулканический 271, 272
 — дацитовый 272
 — кристаллокластический 272
 — литокластический 272
 Перекристаллизация отжига *см.* Грануляция краевая
 Переохлаждение расплава 53, 55—58, 197, 198
 Перидотит 32, 80, 98, 99, 127, 129, 133, 139, 220, 238, 252—261, 263, 266, 269
 — альпинотипный 253, 259, 268, 269
 — бесполовошпатовый 101
 — гранатовый 251, 255, 257, 258
 — оливниковый 267
 — офиолитовый 259
 — пироксеновый 256, 257
 — полевошпатовый (плагноклазовый) 100, 128, 258
 — роговообманковый 70, 255, 257
 — слюдяной 238, 254, 255, 258
 Перлит 198
 Пертиты 45, 46
 Петрографические провинции 31, 32
 Пехштейн *риолитовый* 203
 Пижониты 47, 48
 Пикрит 118—220, 258
 — баркевикитовый 223
 Пикродолерит 118
 Пироксенит 32, 77, 100, 127, 129, 131, 133, 254
 — биотит-авгитовый 211
 — бронзитовый 145
 — гранатовый 211, 266, 268, 269
 — диопсидовый 146
 — известково-магнезиальный 144—146, 268
 — магнезиальный 144—146, 268
 — магнетит-бронзитовый 145
 — магнетитовый 146
 — мелилитовый 247
 — оливниковый 146
 — роговообманковый 146
 — щелочной 101, 144, 145, 205, 224, 225, 250, 258
 — энстатитовый 145
 Пироксены 47, 48
 — магнезиальные 80
 — натровые 47
 Плагноклазы 45, 46
 Плеохрончные ореолы (дворики) 177
 Полевые шпаты 45, 91, 92
 — — щелочные 45, 80
 Полиморфизм 45
 Породы бесфельдшпатоидные 85, 93—
 — вулканические 77, 90, 100, 101, 148, 170, 196—220
 — гипабиссальные 77
 — гипермелановые 91
 — известково-щелочные 38, 41, 42, 103
 — кислые 80, 82, 88, 100, 170—204
 — контаминированные 192—195
 — лейкократовые 91
 — мезократовые 91
 — меланократовые 91
 — метаглиноземистые 85, 181
 — насыщенные кремнеземом 84, 85, 100, 148—169, 216
 — недосыщенные кремнеземом 84, 85, 100
 — основные 80, 82, 88, 92, 100, 205—225
 — перглиноземистые (плюмазитовые) 85
 — пересыщенные кремнеземом 85, 100
 — перщелочные (агпантовые) 86, 216
 — пирокластические 271—285
 — плутонические 77, 90, 100, 101, 148, 170—196, 220—225
 — средние 80, 82, 88, 92, 100, 148—169
 — субглиноземистые 86
 — ультраосновные 80, 82, 88, 100, 101, 205—225
 — фельдшпатоидные 85, 93, 101
 — щелочные 38
 Порфиробласты 69
 Поры 73

- Правило фаз 16
Пуласкит 167
- Раскаленные лавины 275
Распад твердых растворов 45, 65
Расслоенность ритмическая 133, 134, 139, 231
— скрытая 133
Расслоенные основные интрузивы 127—129, 132—134, 139, 141, 142, 161, 183, 252, 256, 258, 267
— щелочные интрузивы 231, 234
Раухаугит 250
Реакционная серия непрерывная 26, 27
— — прерывистая 27, 71
Реакционные серии *Боуэна* 27, 66
Рибекит 49
Риолит 31, 33, 34, 38, 41, 63, 80, 88, 97, 100, 104, 110, 111, 148, 170, 196—199, 201—204
— биотитовый сферолитовый 203
— калиевый 201—203
— натровый 201, 203, 204
— перщелочной 159, 201, 204
— порфиновый 79, 176
Риолитовый перлит 61
Роговые обманки 48, 80
Розенбуша правило 65, 66
Ромбен-порфир 155, 156, 165
Рост кристаллов 54—57, 60, 64, 197
Рутил 49
- Санидин* 45, 46
Свободная энергия кристаллизации 52, 53
Серпентинит 122, 252, 258—261
— антигоритовый 260
— баститовый 260
Сёвит 250
Сидерит 49
Сидеромелан 277, 283
Сидрицит 217
Сиенит 80, 94, 95, 98, 100, 148, 160, 165—169, 171
— анальцимовый 220, 234
— известково-щелочной 168
— кварцевый 92, 94, 98, 100, 166, 168, 169, 171, 179
— нефелиновый 93, 101, 167, 224, 232, 234, 236, 243, 247
— перглиноземистый (плюмазитовый) 167, 231, 234
— перщелочной 167, 231
— псевдолейцитовый 235
— содалитовый 101
— фельдшпатоидный 42, 226, 231—235
— фондовый 94
— фондсодержащий 94
— щелочной 166, 167, 169
— — авгитовый 167
Сиенит-порфир 168
— нефелиновый 232, 233
— щелочной 167, 168
Сиенодиорит 163
Скорость кристаллизации 54—57
«Слезы Пеле» 273
Смешение магм 14, 30, 31, 67, 154, 157, 200
Смоляной камень 198
Содалит 46
Солидус 17, 46
Сольвус 46
Соммаит 222
Сортировка кристаллов 132—134
Соссюрит 135
Спессартит 241
Спilit 42, 92, 121—125, 159, 176
Структура автокластическая 75
— аллотриоморфнозернистая 67, 68
— аплитовая см. Структура аллотриоморфнозернистая
— афанитовая 61, 63
— афировая 68
— вариолитовая 74, 123
— витрокластическая 272
— витрофировая 68
— войлочная 73
— гналофитовая 72
— гналопилитовая 72, 73
— гипидноморфнозернистая 37, 67, 68

- гипокристаллическая 61
- гломеропорфировая 68
- гологиалиновая 61
- голокристаллическая 61, 62, 73
- гранитная см. Структура гипидноморфнозернистая
- графическая 69
- грубозернистая 62
- зависимость от скорости охлаждения и кристаллизации 57—60
- интергранулярная 72
- интерсертальная 72
- как индикатор истории охлаждения 50, 51
- катакластическая 75
- кинетические факторы 53—57
- кластическая 74
- крипнокристаллическая 62
- крупнозернистая 62, 90
- кумулятивная 75, 126
- мелкозернистая 62, 90
- микрографическая 71
- микрокристаллическая 62
- микропорфировая 68
- микрофельзитовая 199
- милонитовая 75, 253
- мирмекитовая 69
- определение 50
- орбикулярная 174
- офитовая 65, 69, 70
- оцеллярная 225, 246
- петельчатая 260
- пилотакситовая 73
- пирокластическая 74
- пойкилитовая 70
- порфировая 37, 68
- протокластическая 75, 174
- равномернозернистая 67
- рапакви 172, 173, 181
- спинифекс 261
- среднезернистая 62, 90
- субофитовая 70, 72
- трахитовая 73
- фанеритовая 62
- фельзитовая 199
- физические факторы 51—53
- Сфен 49
- Сферолиты 74, 199
- Тахилит 277, 283
- Твердые растворы 23
- Текстура, определение 50
- подушечная 261
- течения (флюидальная) 198
- Тектоники плит концепция 268
- Тералит 101, 219, 222, 223, 231, 237
- Тефра 272
- ювенильная 272, 273
- Тефрит 101, 104, 205, 206, 209, 210
- анальцимовый 210
- лейцитовый 207, 213, 214, 230
- нефелиновый 207, 209
- Тешенит 218—220, 234
- Тингуанит 229, 230
- содалитовый 229
- Толент 105, 267
- оливиновый 88, 105, 111, 112, 159
- Тоналит 94, 100, 160, 161, 171, 172, 185, 187, 188
- лейкократовый (фельзический) 161, 188
- Трахиандезит 101, 148, 154, 155, 159, 210
- фельдшпатондный 153
- Трахибазальт 101, 156, 205—209, 213, 218
- анальцимовый 220
- калевый 209
- Трахит 34, 38, 41, 63, 73, 88, 97, 98, 100, 119, 148, 156—160, 166, 167, 208
- альбитовый 160
- биотитовый 157, 158
- кварцевый 97, 158, 159
- метаглиноземистый 159
- нефелинсодержащий 93
- олигоклазовый 160
- перщелочной (агпантовый) 158, 159
- пироксеновый 157
- роговообманковый 158
- фельдшпатондсодержащий 159

- эгириновый 157
- Троктолит 71, 100, 127, 130, 131, 139—141, 252
- Трондьемит 161, 187, 188
- Туф 271
 - аквагенный (гниалокластит) 283, 284
 - андезитовый 274
 - базальтовый 281
 - кристаллокластический 272
 - лапиллиевый 271
 - литокластический 272
 - палагонитовый 281, 285
 - пизолитовый 278
 - сваренный 31, 279—281
- Туфобрекчия 271, 276
- Туффиты (туфогенные осадки) 271
- Туфы пепловых потоков 278

- Ульвёшпинель 49
- Уртит 223

- Фаялит 47**
- Фельдшпатоиды 46, 93
- Фельзитические минералы 44—46; 80, 90
- Фенит 251
- Фергусит 225
- Ферроавгиты 48
- Ферроандезит 110
- Феррогаббро 98, 126, 133, 138, 161
 - ортонолитовое 140
 - оливниновое 140
- Феррогранофир 127, 133, 183
- Ферродиорит 133, 161
- Ферросилит 47, 48
- Фильтр-прессинг 28
- Фондолит 94
- Фойяит 232, 233
- Фонолит 41, 63, 88, 101, 121, 166, 208, 210, 216, 226—231
 - лейцитовый 217, 230
 - натровый 227—230
 - позеановый 228
 - оливниновый 228
 - псевдолейцитовый 228, 230
 - тефритовый 214
 - трахитоидный 227
 - эгириновый 228
- Форелленштейн 142
- Форстерит 47
- Фракционная кристаллизация 15, 26, 29
- Фьямме 281

- Харризит 258, 262
- Хризотил 255, 259
- Хромитит оливниновый 256

- Цветовой индекс 90, 91, 100, 101
- Циркон 49

- Чарнокит 180
- Частичное плавление (анатексис) 14, 196, 269

- Шлак 273, 281**
 - андезитовый 31
 - кружевной 273
- Шонкинит 101, 167, 168, 236
- Шпинель хромовая 49

- Щелочная провинция 208, 211**

- Эвкрит 140
- Эвтектическая кристаллизация 17—20, 183
- Эгирины 47
- Эклогит 211, 251, 263, 265—269
- Экнелиты 273
- Энергия активации 56
- Энстатит 47, 48
- Энтропия плавления 51, 52, 57
- Эссексит 101, 135, 219, 220, 231
 - калиевый 222

Указатель географических названий

- Абердин 137—139
Адамелло 161, 187, 188
Адирондак, анортозиты 143
— горы 128, 142, 169
Азорские острова 120
Айдахо, штат 107
Айрон-Майн-Хилл 138
Айрон-Хилл, массив 223, 224, 250
Албанские горы 213, 215
Алеутская островная дуга 148
Альберта, провинция 228
Альнё, остров 223, 224, 244, 247
Альпийский пояс 252
Альпы, горы 255
Аляска, штат 31, 146, 253, 256
Андская геосинклиналь 124
Анды, горы 148
Апати 203
Апеннины, горы 253
Аппалачи, горы 166, 207, 252
Аризона, штат 175, 215, 241
Арканзас, штат 224, 232, 233, 235, 251
Арран, остров 61
Асуан 168
Атлантическая щелочная мегапровинция 40
Атлантический океан 41, 180, 197, 209
Ашаффенбург 242
Бавария, земля 242
Баден-Вюртемберг, земля 249
Банк, полуостров 158
Барстоу 202
Бачелор-Лейк 252
Бентон-Рейндж 68
Берген 257
Береговые хребты 124
Бирунга, провинция 207, 208
Бишоп 186, 279
Блафф, плутон 137
Блу-Маунтинс 234
Блу-Ридж, батолит 180
Блэк-Бьютт 152
Бодмин-Мур 173
Боундери-Бьютт 68
Браннер, озеро 181
Брест 240
Бретань, историческая область 173, 194, 240
Британская Колумбия, провинция 81, 161, 166, 188, 254
Буфумбира, провинция 213, 215, 249
Бушвага 249
Бушвелдский комплекс 32, 41, 127, 140, 143, 145, 161, 252, 257
Бэрпо, горы 230
Бэрпо-Маунтинс 228
Вайоминг, штат 208, 215, 216, 265, 267
Вашингтон, штат 15, 73
Везувий, вулкан 28, 32, 212—214, 222, 235, 274
Вейсельберг 73

- Вейльбург 124
 Великая Дайка 145
 Веллингтон 68
 Верхняя Гаронна, департамент 254
 Весселна 242
 Виктория, штат 177; 178
 Виргиния, штат 180
 Вогезы, горы 71
 Вознесения, остров 159, 172, 197
 Восточно-Африканские рифты 40, 208
 Восточный рифт Кении 207
 — — Эфиопии 214
 Вулф-Рок 228
- Гавайи, остров 72, 126, 272
 Гавайские острова 32, 35, 39, 70, 109, 116, 120, 121, 126, 207, 211, 281
 Галапагос, острова 126
 Ганнисон, округ 223
 Гарабал-Хилл, комплекс 146
 Гарибалди 81
 Гарцбург 254
 Гвинейский залив 212
 Гебридская провинция 32, 42, 108, 117, 118, 120, 128, 139—141
 Гебридские острова 258
 Гейер 184
 Гилфорд, массив 136
 Глейморген 146
 Глен-Мор, дайка 130
 Гондвана 41
 Гонолулу 265—267
 Грейнс-Гилл 184
 Гренвилл, провинция 128, 142, 251, 252
 Гренландия 37, 41, 127, 128, 142, 231, 234
- Дайана, комплекс 169
 Дан, гора 254—256
 Дан-Маунтин, комплекс 146
 Дартмур, массив 173, 178
 Декан, плоскогорье 104, 110
- Джерси, остров 173
 Долина Десяти Тысяч Дымов 31
 Дракенфельз 157
 Дрезден 168, 179
 Дулут, комплекс 128
 Дуппау 219
 Дьюдин, провинция 120, 210
- Жакупиранга 225, 250**
- Западная Австралия, штат 180, 215, 216, 218, 261
 Западная рифтовая провинция 213
 Зибенгебирге 152, 157
- Идзу, островная дуга 110**
 Илмауссак, массив 231, 234
 Инчколм 219
 Исландия 39, 110, 113, 123, 198, 283
 Итальянские Альпы, горы 253
- Йеллоустонская провинция 36, 42**
 Йеллоустонский парк 202
 Имир 166
 Йосемитский парк 172, 186, 189
- Кадьё, остров 247, 248**
 Кайзерштуль, комплекс 213, 214
 Какануи 266
 Калифорния, штат 31, 32, 61, 68, 70, 81, 107, 124, 136, 144, 152, 155, 157, 172, 181, 182, 185, 186, 189, 200—203, 250, 260, 274, 279
 Кальтес-Таль 254
 Камберленд, графство 184
 Камптон-Фолс 243, 244
 Канарские острова 166
 Капо-ди-Бове 216
 Карризо-Маунтин, лакколит 175
 Карру, провинция 41, 110, 115
 Каскадные горы 33, 81, 201
 Касл-Тауэрс, батолит 161, 188

- Кастелло-ди-Исчия 73
Катедрал-Пик, массив 172, 182
Кауаи, остров 70, 109, 121
Квебек, провинция 71, 142, 143, 247, 251, 252
Кения, гора 227
Кентукки, штат 254
Килауэа, вулкан 72, 109, 113, 272—274
Кимберли 215, 217, 251
Клаймакс 202
Клаудс-Крик, плутон 182
Клир-Лейк 200
Колорадо, штат 31, 154, 155, 179, 202, 223, 236, 240, 242, 250, 267
Колумбия-Ривер, провинция 110
Кольский полуостров 224, 225, 231, 234
Коннектикут, штат 107
Конузэй, массив 178, 186
Коолау, вулкан 267
— серия 109
Копко-Дам 107
Корат, вулкан 214
Корейский полуостров 117
Корнуолл, полуостров 173, 175, 178, 184, 228
Кортленд, комплекс 137
Красное море 41
Крейзи-Маунтинс 224, 236
Крейтер, озеро 272
Крейтер-Лейк, вулкан 33, 34
— провинция 33, 38, 152, 202, 280, 281
Кроуснест, озеро 228
Кудару, горы 180
Куилли, массив 140, 141, 258
Куинси, массив 179, 180
Кухшнаппер 260
- Лаахер-Зе 211
Лабрадор, полуостров 142
Ла-Манш, пролив 193
Ламарк, массив 187
Лассен 81
- Лассен-Пик, купол 200, 201
Лейцит-Хилс 208, 215—217
Лид 228
Липари, остров 279
Литчфилд 232, 234
Лопеви, вулкан 111
Лох-Ассинг 235
Лох-О, массив 194
Лугар, силл 220, 222, 257, 258
Лунные Кратеры 107
- Магнет-Ков 224, 236
Мадагаскар, остров 166
Мадрас, штат 180
Малл, остров 108, 130
Манагуа 274
Манапури, озеро 187, 192, 193
Маркливилл 81
Массачусетс, штат 179, 180, 222
Мауи, остров 120
Мауна-Лоа, вулкан 109
Маунтин-Пасс, месторождение 250
Маунт-Мазам, вулкан 272, 280
Маунт-Теймелпейс 124
Маунт-Шаства 152
Медисин-Лейк 70, 200
— нагорья 109
Мейсен 61
Микено, вулкан 212, 215
Миннесота, штат 107, 128, 139
Моно, округ 68
Мон-Пеле, вулкан 275
Монтана, штат 41, 42, 127, 137, 142, 167, 224, 225, 228, 230, 236, 252, 258
Монте-Сомма 222, 274
Монцони 164
Мороту, провинция 220
Мурсия 230
Мэн, штат 179, 232, 234
Мюльерцен 229
- Навахо, провинция 215, 241
Нагахамма 211
Нанавейл, залив 113

- Неаполь 213
 Невада, штат 68, 164
 Нижнерейнский грабен 116
 Нижний Рейн 208
 Новая Англия 166
 — Британия, остров 111
 — Гвинея, остров 111
 — Зеландия 117, 120, 122, 127, 137, 146, 157, 158, 181, 187, 192, 193, 208, 210, 223, 226, 245, 252, 254, 256, 266, 281
 — Каледония, остров 252
 Новые Гебриды, острова 111
 Новый Южный Уэльс, штат 208
 Нортамберленд, графство 72
 Нью-Гэмпшир, штат 136, 178, 186, 233, 243, 244
 Нью-Джерси, штат 114, 115
 Нью-Йорк, штат 128, 137, 142, 169
 Нью-Мексико, штат 215, 241
 Нью-Хейвен 107, 115
- О**
 Омару 122, 281
 Оаху, остров 109, 265, 281
 Оденвальд 70
 Окленд 117, 118, 127, 260
 Олдерни, остров 193
 Олдонньо-Ленгаи, вулкан 250
 Онтарио, провинция 137, 138, 146, 225, 234—236, 261
 Орегон, штат 34, 152, 176, 202, 272, 280, 281
 Оровилл 157
 Осло, провинция 135, 155, 156, 165—167, 180, 233
 Отаго, округ 157, 208, 210, 223, 226, 230
- П**
 Пайкс-Пик, массив 179
 Пайн-Нат, хребет 164
 Пала 189
 Палисейдс, силл 115
 Парана, провинция 41
- Парикутин, вулкан 107, 150, 151, 153, 274
 Пасхи, остров 159, 197
 Педрегаль 72
 Пиджен-Пойнт 107, 139
 Пиренеи, горы 146
 Плауэн 168, 179
 Порт-Сигнит 168
 Посос-де-Калдас, комплекс 233
 Принсипи, остров 212
 Проспект, интрузив 220
 Пулхели 107
 Пухбах-Лейк 236
- Р**
 Рам, остров 139, 141, 258, 262
 Раунд-Валли-Пик, массив 187
 Ред-Хилл 233
 Рейкьянес, полуостров 112, 113
 — хребет 123
 Рейн, река 213
 Рейнир, гора 73
 Рейнский грабен 207, 214, 226
 Реюньон, остров 166
 Риден 217
 Рим 213
 Римская провинция 32, 208, 213, 215
 Рио-де-Жанейро 180, 196
 Род-Айленд, штат 138
 Розенау 157
 Рокамонфина 214
 Рок-Меса 201
 Роколл, остров 172, 180
 Рокпорт 179
 Ронгшток 219
 Роскопф 71
 Рудные горы 184
- С**
 Садбери, интрузив 137, 138
 Сайдуиндер-Маунтин 202
 Саксония, историческая область 61, 130, 179, 260
 Сан-Габриель, массив 144
 Сан-Маркос, комплекс 136

- Сан-Паулу, скалы 253, 257, 268
Санта-Мария, вулкан 272
Санта-Роза 203
Сантьяго 124
Сан-Хуан, провинция 31, 42, 154, 155
Святой Елены, остров 159, 226
Северная Атлантика 172
— Каролина, штат 146
Северо-Атлантический кратон 42
Сейлем, нект 222
Секвойя-Пойнт 260
Сент-Остелл, массив 173, 184
Серра-де-Тингуа 229
Серра-ди-Моншики, горы 232, 244
Сибирская платформа 251
Сидней 220
Силаор 166
Скай, остров 121, 128, 140, 141, 202, 258
Скалистые горы 42
Скергаардский интрузив 36, 37, 41, 127, 139, 140, 143, 161, 183
Солт-Лейк 266
Сомма, вулкан 32
Спаниш-Пикс 236, 240, 242
Спигел Ривер 249
Срединно-Атлантический хребет 32, 40, 41, 110, 159, 253, 257, 268
Стилуотерский комплекс 41, 127, 137, 141, 142, 252, 258
Стокгольм 161
Сьерра-Невада, батолит 32, 155, 181, 182, 185—187, 195
— горы 81, 260
Таити, остров 207, 212, 226, 243
Таласеа, вулкан 111
Тасмания, остров 168
Таупо, зона 117
Тенерифе, остров 226
Терлингва — Солитарно, район 235
Тертл, горы 61
Техас, штат 157, 235
Тингмули, вулкан 110
Тироль, земля 164, 187
Тихий океан 110, 111, 148, 159, 197
Тихоокеанская мегапровинция 40
Тонга, острова 111
Торо — Анколе, вулканическое поле 208, 211, 215, 248, 250
Тринидад, остров 207
Три-Систерс 201
Тристан-да-Кунья, острова 159, 207—209
Труджило-Каньон 240
Туоламни-Каньон 189
Уайт-Маунтин, серия 166
Уолсен, дайка 240
Урал, горы 146, 252, 253
Уэльс, полуостров 107
Уэстморленд, графство 164, 181
Уэст-Рок 107, 115
Фен 251
Ферианду-ди-Норонья, остров 207
Фольперсдорф 130
Форест-Хилл 260
Фрейбург 214
Фронтена, округ 143
Фуэртевентура, остров 166
Хааст, сланцы 245
Хайвуд, горы 230
Хайвуд-Маунтинс 225, 228, 258
Хаконе, вулкан 31, 154
Халеакала, вулкан 120
Хантли 137
Хаф-Дом, массив 182
Хибинский комплекс 231
Хоп 254
Хот-Спрингс 232, 233
Хохбол 249
Хуалалаи, вулкан 126
Циркумтихоокеанский пояс 151, 252

Чехия 219, 229, 242, 244

Шап, массив 181

Шап-Фелл 164

Шаста-Валли 274

Шиант, остров 118

Шонкин-Саг, массив 42, 167, 236

Шотландия 32, 42, 61, 117, 118, 121,
130, 137—139, 141, 146, 181, 194,
219, 220, 222, 223, 235, 257, 258

Шошони 203

Штенцельберг 152

Эйлса-Крейг 181

Эйфель 217

Эйфельская провинция 208, 211,
213, 230

Эллиотт, округ 254

Эршир 220

Этш, река 274

Южная Атлантика 159

— Дакота, штат 228

— Каролина, штат 182

Южно-Калифорнийский батолит 36,
128

Южный остров 122

Юнион-Бей 256

Юньнань, провинция 175

Юта, штат 68

Яванская островная дуга 148

Якима, базальты 110

Японские острова 117, 148

Оглавление

От редакции	5
Предисловие	7

Часть первая

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Глава 1. Магма и кристаллизация магматических расплавов	11
Глава 2. Характерные особенности и классификация магматических горных пород	44
Глава 3. Бесфельдшпатоидные основные породы	103
Глава 4. Насыщенные кремнеземом средние породы	148
Глава 5. Кислые породы	170
Глава 6. Основные и ультраосновные фельдшпатоидные мафические породы	205
Глава 7. Основные и средние фельдшпатоидные фельзические породы	226
Глава 8. Лампрофиры и ультраосновные породы предельного состава	238
Глава 9. Пирокластические породы	271
Предметный указатель	286
Указатель географических названий	295

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Хауэл Вильямс, Френсис Дж. Тернер, Чарлз М. Гилберт

ПЕТРОГРАФИЯ

Т. 1

Научный редактор В. И. Чернышева
Младший научный редактор Т. С. Егорова
Художник В. С. Карпов
Художественный редактор А. Я. Мусни
Технический редактор Л. П. Ермакова
Корректор А. Я. Шехтер

ИБ № 5003

Сдано в набор 18.04.84. Подписано к печати 03.10.84. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага типогр. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая.
Объем 9,50 бум. л. Усл. печ. л. 19,00. Усл. кр.-отт. 19,00. Уч.-изд. л. 19,71.
Изд. № 5/3273. Тираж 3.600 экз. Зак. 62. Цена 3 р. 30 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., 2.

Московская типография № 11 Союзполиграфпрома при Государственном
комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговле.
Москва, 113105, Нагатинская ул., д. 1.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

выпускает в 1985 г.

Циклическая и событийная седиментация. Под ред.
Г. ЭЙНЗЕЛЕ и А. ЗЕЙЛАХЕРА. *Пер. с англ.*

Коллективная монография, посвященная природе цикличности осадконакопления, лежащей в основе генетического, палеоэкологического и формационного анализов. Используя различные современные методы исследования и оригинальные идеи, авторы всесторонне характеризуют состав и строение отложений, выявляют часто скрытую цикличность и дают ей генетическую интерпретацию. Детальность, глубина изучения проблемы, большое количество прекрасных иллюстраций делают книгу полезным и необходимым пособием для широкого круга геологов, особенно литологов, палеонтологов, нефтяников, геохимиков.

35 л., 5 р. 50 к.

3р. 30 к.

4449

100
—
2